



UNIVERSITE DE PROVENCE
Laboratoire de Géologie des Systèmes Carbonatés
FRE - CNRS 2761
Ecole Doctorale : Sciences de l'environnement

THESE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Provence

Spécialité : Sédimentologie

par

Philippe LEONIDE

**REPONSES DES PLATES-FORMES CARBONATEES
AUX CHANGEMENTS PALEO-OCEANOGRAPHIQUES,
PALEO-CLIMATIQUES ET TECTONIQUES**

**LE BASSIN SUD-PROVENÇAL
AU JURASSIQUE INFERIEUR A MOYEN**

Directeur de Thèse : Marc Floquet
Co-directeur : Loïc Villier

THESE EN VUE D'ETRE SOUTENUE le Mercredi 11 Avril 2007 devant le Jury composé de :

Pr. François BAUDIN - Université de Paris VI - Professeur, Rapporteur
Pr. Jean BORGOMANO - Université de Provence - Professeur, Examineur
Dr. Christophe DURLET - Université de Bourgogne - Maître de Conférences, Examineur
Pr. Marc FLOQUET - Université de Provence - Professeur
Dr. Catherine JAVAUX - TOTAL - Chef Service Sédimentologie Carbonates, Invitée
Dr. Bernard PITTET - Université de Lyon I - Maître de Conférences, Rapporteur
Pr. John REIJMER - Université d'Amsterdam - Professeur, Invité
Dr. Loïc VILLIER - Université de Provence - Maître de Conférences

Remerciements

2003... 2007, trois ans et quelques mois plus tard, après trois marteaux perdus dans les collines Varoises, des ammonites glacées ramassées à Thouars, le forage d'un « porc-épic » en Mer d'Irlande, quelques semaines en « salle blanche » à Lyon et de longues soirées bercées au doux bruit de la « cathodo » à Dijon..., il est temps de finaliser ce travail.

Cette Thèse est le fruit de trois ans de recherche qui s'appuie sur les thèmes du Laboratoire de Géologie des Systèmes Carbonatés et qui s'intègre dans le Programme Eclipse II du CNRS.

Ce travail n'aurait pu voir le jour sans la collaboration et la rencontre de nombreuses personnes à qui je tenais à exprimer toute ma reconnaissance.

En premier lieu, je tiens à exprimer sincèrement toute ma gratitude à **Marc Floquet**, sans qui ce travail n'aurait pu se réaliser. Depuis 2001 et les premiers travaux qu'il m'a proposés et dirigés, il m'a toujours fait confiance et guidé dans mes choix. Je le remercie tout particulièrement pour tout ce qu'il m'a appris, notamment pour sa rigueur, son enthousiasme constant pour le travail de terrain, ses critiques toujours constructives et tout simplement pour sa passion pour la géologie sédimentaire qu'il a su me transmettre. Cela a été un réel bonheur de travailler avec lui ces six dernières années, du Jurassique à l'Éocène en passant par le Crétacé supérieur... Encore merci pour tout.

Et puis en 2003, un certain **Loïc Villier** est arrivé à Marseille.... Co-Encadrant (lire : Co-directeur) de cette Thèse, je ne sais comment le remercier d'avoir « veillé sur moi » et de s'être autant impliqué dans ce travail durant ces trois années. Je le remercie pour sa « vision » sur la géologie, ses conseils toujours pertinents et pour m'avoir fait découvrir sa Charente natale et pas seulement d'un point de vue géologique !!! Je n'ai pas tout à fait atteint le but que je m'étais fixé, il y a trois ans : réussir à le faire grimper une voie d'escalade de plus de 15 mètres de hauteur... Mais je ne désespère pas, au printemps direction les Gorges du Verdon.... Merci pour ton amitié.

Je tiens à remercier **François Baudin** d'avoir accepté d'être rapporteur de ce manuscrit et d'avoir réalisé les analyses de la matière organique. Merci pour ses précieux conseils sur les interprétations du signal « organique ».

Je remercie particulièrement **Bernard Pittet** d'avoir accepté d'être rapporteur de ce travail. C'est un honneur pour moi qu'il juge ce travail. Merci d'être venu visiter quelques affleurements provençaux, ainsi que pour l'aide apportée à ce projet dans le cadre du Programme Eclipse II, notamment pour m'avoir accueilli à l'Université de Lyon pour réaliser les analyses géochimiques.

J'adresse mes sincères remerciements à **Christophe Durlet** qui m'a fait découvrir et m'a donné goût au « monde merveilleux » de la diagenèse. Encore merci de m'avoir accueilli à Dijon et de m'avoir fait profiter de sa grande expérience sur les systèmes carbonatés.

J'adresse un sincère merci à **Jean Borgomano** qui s'est « battu » dès le début pour que ce projet se réalise. Merci pour sa confiance, pour le dynamisme apporté au Laboratoire, pour la proximité qu'il entretient avec notre groupe de doctorants et enfin, pour avoir accepté de faire partie de mon Jury de Thèse.

Je remercie **Catherine Javaux** pour l'intérêt qu'elle a porté à mon travail. Je suis honoré qu'elle ait bien voulu faire partie de mon Jury de Thèse et juger ce travail.

Je tiens à remercier **John Reijmer** d'avoir accepté de participer à ce Jury de Thèse et de m'avoir fait profiter de ses connaissances, lors de nos discussions, sur les interprétations « Sédimentologie versus Géochimie » dans les carbonates. « Bedankt » John !!!

Merci aussi à :

Pascal Neige et Francesco Macchioni qui ont déterminé les ammonites du Sinémurien à l'Aalénien récoltées en Provence, spécimens qui n'étaient pas toujours très bien conservés...Merci pour l'apport inestimable qu'une « date » peut fournir pour un tel travail.

Yves Alméras pour l'aide primordiale apportée à ce travail en déterminant les nombreux brachiopodes de la série Provençale. Merci pour son unique savoir faire, indispensable pour « nous sédimentologues ».

Christophe Lécuyer, qui m'a accueilli à de nombreuses reprises dans son Laboratoire à Lyon. Je tiens lui exprimer toute ma reconnaissance pour la confiance qu'il m'a accordée en me permettant d'effectuer les analyses géochimiques.

Emmanuella Mattioli, pour l'intérêt porté à ce travail notamment lors de sa venue sur les coupes de Basse-Provence et de la région de Digne.

Wolfgang Kiessling, qui est venu sur le terrain dans des conditions climatiques « pas vraiment de chez nous » et qui a étudié et déterminé les coraux.

François Martineau, pour son aide et le temps passé à réaliser le traitement des analyses géochimiques.

Gilbert Camoin, qui m'a permis d'intégrer le Programme IODP « Porcupine Drilling ».

Jean Philip, qui m'a initié à la géologie durant mes premières années passées à l'Université de Provence. Je tenais à lui exprimer toute ma gratitude de m'avoir enseigné ses grandes connaissances sur la géologie Provençale.

Georges Kouyoumouzakis, qui a été le premier à m'initier à la géologie de terrain en Provence.

Claude Redondo, pour son aide lors de l'analyse des argiles et pour sa gentillesse.

Lionel Marié, qui a réalisé toutes les lames minces de ce travail.

Aux membres du Laboratoire de Géologie des Systèmes Carbonatés, **Véronique Chazottes, Gilles Conesa et Anne Ribaud** pour leur aide lors de mes débuts de monitorat et leur investissement dans l'enseignement ; **François Demory, Juliette Lamarche, Jean-Pierre Masse et Lucien Montaggioni**, pour les nombreuses discussions partagées ; enfin **Sophie Viseur** pour sa bonne humeur et surtout parce qu'elle trouve mes illustrations « trop belles !!! ».

Merci à **Jocelyne Turiello**, pour sa gentillesse et son aide dans toutes les démarches administratives.

Je tiens à remercier aussi tous les doctorants de l'Université de Lyon, notamment **Éric** qui m'a donné un toit pour vivre durant mes séjours à Lyon, **Romain** et **Marie-Anne** qui ont passé pas mal de temps à encadrer mes manips de géochimie.

Merci au « Jurassique doctorants » : **Aurélien, Raphaël et Youri**.

Ces années n'auraient pas été les mêmes sans l'ambiance de notre petit groupe de Doctorants. Merci à **Julien** et **Rémy** pour leurs goûts musicaux si particuliers qui égaillaient nos matinées...à **Stephan** et **Grégoire**, les « anciens » et à **Cédric** et **Gaëlle**, les nouveaux venus.

Je voulais adresser un mot particulier à mes trois compères du pop-up : **François Fournier** (lou prézident), pour son adoration des bélemnites ; **J. Hennuy** (Lou Bazalpin), avec qui j'ai découvert les terrains Provençaux et avec qui j'ai partagé mon bureau en début de thèse ; **Jâmes** (Lou Gari), qui m'a supporté pendant trois ans dans ce bureau (ou plutôt dans cette cafétéria tellement la cafetière a tourné...). Merci aussi à Gustave de Kerven d'avoir relu le manuscrit.

Enfin, je voulais remercier tous mes amis de Toulon et d'ailleurs : **Seb, Thib, Roms, Ptit Jé, Ben, Candis, Guillaume, Laurence**, la famille **Pétronin** et tous ceux que j'oublie....

Mes derniers remerciements seront pour ma Famille, **Sophie, Christophe, Stef, Jérôme, Julien, Léa, Maho & Emma**...Notre complicité pendant toutes ces années a été vraiment importante pour moi.

Mes **Parents** ont toujours respecté mes choix, m'ont fait confiance et m'ont soutenu durant toutes ces années d'études.

Enfin, ma dernière pensée va à **Anne-sophie**, qui partage ma vie et qui m'a toujours soutenu et encouragé dans mon travail. Merci d'avoir toujours respecté ma passion pour la géologie. Cette thèse est une nouvelle étape dans notre vie, dans quelques mois il y en aura une autre qui occupera nos nuits (Fig. 0)...



Fig. 0 : J moins 4 mois ; vue en sismique haute résolution de La Formation d'Anne-Sophie & Philippe sensu stricto. Noter le contour du front caractéristique de Leonide sp.

à mes Parents,

à Anne-Sophie.

SOMMAIRE

Résumé - <i>Abstract</i>	1
- Partie 1 - Introduction	3
1.1- Problématique, organisation et contexte général de la Thèse	6
1.2- Objet d'étude	14
1.3- Objectifs et méthodes d'étude	20
- Partie 2 - Stratigraphie et sédimentologie	29
<i>Chapitre I Lithostratigraphie</i>	<i>31</i>
2.I.1- Formation Dolomitique de Saint-Pons / Hettangien-Sinemurien pro parte	34
2.I.2- Formation des Calcaires Roux à Chailles / Sinémurien supérieur - Bajocien inférieur	36
2.I.3- Formation des Alternances Marno-Calcaires à <i>Zoophycos</i> / Bajocien inférieur - Bathonien	41
<i>Chapitre II Biostratigraphie du Jurassique inférieur et moyen</i>	<i>43</i>
2.II.1- Associations fauniques et découpage biozonal	44
2.II.2- Corrélations biostratigraphiques	60
<i>Chapitre III Sédimentologie : faciès, milieux de dépôt et séquences de dépôt</i>	<i>67</i>
2.III.1- Faciès sédimentaires, association de faciès et milieux de dépôt	71
2.III.2- Séquences de dépôt	104
BILAN	127
- Partie 3 - Étude détaillée des discontinuités et de leur signification	129
<i>Chapitre I Expression du Rifting tethysien au passage Sinémurien supérieur - Pliensbachien dans le Bassin Sud-Provençal</i>	<i>133</i>
3.I.1- Introduction	134
3.I.2- Analyse des discontinuités d'âge Sinémurien / Pliensbachien en Basse-Provence	136
3.I.3- Discussion	162
3.I.4- Les points clefs	178

<i>Chapitre II Enregistrement de la « crise » des plates-formes carbonatées au Toarcien inférieur dans le Bassin Sud-Provençal</i>	179
3.II.1- Introduction	181
3.II.2- Analyse de la discontinuité d'âge Pliensbachien / Toarcien en Basse-Provence	182
3.II.3- La discontinuité d'âge Pliensbachien / Toarcien dans la série du Bassin Dauphinois	216
3.II.4- Discussion	232
3.II.5- Les points clefs	252
 <i>Chapitre III Le passage Aalénien - Bajocien : disparition de la plate-forme carbonatée</i>	 255
3.III.1- Introduction	256
3.III.2- La discontinuité intra-aalénienne (D4) en Basse-Provence	257
3.III.3- Signification des <i>mud-mounds</i> d'âge Aalénien dans la séquence aaléno-bathonienne	265
3.III.4- La discontinuité intra-bajocienne (D5) en Basse-Provence	268
3.III.5- Évolution des isotopes $\delta^{13}\text{C}$ / $\delta^{18}\text{O}$ dans SD A-B	271
3.III.6- Discussion	276
3.III.7- Les points clefs	288
 - Partie 4 - Conclusions générales	 289
 <i>Références Bibliographiques</i>	 299
 <i>Annexe A : Article in press pour publication dans Basin Research</i>	 319
 <i>Annexe B : Atlas des coupes</i>	 349
 <i>Annexe C : Données géochimiques</i>	 395

RESUME

Le développement des plates-formes carbonatées est ponctué par des « crises » de la production carbonatée, visibles à travers leur réduction spatiale, la modification de leurs assemblages biologiques, la préservation de matière organique. Ces « crises » résultent de changements tectoniques, climatiques et océanographiques d'ampleur locale à globale.

Cette Thèse porte sur la série carbonatée d'âge Sinémurien supérieur à Bajocien inférieur du Bassin Sud-Provençal qui, dans l'étude des « crises » de la production carbonatée et des facteurs forçant ces perturbations, est un objet d'étude très favorable. Elle est caractéristique de milieux marins ouverts, le plus souvent d'*offshore* et de *shoreface* à faibles taux de sédimentation. Les faciès et les milieux de dépôt varient rapidement dans l'espace et dans le temps. Leurs organisations sont liées à une structuration complexe du bassin.

L'étude intégrée, sédimentologique, biostratigraphique, diagénétique et géochimique de 15 coupes montre que la série s'organise en quatre séquences de dépôt enregistrant une évolution complexe et ponctuée par des discontinuités sédimentaires majeures. L'étude détaillée de ces discontinuités et leur comparaison avec des discontinuités de même âge dans d'autres bassins de la Téthys Ouest-Européenne permet de discriminer la valeur locale, régionale ou globale des moteurs qui déterminent le fonctionnement du Bassin Sud-Provençal.

Les deux premières séquences d'âge Sinémurien supérieur à Pliensbachien et d'âge Pliensbachien moyen à Pliensbachien supérieur enregistrent la mise en place, par étapes successives, d'une plate-forme carbonatée externe, caractérisée par des environnements de dépôt peu productifs et structurés tectoniquement en blocs basculés, par réactivation d'un réseau de failles orientées N90-N110 et N10-N30. Le moteur tectonique, dominant sur l'architecture sédimentaire du Bassin Sud-Provençal à cette période, génère des conditions océanographiques défavorables à la production carbonatée (eutrophisations), bien enregistrées par les deux premières discontinuités.

La troisième séquence d'âge Toarcien inférieur à Aalénien moyen est marquée par une érosion de la plate-forme antérieure et par l'ennoiement du Bassin Sud-Provençal au début du Toarcien. Cet ennoiement est suivi par une anoxie correspondant à l'« Événement Océanique Anoxique Toarcien » T-OAE, événement majeur à l'échelle de la Téthys qui résulterait d'un changement climatique et océanographique d'échelle générale. Dans le Bassin Sud-Provençal, cet événement est couplé à un effondrement tectonique différentiel, qui maintient des conditions anoxiques néfastes pour la production carbonatée, qui ne reprend qu'au Toarcien moyen de façon limitée.

Enfin, la dernière séquence d'âge Aalénien supérieur à Bathonien moyen enregistre : un ennoiement du Bassin Sud-Provençal, par étapes successives, ponctuées de deux discontinuités et de la mise en place de *mud-mounds* à spongiaires. Cette dernière « crise » de la production carbonatée est contrôlée par l'interaction de facteurs globaux (perturbations du cycle du carbone), océanographiques régionaux (océanisation du domaine Liguro-Piemontais) et locaux (approfondissement par affaissement tectonique général) qui entraîne la disparition totale de la production carbonatée dans le Bassin Sud-Provençal.

Mots-clefs : Carbonates, Jurassique, Discontinuités, Stratigraphie séquentielle, Sédimentologie, Diagenèse, Géochimie, Paléo-océanographie, Paléoclimatologie, Tectonique, Provence, SE France.

ABSTRACT

“Crises” in carbonate production affect carbonate platform development in their spatial distribution, changes in biotic assemblages and organic matter preservation. These “crises” are related to local and global tectonic, climatic and oceanographic changes.

The research presented in this Thesis focuses on the early to mid Jurassic carbonate succession of the Southern Provence Basin, which is one of the best case study to evaluate the effects of the different driving factors that ruled the crisis in carbonate production for this time period. These sediments were in shoreface to lower offshore open marine environments and correspond to low sedimentation rates.

The work presented is based on the detailed analysis of 15 successions using sedimentologic and biostratigraphic analysis (based on ammonites and brachiopods), sequence stratigraphic interpretations, and diagenetic - and geochemical analysis. The temporal and spatial facies distribution within the successions studied shows four key stratigraphic surfaces which separate four main depositional sequences (probably of second-order). The entire succession records a complex evolution of the basin and the basin-wide correlatable surfaces could be compared with analogue unconformities in other Western Tethyan basins which allowed us to evaluate the local, regional or global effects that determine the evolution of the Southern Provence Basin.

The first and second sequences, of late Sinemurian to Pliensbachian age, record the evolution of a carbonate platform in an outer setting characterized by low carbonate production. The sedimentary environment is influenced by the reactivation of extensional faults (orientated 070-090 / 250-270). The tectonic processes affected the carbonate platform while changing the oceanographic conditions resulted in eutrophication of the basin. The first and second unconformities register this transition very precisely.

The third sequence, of early Toarcian to middle Aalenian age, records the erosion and a first drowning of the existing carbonate platform. This drowning is followed by anoxic conditions corresponding to the Toarcian Oceanic Anoxic Event (T-OAE). This event results from climatic and oceanographic changes at global scale. The interaction of tectonic rifting and of the climatic event lead to episodic anoxic conditions in the Southern Provence Basin until the carbonate production recovered during middle Toarcian times.

The last sequence, of late Aalenian to middle Bathonian age, records a final drowning of the carbonate platform in the Southern Provence Basin. The base of this sequence is characterized by the development of sponge mud-mounds. This last carbonate production “crisis” is controlled by the interaction of global factors (carbon cycle perturbation), regional oceanographic changes (development of the Liguro-Piemontais Ocean) and local tectonic effects (drowning by general subsidence/tectonic downwarping). This last sequence of events results in the termination of carbonate production in the Southern Provence Basin (SE France).

Key-words: Carbonates, Jurassic, Unconformities, Sequence Stratigraphy, Sedimentology, Diagenesis, Geochemistry, Palaeo-oceanography, Palaeoclimatology, Tectonics, Provence, SE France.

- PARTIE 1 -

Introduction

Introduction

<u>1.1- Problématique, organisation et contexte général de la Thèse</u>	6
1.1.1- Problématique et organisation	6
1.1.2- Contexte général	11
<u>1.2- Objet d'étude : La série d'âge Jurassique inférieur et moyen pro parte en Basse-Provence</u>	14
1.2.1- Cadre paléogéographique et structural	14
1.2.1.1- Paléogéographie	14
1.2.1.2- Structure	15
1.2.2- Localisation des principaux affleurements	17
1.2.3- Etat des lieux / Travaux antérieurs	18
<u>1.3- Objectifs et méthodes d'étude</u>	20
1.3.1- Objectifs	20
1.3.2- Méthodes d'étude	20
1.3.2.1- Stratigraphie, sédimentologie	20
1.3.2.2- Diagenèse	22
1.3.2.3- Biostratigraphie	22
1.3.2.4- Géochimie	25

Introduction

1.1- Problématique générale, organisation et contexte général de la Thèse

1.1.1- Problématique et organisation

L'analyse des relations entre les perturbations des environnements et des écosystèmes est un enjeu majeur pour la compréhension de l'histoire et de l'évolution de notre planète. Dans ce cadre, les plates-formes carbonatées sont des objets géologiques particulièrement intéressants. En effet, la sédimentation sur ces plates-formes est un reflet du développement, de l'évolution et de la disparition des écosystèmes.

L'accumulation de sédiments carbonatés est un phénomène complexe qui résulte de l'interaction d'une multitude de paramètres (Smith, 1994; Bailey, 1998). Les facteurs les plus importants contrôlant la production, l'accumulation et la préservation dans la sédimentation carbonatée sont, selon Read (1985), Tucker (1985) et Reading & Levell (1996) :

- 1) l'accommodation, résultant du couplage de la tectonique et de l'eustatisme ;
- 2) les mouvements tectoniques différentiels, contraignant en partie la morphologie des plates-formes et le partitionnement des aires de sédimentation ;
- 3) les variations du niveau marin, modifiant les modalités de circulations des eaux dans un bassin ;
- 4) les conditions environnementales (incluant la température, la profondeur, la salinité, la composition chimique et la limpidité des eaux, et les apports en nutriments) qui influent sur la productivité des écosystèmes à organismes générateur de carbonates ;
- 5) les conditions climatiques, comme la pluviosité qui influence les apports en sédiments terrigènes ;
- 6) l'hydrodynamisme (vagues et courants) responsable du transport de sédiments ;
- 7) l'activité volcanique pouvant perturber le cycle du CO₂ et ainsi, changer le potentiel de précipitation des carbonates.

Individuellement, chacun de ces facteurs peut perturber le fonctionnement des systèmes sédimentaires carbonatés. L'effet de chaque facteur s'exprime à des échelles variées, à des fréquences et des magnitudes très différentes. Pour bien comprendre la réponse des plates-formes carbonatées à chacun de ces facteurs et distinguer les processus globaux, régionaux ou locaux contrôlant leurs évolutions, il est nécessaire d'appliquer différentes

approches méthodologiques permettant de bien contraindre l'effet, à toutes les échelles de temps et d'espace, de chaque facteur sur l'évolution d'un système sédimentaire carbonaté.

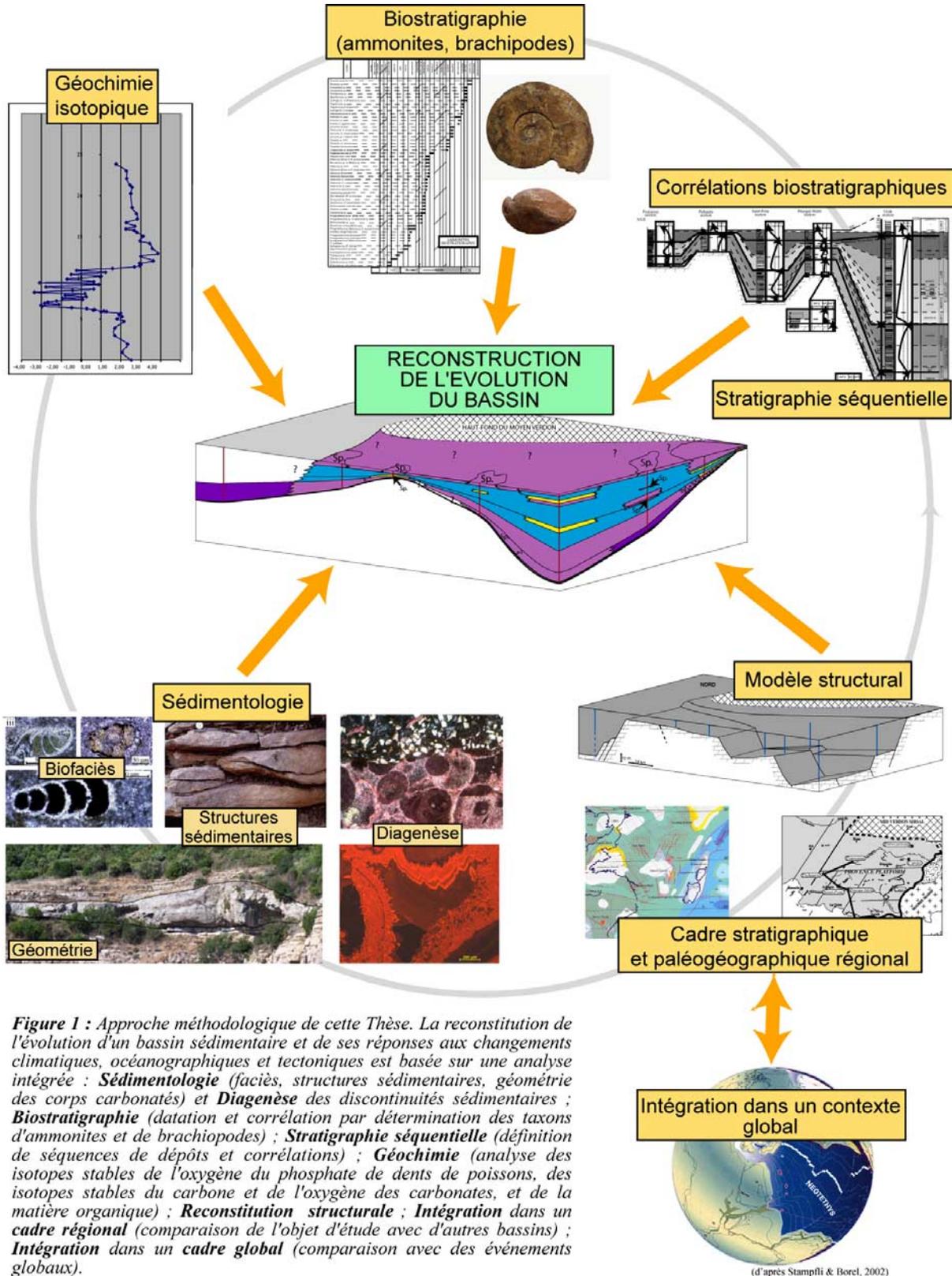


Figure 1 : Approche méthodologique de cette Thèse. La reconstitution de l'évolution d'un bassin sédimentaire et de ses réponses aux changements climatiques, océanographiques et tectoniques est basée sur une analyse intégrée : **Sédimentologie** (faciès, structures sédimentaires, géométrie des corps carbonatés) et **Diagenèse** des discontinuités sédimentaires ; **Biostratigraphie** (datation et corrélation par détermination des taxons d'ammonites et de brachiopodes) ; **Stratigraphie séquentielle** (définition de séquences de dépôts et corrélations) ; **Géochimie** (analyse des isotopes stables de l'oxygène du phosphate de dents de poissons, des isotopes stables du carbone et de l'oxygène des carbonates, et de la matière organique) ; **Reconstitution structurale** ; **Intégration dans un cadre régional** (comparaison de l'objet d'étude avec d'autres bassins) ; **Intégration dans un cadre global** (comparaison avec des événements globaux).

L'histoire sédimentaire des systèmes carbonatés du Mésozoïque est ponctuée de « crises » où la production d'origine biologique se réduit drastiquement et où les réponses des plates-formes carbonatées, très sensibles, sont complexes et variables. Ces « crises » correspondent souvent à des changements de systèmes sédimentaires, des périodes d'accumulation accrue de matière organique (Jenkyns, 1988), des perturbations du cycle du carbone (Jenkyns & Clayton, 1997 ; Hesselbo *et al.*, 2000), des changements climatiques, des épisodes de chute de la diversité de certains groupes fossiles ou bien des épisodes importants de diversification (Wignall, 2001 ; Macchioni, 2002 ; Wignall *et al.*, 2005).

Au Jurassique inférieur et moyen, un changement majeur de système sédimentaire a lieu sur la Marge Ouest-Téthysienne au passage Sinémurien-Pliensbachien, puis deux « crises » de la production carbonatée affectent l'enregistrement sédimentaire à une échelle plus générale : 1) au Toarcien inférieur lors de « l'Événement Anoxique Océanique Toarcien » T-OAE *sensu* Jenkyns (1988), et 2) au Bajocien inférieur (Bartolini & Cecca, 1999 ; Hesselbo *et al.*, 2003 ; O'Dogherty *et al.*, 2006). La « crise » du Toarcien inférieur, qui correspond à une perturbation majeure du cycle du carbone, est particulièrement étudiée pour la compréhension des changements climatiques globaux (notamment au sein du programme Eclipse II CNRS auquel cette Thèse contribue).

La problématique de cette Thèse est la suivante :

- *Quelles sont les différentes fonctions forçantes sur la dynamique des plates-formes carbonatées, particulièrement au moment de « crises » de la production carbonatée ?*

Pour répondre à cette problématique, il est obligatoire d'entreprendre une démarche intégrée permettant de contrôler au mieux, dans le temps et dans l'espace, les différents processus régissant l'évolution des plates-formes carbonatées. Pour cela, ont été appliquées à la série d'âge Jurassique inférieur et moyen de Basse-Provence (Fig. 1) les approches 1) sédimentologique permettant de caractériser les systèmes carbonatés d'un point de vue qualitatif et quantitatif ; 2) biostratigraphique livrant un contrôle sur le calendrier et la durée des processus ; 3) diagénétique précisant la genèse et l'enregistrement du signal sédimentaire ; et 4) géochimique permettant une discrimination des impacts environnementaux sur l'enregistrement sédimentaire.

De plus, afin d'évaluer la part locale, régionale ou globale des changements affectant les plates-formes carbonatées, il est nécessaire de replacer l'étude intégrée dans un cadre régional puis général, par comparaison avec d'autres bassins de même âge ; l'objectif final

étant de discriminer les différentes réponses des systèmes carbonatés à des perturbations majeures de la biosphère.

De ce point de vue, la série carbonatée du Bassin Sud-Provençal est un exemple tout à fait approprié pour suivre cette démarche intégrée :

1) il s'agit d'un système carbonaté se développant en continu de l'Hettangien au Bajocien inférieur, y compris au Toarcien inférieur, qui est généralement ailleurs, non ou très mal représenté par des carbonates ;

2) il offre une opportunité parfaite d'identifier différentes étapes d'évolution du bassin avec une série carbonatée qui livre un bon enregistrement des changements environnementaux mineurs ;

3) il livre un bon calage biostratigraphique, par ses marqueurs biostratigraphiques (ammonites et brachiopodes);

4) il fait partie de la Marge Ouest-Européenne dont les phases géodynamiques sont bien connues (de Graciansky *et al.*, 1998).

Cette démarche a conduit au plan de Thèse suivant :

*La **Partie 1** introductive, présente la problématique et le contexte général.*

*La **Partie 2** donne les détails des analyses stratigraphiques et sédimentologiques de la série d'âge Sinémurien supérieur à Bajocien inférieur du Bassin Sud-Provençal. Elle comprend 3 chapitres traitant : a) de la définition des unités lithostratigraphiques (Formations et Membres) ; b) de la biostratigraphie ; c) de l'analyse des faciès sédimentaires, des milieux de dépôt et des séquences de dépôt.*

*La **Partie 3** fournit l'analyse détaillée des discontinuités biosédimentaires majeures qui ponctuent la série d'âge Sinémurien supérieur à Bajocien inférieur du Bassin Sud-Provençal afin de traiter de leur signification géodynamique, paléoclimatique et paléo-océanographique à l'échelle du Bassin Sud-Provençal et de la Téthys Ouest-Européenne. Elle comprend 3 chapitres traitant : a) des deux discontinuités associées au Sinémurien et au Pliensbachien ; b) de la discontinuité au passage Pliensbachien-Toarcien et c) de celle du passage Aalénien - Bajocien.*

Dans chaque cas, l'analyse s'appuie sur 1) l'intégration des données sédimentologiques, biostratigraphiques, diagénétiques et géochimiques et 2) sur une comparaison avec les discontinuités de même âge dans d'autres bassins.

*Enfin, la dernière **Partie 4** est conclusive.*

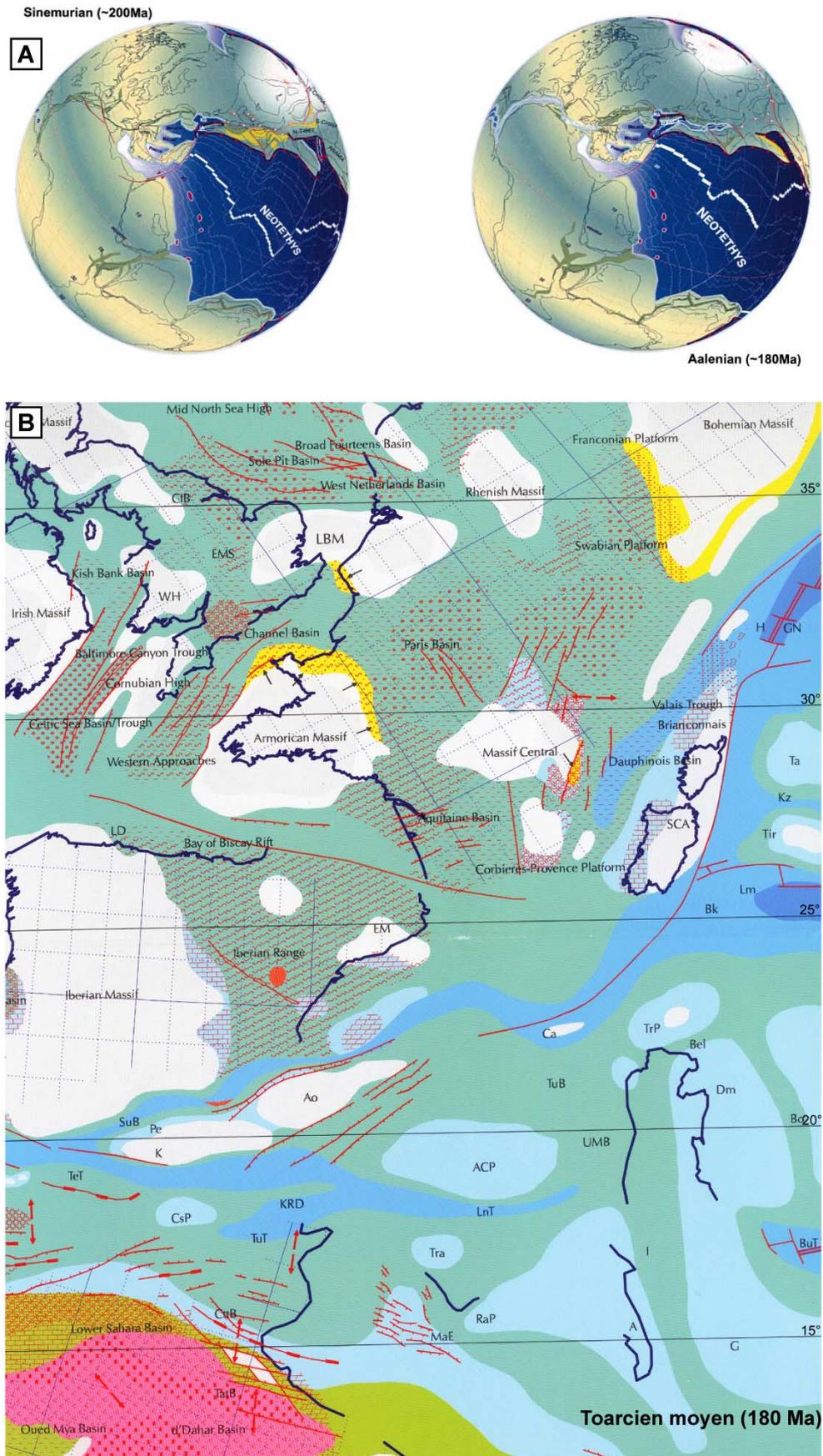


Figure 2 : A- Reconstitutions paléogéographiques globales de la Téthys au Sinémurien et à l'Aalénien (d'après Stampfli & Borel, 2002) ; B- Paléogéographie de la Téthys Ouest-Européenne au Toarcien moyen, zone à Bifrons (d'après Thierry, 2000).

1.1.2- Contexte général

Contexte paléogéographique et structural général

À la fin du Paléozoïque, les plaques continentales sont rassemblées en un unique continent, la Pangée. Dès la fin du Carbonifère, l'ouverture de la Téthys débute et entraîne une fracturation de ce paléocontinent en de nombreuses plaques initiant une longue période de *rifting* puis d'ouverture océanique (Fig. 2) (Stampfli & Borel, 2002).

À partir du Trias et durant l'intervalle Lias - Dogger, le *rifting* téthysien s'étend à travers toute l'Europe et entraîne la formation de nombreux bassins néritiques (Fig. 2). Sur la Marge Ouest-Européenne, le *rifting*, en relation avec l'ouverture de l'Océan Liguro-Piémontais (de Graciansky *et al.*, 1998) conduit au développement d'un bassin fortement subsident à une paléolatitude de 25-30°N (Fig. 2) : le Bassin Dauphinois (Lemoine & de Graciansky, 1988 ; Ziegler, 1992 ; Thierry, 2000). Ce bassin, de forme approximativement triangulaire, était limité à l'Ouest par les Domaines Hercyniens du Massif Central, au Nord par le Seuil Lyonnais, à l'Est par le « Seuil Durancien-Dauphinois » et les Massifs des Maures et du Mercantour, au Sud par le Bloc Corso-Sarde (Baudrimont & Dubois, 1977 ; Dubois & Delfaud, 1989 ; Thierry, 2000). Le Bassin Dauphinois est structuré par des failles normales profondes d'orientation NNE-SSW (la Faille des Cévennes, la Faille de Nîmes et la Faille de la Durance) (Lemoine, 1984) (Fig. 3). Ces failles délimitent une succession de rides et sous-bassins, orientés NE-SW, qui persistent durant tout le Mésozoïque (Baudrimont & Dubois, 1977). Les trois principaux sous-bassins sont donc : les Sous-Bassins *Languedocien*, *Dauphinois* et *Sud-Provençal*.

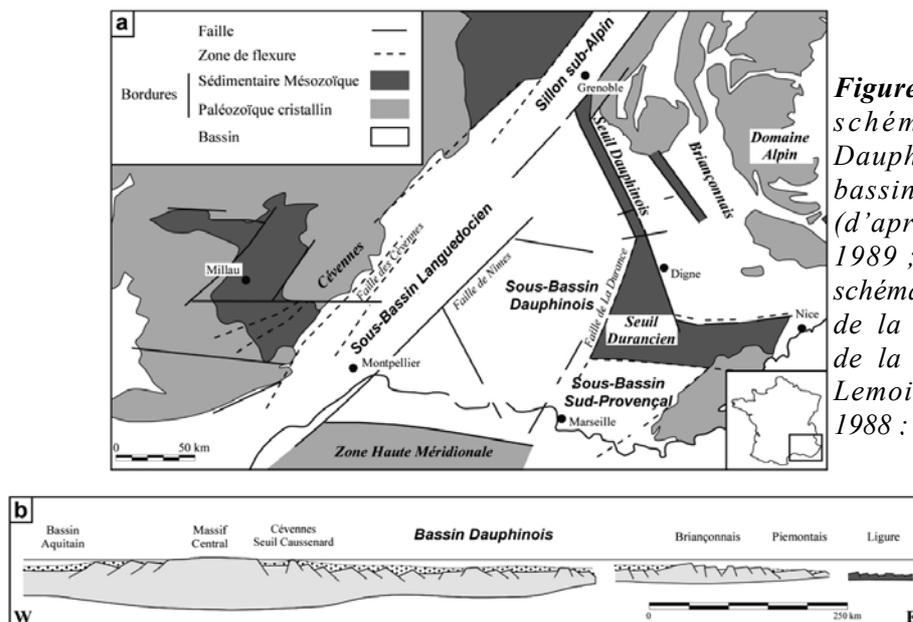


Figure 3 : A- Carte structurale schématique du Bassin Dauphinois et de ses sous-bassins au Trias-Jurassique (d'après Dubois & Delfaud, 1989 ; modifié); B- Coupe schématique, d'échelle crustale, de la Marge Ouest-Européenne de la Téthys au Lias (d'après Lemoine & de Graciansky, 1988 ; modifié).

Contexte géodynamique

L'évolution du Bassin Dauphinois qui s'inscrit dans la dynamique de rifting (ouverture E-W) de la Marge Ouest-Européenne de la Téthys en distension simple ou décrochante (Baudrimont & Dubois, 1977, Dumont *et al*, 1984) comprend trois phases majeures selon Lemoine & de Graciansky (1988) : 1) une phase de pré-rift du Trias au tout début du Lias (Hettangien) ; 2) une phase de *rifting* de l'Hettangien jusqu'au Callovien et 3) une phase de subsidence post-rift depuis la fin du Dogger et perdurant pendant le Crétacé inférieur (Fig. 4).

Ces différentes phases se traduisent, selon Dubois & Delfaud (1989), par l'ouverture distensive du Bassin Dauphinois au Trias, sa fragmentation par jeu synsédimentaire de blocs basculés et forte différentiation de subsidence pendant le Lias et le Dogger, son affaissement généralisé à partir du Malm.

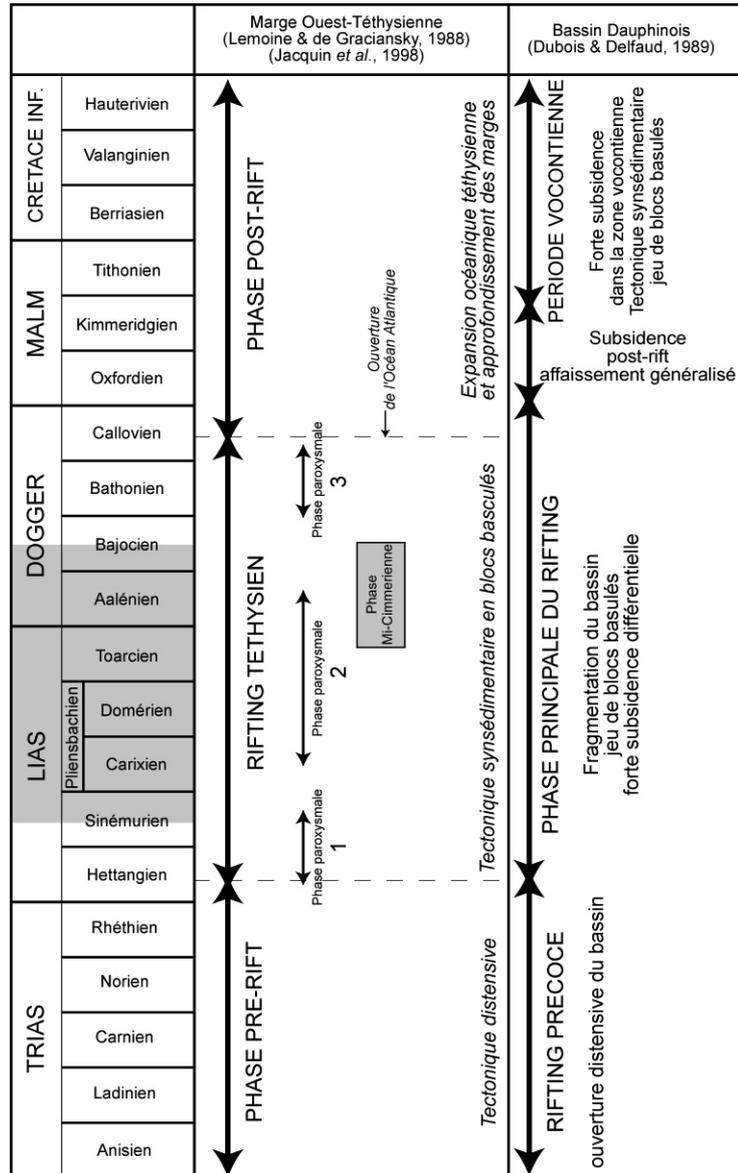


Figure 4 : Calendrier des événements tectoniques dans la Téthys Ouest-Européenne du Trias au Crétacé inférieur ; place de la série étudiée (en grisé).

et forte différentiation de subsidence pendant le Lias et le Dogger, son affaissement généralisé à partir du Malm.

Durant le Jurassique inférieur et moyen, la phase de rifting de la Marge Ouest-Téthysienne n'est pas continue, mais est composée de trois phases paroxysmales d'après Jacquin *et al.* (1998) (Fig. 4) datées 1) de l'Hettangien au Sinémurien ; 2) du Pliensbachien à l'Aalénien et 3) du Bathonien.

Contexte paléoclimatique

Le Jurassique est considéré comme étant une période à climat à « effet de serre » (« greenhouse »), avec des températures relativement homogènes et élevées sur toute la surface du globe (absence de calotte polaire) (Hallam, 1884 ; 1985). À cette période, le Bassin Sud-Provençal se situait approximativement en zone intertropicale, à une latitude de 25-30°N (Fig. 2).

Cependant, sous ces conditions climatiques générales, d'importants épisodes de changements climatiques ont ponctué le Jurassique inférieur et moyen (Fig. 5) (réchauffements - refroidissements - périodes arides, périodes humides...), notamment au cours du Pliensbachien final, Toarcien basal et Bajocien basal... (Price, 1999 ; Morard *et al.*, 2003). Les causes de ces épisodes sont encore sujettes à débat (cf. Partie 3).

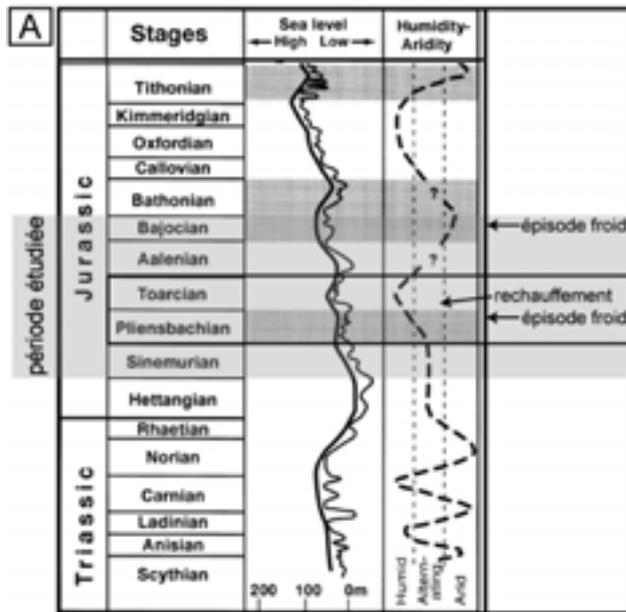
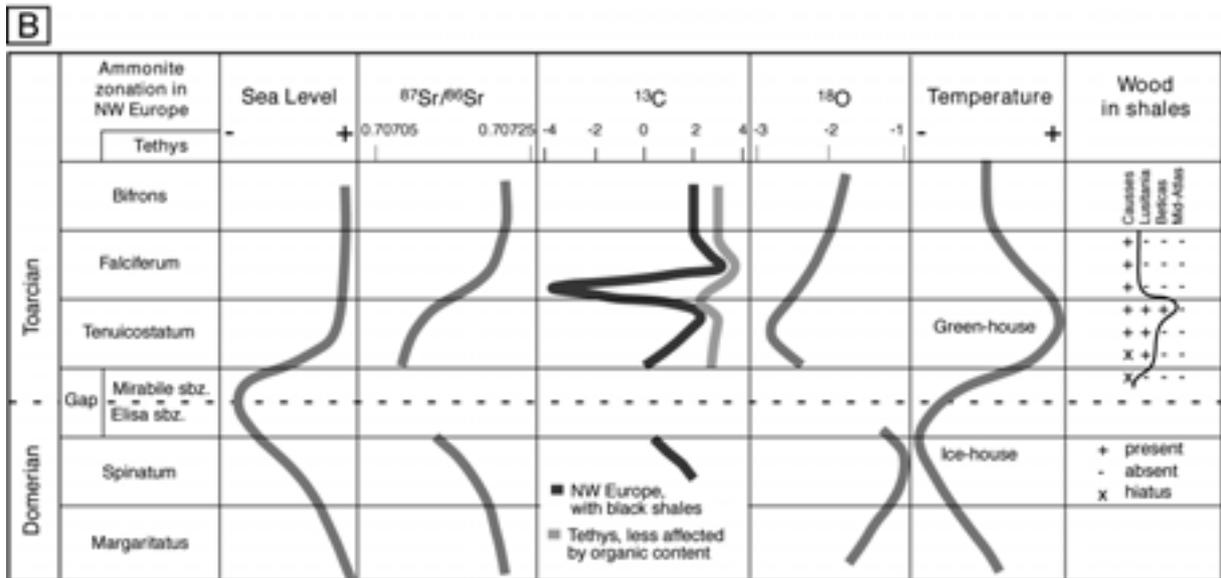


Figure 5 : Evolution du climat au Jurassique. A - Variations du niveau marin, des conditions humide/aride et épisodes de refroidissement et de réchauffement pour l'ensemble Trias-Jurassique. En gris-foncé, les épisodes froids (modifié d'après Price, 1999). En gris-clair, la période étudiée. B - Détail de l'évolution climatique au passage Pliensbachien-Toarcien à partir de la synthèse de données géochimiques (d'après Morard et al., 2003)



1.2- Objet d'étude : la série d'âge Jurassique inférieur et moyen pro parte de Basse-Provence

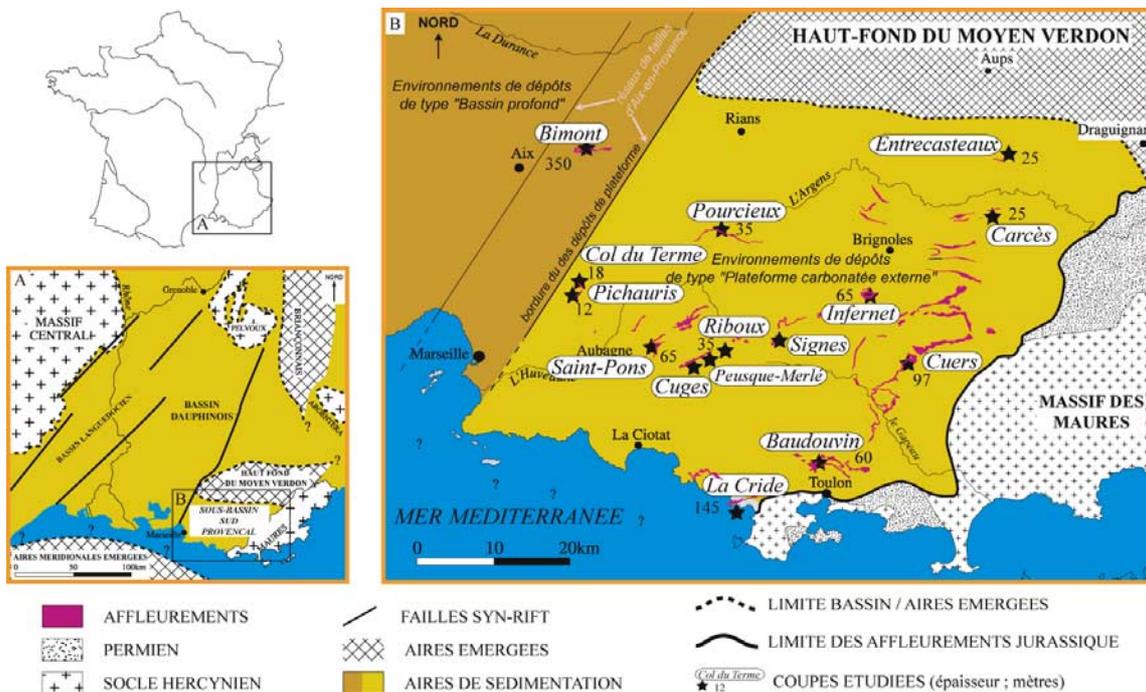
Ce travail concerne principalement les séries sédimentaires du Bassin Sud-Provençal (BSP) pour la période Jurassique inférieur à moyen *pro-parte*, plus précisément d'âge Sinémurien supérieur à Bajocien inférieur.

Des séries sédimentaires de même âge (Bassin Dauphinois, Bassin du Poitou, Bassin des Causses) ont été aussi étudiées dans un but de comparaison avec les séries sud-provençales.

1.2.1- Cadre paléogéographique et structural

1.2.1.1- Paléogéographie

Le Bassin Sud-Provençal (BSP) est un diverticule sud du Bassin Dauphinois (Figs. 2 et 6), limité par le « Haut-Fond du Moyen Verdon » émergeant au Nord, par le Massif Cristallin des Maures à l'Est et par un « Massif Méditerranéen émergé » au Sud (Baudrimont & Dubois, 1977; Tempier, 1972 ; Arnaud & Monleau, 1979, 1986 ; Thierry, 2000). En direction de l'Ouest, le BSP s'ouvre par delà le réseau de failles d'Aix-en-Provence (prolongement sud de la Faille de la Durance) sur le Bassin Dauphinois plus profond, (Fig. 6).



1.2.1.2- Structure

La structure du Bassin Sud-Provençal durant le Jurassique inférieur et moyen s'inscrit pleinement dans le cadre structural de la Marge Ouest-Européenne de la Téthys. En effet, cette marge, qui comprend le Bassin Dauphinois, est structurée principalement par des faisceaux de failles ou des zones de flexuration d'orientation NE-SW et E-W d'origine profonde tardi-hercynienne (Dubois & Delfaud, 1989) (Fig. 4).

Cette tectonique post-hercynienne découpe le Bassin Sud-Provençal selon deux axes de directions générales N10 et N100, qui sont les directions dominantes de toutes les déformations postérieures en Provence (Leleu, 2005 ; Leleu *et al.*, 2005).

Ces déformations répondent à des fonctionnements en extension ou transtension durant tout le Jurassique et une grande partie du Crétacé (Leleu, 2005). Par la suite, une phase de plissement d'âge fini-Crétacé/Paléocène (Corroy *et al.*, 1964) puis une phase majeure de compression d'âge Eocène (Lutétien ou Bartonien), dite « phase pyrénéo-provençale majeure », mènent à la formation des grands chevauchements provençaux sur une semelle de décollement de terrains triasiques (Bertrand, 1899 ; Haug, 1925 ; Guieu, 1968 et 1971 ; Tempier, 1987). Les trois principaux fronts de chevauchements, à vergence nord sont (Fig. 7) : 1) le Chevauchement Nord-Toulonnais charriant les unités de Bandol ; 2) le Chevauchement Sud-Provençal comprenant l'ensemble des massifs de l'Etoile, de la Sainte-Baume, de l'Aurélien et 3) le Chevauchement Nord-Provençal (Rousset, 1975 ; Tempier, 1987). Ces grands fronts de chevauchement permettent de découper la Provence en trois grandes unités structurales : l'Unité Nord-Toulonnaise, l'Unité Sud-Provençale et l'Unité Nord-Provençale (Fig. 7). Quelques chevauchements à vergence sud, à extensions latérales faibles, existent comme ceux du Mont-Major, de la Montagne Sainte-Victoire ou du Massif du Bras (Fig. 7).

L'établissement de coupes équilibrées Nord-Sud à travers toute la Provence (Fig. 7) a permis de mettre en évidence que tous ces chevauchements ont conduit à un raccourcissement de l'ordre de 25 km au maximum (Tempier, 1987). Dès lors, la **position relative** des grandes unités structurales peut être considérée comme reflétant la disposition paléogéographique initiale, simplement décalée (vers le Nord). En conséquence, les reconstructions paléogéographiques du Bassin Sud-Provençal au Jurassique inférieur et moyen ne sont que des « images relatives ».

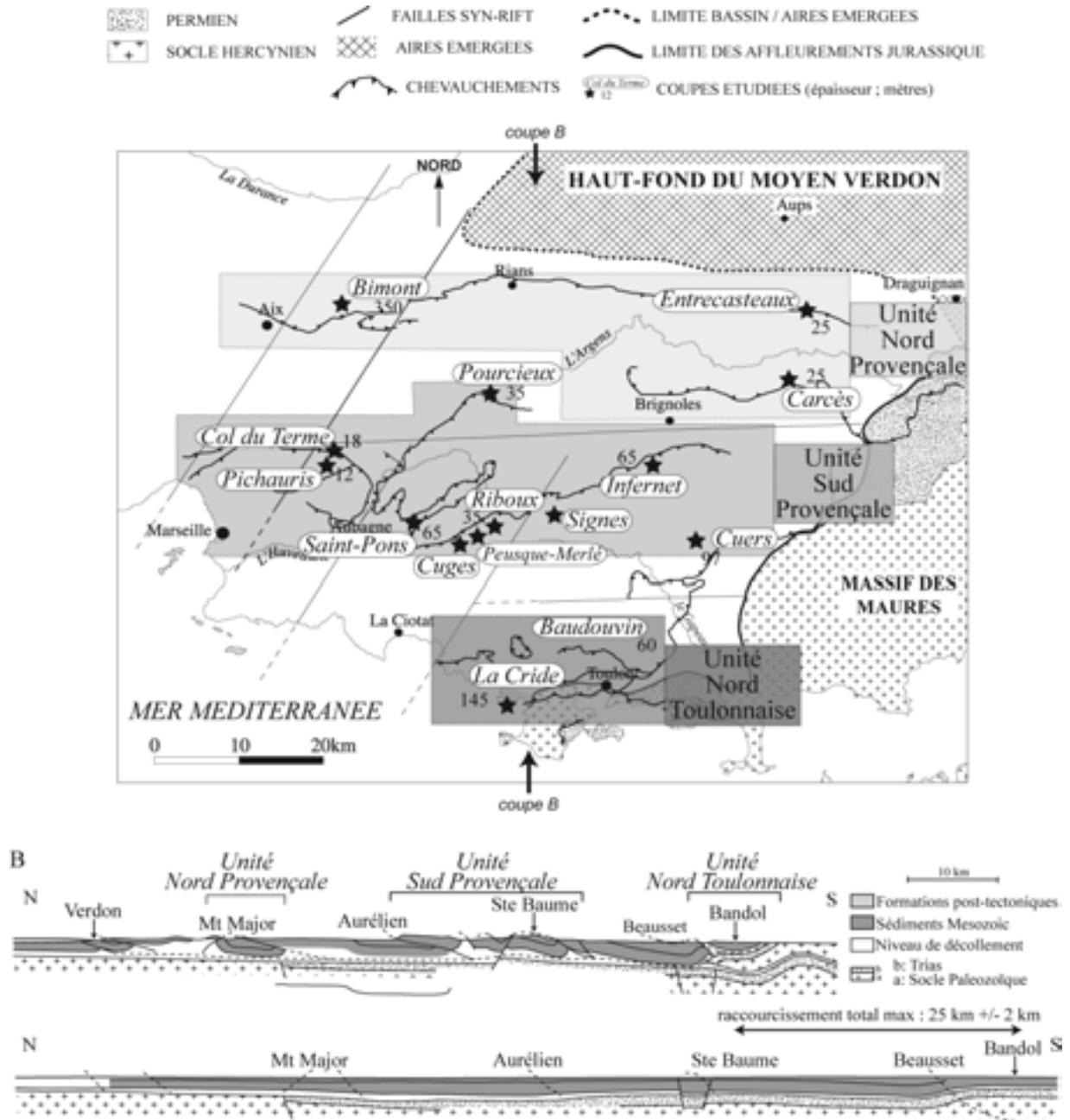


Figure 7 : A- Carte structurale de la Basse-Provence (d'après Tempier, 1987 ; modifié) définissant les 3 Unités Structurales (Unité Nord-Provençale, Unité Sud-Provençale, Unité Nord-Toulonnaise) ; B- Coupe structurale équilibrée Nord-Sud de la Basse-Provence montrant le raccourcissement relatif entre les différentes unités (d'après Tempier, 1987 ; modifié).

1.2.2- Localisation des principaux affleurements

Les séries étudiées affleurent à travers toute la Provence, entre Marseille et Cuers (Bouches-du-Rhône et Var), en trois principaux secteurs (Figs. 7 et 8), correspondant aux trois principales unités structurales (cf. 1.2.1.2 - structure) :

- l'Unité Nord-Toulonnaise : comprenant les secteurs de Bandol, de Sanary-sur-Mer, et de Toulon ;
- l'Unité Sud-Provençale : comprenant d'Est en Ouest les Massifs d'Allauch, de la Sainte-Baume, du Mont Aurélien, et les secteurs de Cuges-les-Pins, de Signes, de Cuers et de Solliès.
- L'Unité Nord-Provençale : comprenant les secteurs de Bimont (à l'Est d'Aix-En-Provence), d'Entrecasteaux et de Carcès.

Le support topographique et toponymique utilisé pour la localisation des coupes et des affleurements remarquables est celui des cartes IGN 1/25000 TOP 25, d'Aubagne-La Ciotat (3245ET), d'Aix-en-Provence (3244ET), de Toulon (3346OT), de Signes (3345OT), de Saint-Maximin-La-Sainte-Baume (3344OT), d'Hyères (3446OT), de Cuers (3544OT) et de Brignoles (3444OT).

Les principaux affleurements des terrains d'âge Jurassique inférieur et moyen ainsi que la localisation générale des principales coupes décrites dans ce travail sont replacés dans les trois Unités Provençales (Fig. 7).



Figure 8 : Localisation géographique des coupes réalisées en Basse-Provence.

1.2.3- Etat des lieux et travaux antérieurs (Figure 9)

Les études géologiques sur les séries d'âge Jurassique en Provence ont débuté dès le milieu du XIX^{ème} avec les travaux de Matheron (1839, 1842).

De 1839 à 1886, les auteurs se focalisaient sur des études de reconnaissance des terrains d'âge Jurassique par zones ou massifs de Provence.

En 1912, les travaux de Bertrand & Haug (1912) établissaient la théorie des grandes nappes en Basse Provence.

De 1914 à 1947, les analyses paléontologiques sur la période Jurassique sont publiées par Killian (1914), Lanquine (1929 ; 1932 ; 1934 pour les ammonites), Charles (1947 pour les brachiopodes).

De 1960 à 1970, Gouvernet puis Guieu et enfin Tempier ont établi les fondements de la structure géologique en Provence, notamment en traitant des séries d'âge Jurassique.

Tempier (1972), Arnaud *et al.* (1973) puis Arnaud & Monleau (1979) ont réalisé des travaux précis sur la stratigraphie, la paléontologie et la paléo-biologie des séries d'âge Jurassique en Provence.

De 1980 à 1990, les études marquantes sont celles d'Alméras & Moulan (1982 ; 1988) sur les faunes de térébratulidés ; de Guieu & Roussel (1990) et Tempier (1987), sur la mise en place des nappes de Basse Provence ; et d'Arnaud & Monleau sur la stratigraphie et d'El Khanchoufi (1988) sur la micropaléontologie des séries d'âge Jurassique inférieur et moyen.

Depuis les années 1990, peu d'études ont été effectuées et publiées sur les séries d'âge Jurassique inférieur et moyen de Provence. Des travaux notables, réalisés sous la forme de rapports de stage de Maîtrise et de D.E.A. sont ceux de Marie (1999) sur la Formation Dolomitique de Saint-Pons d'âge Hettango-Sinémurienne d'un point de vue séquentiel et de Sida (1998) sur la sédimentologie détaillée des monticules micritiques à spongiaires d'âge Aalénien du Vallon de Saint-Pons, dans le massif de la Sainte-Baume et de Garcin (2002) sur la sédimentologie et la stratigraphie séquentielle de 3 séries d'âge jurassique inférieur et moyen.

DATES	AUTEURS	RESULTATS REMARQUABLES
1839, 1842	Matheron	Mise en évidence des Calcaires à Gryphées du Jurassique inférieur
1856	de Villeneuve-Flayosc	Reconnaissance, des terrains d'âge Jurassique inférieur calcaire et d'âge Jurassique moyen argileux en Provence
1864	Jaubert	Description des affleurements d'âge Liasique dans la région de Solliès-Pont
1865	Coquand	Etude des gisements fossilifères d'âge Liasique dans le massif de la Sainte-Baume
1871	Dieulafait	Première synthèse sur les terrains liasiques de la région varoise
1880	Collot	Etude stratigraphique des terrains d'âge Jurassique des environs d'Aix-en-Provence
1885	Zurcher	Analyses du Bajocien inférieur de Solliès et de la série marneuse le surmontant
1885	Bertrand	Description de coupes dans le Massif de la Sainte-Baume
1886	Gourret	Recherches sur le "Lias et l'Oolitique" des environs de Marseille et de Toulon
1912	Bertrand & Haug	Théorie des grandes nappes provençales
1914	Killian	Etude sur la bathymétrie des mers liasiques de la région dauphino-provençale
1929, 1932, 1934	Lanquine	Synthèse sur les séries d'âge Jurassique inférieur et moyen : inventaire des affleurements et révision stratigraphique
1935, 1939	Corroy	Reconnaissance des terrains d'âge Toarcien, laminés sous les calcaires d'âge Aaléno-Bajocien du versant Nord de la Sainte-Baume
1936	Repelin	Découverte de traces fossiles dans les calcaires d'âge Hettangien des environs de Brignoles
1946	Corroy & Stretta	Détail des affleurements d'âge Liasique dans le massif du Mont Aurélien
1947	Charles	Etude paléontologique et paléo-biologique sur les faunes de brachiopodes des séries d'âge Liasique de Provence
1963	Gouvernet	Recherches sur la tectonique de la région toulonnaise et analyse du Jurassique de cette région
1968	Guieu	Etude tectonique de la région de Marseille
1972	Tempier	Thèse sur les faciès calcaires du Jurassique Provençal
1979, 1981, 1986	Arnaud & Monleau	Etude de l'évolution de la plate-forme carbonatée provençale de l'Hettangien à l'Oxfordien Analyse sédimentaire et reconstitution du milieu de sédimentation - Stratigraphie - Paléontologie
1982, 1988	Alméras & Moulan	Etude détaillée sur les térébratulidés du Lias et du Dogger en Provence
1987	Tempier	Modèle de mise en place des structures provençales à partir de l'établissement de coupes équilibrées
1988	El Khanchoufi	Etude micropaléontologique - sédimentologique - paléobiologique des alternances marno-calcaires du Jurassique inférieur et moyen de Provence
1990	Guieu & Roussel	Analyse géodynamique de la mise en place des chevauchements provençaux
1998	Sida	Analyse sédimentologique des monticules micritiques à spongiaires d'âge Aalénien dans le Massif de la Sainte-Baume
1999	Marie	Etude sédimentologique et séquentielle de la Formation Dolomitique de Saint-Pons dans le Massif de la Sainte-Baume
2002	Garcin	Analyse sédimentologique et séquentielle de la plate forme sud-Provençale du Pliensbachien à l'Aalénien

Figure 9 : Synthèse des travaux antérieurs effectués sur les terrains d'âge Jurassique inférieur et moyen en Basse-Provence.

1.3- Objectifs et Méthodes d'étude

1.3.1- Objectifs

Les objectifs de cette Thèse sont ceux d'une intégration des données stratigraphiques, sédimentologiques, diagénétiques, biostratigraphiques et géochimiques (Fig. 1), la plus complète possible pour les séries d'âge Sinémurien supérieur à Bajocien inférieur du Bassin Sud-Provençal. Il est proposé de :

- reconstituer précisément les milieux et les processus de dépôt et de diagenèse, dans et grâce auxquels s'est faite la sédimentation carbonatée ;
- définir des séquences de dépôt en fonction des discontinuités sédimentaires qui ponctuent la série ;
- dater précisément ces séquences de dépôt et évaluer correctement leur durée;
- apporter une attention particulière aux trois discontinuités biosédimentaires majeures (au Sinémurien supérieur, à la limite Pliensbachien-Toarcién, au Bajocien inférieur) et en dégager leur signification notamment en les comparant avec celles, de même âge, connues ou en cours d'étude dans les séries d'autres plates-formes carbonatées et des milieux profonds du Bassin Dauphinois et d'autres bassins plus éloignés ;
- confronter les données sédimentologiques et biologiques aux indications fournies par les traceurs géochimiques (isotopes stables C et O, matière organique).

Ces objectifs ont pour but final de retracer l'histoire d'un bassin de sédimentation carbonatée au cours d'une période marquée par des perturbations tectoniques, climatiques, océanographiques, et d'appréhender les réponses de la sédimentation carbonatée à ces perturbations.

1.3.2- Méthodes d'étude

1.3.2.1- Stratigraphie, sédimentologie

22 coupes ont été levées et échantillonnées dont 15 dans le Bassin Sud-Provençal, 3 dans le Bassin Dauphinois (région de Digne-les-Bains) et 4 dans le Bassin Poitevin.

L'analyse sédimentologique de faciès a été effectuée, d'une part, sur le terrain par la reconnaissance des structures et textures sédimentaires et, d'autre part, sur échantillons en

macroscopie (surfaces polies) et microscopie (698 lames minces), afin de déterminer les milieux de dépôt. Les faciès les plus caractéristiques ont été quantifiés par l'analyse de comptage de points (300 points comptés par lame mince - logiciel Jmicrovision). Les nomenclatures utilisées pour les études pétrographiques sont celles d'Embry & Klovan (1971). Les faciès sont interprétés en termes d'environnements de dépôt suivant la zonation hydrodynamique de Walker (1984), Homewood *et al.* (1992), Rousselle (1996), complétée par la nomenclature liée à l'étagement bionomique de Pérès (1961) et Pérès & Picard (1964) (Fig. 10).

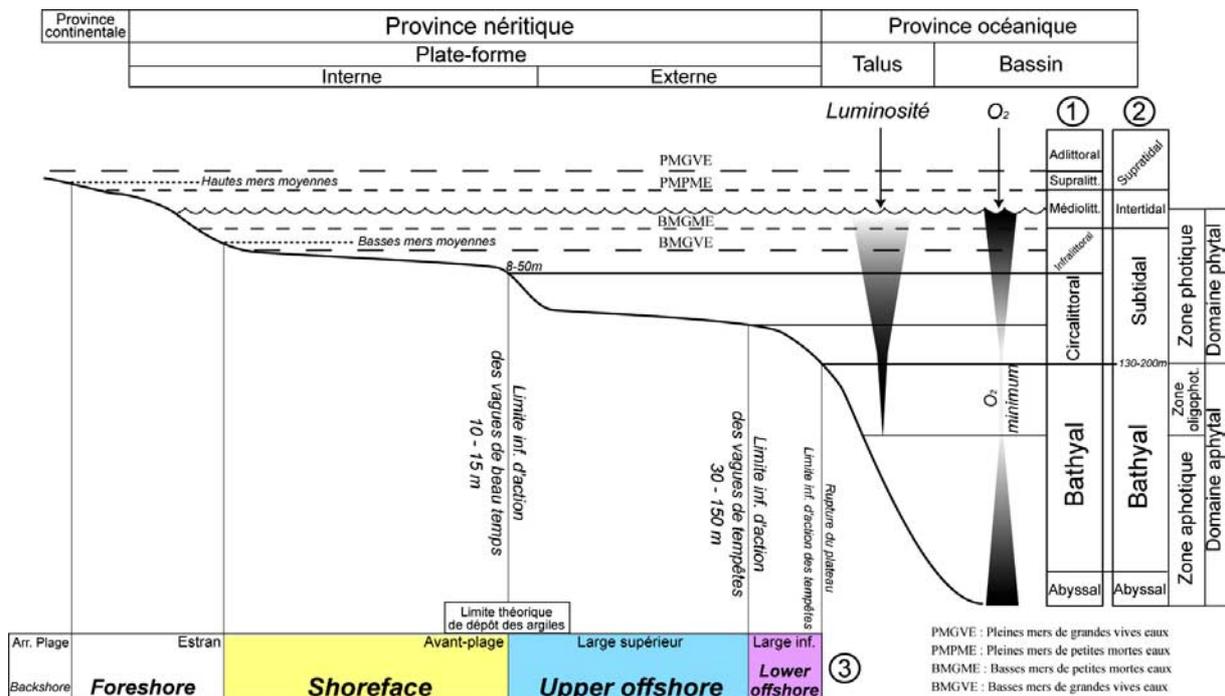


Figure 10 : Zonation paléogéographique des fonds marins. Étagement bionomique sensu Pérès (1961) et Pérès & Picard (1964) (1), et Flugel (1982) (2). Cette zonation est fonction de l'éclairement et de l'exondation. Correspondance avec la zonation hydrodynamique sensu Walker (1984) et Reading & Levell (1996) (3).

L'analyse séquentielle des différentes séries a été réalisée à partir de la reconnaissance de l'évolution des milieux de dépôt, des variations de profondeur « niveau marin relatif », de la définition de cortège de dépôt de diminution de profondeur (et/ou progradant), et d'approfondissement (et/ou rétrogradant). Les limites de séquences majeures correspondent aux maxima de diminutions de profondeur et aux débuts d'approfondissement, suivant les concepts de Hunt & Tucker (1992).

1.3.2.2- Diagenèse

Des études diagénétiques ont été effectuées sur les principales discontinuités de la série sud-provençale. Pour cela, 154 lames minces correspondant à ces discontinuités ont été analysées en colorations par le mélange alizarine - ferricyanure de potassium (Dickson, 1966), en cathodoluminescence et en microscopie électronique à balayage (M.E.B.). Ceci a permis d'effectuer une stratigraphie de la diagenèse (*sensu* Durlet *et al.*, 1992 ; Durlet, 1996), dont une chronologie des ciments. En se basant sur la reconnaissance des différentes phases éodiagénétiques et de leur succession temporelle lors de la formation de la discontinuité (principes de recoupement, d'inclusion et de superposition), un log diagénétique, représentation graphique conçue pour rendre compte rapidement et simplement de la stratigraphie de la diagenèse liée aux surfaces (Durlet *et al.*, 1992 ; Durlet, 1996 ; Durlet & Loreau, 1996), est construit pour chacun des échantillons analysés. Chacune des phases diagénétiques est figurée par un « logo » particulier (légende des « logos » Tableau 2). L'inventaire détaillé des phases diagénétiques (éodiagénétiques et mésodiagénétiques) reconnues pour les discontinuités permet de construire une Séquence Diagénétique Intrinsèque (SDI) *sensu* Durlet, (1996) (Figure 11). Les comparaisons luminescence - colorations (alizarine-ferricyanure) permettent de mettre en évidence les variations a) du couple Fe-Mn et Fe seulement en utilisant la correspondance définie par Morestin (1986) et adaptée par Durlet (1996).

1.3.2.3- Biostratigraphie

Les récoltes et déterminations de faunes à valeur biostratigraphique (ammonites et brachiopodes) ont permis de donner un cadre temporel bien contraint pour l'analyse de ces séries.

L'utilisation de l'échelle biostratigraphique couplée (groupe d'ammonites et de brachiopodes) proposée par le Groupe Français d'Etude du Jurassique (1997) (Figs 12a et 12b) a permis 1) d'amoindrir les incertitudes de datations données par un seul groupe et 2) de préciser le cadre temporel avec une résolution de l'ordre de la zone d'ammonite, parfois de la sous-zone d'ammonite.

LOG DIAGENETIQUE

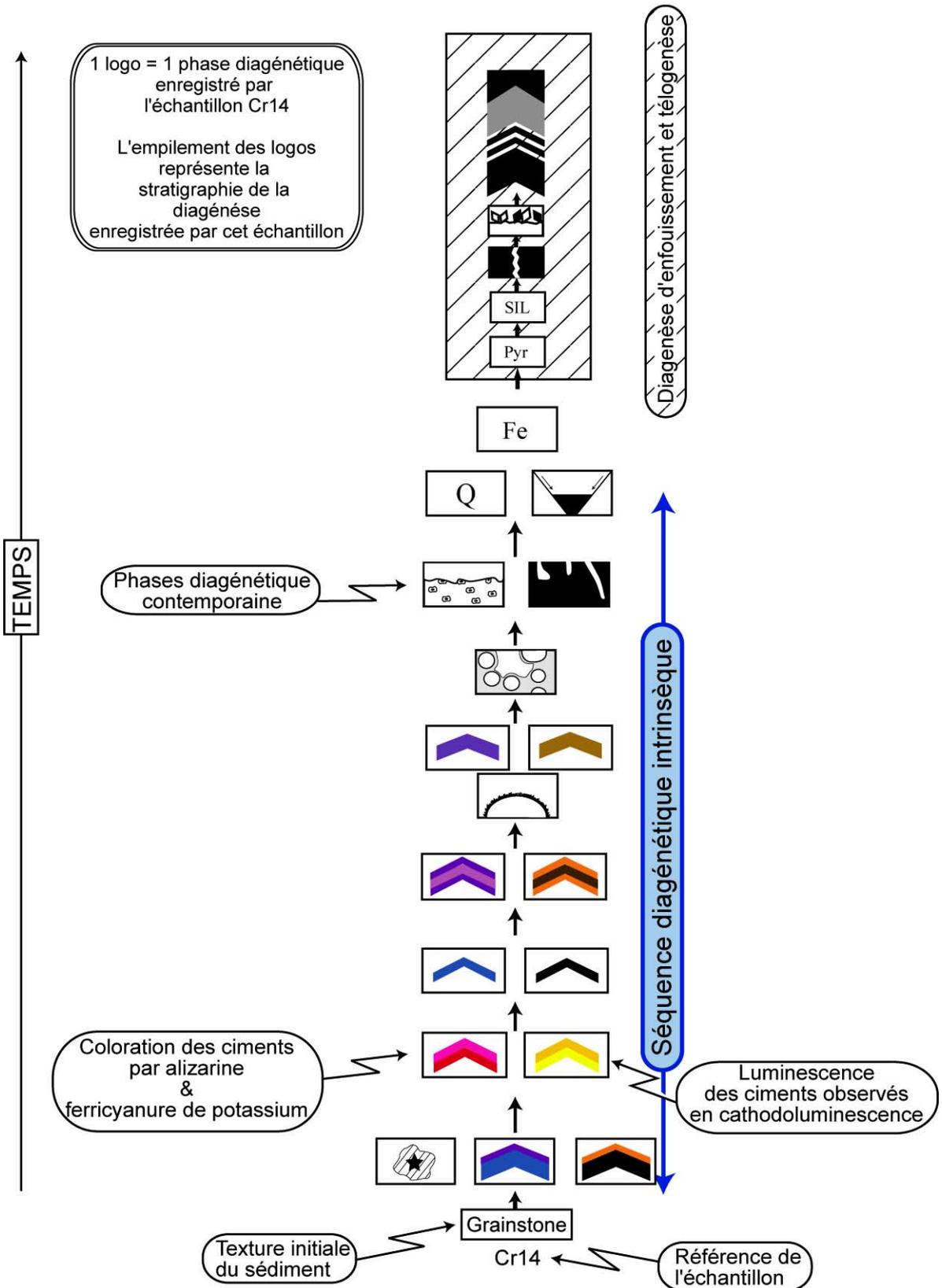


Figure 11 : Etapes de construction d'un Log Diagenétique (inspiré de Durllet, 1996).

Palfy <i>et al.</i> (2000)		Gradstein <i>et al.</i> (2004)		AMMONITES				BRACHIOPODES								
ÉTAGES		ZONES		Sous-zones		ZONES		Zones		Sous-zones		Zones		Sous-zones		
191,5 (+1,9 ; -4,7)	189,6 (+/-1,5)	PIEINSBACHIEN Caribéen	DAVOEI	Figulinum	DILECTUM	▲ Rudirhynchia rudis	Gibbirhynchia curviceps	Gibbirhynchia curviceps	Cuersithyris davidsoni et Cuersithyris radstockiensis	Zelleria (Cincta) numismalis	▲ Rudirhynchia rudis					
			IBEX	Capricornus												DEMONENSE
			JAMESONI	Luridum												
6 Zones (durée moyenne de zone : 0,8Ma)	6 Zones (durée moyenne de zone : 1,1Ma)	SINÉMURIEN Lotharingien	RARICOSTATUM	Valdani	AENIGMATICUM	Spiriferina betacalcis	Piarorhynchia juvenis et Zelleria (Cincta) cor	Piarorhynchia juvenis et Zelleria (Cincta) cor								
			OXYNOTUM	Massecanum												
			OBTUSUM	Jamesoni												
			TURNERI	Brevispina												
			SEMICOSTATUM	Polymorphus												
			BUCKLANDI	Taylori												
196,5 (+1,7 ; -5,7)	196,5 (+/-1)	SINÉMURIEN inf. Stéphanien	ANGULATA	Aplodontum		Cuncirhynchia oxynoti et Zelleria (Z.) vicinalis	Zelleria (Z.) vicinalis et Spiriferina walcotti	Zelleria (Z.) vicinalis et Spiriferina walcotti								
			LIASICUS	Macdonelli												
			PLANORBIS	Raricostatum												
				Densinodulum												

Figure 12a : Zonation de l'Hettangien, du Sinémurien et de la base du Pliensbachien à partir des faunes d'ammonites et de brachiopodes (Groupe Français d'Etude du Jurassique, 1997). Comparatif avec des âges absolus, radio-chronologiques. Ce tableau montre la grande incertitude des âges des limites d'étages et des durées des zones selon l'échelle radiochronologique utilisée.

Les déterminations ont été effectuées par :

- Pascal Neige et Francesco Macchioni pour les ammonites ;
- Yves Alméras pour les brachiopodes.

Les données biostratigraphiques, pour l'ensemble de la série provençale d'âge Sinémurien supérieur *pro-parte* à Bajocien inférieur *pro-parte*, sont situées dans les coupes étudiées (détails en Annexe B). Des données biostratigraphiques complémentaires, principalement tirées des travaux de Tempier (1972), d'Arnaud & Monleau (1973, 1974a et b, 1975, 1976, 1979, 1981) et de Monleau (1985, 1986), sont utilisées quand la position de ces données était suffisamment précise.

La « maîtrise du temps » pour l'étude des systèmes sédimentaires est primordiale, surtout lorsqu'il s'agit de quantifier la durée d'événements (tectoniques, climatiques...). L'échelle radiochronologique utilisée (datations absolues) est celle de Gradstein *et al.* (2004). Cette échelle, ainsi que celle de Palfy *et al.* (2000), ont été replacées sur l'échelle biostratigraphique de la Figure 12a et b. Ces datations absolues présentent encore une grande incertitude pour la période du Sinémurien au Bajocien.

Palfy <i>et al.</i> (2000)	Gradstein <i>et al.</i> (2004)	AMMONITES		BRACHIOPODES			
		Domaine euro-boréal		Domaine nord-téthysien français		Domaine NW européen français	
166,0 (+3,8 ; -5,6)	167,7 (+/-3,5)	ZONES	Sous-zones	Zones	Sous-zones	Zones	Sous-zones
7 Zones (durée moyenne de zone : 1,14Ma)	7 Zones (durée moyenne de zone : 0,56Ma)	PARKINSONI	Bomfordi	F. dumortieri	G. sulcatus	"T." moellerensis	Ferrythyris ferryi et Aulacothyris carinata
			Densicostata				
		GARANTIANA	Aceris	Zone d'intervalle			
			Tetragona				
			Subgaranti				
		NIORTENSE	Dichotoma	Lissajousithyris maticsonensis	Lissajousithyris maticsonensis	Goniothyris craneae	
			Schroederi				
			Baculata				
			Polygyralis				
		HUMPHRIESIANUM	Banksi	Zone d'intervalle			
Blagdeni							
Humphriesianum							
PROPINQUANS	Romani	Monsardithyris cortonensis	Monsardithyris cortonensis	Monsardithyris cortonensis			
	Hebridica						
LAEVIUSCULA	Patella	Monsardithyris cortonensis	Monsardithyris cortonensis	Monsardithyris cortonensis			
	Laeviuscula						
DISCITES	Ovalis	Conarothyris opima	Conarothyris opima	Conarothyris opima			
	Discites						
	Mundum						
CONCAVUM	Formosum	Pseudoglossothyris brebissoni et Monsardithyris trilineata	Pseudoglossothyris brebissoni	Pseudoglossothyris brebissoni			
	Concavum						
BRADFORDENSIS	Gigantea	Pseudoglossothyris brebissoni	Pseudoglossothyris brebissoni	Pseudoglossothyris brebissoni			
	Bradfordensis						
MURCHISONAE	Murchisonae	Pseudoglossothyris brebissoni	Pseudoglossothyris brebissoni	Pseudoglossothyris brebissoni			
	Haugi						
OPALINUM	Bifidatum	Rhynchonelloidea ruthenensis et Globirhynch. prava	Rhynchonelloidea ruthenensis et Globirhynch. prava	Rhynchonelloidea ruthenensis et Globirhynch. prava			
	Opalinum						

Palfy <i>et al.</i> (2000)	Gradstein <i>et al.</i> (2004)	AMMONITES		BRACHIOPODES					
		Domaine euro-boréal		Domaine méditerranéen		Domaine nord-téthysien français		Domaine NW européen français	
174,0 (+1,2 ; -7,9)	171,6 (+/-3)	ZONES	Sous-zones	ZONES	Sous-zones	Zones	Sous-zones	Zones	Sous-zones
4 Zones (durée moyenne de zone : 1,0Ma)	4 Zones (durée moyenne de zone : 1,0Ma)	AALENSIS	Fluitans	AALENSIS	Stroudithyris infraoolithica et Stroudithyris stephanoides	Stroudithyris infraoolithica et Zelleria (Z.) lycetti	Stroudithyris infraoolithica et Zelleria (Z.) lycetti		
			Maetra						
		PSEUDORADIOSA	Pseudoradiosa	MENEHINI	MENEHINI	MENEHINI			
			Levesquei						
		DISPANSUM	Gomeri	SPECIOSUM	SPECIOSUM	SPECIOSUM			
			Helinae						
		THOUARSENSE	Fallacium	BONARELLII	BONARELLII	BONARELLII			
			Fascigerum						
			Thouarsense						
			Binmanni						
VARIABILIS	Vitosa	GRADATA	GRADATA	GRADATA					
	Illustris								
BIFRONS	Variabilis	BIFRONS	BIFRONS	BIFRONS					
	Bifrons								
SERPENTINUS	Sublevionis	LEVISIONI	LEVISIONI	LEVISIONI					
	Falciferum								
TENUICOSTATUM	Falciferum 7	POLYMORPHUM	POLYMORPHUM	POLYMORPHUM					
	Elegantulum								
SPINATUM	Semicostatum	EMACIATUM	EMACIATUM	EMACIATUM					
	Pallus								
MARGARITATUS	Haaskerense	ALGOVIANUM	ALGOVIANUM	ALGOVIANUM					
	Aperecum								
MARGARITATUS	Laevicostatum	LAVINIANUM	LAVINIANUM	LAVINIANUM					
	Meneghini								
MARGARITATUS	Acuratum	LAVINIANUM	LAVINIANUM	LAVINIANUM					
	Gibbosum								
MARGARITATUS	Bertrandii	LAVINIANUM	LAVINIANUM	LAVINIANUM					
	Subnodosum								
MARGARITATUS	Cornucaldense	LAVINIANUM	LAVINIANUM	LAVINIANUM					
	Celebratum								
MARGARITATUS	Brevigratum	LAVINIANUM	LAVINIANUM	LAVINIANUM					
	Stokesi								
MARGARITATUS	Partit	LAVINIANUM	LAVINIANUM	LAVINIANUM					
	Partit								

Figure 12b : Zonation du Pliensbachien supérieur, du Toarcien, de l'Aalénien et du Bajocien à partir des faunes d'ammonites et de brachiopodes (Groupe Français d'Etude du Jurassique, 1997). Comparatif avec des âges absolus radio-chronologiques.

1.3.2.4- Géochimie

Afin d'estimer les paramètres paléoclimatiques pouvant avoir eu un contrôle important sur l'évolution des plates-formes carbonatées, des analyses géochimiques ont été réalisées.

- Des estimations des paléo-températures de l'eau de mer ont été effectuées au moment des grands changements environnementaux du Bassin Sud-Provençal, c'est-à-dire au niveau

des 3 discontinuités biosédimentaires majeures. Pour cela, les dents de chondrichthyens prélevées au niveau de ces discontinuités ont été analysées en géochimie. Le $\delta^{18}\text{O}$ du phosphate de ces dents (9 échantillons) a été mesuré à l'Université Claude Bernard, Lyon I, suivant la méthode établie par Lecuyer (2004) et Lecuyer *et al.* (1996). En utilisant l'équation $T^{\circ}\text{C} = 111,4 - 4,3 (\delta^{18}\text{O}_p - \delta^{18}\text{O}_w)$ proposée par Longinelli & Nutti (1973) et confirmée par Kolodny *et al.* (1983) ou $\delta^{18}\text{O}_p = \delta^{18}\text{O}$ mesuré sur les phosphates et $\delta^{18}\text{O}_w = -1 \text{ ‰}$ (valeur attribuée à l'eau de mer pour une période sans calotte polaire (Marshall, 1992 ; Price & Sellwood, 1997 ; Röhl *et al.*, 2001). L'analyse d'une dizaine de dents par niveau stratigraphique permet de moyenniser le signal isotopique obtenu et de s'affranchir d'un biais temporel supplémentaire dans l'enregistrement des valeurs de la température.

- Les perturbations du cycle du carbone, souvent associées à de grands changements climatiques ou environnementaux, ont pu être estimées grâce à des mesures du $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$. 135 échantillons centrés sur les discontinuités biosédimentaires ont été prélevés et analysés par spectrométrie de masse à l'Université Claude Bernard, Lyon I. 60 mesures de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ ont été aussi réalisées sur des échantillons provenant du Bassin Dauphinois (région de Digne-Les-Bains) afin de comparer les différents enregistrements du signal des isotopes stables de l'oxygène et du carbone (Fig. 13).

- La préservation de la matière organique dans les sédiments étant un marqueur de crise d'un système carbonaté, 45 échantillons ont été sélectionnés, centrés sur la discontinuité biosédimentaire majeure entre le Pliensbachien et Toarcien, et leur matière organique analysée à l'Université Paris 6 (réalisé par François Baudin, Université Paris 6). Ces échantillons ont été analysés sur un appareil de type Oil Show Analyser (OSA), selon la méthode décrite par Espitalié *et al.* (1985-86). Le pyrolyseur Rock-Eval mesure de façon sélective la quantité d'hydrocarbure (HC) libre dans la roche (S1 en mg HC/g), les composés hydrocarbonés pyrolysables (S2, mg HC/g) de la matière organique et la température du maximum de formation des hydrocarbures (Tmax, °C). À partir de ces valeurs, la teneur en carbone organique total (COT, % pondéral) et l'indice d'hydrogène (IH, mg HC/g COT) sont calculés et permettent d'estimer l'origine de la matière organique. Afin de comparer l'enregistrement des changements environnementaux dans le Bassin Sud-Provençal et le Bassin Dauphinois, 184 analyses de matière organique (provenant de la région de Digne-Les-Bains) ont été également réalisées (analyses réalisées par François Baudin, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6).

N.B. sur les 195 échantillons analysés pour mesures isotopiques, toutes les calcimétries ont été effectuées par la méthode du calcimètre Bernard.

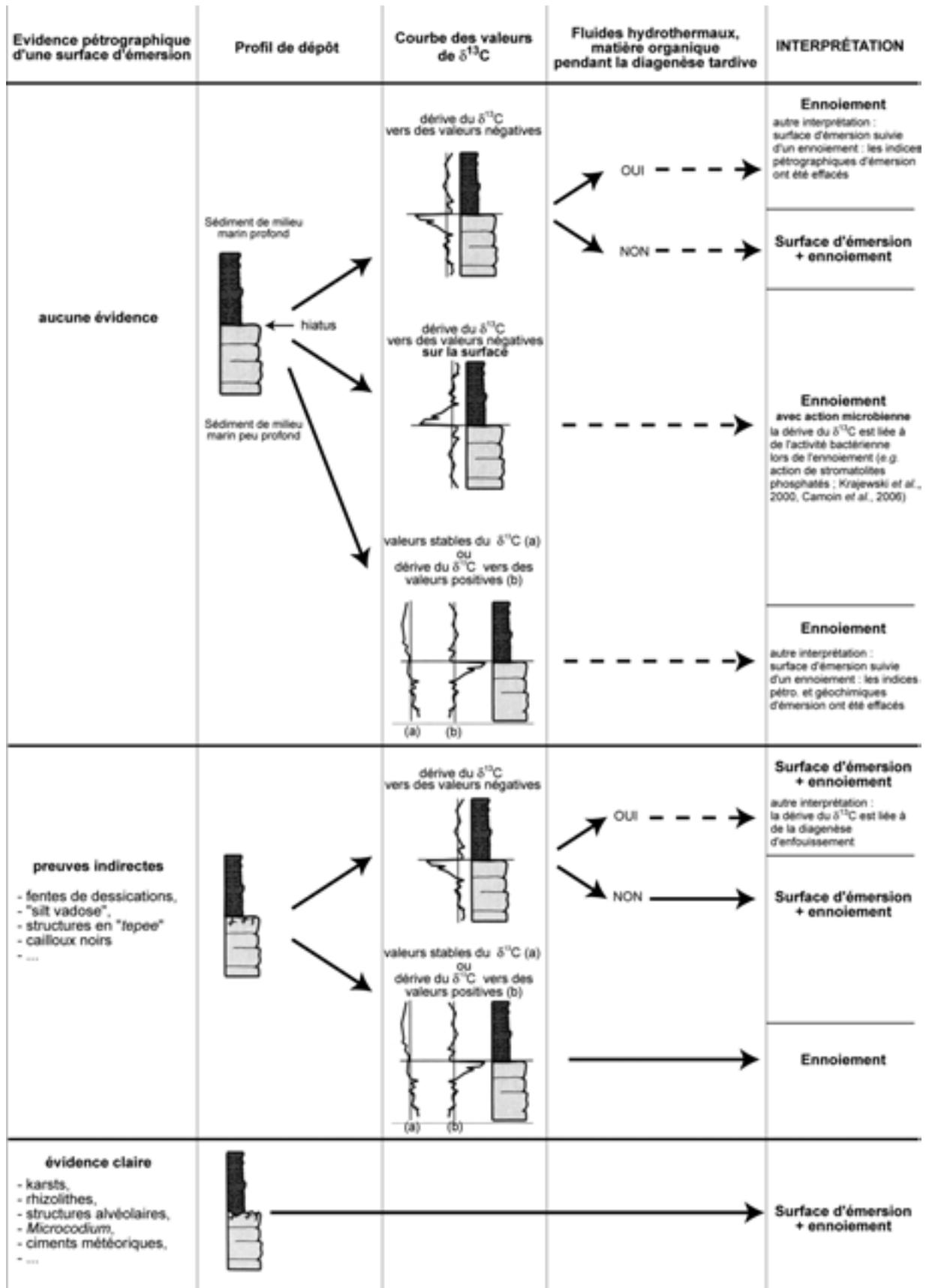


Figure 13 : Synthèse des différentes interprétations proposées pour le signal $\delta^{13}\text{C}$ sur des discontinuités sédimentaires : ennoïement versus surface d'émerision (modifié d'après Sattler, 2005).

- PARTIE 2 -

Stratigraphie et sédimentologie

Chapitre I
Lithostratigraphie :
définition des formations d'âge Jurassique inférieur et moyen
en Basse-Provence

2.I.1- Formation Dolomitique de Saint-Pons / Hettangien-Sinémurien pro
parte 34

2.I.2- Formation des Calcaires Roux à Chailles / Sinémurien supérieur -
Bajocien inférieur 36

2.I.2.1- Le Membre Calcaire Inférieur (MC1) 37

2.I.2.2- Le Membre Calcaréo-Marneux Médian (MC2) 38

2.I.2.3- Le Membre Calcaire à Spongiaires Supérieur (MC3) 39

2.I.3- Formation des Alternances Marno-Calcaires à Zoophycos / Bajocien
inférieur - Bathonien 41

Les 9 unités lithostratigraphiques, composant la série d'âge Jurassique en Basse-Provence (Fig. 14) (Floquet *et al.*, 2007, travaux en cours pour la réalisation de la nouvelle édition de la carte géologique à 1:50000^{ème} Aubagne-Marseille), sont définies en faisant la synthèse des travaux de Tempier (1972), Arnaud & Monleau (1979), Sida (1998), Marie (1999), Hennuy & Vallon (1998), Dalmaso & Vincendon (1999), Floquet *et al.* (2000), Pichon & Veyssière (2000), Dalmaso (2001), Garcin (2002), Dalmaso & Floquet (2001), Travassac (2003), Léonide *et al.* (2007).

Pour la période du Jurassique inférieur à moyen *pro parte*, les 4 unités étudiées sont : **la Formation Dolomitique de Saint-Pons** d'âge Hettangien   Sinémurien inférieur ; **la Formation des Calcaires Roux   Chailles** d'âge Sinémurien supérieur à Bajocien basal ; **la Formation des Alternances Marno-Calcaires   Zoophycos** d'âge Bajocien inférieur à Bathonien moyen et la **Formation de la Panouse** d'âge Bathonien supérieur à Callovien inférieur - moyen (Fig. 14).

Ce travail de Thèse est focalisé sur la Formation des Calcaires Roux   Chailles. Cependant les formations sous- et sus-jacentes sont analysées en partie afin de mieux cerner l'évolution du Bassin Sud-Provençal au cours du Jurassique inférieur et moyen pro parte.

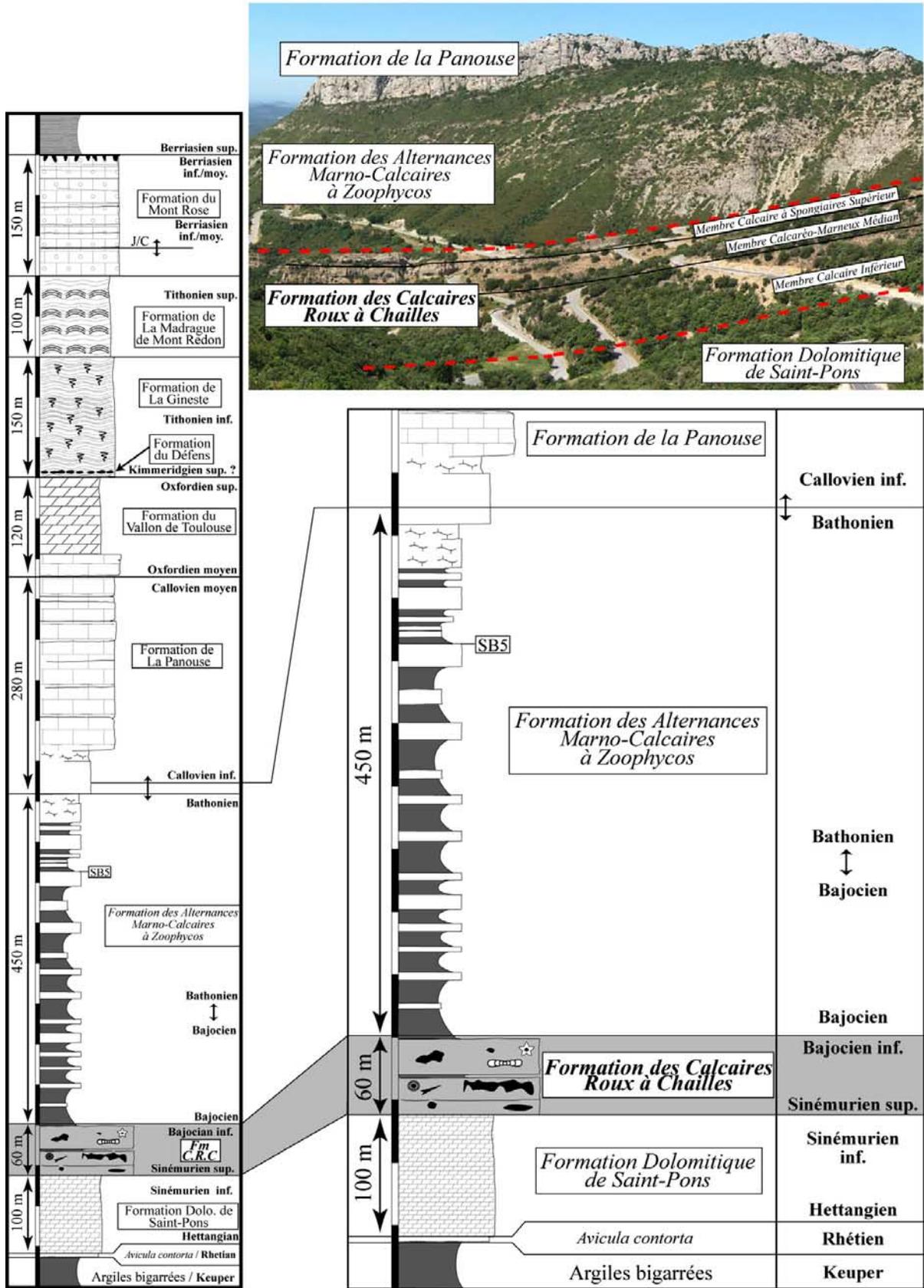


Figure 14 : Les formations lithostratigraphiques du Jurassique en Basse-Provence (d'après Floquet, communication personnelle, 2006). Détail et vue panoramique des formations d'âge Jurassique inférieur et moyen dans le vallon de Saint-Pons (Massif de la Sainte-Baume). La Formation des Calcaires Roux à Chailles (Fm CRC) est en grisé.

2.1.1- La Formation Dolomitique de Saint-Pons

Cette formation, étudiée d'un point de vue structural par Guieu (1968) et faciologique par Arnaud & Monleau (1979) a été dénommée « Dolomies Hettangiennes ». Marie (1999) a redéfini cette formation sur la base de précisions faciologiques et séquentielles et l'a renommé « Formation Dolomitique de Saint-Pons ». En effet, l'absence de faunes à valeur biostratigraphique ne permet pas de datation précise, et il est donc plus prudent de donner un nom rattachant cette formation à son caractère faciologique propre et non à un âge stratigraphique incertain.

Son âge Hettangien à Sinémurien *pro parte* a été estimé : 1) en fonction de l'âge des séries sédimentaires encadrantes et 2) par corrélation avec l'âge des formations homologues dans d'autres régions, notamment dans le Seuil Caussenard à partir des travaux de cyclostratigraphie de Marza (1995) et Marza *et al.*, (1998).

La base de la formation repose sur les calcaires dolomitiques et/ou oolitiques à litages obliques, les calcaires coquillers à *Avicula contorta*, dents de poissons, os de vertébrés, alternant avec des marnes vertes ou noires, s'agencant en paraséquences subtidales à supratidales et datées du Rhétien (Fig. 14). Celles-ci recouvrent les argiles rouges gypsifères à quartz bi-pyramidés attribuées au Trias supérieur (Keuper) constituant le niveau de décollement des nappes provençales.

La Formation Dolomitique de Saint-Pons est constituée, selon Marie (1999), de 13 lithofaciès (brèches calcaires, lits d'argilites vertes, *mudstones*, *wackestones*, *grainstones* oolitiques, laminites « tigrées » ou « léopard », laminites stromatolitiques, stromatolites en dôme, faciès à structures fenestrées et fentes de dessications...). Ces faciès s'organisent en paraséquences d'environ 1 mètre d'épaisseur correspondant à des environnements de dépôt péritidaux (Marie, 1999). L'épaisseur totale de cette formation est estimée à 100 mètres environ (Fig. 14).

Le sommet de la formation est marqué par une discontinuité sédimentaire majeure présente dans tout le Bassin Sud-Provençal (cf. Partie 2-III et Partie 3-I), et est recouvert par la Formation des Calcaires Roux à Chailles (Figs. 14 et 15).

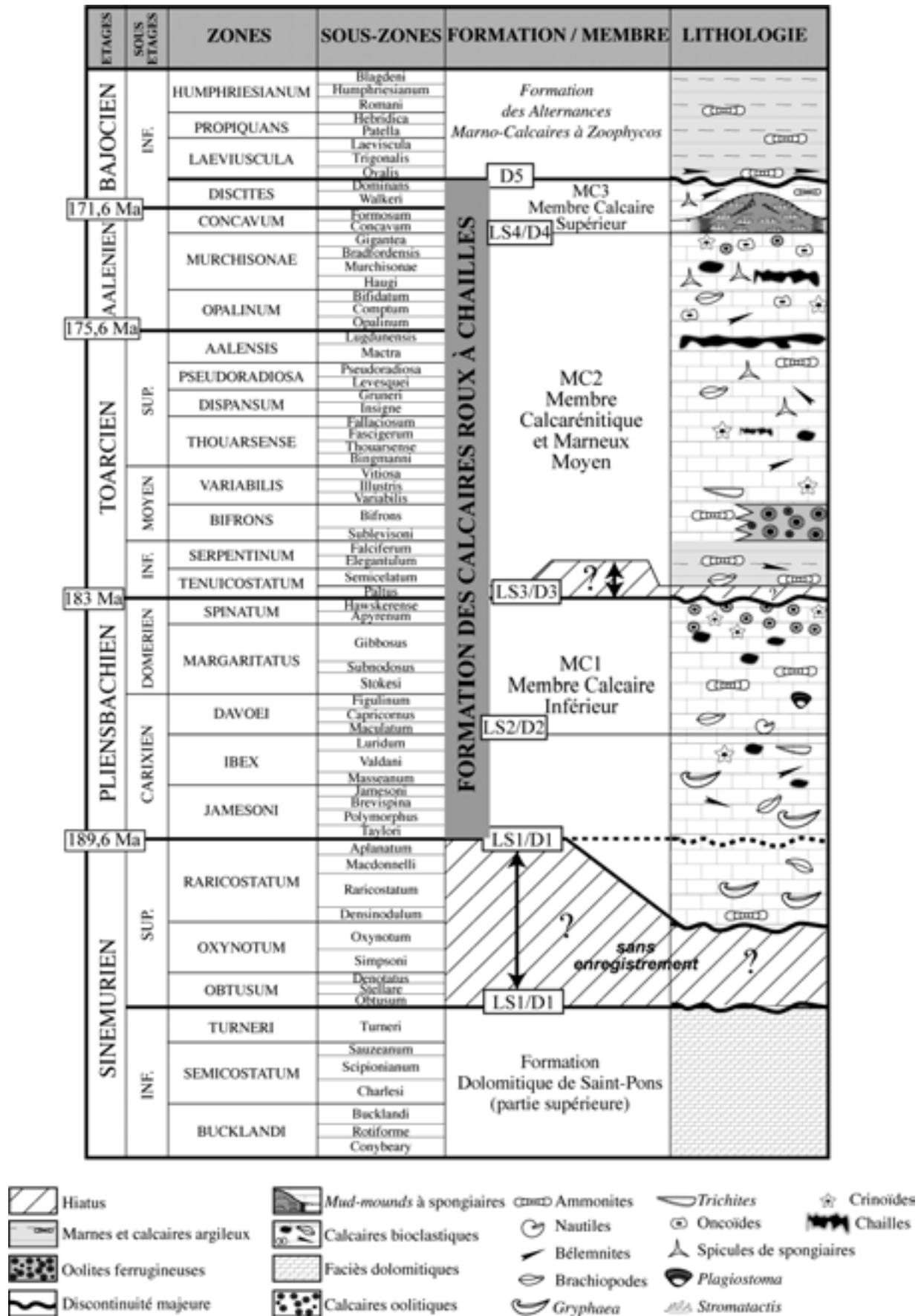


Figure 15 : Chrono-lithostratigraphie synthétique des dépôts d'âge Sinémurien à Bajocien inférieur dans le Bassin Sud-Provençal. Age radio-chronologique d'après Gradstein et al. (2004).

2.1.2- La Formation des Calcaires Roux à Chailles

La base de cette formation était datée du Carixien par les travaux précédents (Tempier, 1972 ; Arnaud & Monleau, 1979 ; Garcin, 2002). Les nouvelles données biostratigraphiques de cette étude (cf. Partie 2-II) permettent d'attribuer un âge Sinémurien supérieur aux premiers mètres de la formation dans certaines coupes (Bimont, la Crède ; Figs. 15 et 16).

Ces calcaires sont constitués principalement de calcaires bioclastiques (Tempier, 1972 ; Arnaud & Monleau, 1979 ; Garcin, 2002), dominés par des débris de crinoïdes, bivalves, brachiopodes, ammonites, spongiaires...(association « *Heterozoan* » *sensu* James, 1997), et marquant des environnements de dépôt subtidaux de *shoreface* à *lower offshore* (Fig. 15).

Cette formation, qui présente des variations d'épaisseur de la dizaine de mètres à plus de 350 mètres (Fig. 16) à travers tout le Bassin Sud-Provençal, est ponctuée de nombreuses discontinuités sédimentaires.

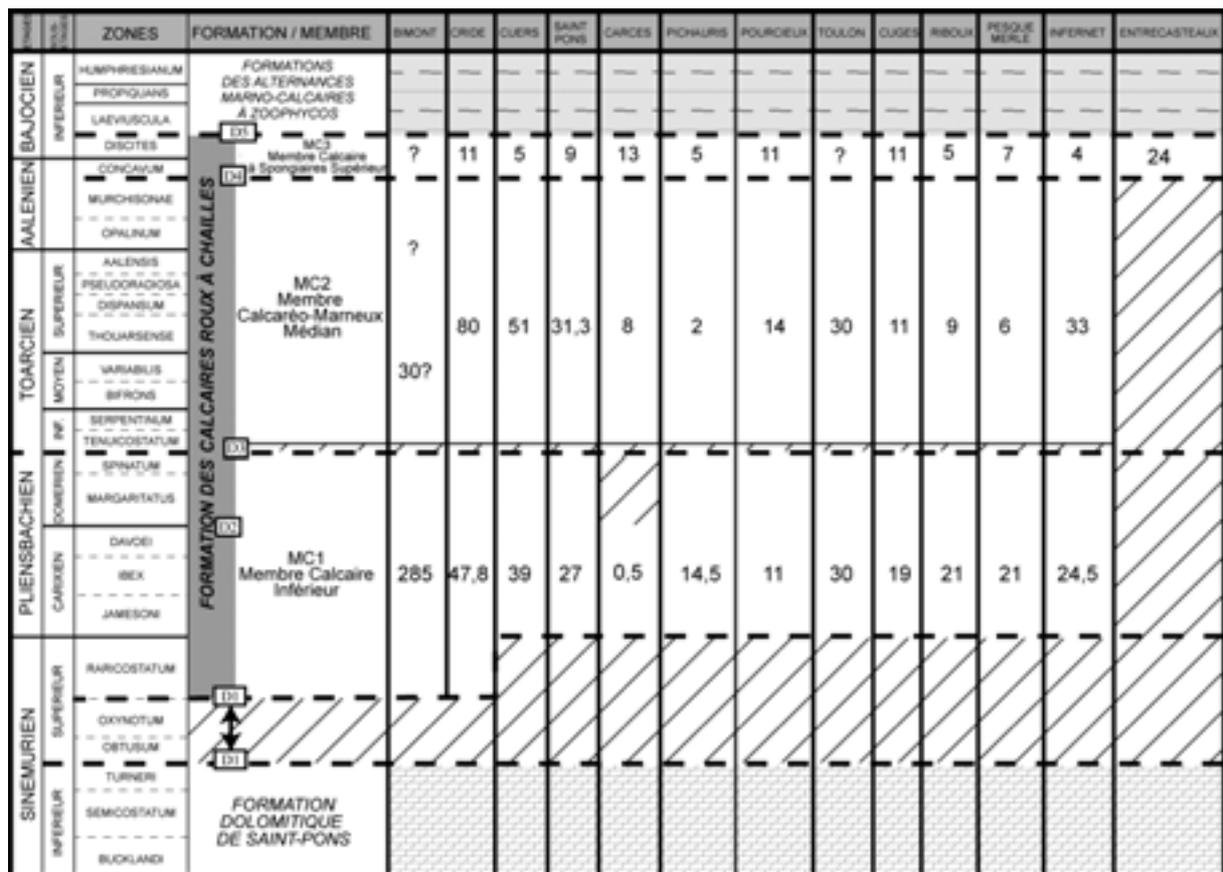


Figure 16 : Variations d'épaisseur dans les coupes réalisées des trois Membres (MC1, MC2 et MC3) constituant la Formation des Calcaires Roux à Chailles dans le Bassin Sud-Provençal (hachures : sans enregistrement).

Le sommet de la formation est surmonté par une discontinuité sédimentaire majeure (notée D5 sur Figs. 15 et 16), datée du Bajocien basal (Sida, 1998 ; Garcin, 2002) que recouvre la Formation des Alternances Marno-calcaires à *Zoophycos* d'âge Bajocien inférieur à Bathonien (Sida, 1998).

La formation des Calcaires Roux à Chailles est subdivisée en 3 membres (Figs. 15 et 16) définis par Sida (1998), Floquet *et al.* (2000), Garcin (2002), Léonide *et al.* (2007) et précisés dans ce travail : le Membre Calcaire inférieur (MC1), le Membre Calcaréo-Marneux Médian (MC2) et le Membre Calcaire à Spongiaires Supérieur (MC3). Chacun de ces 3 membres est limité par des discontinuités sédimentaires (Fig. 15).

2.1.2.1- Le Membre Calcaire Inférieur (MC1)

Ce membre est en contact avec la *Formation Dolomitique de Saint-Pons* par une discontinuité majeure (D1) dérivée d'érosion (Figs. 15 et 17).

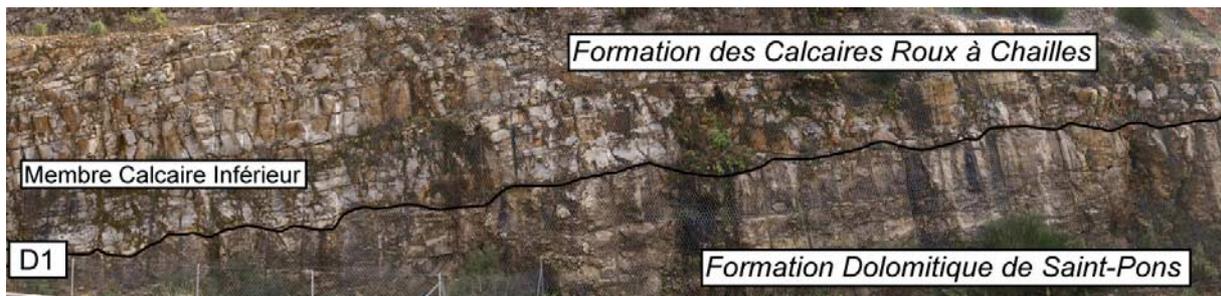


Figure 17 : Le sommet de la *Formation Dolomitique de Saint-Pons* et la base de la *Formation des Calcaires Roux à Chailles* séparés par la discontinuité D1 (coupe de Cuers).

MC1 est composé de calcaires bioclastiques fins à chailles, et d'alternances calcaires bioclastiques-calcaires argileux dans sa partie inférieure, puis de calcaires oo-bioclastiques grossiers dans sa partie supérieure (Fig. 18). Il présente des variations d'épaisseur de 0 à 180 mètres à travers tout le Bassin Sud-Provençal. Son âge varie en fonction des condensations, des érosions ou non-dépôt des sédiments à sa base et/ou à son sommet : il est le plus souvent daté du Pliensbachien, plus rarement du Sinémurien supérieur (cf. Partie 2.II-Biostratigraphie).

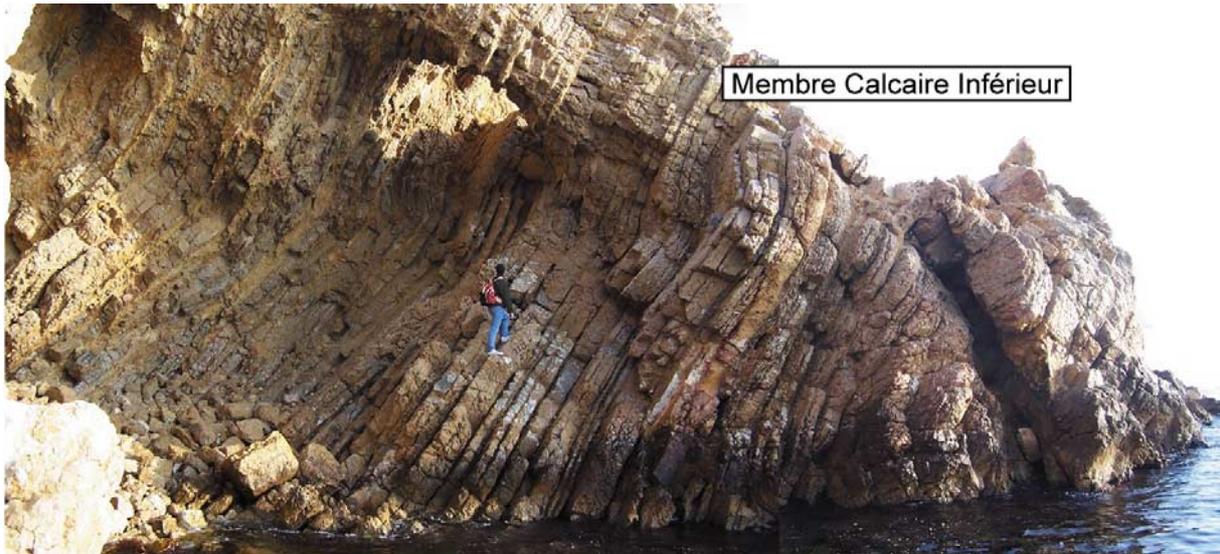


Figure 18 : Le Membre Calcaire Inférieur (MC1) de la Formation des Calcaires à Chailles dans la coupe de la Crède (échelle : Jérôme Hennuy).

Son sommet est marqué par une surface durcie ferruginisée, avec troncature (discontinuité D3 ; Fig. 19) correspondant au passage Pliensbachien-Toarcien.

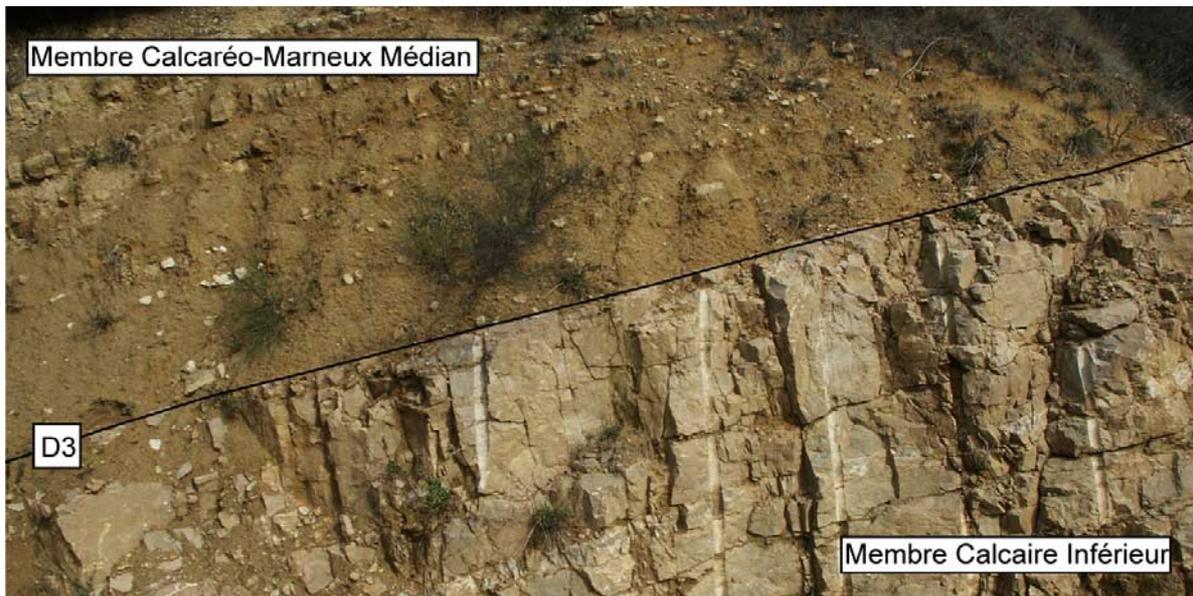


Figure 19 : Le sommet du Membre Calcaire Inférieur (MC1) et la base du Membre Calcaréo-Marneux Médian (MC2) de la Formation des Calcaires roux à Chailles, séparés par la discontinuité D3 dans la coupe de Cuers.

2.1.2.2- Le Membre Calcaréo-Marneux Médian (MC2)

Ce membre, au-dessus de la discontinuité majeure D3 (Figs. 15 et 19), comprend 1) des calcaires marneux et/ou des marnes noires dans sa partie inférieure, d'âge Toarcien

inférieur et moyen ; 2) des calcaires fins bioclastiques à chailles dans sa partie supérieure d'âge Toarcien supérieur à Aalénien *pro parte* (Figs. 15 et 20).

MC2 présente des variations d'épaisseur de 2 à plus de 80 mètres à travers le Bassin Sud-Provençal.



Figure 20 : Le Membre Calcaréo-Marneux Médian (MC2) de la Formation des Calcaires Roux à Chailles dans la coupe de Cuers.

Son sommet est marqué soit par une surface durcie ferruginisée, soit par une surface de discontinuité dérivée d'érosion et de remaniements, soit enfin par un horizon de condensation (discontinuité D4 ; Figs. 15 et 21), daté de l'Aalénien, au passage entre les zones à Murchisonae et Concavum.

2.1.2.3- Le Membre Calcaire à Spongiaires Supérieur (MC3)

Ce membre, au-dessus de la discontinuité D4 (Figs. 15 et 21), est principalement fait 1) de calcaires bioclastiques fins à chailles noires et/ou de calcaires argileux ; 2) de calcaires bioconstruits à spongiaires et *stromatactis* (monticules micritiques ou *mud-mounds*) (Figs. 15 et 21). Il est daté de l'Aalénien (zone à Concavum) et du Bajocien inférieur (zone à Discites). Il présente, en fonction du développement différent des *mud-mounds* sinon de leur absence, des variations d'épaisseur de 5 à 10 mètres localement et de 5 à 20 mètres à travers tout le Bassin Sud-Provençal (Fig. 21).

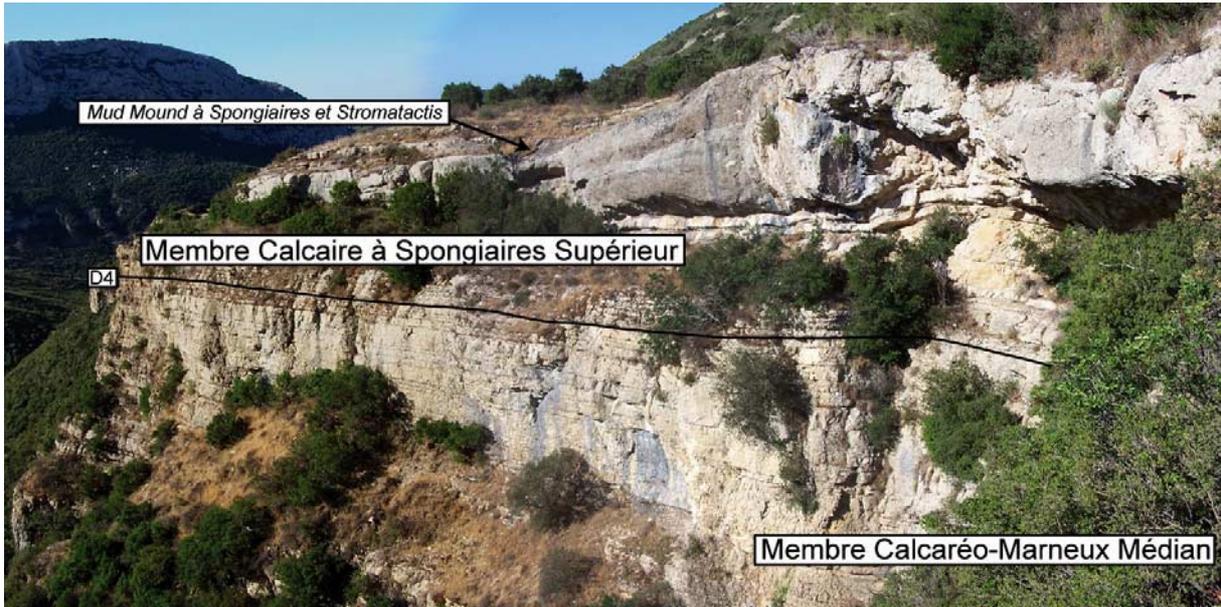


Figure 21 : Le sommet du Membre Calcaréo-Marneux Médian (MC2) et la base du Membre Calcaire à Spongiaires Supérieur (MC3) de la Formation des Calcaires Roux à Chailles, séparés par la discontinuité D4 dans la coupe de Saint-Pons.

Son sommet est marqué par une surface durcie ferruginisée (discontinuité D5 ; Fig. 22) datée du Bajocien basal (passage de la zone à Discites à la zone à Laeviuscula). MC3 est surmonté par la *Formation des Alternances Marno-Calcaires à Zoophycos* d'âge Bajocien inférieur *pro-parte* à Bathonien.

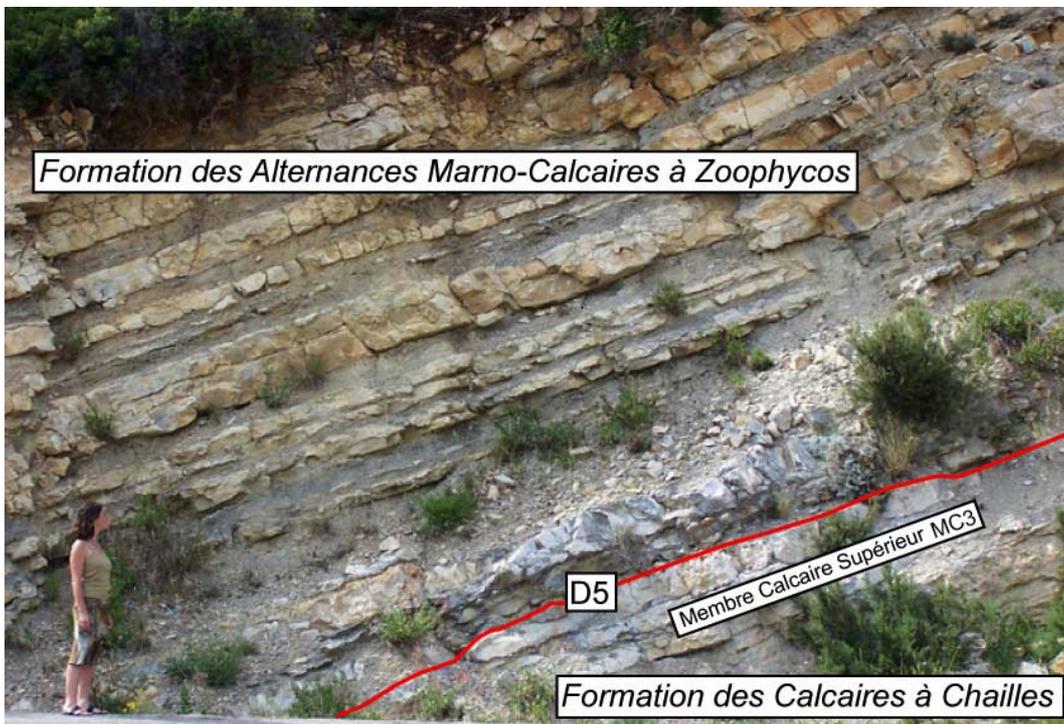


Figure 22 : Le sommet de la Formation des Calcaires Roux à Chailles et la base de la Formation des Alternances Marno-Calcaires à Zoophycos séparés par la discontinuité D5 dans la coupe de Saint-Pons (échelle : Anne-Sophie Léonide).

2.1.3- Formation des Alternances Marno-Calcaires à Zoophycos

Cette formation redéfinie par Sida (1998), correspond aux « Calcaires à *Cancellophycus* » de Guieu (1968), Tempier (1972) et Arnaud & Monleau (1979).

Sa limite inférieure correspond à la surface durcie D5 (Figs. 15 et 22) au toit de la Formation des Calcaires Roux à Chailles. Cette discontinuité est recouverte par un lit d'argilite noire épais de 15 centimètres, très fossilifère puis par une alternance marno-calcaire riche en *Zoophycos*. Le lit d'argilites noires est daté du Bajocien inférieur (zone à *Laeviuscula*) par la présence des ammonites *Soninia sowerbi* et *Witchellia* sp. (Sida, 1998).

L'épaisseur de la formation est estimée en moyenne à 450 mètres par Tempier (1972) et Arnaud & Monleau (1979).

La base de la Formation de la Panouse sus-jacente (Bathonien final à Callovien inférieur-moyen) correspond à un changement lithologique avec développement de calcaires francs qui déterminent une falaise de couleur blanche au-dessus d'un talus herbeux ou rocailleux (Fig. 14), presque partout dans le Bassin Sud-Provençal (Hennuy & Vallon, 1998 ; Dalmaso & Vincendon, 1999 et Pichon & Veyssièrre, 2000).

Chapitre II
Biostratigraphie
du Jurassique inférieur et moyen

2.II.1- Associations fauniques et découpage biozonal **44**

2.II.2- Corrélations biostratigraphiques **60**

2.II.1- Association faunique et découpage biozonal (Figs. 23 et 24)

Les datations proposées reposent sur la récolte de 45 taxons de brachiopodes et 58 taxons d'ammonites, répartis sur les 15 coupes levées dans le Bassin Sud-Provençal.

L'Hettangien et le Sinémurien inférieur

La Formation Dolomitique de Saint-Pons ne livre aucune faune à valeur biostratigraphique. L'âge Hettangien à Sinémurien inférieur n'est estimé que par extrapolation de l'âge proposé pour la formation analogue du Seuil Cévennois (Marza, 1995 ; Marza *et al.* 1998).

Le Sinémurien Supérieur

Les premiers marqueurs biochronologiques appartenant à la Formation des Calcaires Roux à Chailles datent du Sinémurien supérieur, zone à **Raricostatum**. Il s'agit des ammonites *Echioceras* gr. *microdiscus* et *Paltechioceras* sp. Les deux premières zones du Sinémurien supérieur (Obtusum et Oxynotum) ne sont pas représentées dans le Bassin Sud-Provençal.

Le Pliensbachien

Le Pliensbachien est divisé en deux sous-étages : le Carixien et le Domérien.

Le Carixien

Le Carixien est sub-divisé en trois biozones : Jamesoni, Ibex et Davoei, toutes trois bien représentées dans le Bassin Sud-Provençal.

La zone à **Jamesoni** est caractérisée par la présence de l'ammonite *Uptonia* cf. *jamesoni* et des brachiopodes *Cuersithyris cuersensis*, *Cuersithyris radostockiensis*, *Gibbirhynchia curviceps*, *Zeilleria (Zeilleria) darwini*, *Zeilleria (Zeilleria) kerasis* et *Lobothyris punctata subpunctata*.

L'ammonite *Tropidoceras* sp. marque le passage de la zone à Jamesoni à la zone à Ibex.

Fm	Formation Dolomitique de Saint-Pons		Formation des Calcaires Roux à Chailles											Formation AMCZ														
Mb	D1		MC1			D3	MC2				MC3																	
ETAGES	HETTANGIEN	SINEMURIEN			PLIENSBACHIEN			TOARCIEN				AALENIEN		BAJOCIEN														
SOUS ETAGES		INF.		SUP.		CARIXIEN		DOMERIEN	INF.	MOYEN		SUP.				INF.												
ZONES		TURNERI	SEMICOSTATUM	BUCKLANDI	OBRUSUM	OXYNOTUM	RARICOSTATUM	JAMESONI	IBEX	DAVOEI	MARGARITATUS	SPINATUM	TENUICOSTATUM	SERPENTINUM	BIFRONS	VARIABLES	THOUARSENSE	DISPANSUM	PSEUDORADIOSA	AALENSIS	OPALINUM	MURCHISONAE	CONCAVUM	DISCITES	LAEVIUSCULA	PROPIQUANS	HUMPHRIESIANUM	
<i>Globirhynchia cf. buckmani</i>																												
<i>Monsardithyris trilineata</i>																												
<i>Sphaeroidothyris silicea</i>																												
<i>Stroudithyris pisolithica</i>																												
<i>Globirhynchia subobsoleta</i>																												
<i>Conarothyris walerti</i>																												
<i>Loboidothyris hypocystis</i>																												
<i>Euidothyris sp.</i>																												
<i>Globirhynchia prava</i>																												
<i>Monsardithyris catzigrasae</i>																												
<i>Stroudithyris stephanoides</i>																												
<i>Homoeorhynchia cynoprosopa</i>																												
<i>Stroudithyris infraoolithica</i>																												
<i>Pseudogibbirhynchia nov. sp.</i>																												
<i>Rhynchonelloidea cf. cynica</i>																												
<i>Telothyris jauberti morphe leymeriei</i>																												
<i>Sphaeroidothyris vari</i>																												
<i>Telothyris monleau</i>																												
<i>Quadratirhynchia vasconcellosi</i>																												
<i>Soaresirhynchia rustica</i>																												
<i>Telothyris jauberti</i>																												
<i>Cuersithyris provincialis</i>																												
<i>Homoeorhynchia batalleri</i>																												
<i>Telothyris pyrenaica</i>																												
<i>Gibbirhynchia reyi</i>																												
<i>Lobothyris arcta</i>																												
<i>Zeilleria (Zeilleria) subovalis</i>																												
<i>Gibbirhynchia northamptonensis</i>																												
<i>Aulacothyris resupinata</i>																												
<i>Liospiriferina rostrata</i>																												
<i>Callospiriferina tumida</i>																												
<i>Lobothyris punctata</i>																												
<i>Zeilleria indentata</i>																												
<i>Tetrarhynchia tetrahedra</i>																												
<i>Zeilleria (Zeilleria) sarthacencis</i>																												
<i>Lobothyris subpunctata</i>																												
<i>Zeilleria (Zeilleria) cf. peybernesi</i>																												
<i>Tetrarhynchia ranina</i>																												
<i>Zeilleria (Cincta) numismalis</i>																												
<i>Lobothyris punctata punctata</i>																												
<i>Lobothyris punctata subpunctata</i>																												
<i>Zeilleria (Zeilleria) kerastis</i>																												
<i>Zeilleria (Zeilleria) darwini</i>																												
<i>Gibbirhynchia curviceps</i>																												
<i>Cuersithyris radstockiensis</i>																												
<i>Cuersithyris cuersensis</i>																												

Figure 23 : Répartition stratigraphique des taxons de brachiopodes récoltés dans la Formation des Calcaires Roux à Chailles du Bassin Sud-Provençal et corrélation avec l'échelle biostratigraphique ouest-européenne (hachures : non enregistré).

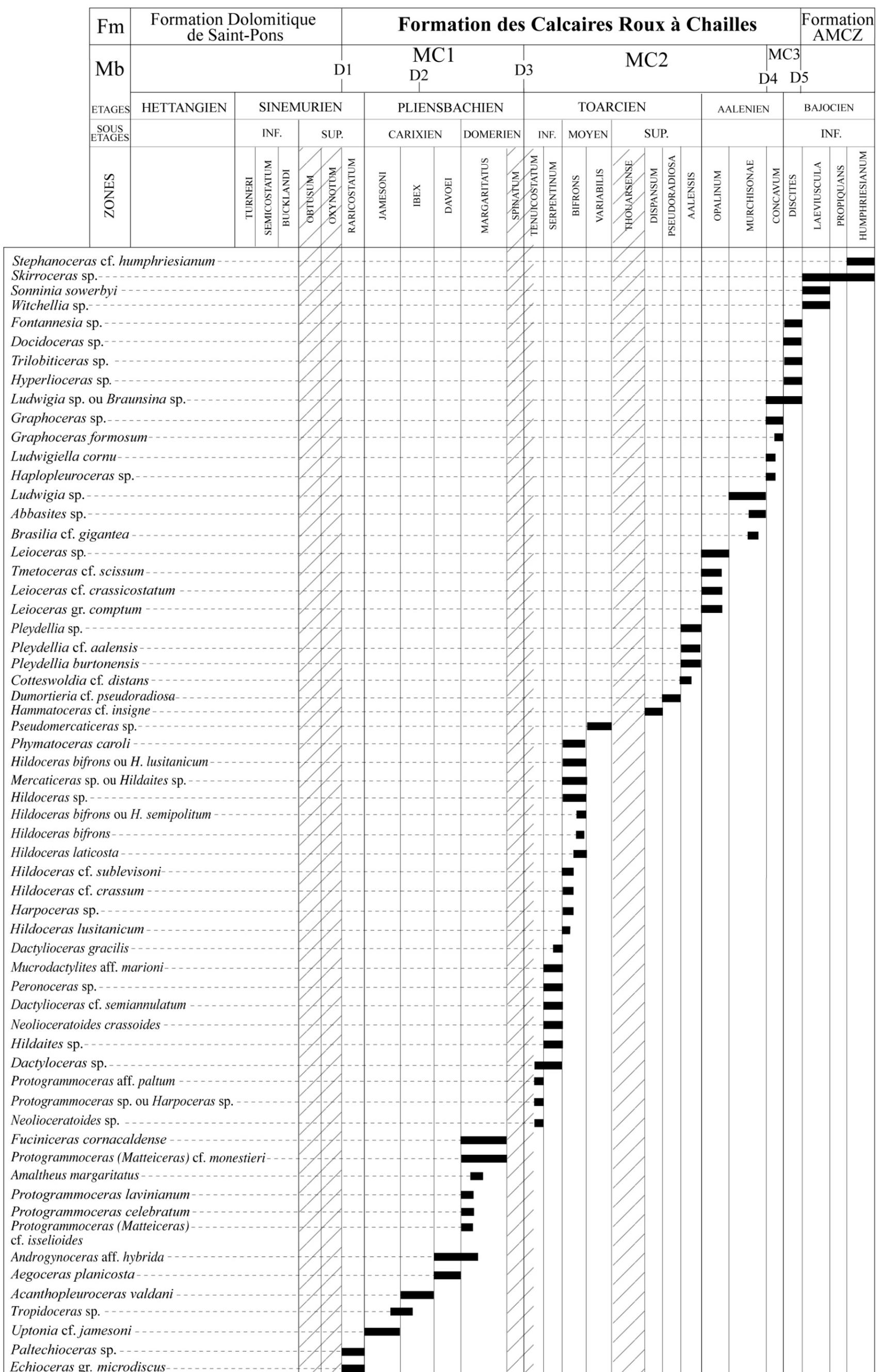


Figure 24 : Répartition stratigraphique des taxons d'ammonites récoltés dans la Formation des Calcaires Roux à Chailles du Bassin Sud-Provençal et corrélation avec l'échelle biostratigraphique ouest-européenne (hachures : non enregistré).

La zone à **Ibex** est définie par la présence de l'ammonite *Acanthopleuroceras valdani*.

La zone à **Davoei** est marquée par la présence des ammonites *Aegoceras planicosta* et *Androgynoceras* aff. *hybrida*, cette dernière pouvant s'étendre à la base de la zone à *Margaritatus* (sous-zone à Stokesi).

Enfin, les trois brachiopodes *Lobothyris punctata punctata*, *Zeilleria (Cincta) numismalis* et *Tetrahynchia ranina* ne sont pas spécifiques d'une zone particulière du Carixien mais s'étendent dans tout cet étage (Fig. 23).

Le Domérien

La première zone du Domérien, la zone à **Margaritatus**, est représentée par la présence des ammonites 1) *Fuciniceras cornacaldense* et *Protogrammoceras (Matteiceras)* cf. *monestieri* ; 2) *Protogrammoceras (Matteiceras)* cf. *isselioides*, *Protogrammoceras celebratum* et *Protogrammoceras lavinianum* caractéristiques de la sous-zone à Stokesi et 3) *Amaltheus margaritatus* de la sous-zone à Subnodosus.

Cette zone est aussi marquée par les brachiopodes *Zeilleria (Zeilleria)* cf. *peybernesi*, *Lobothyris subpunctata*, *Zeilleria (Zeilleria) sarthacencis*, *Tetrahynchia tetrahedra*, *Zeilleria indentata*, *Lobothyris punctata* et *Callospiriferina tumida*, ce dernier pouvant s'étendre plus haut dans la zone à Spinatum.

La zone à **Spinatum** n'est pas caractérisée par la présence d'ammonites. Seuls les brachiopodes *Liospiriferina rostrata*, *Aulacothyris resupinata*, *Gibbirhynchia northamptonensis* et *Zeilleria (Zeilleria) subovalis* ont permis son identification.

Le Toarcien

Le Toarcien est divisé en trois sous-étages : le Toarcien inférieur, moyen et supérieur.

Le Toarcien inférieur

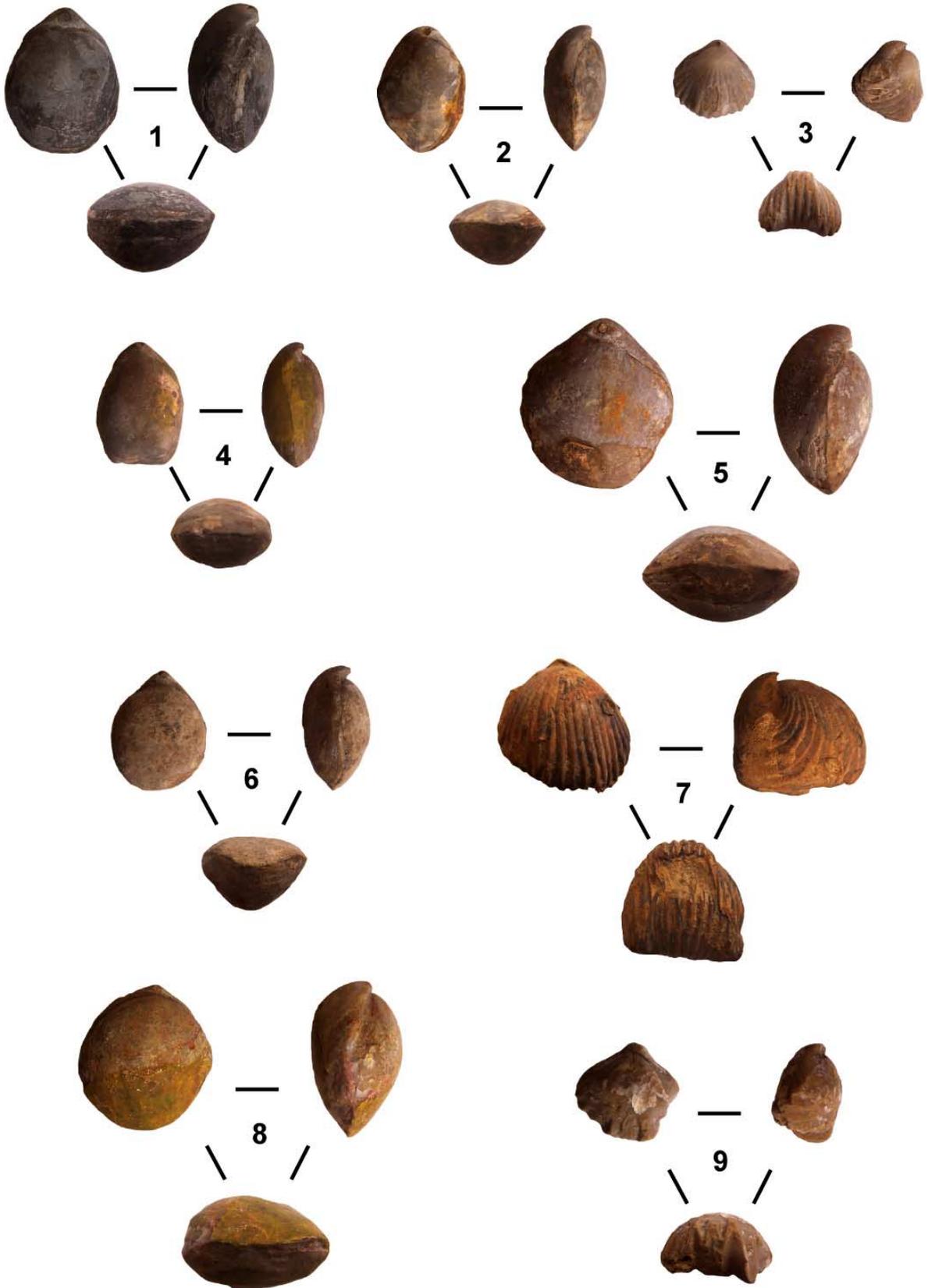
Le Toarcien inférieur est sub-divisé en deux biozones : Tenuicostatum et Serpentinum.

La zone à **Tenuicostatum** est marquée par la présence 1) des ammonites *Protogrammoceras* sp., *Neolioceratoides* sp., *Protogrammoceras* aff. *paltum* et *Dactylioceras* sp., toutes caractéristiques de la sous-zone à Semicelatum (l'extension de *Dactylioceras* sp. se terminant dans la zone à Serpentinum) ; 2) des brachiopodes *Gibbirhynchia reyi* et *Lobothyris arcta*, ce dernier s'étendant jusqu'à la base de la zone à Serpentinum (sous-zone à Elegantum).

Planche 1 Brachiopodes

- 1) *Cuersithyris radstokiensis* - Carixien. Zone à Jamesoni - Coupe de la Cride (BL7)
- 2) *Zeilleria (Zeilleria) darwini* - Carixien. Zone à Jamesoni - Coupe de la Cride (BL7)
- 3) *Tettrhynchia ranina* - Carixien - Coupe de la Cride (BL11)
- 4) *Zeilleria indentata* - Domérien. Zone à Margaritatus - Coupe de Pichauris (Au7)
- 5) *Lobothyris punctata* - Domérien. Zone à Margaritatus - Coupe de la Cride (BL58)
- 6) *Aulacothyris resupinata* - Domérien. Zone à Spinatum - Coupe de Pichauris (Au8)
- 7) *Gibbirhynchia reyi* - Toarcien inférieur. Zone à Tenuicostatum - Coupe de Cuers (BB9)
- 8) *Telothyris jauberti* - Toarcien inférieur à moyen. Zones à Serpentinum à Bifrons - Coupe de la Cride (BL98)
- 9) *Quadratrirhynchia vasconellosi* - Toarcien inférieur. Zone à Serpentinum - Coupe de la Cride (BL92)

Déterminations par Yves Alméras.

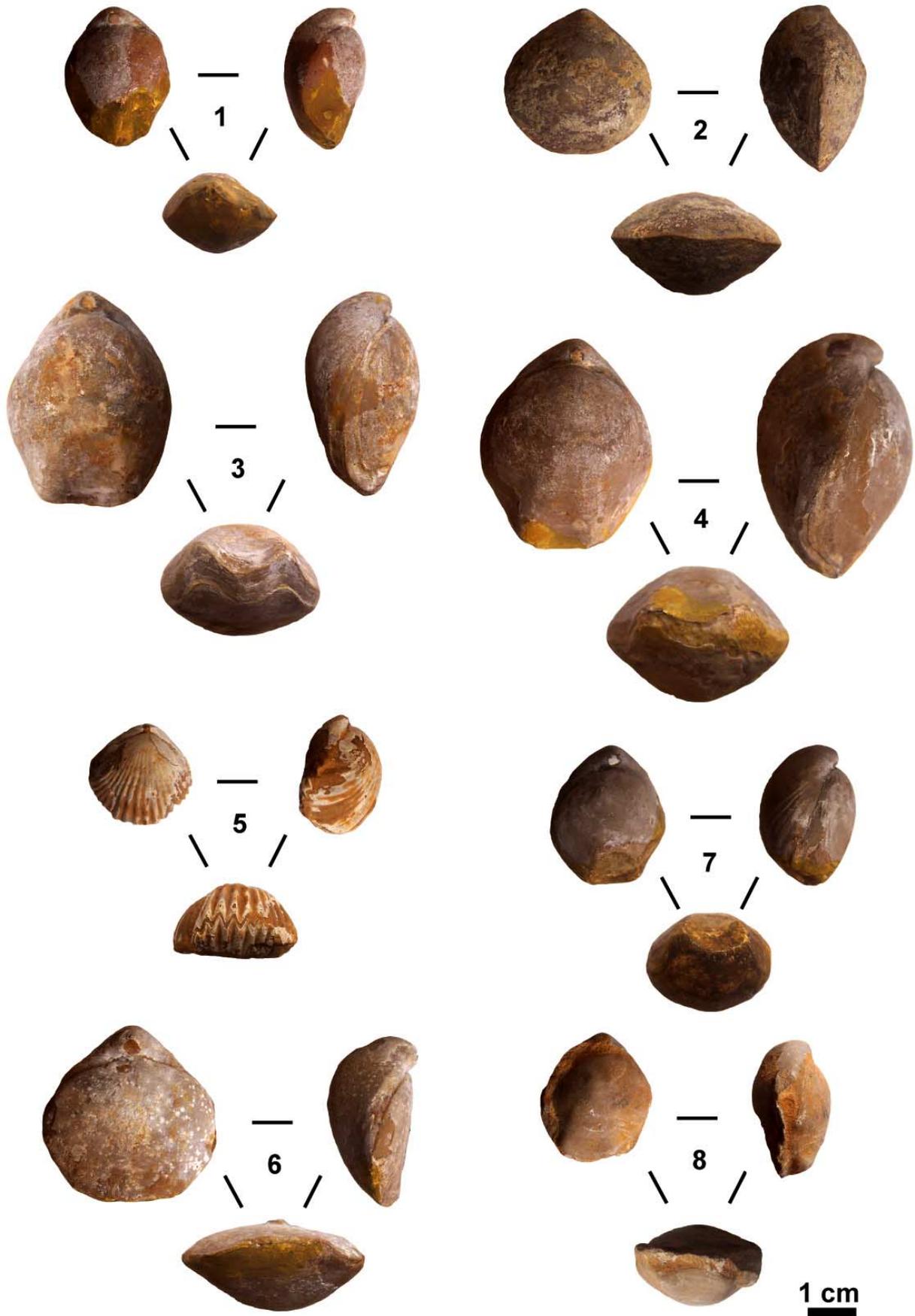


1 cm

Planche 2 Brachiopodes

- 1) *Telothyris monleau* - Toarcien moyen. Zone à Bifrons - Sous-zone à Bifrons - horizon à lusitanicum - Coupe de la Cride (BL126-127)
- 2) *Telothyris jauberti* morphe *leymeriei* - Toarcien moyen. Zones à Bifrons - Coupe de Cuers (BB15)
- 3) *Stroudithyris stephanoides* - Toarcien supérieur - Coupe de la Cride (BL144-145)
- 4) *Monsadithyris catzigrasae* - Toarcien supérieur. Zones à Dispansum à Aalensis - Coupe de la Cride (BL144-145)
- 5) *Globirhynchia prava* - Aalénien. Zone à Opalinum - Coupe de la Cride (FB21)
- 6) *Loboidothyris hypocystis* - Aalénien. Zone à Opalinum - Coupe de la Cride (FB22)
- 7) *Conarothris walerti* - Aalénien. Zone à Murchisonae - Coupe de la Cride (FB45c)
- 8) *Stroudithyris pisolithica* - Aalénien. Zone à Murchisonae - Coupe de Cuers (BB31)

Déterminations par Yves Alméras.



Seule la seconde sous-zone (Semicelatum) de la zone à Tenuicostatum est définie par les taxons récoltés. La première sous-zone (Paltus) n'est pas reconnue dans le Bassin Sud-Provençal.

La zone à **Serpentinum** est définie par les ammonites *Hildaites* sp., *Neolioceratoides crassoides*, *Dactylioceras* cf. *semiannulatum*, *Peronoceras* sp., *Mucrodactylites* aff. *marioni* et *Dactylioceras gracilis* caractérisant la sous zone à Falciferum. Cette zone est aussi définie par les brachiopodes *Quadratrhyndia vasconcellosi*, *Soaresirhyndia rustica*, *Telothyris jauberti*, *Cuersithyris provincialis*, *Homeorhyndia batalleri* et *Telothyris pyrenaica*. Ces quatre derniers brachiopodes ont des extensions pouvant aller jusqu'à la base de la zone à Bifrons (sous-zone à Sublevisoni).

Le Toarcien moyen

Le Toarcien moyen est sub-divisé en deux biozones : Bifrons et Variabilis.

La zone à **Bifrons** est définie par la présence des ammonites 1) *Hildoceras* sp., *Mercaticeras* sp., *Hildaites* sp. et *Phymatoceras caroli* ; 2) *Hildoceras lusitanicum*, *Harpoceras* sp., *Hildoceras* cf. *crassum*, *Hildoceras* cf. *sublevisoni*, marquant la sous-zone à Sublevisoni ; et 3) *Hildoceras laticosta*, *Hildoceras bifrons*, *Hildoceras semipolitum* marquant la sous-zone à Bifrons. Cette zone est aussi caractérisée par la présence des brachiopodes *Telothyris monleau*, *Sphaeroidothyris vari* et *Telothyris jauberti* morphe *leymeriei*.

La zone à **Variabilis** est seulement reconnue par la présence de l'ammonite *Pseudomercaticeras* sp.

Le Toarcien supérieur

Le Toarcien supérieur est divisé en quatre biozones : Thouarsense, Dispansum, Pseudoradosa et Aalensis.

Peu de taxons reconnus dans le Bassin Sud-Provençal sont spécifiques d'une zone particulière du Toarcien supérieur. Il est donc difficile de discriminer chaque zone.

Les brachiopodes *Rhynchonelloidea* cf. *cynica*, *Stroudithyris infraoolithica* et *Homeorhyndia cynoprosopa* se rencontrent dans tout le Toarcien Supérieur.

Le brachiopode *Pseudogibbirhyndia* nov. sp. se trouve de la zone à **Thouarsense** à la zone à **Pseudoradosa**.

Les brachiopodes *Stroudithyris stephanoides*, *Monsardithyris catzigrasae* sont présents de la zone à **Dispansum** à la zone à **Aalensis**.

L'ammonite *Hammatoceras* cf. *insigne* marque la zone **Dispansum**. *Dumortieria* cf. *pseudoradiosa* est caractéristique de la zone à **Pseudoradiosa**. *Cotteswoldia* cf. *distans* marque la base de la zone à Aalensis (sous zone à Mactra). Enfin, *Pleydellia burtonensis*, *Pleydellia* cf. *aalensis* et *Pleydellia* sp., représentent la zone à **Aalensis**, c'est-à-dire la partie sommitale du Toarcien supérieur.

L'Aalénien

L'Aalénien est divisé en trois biozones : Opalinum, Murchisonae et Concavum.

La zone à **Opalinum** est définie par la présence 1) des ammonites *Leioceras* sp., *Leioceras* gr. *comptum*, *Leioceras* cf. *crassicostatum* et *Tmetoceras* cf. *scissum* ; 2) des brachiopodes *Globirhynchia prava*, *Euidothyris* sp., *Loboidothyris hypocystis*.

La zone à **Murchisonae** est marquée par la présence 1) des ammonites *Brasilia* cf. *gigantea* (sous-zone à Bradfordensis), *Abbasites* sp. (sous-zone à Bradfordensis et Gigantea) et *Ludwigia* sp. et 2) des brachiopodes *Conarothyris walerti*, *Globirhynchia subobsoleta*, *Stroudithyris pisolithica*, *Sphaeroidothyris silicea*, *Monsardithyris trineata*, *Globirhynchia* cf. *buckmani*.

La zone à **Concavum** est caractérisée par la présence des ammonites 1) *Graphoceras* sp., *Ludwigia* sp. ; 2) *Haplopleuroceras* sp., *Ludwigiella cornu* de la sous-zone à Concavum ; et 3) *Graphoceras formosum* de la sous-zone à Formosum.

Le Bajocien inférieur

Le Bajocien inférieur est divisé en quatre zones : Discites, Laeviuscula, Propinquans et Humphriesanum.

La zone à **Discites** est définie par la présence des ammonites *Hyperlioceras* sp., *Trilobiticeras* sp., *Docidoceras* sp. et *Fontannesia* sp.

La zone à **Laeviuscula** est marquée par la présence de *Witchellia* sp. et *Sonninia sowerbyi*.

Enfin, l'ammonite *Skirroceras* sp. s'étend de la zone à **Laeviuscula** à la zone à Humphriesanum et l'ammonite *Stephanoceras* cf. *humphriesianum* marque la zone à **Humphriesanum**.

Planche 3 Ammonites

- 1) *Echioceras* gr. *microdiscus* - Sinémurien supérieur. Zone à *Raricostatum* - Coupe de la Cride (BL1)
- 2) *Androgynoceras* aff. *hybrida* - Domérien. Zones à *Davoei* ou Zone à *Margaritatus*, sous-zone à *Stokesi* - Coupe de Cuers (BA1)
- 3) *Protogrammoceras* (*Matteiceras*) cf. *monestieri* - Domérien. Zone à *Margaritatus* - Coupe de Cuers (BA2)
- 4) *Protogrammoceras* sp. - Domérien. Zone à *Margaritatus* - Coupe de Cuers (Cr15)
- 5) *Amaltheus* cf. *margaritatus* - Domérien. Zone à *Margaritatus* ou *Spinatum* - Coupe de Pichauris (A3Pic1)
- 6) *Protogrammoceras* aff. *paltum* - Toarcien inférieur. Zone à *Tenuicostatum*, sous-zone à *Semicelatum* - Coupe de Cuers (BA4 :2)
- 7) 8) *Dactylioceras* cf. *semiannulatum* - Toarcien inférieur. Zone à *Serpentinum* - Coupe de Carcès (CA1/CA2)
- 9) *Hildaites* sp. - Toarcien inférieur. Zone à *Serpentinum* - Coupe de Carcès (J8)
- 10) *Mucrodactylites* aff. *marioni* - Toarcien inférieur. Zone à *Serpentinum* et *Bifrons* - Coupe de Carcès (J2)
- 11) *Hildoceras* aff. *sblevisoni* - Toarcien inférieur. Zone à *Bifrons*, sous-zone à *Sublevisoni* - Coupe de Pourcieux (A9)

Déterminations par Pascal Neige et Francesco Macchioni.

NB : Tous les fossiles sont figurés en grandeur naturelle



Planche 4 Ammonites

- 1) *Hildoceras bifrons* - Toarcien moyen. Zone à Bifrons, sous-zone à Bifrons - Coupe de Carcès (CA6)
- 2) *Hildoceras lusitanicum* - Toarcien moyen. Zone à Bifrons, sous-zone à sublevisoni, horizon à lusitanicum - Coupe de Carcès (J6)
- 3) *Hildoceras laticosta* - Toarcien moyen. Zone à Bifrons, sous-zone à Bifrons - Coupe de Carcès (CA4)
- 4) 5) 6) *Pseudomercaticeras* sp. - Toarcien moyen. Zone à Bifrons - Coupe de Cuers (BA9/BA10/BA11)
- 7) *Hammatoceras* cf. *insigne* - Toarcien supérieur. Zone à Dispasum - Coupe de Cuers (BA12)
- 8) *Dumortieria* cf. *pseudoradiosa* - Toarcien supérieur. Zone à Pseudoradiosa - Coupe de Cuers (BA13)
- 9) 10) *Pleydellia* cf. *aalensis* - Toarcien supérieur. Zone à Aalensis - Coupe de Carcès (J13) et Saint-Pons (SP12)
- 11) *Witchellia* sp. - Bajocien inférieur. Zone à Laeviuscula - Coupe de Saint-Pons
- 12) *Stephanoceras* cf. *humphriesianum* - Bajocien inférieur. Zone à Humphriesianum - Coupe de Saint-Pons

Déterminations par Pascal Neige et Francesco Macchioni.

NB : Tous les fossiles sont figurés en grandeur naturelle, excepté 8) et 12) à l'échelle 1/2



2.II.2. Corrélations biostratigraphiques

Les corrélations biostratigraphiques (Figs. 25, 26 et 27) entre les 15 coupes étudiées dans le Bassin Sud-Provençal d'âge Jurassique inférieur et moyen ont été réalisées à l'échelle de la zone d'ammonite. Lorsque les datations ne permettent pas de corrélations à cette échelle, les données biostratigraphiques tirées de la bibliographie (Tempier, 1972 ; Arnaud & Monleau, 1979), les grandes tendances facioécologiques et les critères sédimentologiques à valeur corrélatrice régionale (exemple : discontinuité reconnue au moins à l'échelle du Bassin Sud-Provençal), sont utilisés.

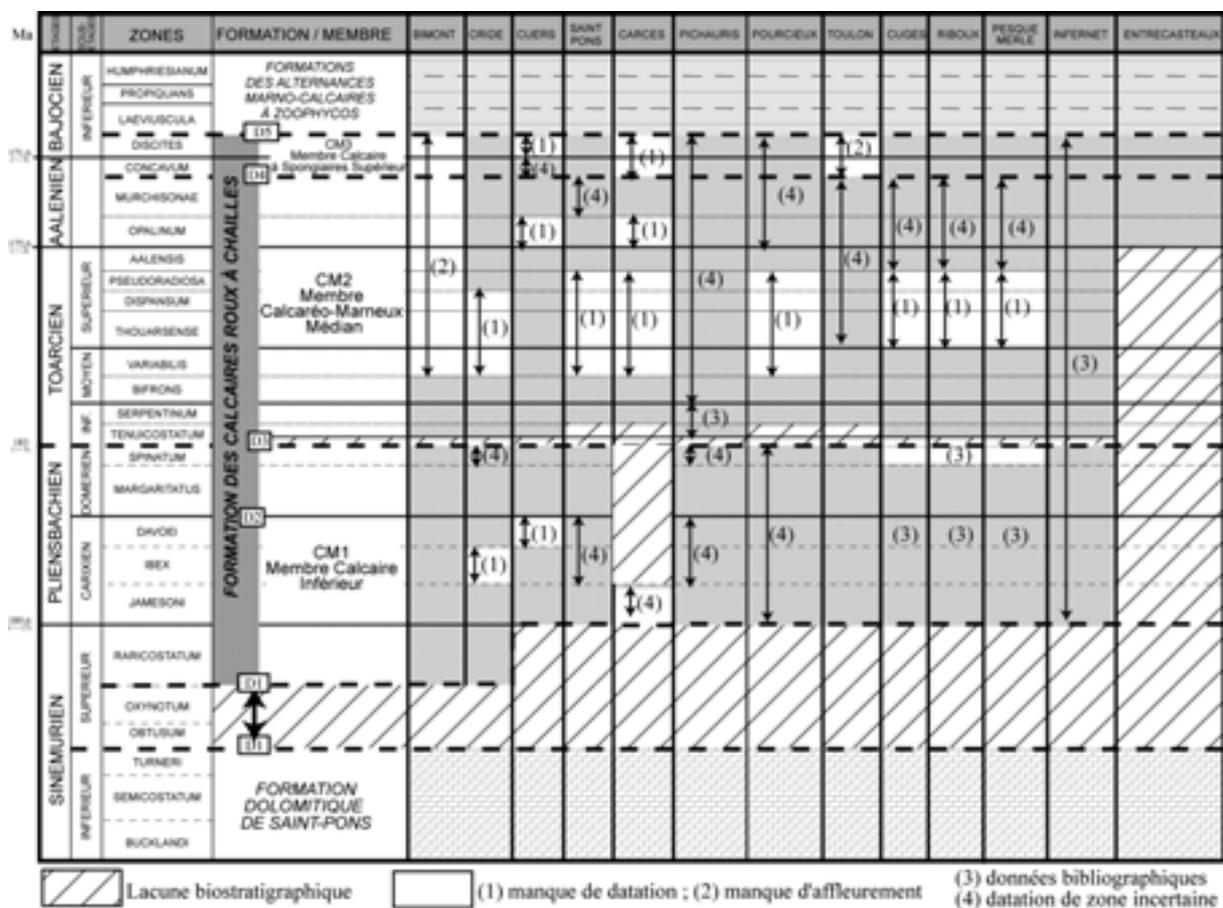


Figure 25 : Diagramme de corrélations biostratigraphiques entre les principales coupes dans la Formation des Calcaires Roux à Chailles du Bassin Sud-Provençal.

Ces corrélations mettent en évidence (Fig. 25) :

- 1) une lacune d'enregistrement des 2 premières zones du Sinémurien supérieur (Obtusum et Oxynotum = 2Ma) dans tout le Bassin Sud Provençal ;
- 2) une lacune de tout le Sinémurien supérieur (=3Ma) pour la majeure partie des coupes étudiées dans le bassin ;

3) une lacune du Sinémurien supérieur au Toarcien Supérieur (=17Ma) pour la coupe la plus septentrionale (Entrecasteaux) ;

4) une lacune de la sous-zone à Paltus (Toarcien inférieur, zone à *Tenuicostatum*) dans tout le Bassin Sud-Provençal, lacune connue à l'échelle de la Téthys Ouest-Européenne (Guex *et al.*, 2001 ; Morard *et al.*, 2003).

Les figures 26 et 27 représentent deux profils de corrélations biostratigraphiques N-S et NW-SE à travers le Bassin Sud Provençal. Ces profils montrent 1) des biseaux de rétrogradation vers le Nord (Fig. 26) en direction du Haut-Fond du Moyen Verdon et de fortes variations d'épaisseur (Fig. 27) des séries datées ; 2) et que ces biseaux de rétrogradation (*onlap*) apparaissent accusés au Toarcien inférieur - moyen et majeurs à l'Aalénien. Ils se transforment en véritable débordement (*overlap*) sur le Haut-Fond du Moyen Verdon au Bajocien inférieur.

NNE

SSW

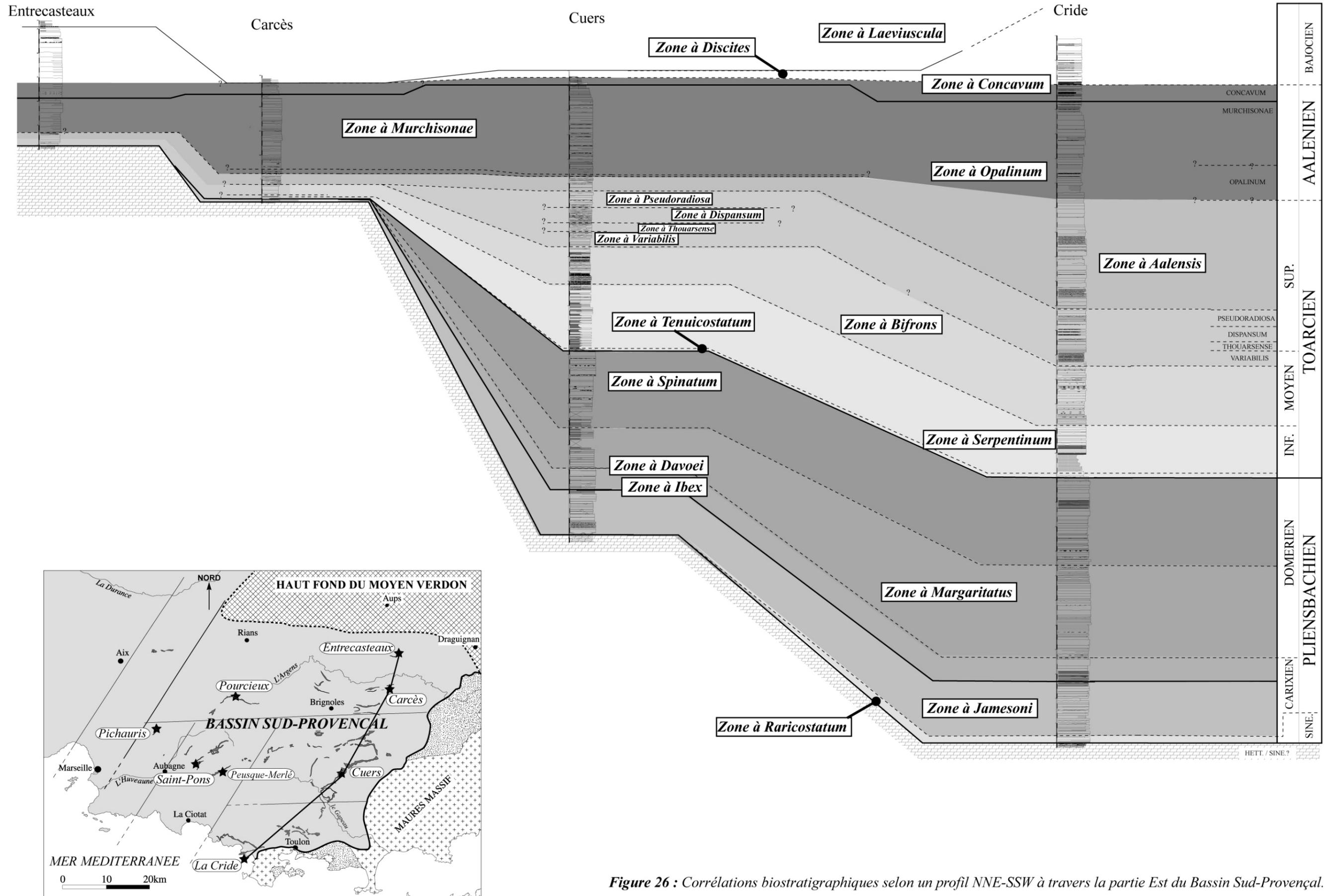


Figure 26 : Corrélations biostratigraphiques selon un profil NNE-SSW à travers la partie Est du Bassin Sud-Provençal.

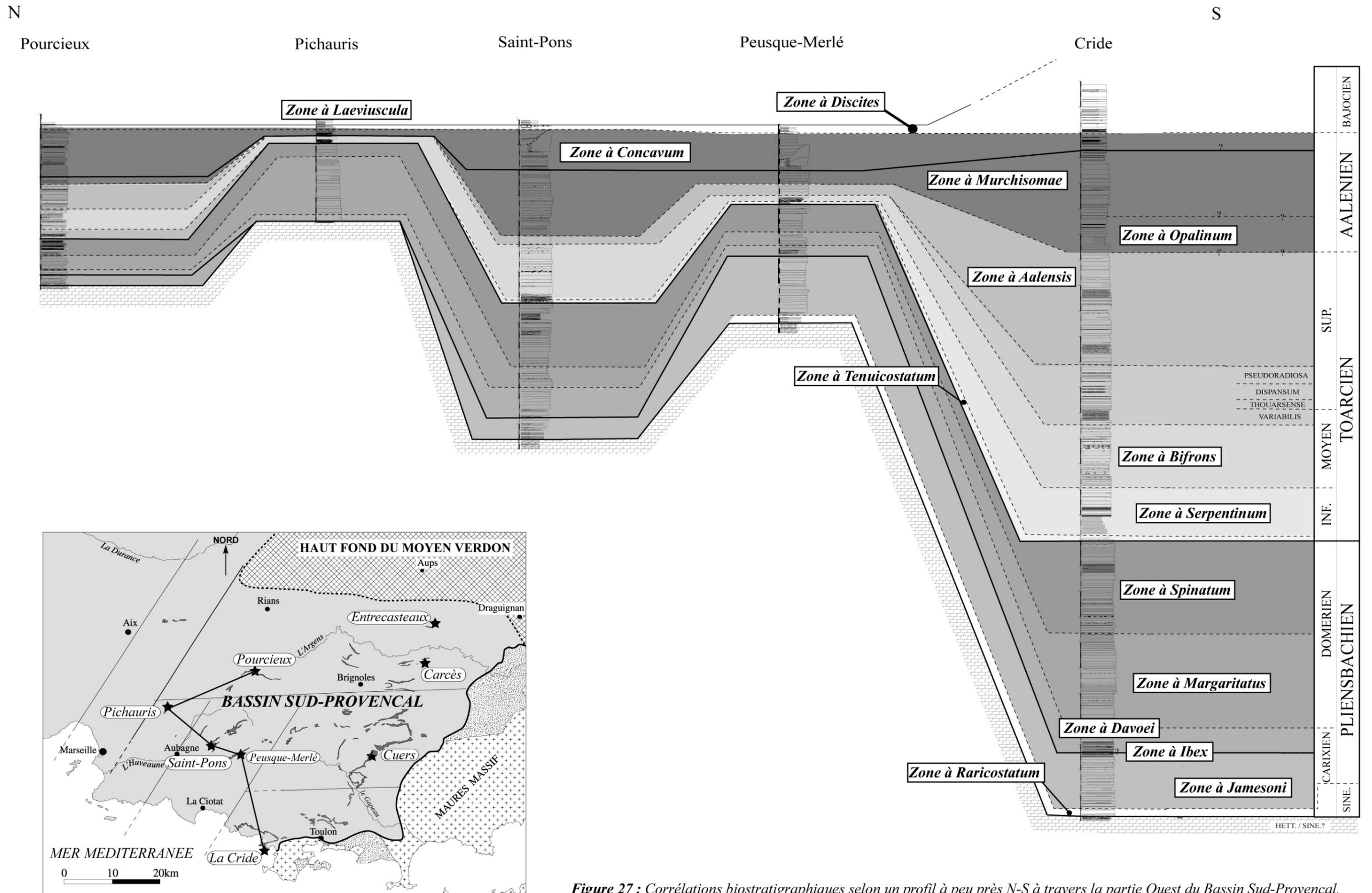


Figure 27 : Corrélations biostratigraphiques selon un profil à peu près N-S à travers la partie Ouest du Bassin Sud-Provençal.

Chapitre III

Sédimentologie : faciès, milieux de dépôt et séquences de dépôt

<u>2.III.1- Faciès sédimentaires, association de faciès et milieux de dépôt</u>	71
2.III.1.1- Introduction	71
2.III.1.2- Description des principaux faciès	71
2.III.1.3.1- Les faciès de « shoreface »	71
2.III.1.3.2- Les faciès d' « upper offshore »	80
2.III.1.3.3- Les faciès de « lower offshore »	88
2.III.1.3- Définition des associations de faciès	98
2.III.1.4- Récapitulatif sur l'analyse des faciès et leur répartition dans le BSP	101
<u>2.III.2- Séquences de dépôt</u>	104
2.III.2.1- Limites de séquences et séquences de dépôt	104
2.III.2.2- La séquence sinémuro-pliensbachienne : SD S-Pl1	106
2.III.2.3- La séquence plienschbachienne : SD Pl2	108
2.III.2.4- La Séquence toarço-aalénienne : SD T-A	110
2.III.2.5- La Séquence aaléno-bathonienne : SD A-B	112
2.III.2.6- Indice de préservation et séquences de dépôt	121
2.III.2.6.1- Définition et causes de variation de l'indice de préservation	121
2.III.2.6.2- Indice de préservation versus séquences de dépôt	122
2.III.2.7- Conclusions sur les séquences de dépôt	125
<u>BILAN</u>	127

TEXTURES

Ma : marne
 W : wackestone
 μP : micropackstone
 P : packstone
 G : grainstone
 B : boundstone

AUTRES CONSTITUANTS

-  Oolites
-  Oolites ferrugineuses
-  Stromatolites
-  Débris ligniteux
-  Stromatolites phosphatés
-  Grains de Quartz
-  Lamines stromatolitiques

TRACES BIOLOGIQUES

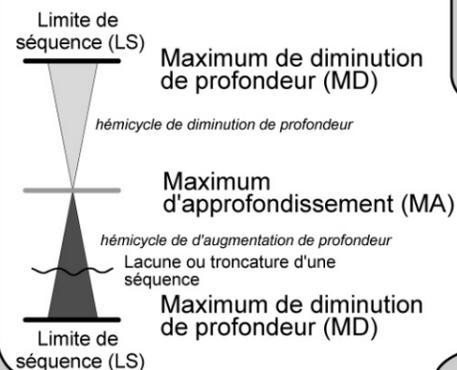
-  Bioturbations diverses
-  Zoophycos
-  Thalassinoïdes

 Nodulisation du sédiment

NEOGENESES

-  Chaille
- P Phosphate
- GL Glauconie
- Pyr Pyrite framboïde

SEQUENCES



FAUNE

-  Ammonite
-  Nautilite
-  Bélemnite
-  Brachiopode
-  Oursin
-  Radiole d'oursin
-  Spongiaire
-  Coraux
-  Spongiaire plat ou en coupelle
-  Plagiostome
-  Trichites
-  Lamellibranche
-  Filament
-  Gryphée
-  Entroque
-  Oncoïde
-  Spicule de spongiaire
-  Serpule
-  Foraminifère benthique
-  Bryozoaire
-  Pelletioïde

STRUCTURES SEDIMENTAIRES

-  Litages obliques de rides, mégarides
-  Lamines parallèles horizontales
-  HSC Hummocky Cross Stratification (litage en mamelons)
-  Séquence granodécroissante
-  Surfaces durcies perforées

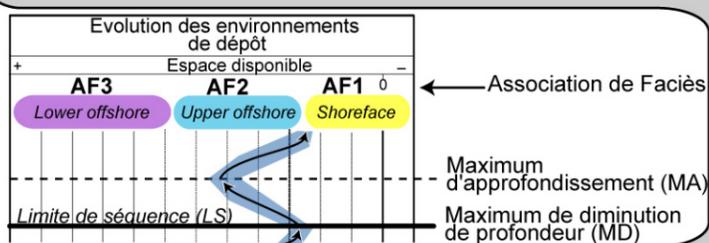


Tableau 1 : Légende des logs sédimentologiques

2.III.1- Faciès sédimentaires et association de faciès

2.III.1.1- Introduction

L'analyse sédimentologique et la répartition spatiale des faciès permettent d'appréhender et d'établir la morphologie d'une plate-forme carbonatée. Dans les modèles habituellement proposés, les morphologies des plate-formes carbonatées sont le plus souvent décrites avec une orientation proximal-distal à partir d'un domaine côtier et d'un continent (Howard *et al.*, 1972). Cependant, au Jurassique, de vastes aires continentales sans relief accusé étaient ennoyées, d'où l'existence de plates-formes isolées et de hauts-fonds pas nécessairement rattachés à un rivage.

2.III.1.2- Description des principaux faciès

Chaque faciès est décrit en détail, par ses caractéristiques macroscopiques et microscopiques, par une quantification des compositions en éléments figurés (comptage de points) et par sa répartition spatiale et temporelle dans le Bassin Sud-Provençal, avant d'être interprété en termes d'environnements de dépôt.

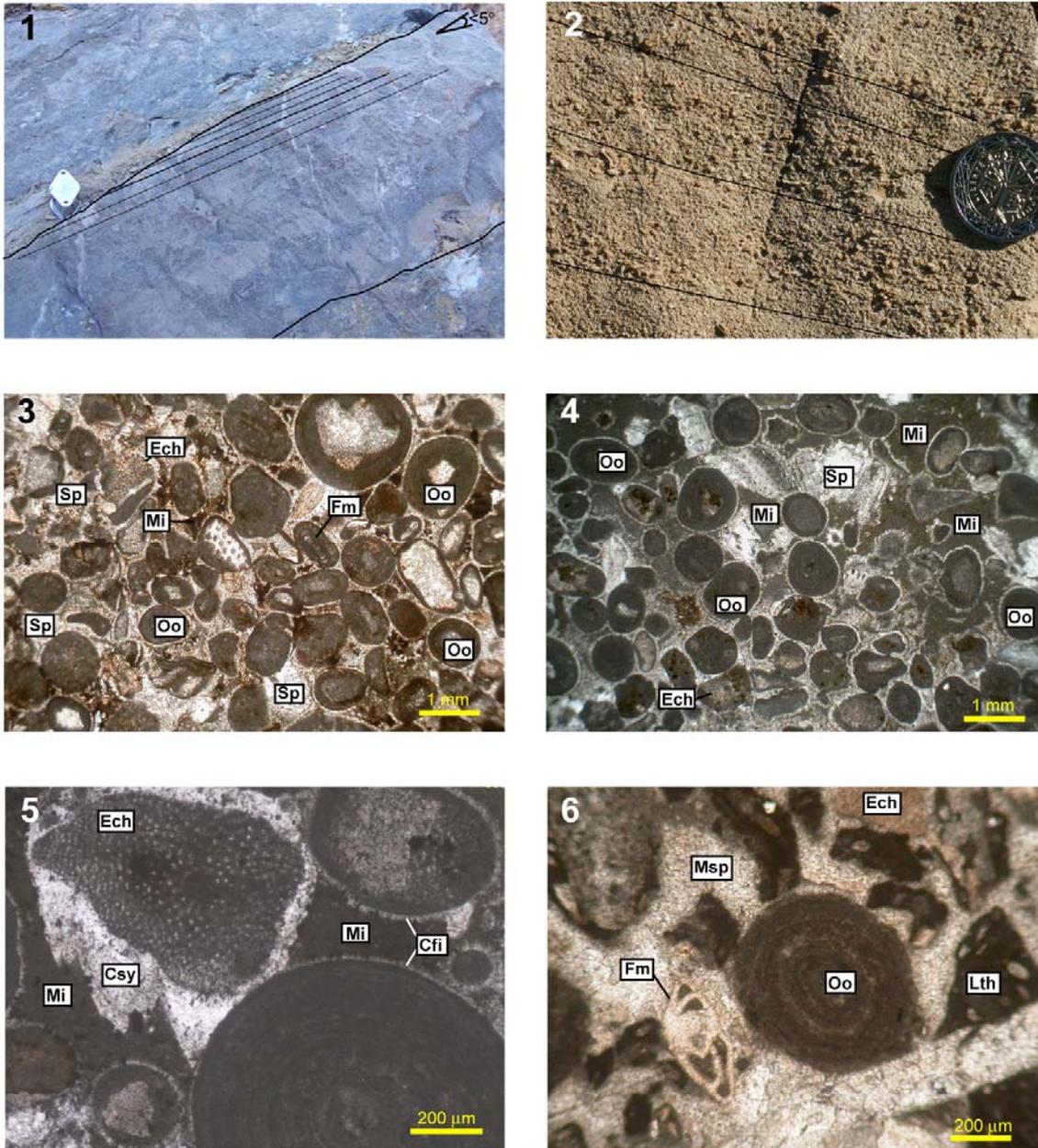
2.III.1.2.1- Les faciès de « shoreface »

F1a : Grainstone à oolites

Description

En macrofaciès, F1a se présente sous forme de calcaires gris-bleutés en bancs massifs de 20 cm à 1 m d'épaisseur. Des litages plans obliques d'angles faibles ($\leq 5^\circ$) sont toujours visibles (Fig. 28-1 et -2).

En microfaciès, F1a est un *grainstone* à oolites, de 0,5 mm à 1 mm de diamètre (Fig. 28-3 à -5). Le cortex des oolites est composé de 2 à 10 couches, les *nucleus* sont des bioclastes divers (débris de lamellibranches, de crinoïdes, de foraminifères). Les oolites peuvent représenter 95% des éléments figurés, mais leur quantité moyenne est de l'ordre de 60% (Fig. 28-7). Sinon, elles sont mélangées à d'autres bioclastes usés (Fig. 28-5 et -6) (échinodermes 10%, foraminifères...<1%) (coupe de Saint-Pons).



Faciès F1a

- 1 : banc oolitique à litages obliques (angle $< 5^\circ$) tronqués par une surface dérivée d'érosion - coupe de Pichauris
- 2 : détail de litages obliques plans avec un alignement des bioclastes selon les litages - coupe de Cuers
- 3, 4 : *grainstone* à oolites (Oo) dominantes associées à des échinodermes (Ech), foraminifères benthiques (Fm); à ciment sparitique (Sp) ou microsparitique (Msp) et micrite d'infiltration (Mi)
- 5 : détail d'un *grainstone* à oolites et échinodermes; ciment en frange isopaque (Cfi) et ciment syntaxique (Csy) entourant les échinodermes
- 6 : détail d'une oolite dont le *nucleus* est un peloïde; les oolites sont associées à des foraminifères benthiques, échinodermes, lithoclastes
- 7 : quantification des constituants de F1a; % moyen effectué sur 20 lames minces (coupe de Pichauris, Cuers, Saint-Pons, la Crède)

Figure 28 : Faciès F1a « grainstone oolitique » de milieu de dépôt de « shoreface ».

Les oolites sont entourées par des ciments précoces en franges isopaques fibreuses ou lamellaires (Fig. 28-3 à -5). De la micrite d'infiltration est présente (15%) et de la sparite de blocage (7%) remplit les vides intergranulaires.

Extension dans le Bassin Sud-Provençal

F1a est présent dans le Bassin Sud-Provençal : 1) au Pliensbachien final (zone à Spinatum), avec une très large extension (Fa1 est reconnu dans la plupart des coupes) ; 2) à l'Aalénien (zone à Murchisonae), avec une extension limitée aux « points hauts ».

Interprétation

Les oolites caractérisent un milieu de dépôt peu profond (souvent inférieur à 5 mètres), agité et de température chaude, supérieure à 22°C (Loreau, 1982). Leur abondance (jusqu'à 95% des éléments figurés) indique que leur milieu de dépôt est très proche de leur milieu de formation. L'obliquité des litages et l'usure des bioclastes confirment l'agitation du milieu de formation. Les ciments en franges isopaques étant d'origine phréatique marine (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003), le milieu de dépôt n'aurait pas été émergé.

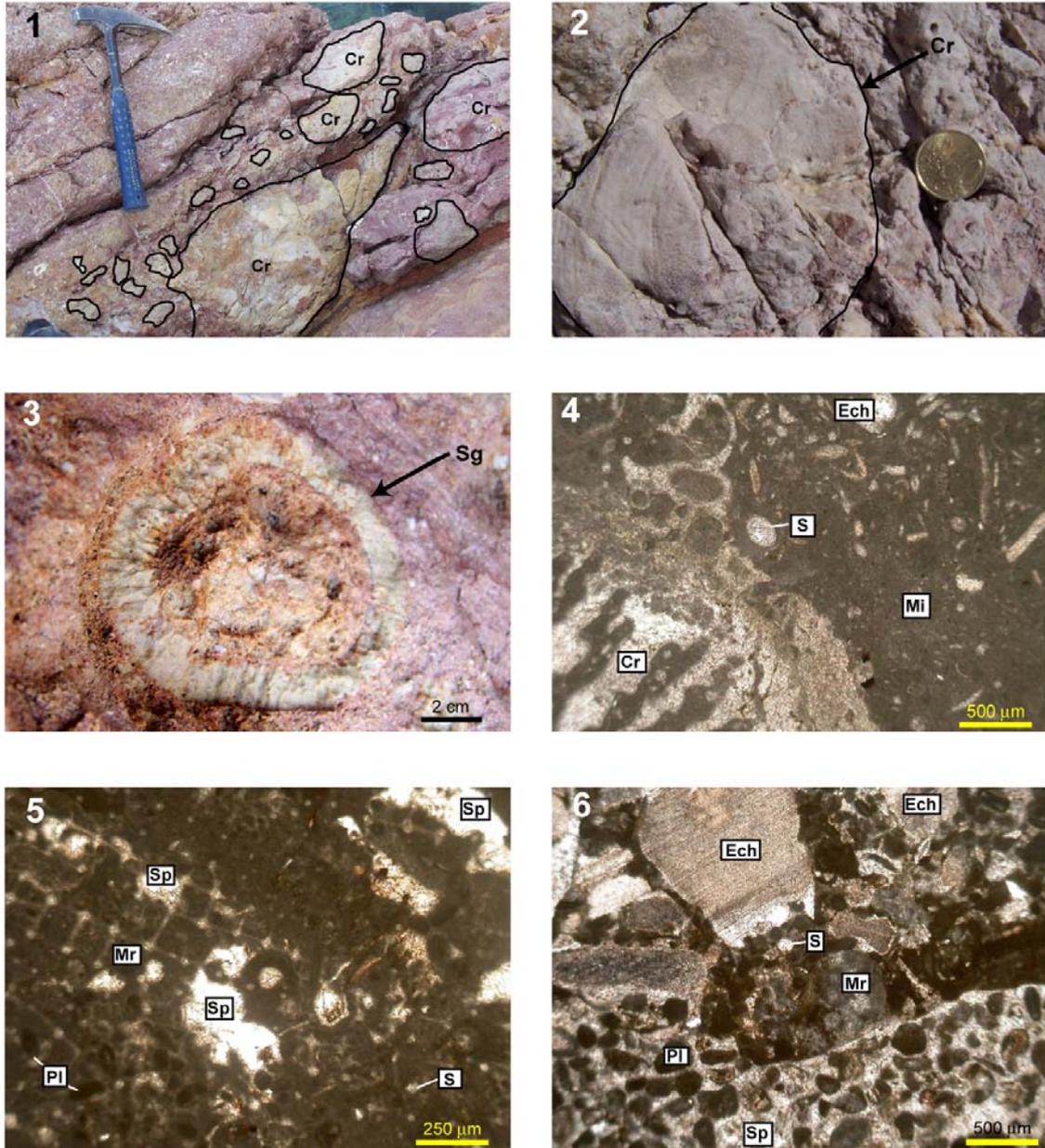
F1a est interprété comme représentant un milieu de dépôt de « *shoreface* » à fort hydrodynamisme, avec une profondeur estimée à 0-5 mètres.

F1b : Rudstone à boundstone à coraux et spongiaires

Description

En macrofaciès, F1b se présente sous forme de calcaires gris-rosés, en bancs massifs de 40 cm à 80 cm d'épaisseur. Les organismes sont principalement des coraux en dômes massifs (Fig. 29-1 et -2) pouvant atteindre 30 cm d'épaisseur, ou en débris grossiers (*Montlivaltia s. s.* et *Sidersomilia toarciensis* ; détermination W. Kiessling), et des spongiaires en coupelles et cornets de 5 à 15 cm de diamètre (Fig. 29-3). Des bioturbations de type *Thalassinoïdes* ont été identifiées.

En microfaciès, ce *rudstone* (Fig. 29-6) renferme des débris d'échinodermes (13%), de foraminifères benthiques (6%), des peloïdes (12%) et des spicules de spongiaires (3%). Parfois, la texture est *boundstone*. Des plages de micrite réticulée, associées aux spongiaires, représentent 30% du faciès (Fig. 29-5).



Faciès F1b

- 1 : banc à coraux (Cr) et spongiaires. Les coraux en boules sont remaniés sous forme de blocs de plusieurs dizaines de centimètres - coupe de de la Cride
- 2 : détails d'un corail (Cr) - coupe de la Cride
- 3 : spongiaire (Sg) en coupelle (vue du haut) en coupe - coupe de la Cride
- 4 : rudstone à coraux (Cr) et spicules de spongiaires (S)
- 5 : micrite réticulée (Mr) d'un spongiaire associée à des péloïdes (Pl), spicules de spongiaires (S). Cavité remplie par de la sparite (Sp)
- 6 : rudstone à débris d'échinodermes (Ech), péloïdes (Pl), spicules de spongiaires (S), lithoclastes de micrite réticulée (Mr)
- 7 : quantification des constituants du faciès F1b; % moyen effectué sur 10 lames minces (coupe de la Cride)

Figure 29 : Faciès F1b « rudstone à boundstone à coraux et spongiaires » de milieu de dépôt de « shoreface ».

Des grains de quartz anguleux sont présents (en quantité maximale de 4%). Quelques lithoclastes (spongolite) et des oncoïdes sont présents (en quantité maximum de 4%). Les plages de sparites représentent en moyenne 9% du faciès (Fig. 29-6).

Extension dans le Bassin Sud Provençal

F1b n'est observé que dans la partie la plus méridionale du Bassin Sud-Provençal (seule coupe de la Cride) et à un intervalle de temps bien défini et restreint (base du Toarcien probablement).

Interprétation

Les coraux (*Montlivaltia s.s.* et *Sidersomilia toarciensis* et les bioturbations *Thalassinoides* indiquent un environnement de dépôt peu profond, à hydrodynamisme modéré à fort, au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes. La taille et la forme des débris de coraux et spongiaires montrent que ces éléments ont été remaniés, mais n'ont pas subi un transport important. L'usure des bioclastes semble aussi indiquer la présence (peut-être permanente ?) de courants.

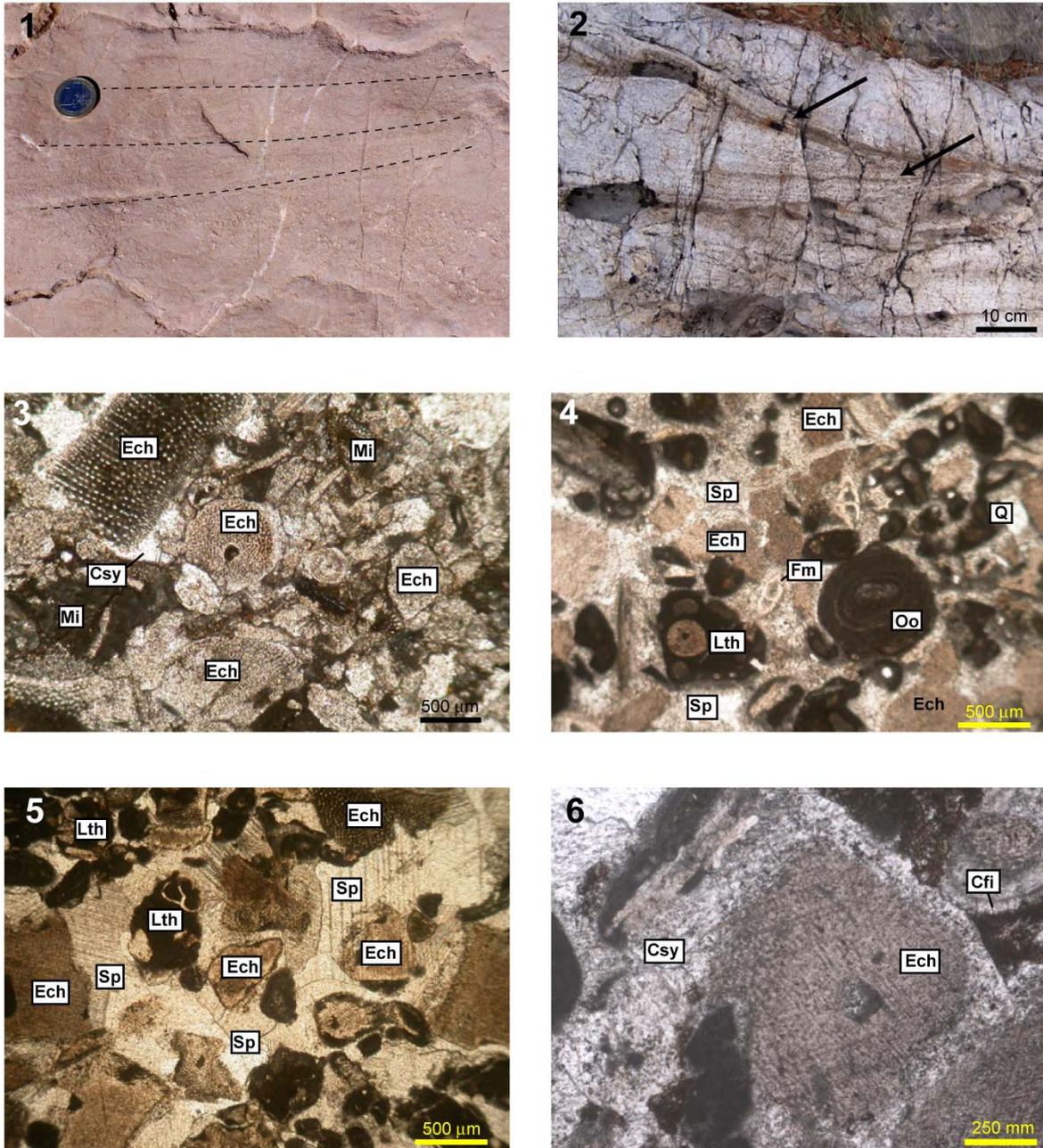
Ce faciès est interprété comme représentant un milieu de dépôt de « *shoreface* » à hydrodynamisme modéré à fort.

F1c : Grainstone à encrines

Description

En macrofaciès, F1c se présente sous forme de bancs massifs épais de 20 centimètres, constitués d'accumulations d'entroques de 1 mm à 5 mm de diamètre. Ces grains sont associés à des brachiopodes, des lamellibranches dont des *Pinna* en position de vie, verticales dans le sédiment. Des litages obliques concaves ou plans d'angles faibles (<5°) sont souvent visibles (Fig. 30-1 et -2). Des silicifications sous forme de chailles ou en épigénie de bioclastes abondent. De la dolomie ankéritique remplit quelques terriers verticaux et des perforations.

En microfaciès, les articles de crinoïdes, parfois en connexion et souvent arrondis, dominant les éléments figurés (42%). Ils sont associés à des oncoïdes de nubéculaires (20%) (Fig. 30-3 à -5).



Faciès F1c

- 1, 2 : litages obliques plans ou légèrement concaves (1) - coupe de la Crède. Litage obliques tronqués (2) - Coupe de Bimont

- 3 : *grainstone* à débris d'échinodermes (Ech) à ciment syntaxique (Csy), lithoclastes (Lth), micrite (Mi) d'infiltration

- 4 : *grainstone* à débris d'échinodermes (Ech), oolites (Oo) et lithoclastes (Lth) encroûtés par des oncoïdes de nubéculaires

- 5 : *grainstone* montrant des débris d'échinodermes et leur ciment syntaxique (Csy), des lithoclastes (Lth) avec de grandes plages de sparite (Sp)

- 6 : détail d'un débris d'échinoderme et de son ciment syntaxique (Csy) et ciment en frange isopaque (Cfi) entourant les grains

- 7 : quantification des constituants de F1c; % moyen effectué sur 20 lames minces (coupe de La Crède, Saint-Pons, Pichauris, Cuers, Pourcieux)

Figure 30 : Faciès F1c « grainstone à encrines » de milieu de dépôt de « shoreface ».

Les nubéculaires encroûtent fréquemment des lithoclastes de spongolite (6%), des oolites (5,5%) ou encore des bioclastes usés (5,8%) de foraminifères benthiques (lenticulines), de lamellibranches, de bryozoaires et de colonies d'annélides. Ces éléments sont roulés et présentent des ciments précoces en frange isopaque lamellaire ou fibreuse (Fig. 30-3 à -5). De la pyrite framboïde et des silicifications de bioclastes peuvent être observés, comme des grains de quartz émoussés, mais rares et de 0,5 à 2 millimètres de diamètre.

Extension dans le Bassin Sud-Provençal

F1c est observé dans tout le Bassin Sud-Provençal, du Sinémurien supérieur à l'Aalénien final. Cependant, il est fréquent durant deux périodes : 1) au Pliensbachien final (zone à *Margaritatus* et *Spinatum*) avec, de plus, une très large extension (reconnu dans la plupart des coupes) ; 2) à l'Aalénien moyen (zone à *Murchisonae*).

Interprétation

Les accumulations d'entroques, les foraminifères benthiques (lenticulines) et les oncoïdes de nubéculaires reflètent des milieux probablement ouverts sur le large marin. Les structures sédimentaires indiquent que ce milieu était soumis à l'action de courants réguliers au-dessus ou autour de la limite d'action des vagues de beau temps. Les oolites encroûtées de nubéculaires, les grains de quartz millimétriques émoussés et les lithoclastes proviendraient du remaniement de F1a et F1c.

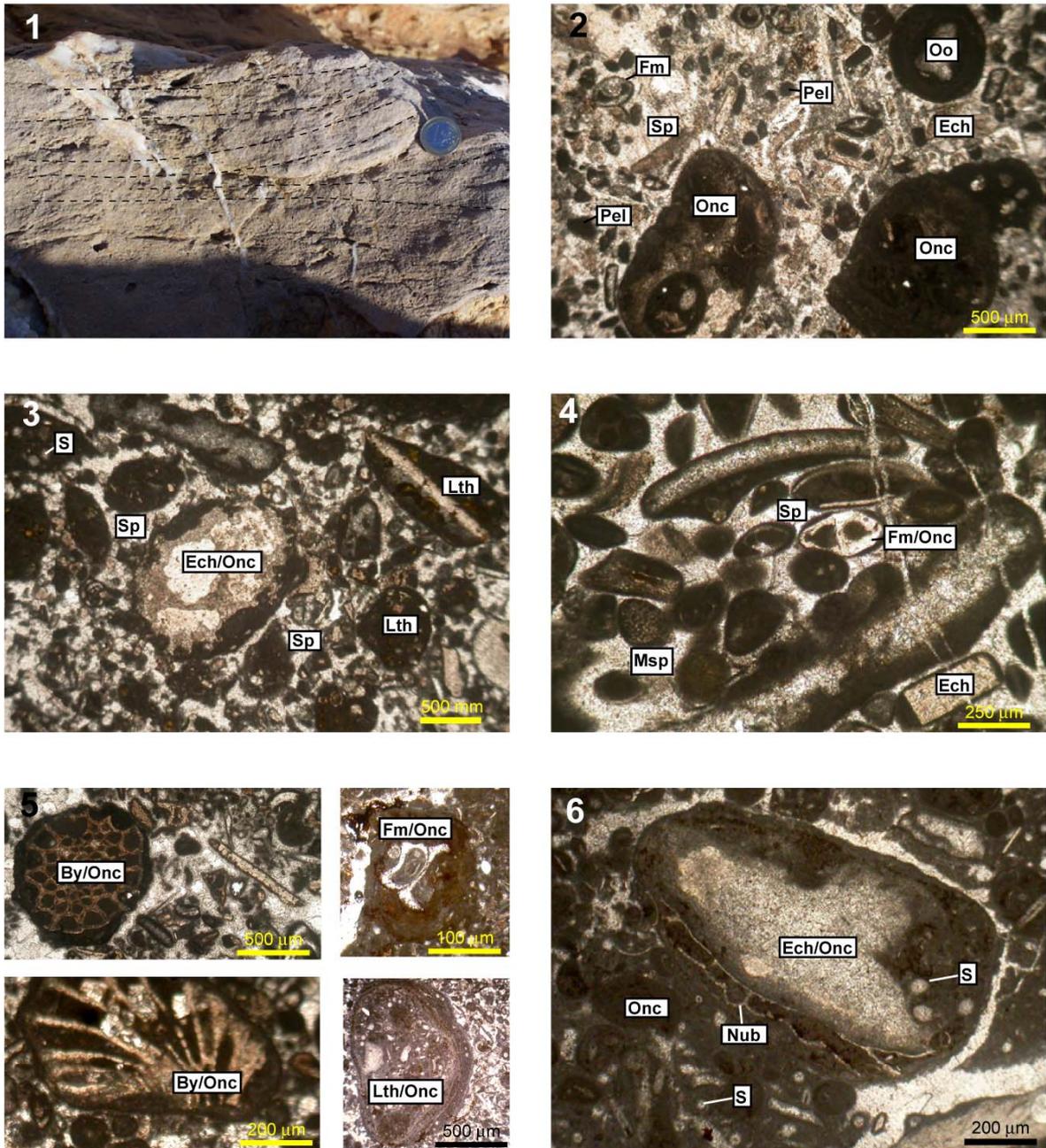
Les ciments précoces d'origine phréatique marine autour des débris d'échinodermes et des oolites attesteraient que les milieux n'ont pas émergé.

Ce faciès représente un milieu de dépôt à la transition du « *shoreface* » et de l' « *upper offshore* », à hydrodynamisme modéré à fort.

F1d : *Grainstone* à oncoïdes

Description

Macroscopiquement, F1d est fait de bancs à patine beige à débit noduleux irrégulier, en bancs épais de 20 centimètres à 1 mètre. La macrofaune comprend des échinides (dont les radioles atteignent 10 centimètres de longueur et 3 centimètres de diamètre), des spongiaires en cornet, des brachiopodes et de rares lamellibranches dont des plagiostomes.



Faciès F1d

- 1 : litages obliques concaves à convexes - coupe de la Cride

- 2, 3, 4 : *grainstone* à oncoïdes (Onc), quelques rares oolites (Oo), lithoclastes (Lth) encroûtés par des Nubéculaires (oncoïdes). Associés: quelques péloïdes (Pel), spicules de spongiaires (S), foraminifères benthiques (Fm); ciment sparitique (Sp) ou microsparitique (Msp) - coupe de la Cride, de Saint-Pons

- 5 : Allochèmes encroûtés par des nubéculaires (oncoïdes) - débris de bryozoaires (By/Onc), foraminifères benthiques (Fm/Onc), lithoclastes (Lth/Onc)

- 6 : détail d'un débris d'échinoderme (Ech/Onc) encroûté par des nubéculaires (Nub) - coupe de la Cride

- 7 : quantification des constituants de F1d; % moyen effectué sur 20 lames minces (coupe de la Cride, Saint-Pons, Pichauris, Cuers, Carcès)

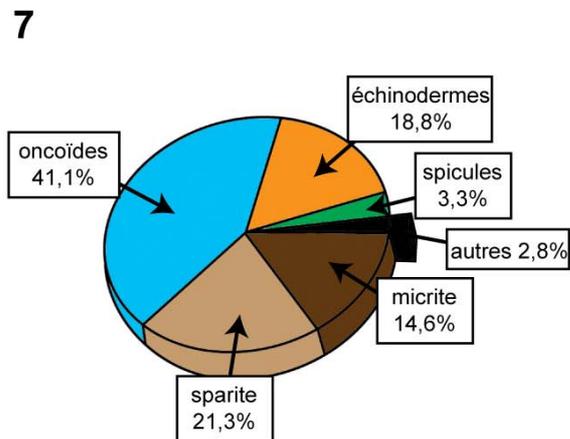


Figure 31 : Faciès F1d « grainstone à oncoïdes » de milieu de dépôt de « shoreface ».

La surface sommitale des bancs est souvent durcie et recouverte de rostrés de bélemnites. De la dolomie ankéritique abonde, notamment en remplissage de terriers verticaux. Des chailles grises et branchues, à liseré isopaque beige, sont présentes. Des litages plans horizontaux ou légèrement convexes et obliques sont visibles lorsque la bioturbation est absente ou faible (Fig. 31-1).

En microfaciès, F1d est un *packstone-grainstone* bioclastique. Les oncoïdes de nubéculaires (41%) encroûtent des lithoclastes (spongolites), des foraminifères benthiques ou encore des bryozoaires, et dominant le faciès (Fig. 31-2 à -5). Ils sont associés à des restes de crinoïdes (19%), des spicules de silicisponges (3,3%), et d'autres bioclastes (3%) de foraminifères benthiques, de radiolaires, de lamellibranches, de gastéropodes, d'annélides en colonies et de madréporaires. Des oolites sont parfois présentes. Des ciments précoces en frange isopaque fibreuse recouvrent souvent les grains. De la pyrite, des phosphates et de la silice sont présents en épigénies partielles de tests.

Extension dans le Bassin Sud Provençal

F1d, comme F1c, est observé dans tout le Bassin Sud-Provençal du Sinémurien supérieur à l'Aalénien final. Il est fréquent durant deux périodes: 1) au Pliensbachien final (zone à *Margaritatus* et *Spinatum*), avec une très large extension dans le bassin (connu dans la plupart des coupes) ; 2) à l'Aalénien moyen (zone à *Murchisonae*).

Interprétation

La diversité faunique indique des milieux ouverts sur le large marin à salinité normale. La prédominance des oncoïdes de nubéculaires, les fréquentes oolites, les débris de madréporaires et les textures *packstones-grainstones* témoignent de milieux modérément agités. La présence d'oncoïdes de nubéculaires et de bryozoaires déterminent des fonds meubles, sablo-vaseux, résultant d'un hydrodynamisme modéré selon Ingargiola (1981). La rareté de la macrofaune entière et l'omniprésence des bioclastes anguleux seraient dues à une intense bioturbation. Les structures sédimentaires indiquent que le milieu était soumis à l'action de courants réguliers au-dessus ou autour de la limite d'action des vagues de beau temps.

F1d représente un milieu de dépôt à la transition du « *shoreface* » et de l'« *upper offshore* » à hydrodynamisme fort à modéré.

2.III.1.3.2- Les faciès de l' « upper offshore »

F2a : Packstone à rudstone bioclastique

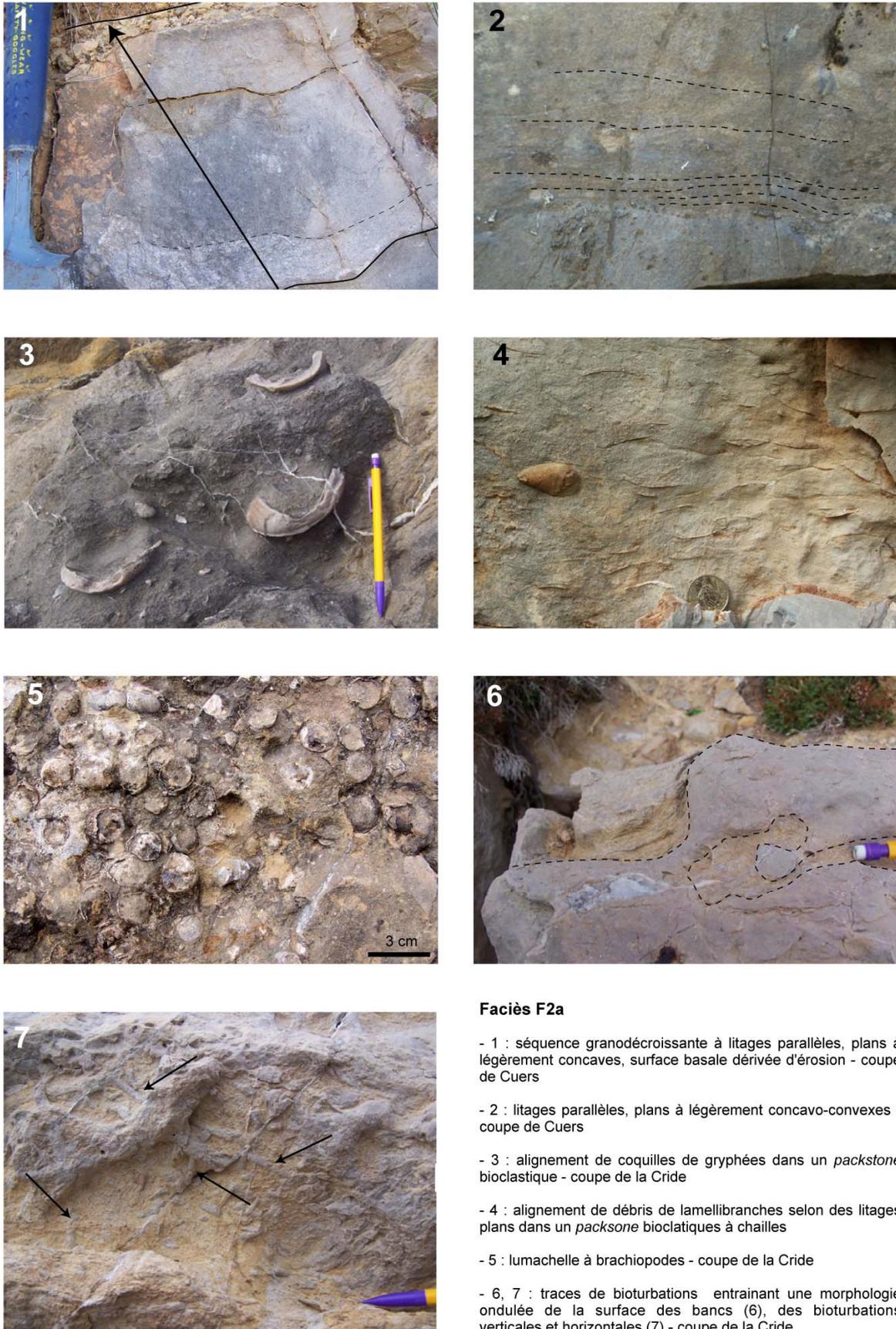
Description

Ce faciès est fait de bancs calcaires massifs à cassure fraîche bleue, épais de 20 centimètres à 1,7 mètres et de bancs calcaires à patine rousse, épais de 10 centimètres à 1,5 mètres. Ces bancs, souvent dépourvus de structures sédimentaires, montrent parfois des laminations parallèles (Fig. 32-3). Leurs bases et sommets présentent des morphologies ondulantes dues à de la bioturbation (Fig. 32-6 et -7). Localement, des bancs, épais de 20 centimètres, sont organisés en séquences élémentaires granodécroissantes, avec une surface basale dérivée d'érosion (Fig. 32-1). De minces interbancs argileux (<1cm) soulignent toujours la stratification.

La macrofaune comprend de nombreux brachiopodes, parfois en lumachelles (Fig. 32-5), des bélemnites, des ammonites, des nautilus, des lamellibranches dont des *Trichites* à coquilles prismatiques de taille décimétrique et des *Gryphaea cymbium* parfois en position de vie (Fig. 32-3). Sinon, les coquilles sont litées, orientées parallèlement à la stratification (Fig. 32-4). De nombreux galets mous, micritiques, sont disposés en lits continus.

Des silicifications en orbicules ou en chailles branchues de taille pluri-décimétrique, sont fréquentes. De la dolomie ankéritique rousse est omniprésente en remplissage de terriers et de fractures.

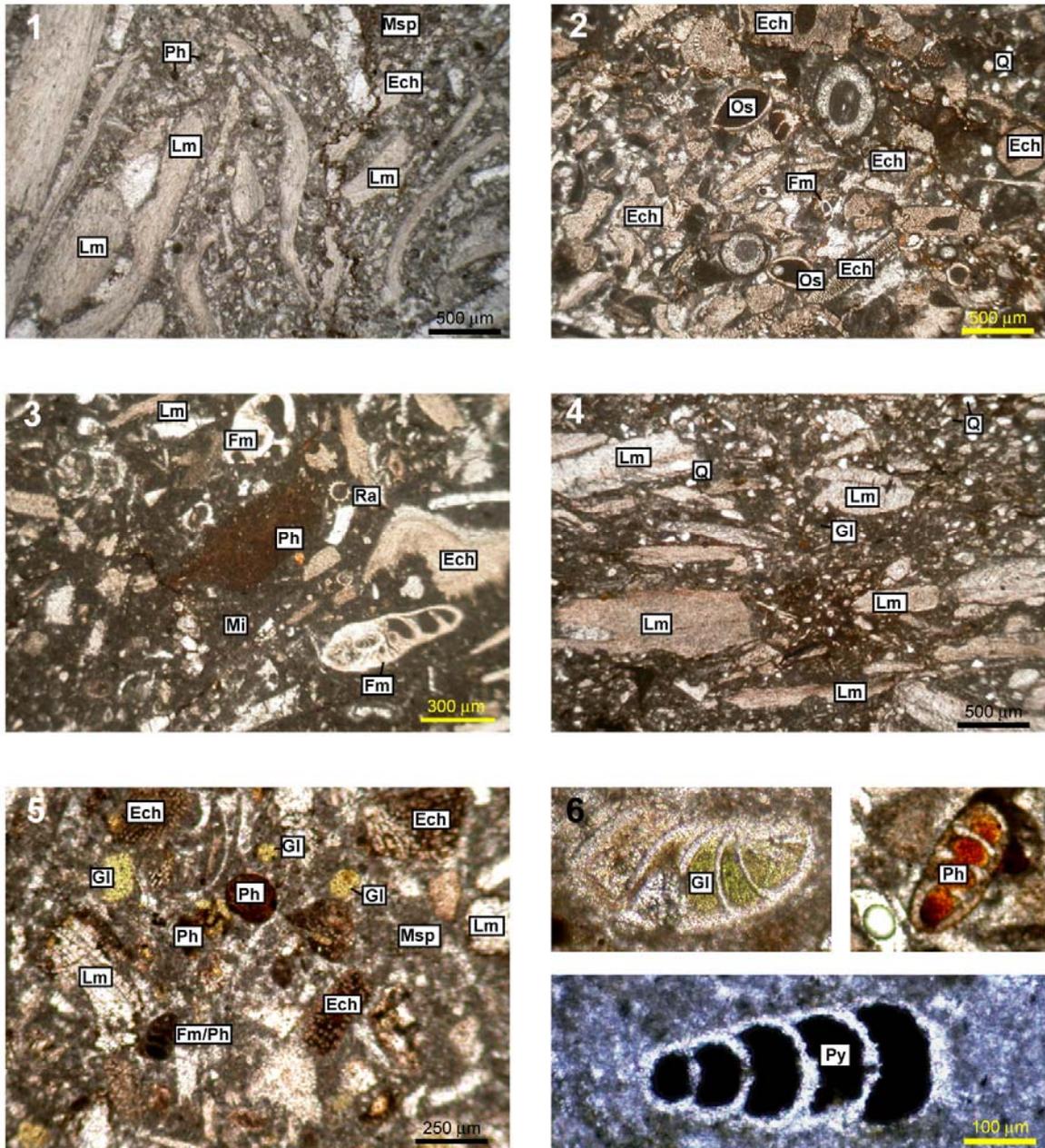
En microfaciès, F2a est un *packstone-rudstone* bioturbé (Fig. 33-1 à -5). Les bioclastes sont principalement des débris de lamellibranches (25%), de crinoïdes (25%), des péloïdes (4,6%). Les autres éléments figurés (4,3%) sont des foraminifères benthiques, des gastéropodes et des radiolaires. Des grains phosphatés sont fréquents (3,2%). Quelques rares plages micritiques à spicules de silicisponges sont présentes. De la pyrite framboïde, de la glauconie (5,7%) et des grains phosphatés remplissent fréquemment les loges des foraminifères benthiques (Fig. 33-5 et -6). La matrice microsparitique bioclastique (32%) renferme des rares (<1%) grains de quartz fins (50-100 micromètres) (Fig. 33-4 et -5).



Faciès F2a

- 1 : séquence granodécroissante à litages parallèles, plans à légèrement concaves, surface basale dérivée d'érosion - coupe de Cuers
- 2 : litages parallèles, plans à légèrement concavo-convexes - coupe de Cuers
- 3 : alignement de coquilles de gryphées dans un *packstone* bioclastique - coupe de la Cride
- 4 : alignement de débris de lamellibranches selon des litages plans dans un *packstone* bioclastiques à chailles
- 5 : lumachelle à brachiopodes - coupe de la Cride
- 6, 7 : traces de bioturbations entraînant une morphologie ondulée de la surface des bancs (6), des bioturbations verticales et horizontales (7) - coupe de la Cride

Figure 32 : Faciès F2a (illustration macroscopique) « packstone à rudstone bioclastique » de milieu de l'« upper offshore ».



Faciès F2a

- 1 : *packstone - rudstone* à débris de lamellibranches (Lm) et ciment microsparitique (Msp)

- 2 : *packstone* à débris d'échinodermes (Ech) dominants, associés à des débris de foraminifères benthiques (Fm), ostracodes (Os), grains de quartz (Q)

- 3 : détail d'un *packstone* à débris de lamellibranches (Lm), échinodermes (Ech), foraminifères benthiques (Fm), grains phosphatés (Ph), radiolaires (Ra), à matrice micritique et microsparitique (Mi)

- 4 : alignement parallèle de débris de lamellibranches (Lm)

- 5, 6 : minéralisations authigènes dans un *packstone* à débris d'échinodermes (Ech) et de lamellibranches (Lm) (5) ; détails (6) : glauconie (Gl), phosphate (Ph), pyrite (Py) dans loges de foraminifères

- 7 : quantification des constituants de F2a; % moyen effectué sur 20 lames minces (appartenant à toutes les coupes du BSP)

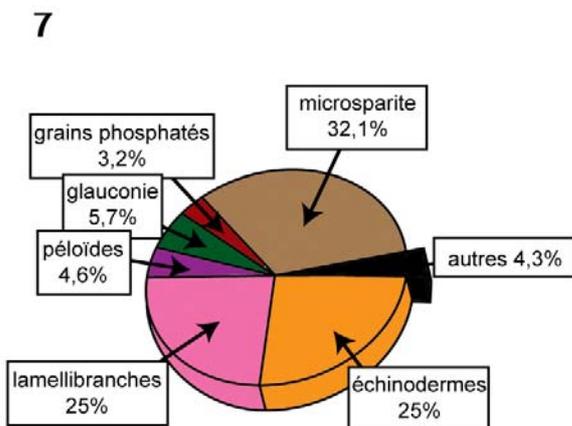


Figure 33 : Faciès F2a (illustration microscopique) « *packstone* à *rudstone* *bioclastique* » de milieu de l'« upper offshore ».

Extension dans le Bassin Sud-Provençal

F2a est le faciès très largement dominant dans toute la série d'âge Sinémurien supérieur à Bajocien inférieur dans le Bassin Sud-Provençal.

Interprétation

La diversité des organismes (crinoïdes, échinides, radiolaires, lamellibranches, foraminifères benthiques, bélemnites...), indique des milieux marins ouverts sur le large marin et à salinité normale, rattachée à une plate-forme externe. Les fonds étaient à dominante vaso-sableuse et sur lesquels les brachiopodes pouvaient se fixer et dont les gryphées s'accommodaient. L'abondance des organismes suspensivores suggère l'existence de courants de fond réguliers capables d'apporter des éléments nutritifs (mise en suspension de la matière organique).

La fréquence de pyrite framboïde reflète des conditions hypoxiques du sédiment. Cette pyrite se forme généralement par réduction sulfato-bactérienne de la matière organique lorsque l'oxygène devient rare (Peckmann *et al.*, 1999) et cela malgré l'intense bioturbation du sédiment. La morphologie ondulante de la surface des bancs résulteraient d'un phénomène de compaction différentielle, en fonction de la présence ou l'absence de bioturbation, conduisant à des pseudo-structures mamelonées évoquant des tempestites, comme Forest *et al.* (1999) l'ont décrit pour des séries d'âge Sinémurien supérieur de l'Eperon Bourguignon. Une telle compaction masque les traces initiales des processus de dépôt. La diagenèse à l'origine des chailles est à relier à la présence de spicules de silicisponges.

Les litages et les structures grano-décroissantes, la désarticulation des tiges de crinoïdes et les galets mous témoignent d'un hydrodynamisme lié à des tempêtes remaniant le sédiment originel. Entre les tempêtes, la bioturbation devait restructurer le sédiment et fragmenter les coquilles en bioclastes anguleux. Les périodes de calme relatif devaient être suffisamment continues pour permettre l'enfouissement des gryphées en position de vie et le dépôt de fins lits argileux.

F2a représente un milieu d' « *upper offshore* » à hydrodynamisme modéré à faible, entre la limite d'action des vagues de tempête et de beau temps.

F2b : *Packstone* à oolites ferrugineuses

Description

En macrofaciès, F2b est fait de bancs calcaires bioturbés à patine rousse, épais de 30 à 50 centimètres. La macrofaune comporte des brachiopodes, des ammonites, des nautilus, des bélemnites, des spongiaires plats ou en cornets et divers lamellibranches dont des plagiostomes (Fig. 34-1 à -3). Des grains noircis (par de la pyrite framboïde) et de la dolomie ankéritique sont fréquents.

En microfaciès, F2b est un *packstone* bioclastique renfermant de nombreuses oolites ferrugineuses (38%) de forme généralement elliptique et de 50 micromètres à 1 millimètre de diamètre (Fig. 34-4 et -5). Les *nucleus* sont des bioclastes de lamellibranches et de crinoïdes. Les oolites sont parfois tronquées (Fig. 34-6). Certaines sont regroupées en *grapestone*. Les autres éléments figurés, très diversifiés, sont des débris de lamellibranches (« filaments ») (9%), d'échinodermes (19,6%), et plus rarement (3,5%) de gastéropodes, de madréporaires, des lithoclastes, des abondants spicules de silicisponges, de foraminifères benthiques (lagénidés), de radiolaires. Quelques rares grains de quartz fins (\approx 250 micromètres) sont présents. La matrice est micritique (20%) et microsparitique (10%).

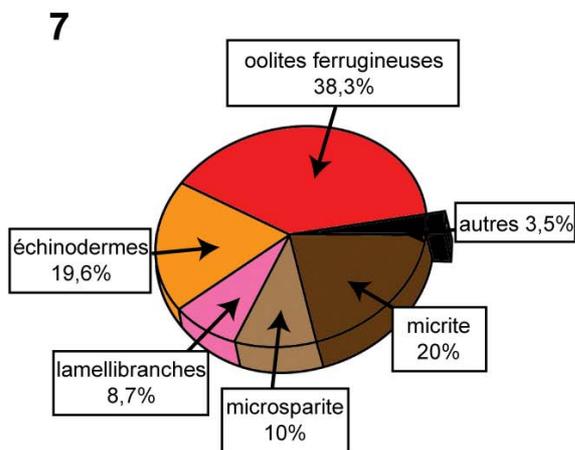
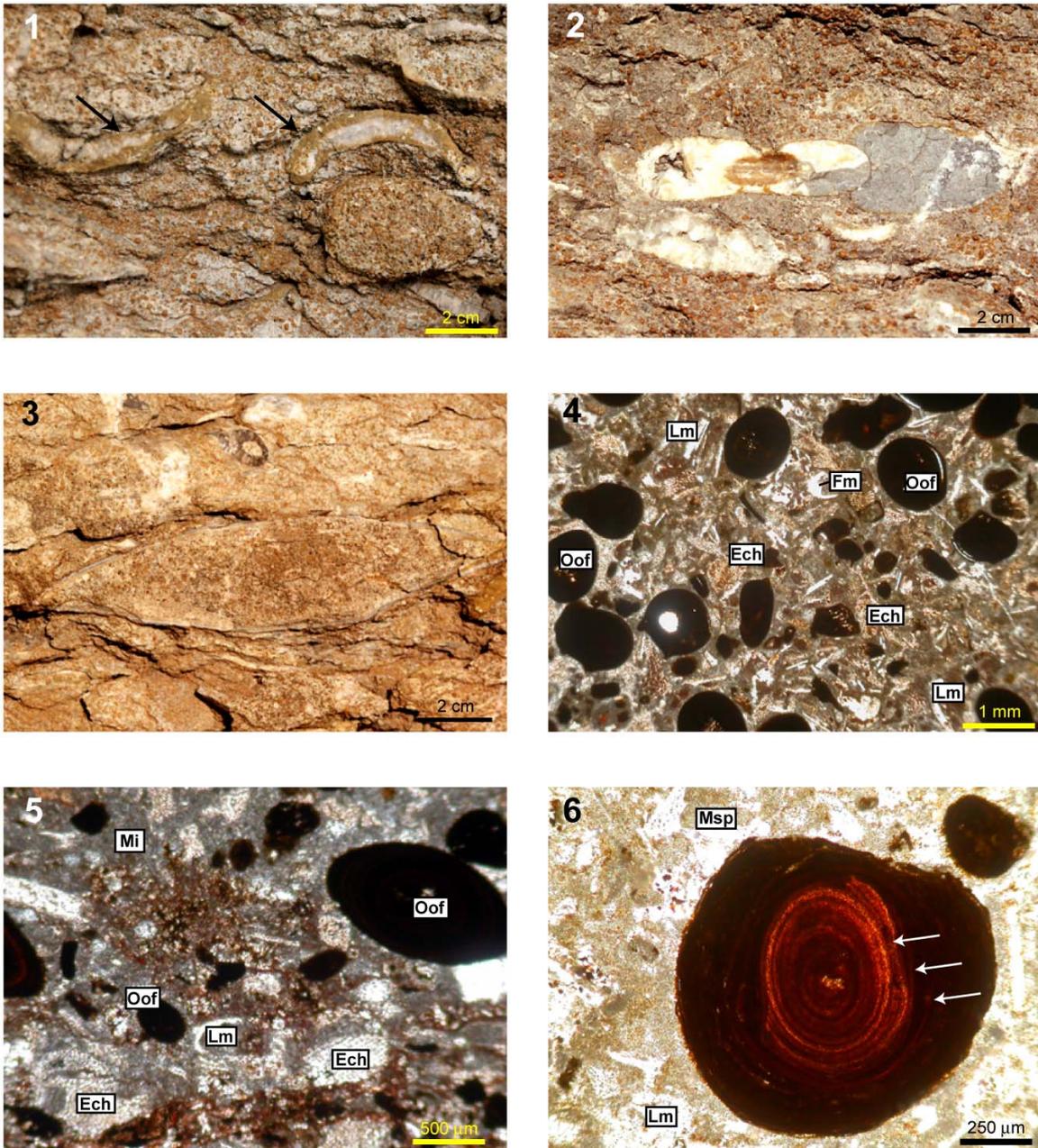
Extension dans le Bassin Sud-Provençal

F2b n'est observé que dans la partie la plus septentrionale du Bassin Sud-Provençal (coupe de Carcès) et pendant un intervalle de temps restreint (Toarcien moyen, zone à Bifrons).

Interprétation

Les oolites ferrugineuses se formeraient sous des conditions oxydantes et dans des milieux marins ouverts, de faible hydrodynamisme et à faible taux de sédimentation selon Collin (2000) et Collin *et al.* (2005). La diversité importante des organismes indique des milieux marins, toujours ouverts sur le large marin. Les lithoclastes et les oolites ferrugineuses tronquées signaleraient des épisodes à fort hydrodynamisme (tempêtes ?). Les rares débris de madréporaires proviendraient de milieux moins profonds.

F2b est interprété comme représentant un milieu de dépôt d'« *upper offshore* » à hydrodynamisme modéré à faible, entre la limite d'action des vagues de tempêtes et de beau temps. Collin (2000) et Collin *et al.* (2005) placent les faciès à oolites ferrugineuses dans l'environnement de dépôt appartenant à l'« *upper offshore* » médian à distal.



Faciès F2b

- 1 : lamellibranches dans un *packstone* à oolites ferrugineuses
- 2 : ammonites dans F2b
- 3 : lamellibranche à coquille prismatique
- 4 : *packstone* à oolites ferrugineuses (Oof) et débris de lamellibranches (Lm), échinodermes (Ech) et foraminifères benthiques (Fm)
- 5 : détail de F2b ; morphologie elliptique des oolites ferrugineuses (Oof); échinodermes (Ech) et lamellibranches (Lm) dans une matrice micritique (Mi)
- 6 : oolite ferrugineuse à lamines inframillimétriques tronquées, dans une matrice microsparitique
- 7 : quantification des constituants du faciès F2b; % moyen effectué sur 5 lames minces (Coupe de Carcès)

Figure 34 : Faciès F2b « *packstone* à oolites ferrugineuses » de milieu de l'« upper offshore ».

F2c : *Packstone* fin à litages en mamelons (HSC)

Description

En macrofaciès, F2c est fait de bancs d'épaisseur décimétrique à patine rousse. Les bioclastes sont bien calibrés et lités en mamelons (*Hummocky Cross Stratification*). La longueur d'onde des mamelons varie de 30 à 60 centimètres pour une amplitude de 5 à 10 centimètres (Fig. 35-1 à -3). Leur structure est à accrétion verticale dominante (Fig. 35-2 et -3). L'inclinaison des litages est comprise entre 2 et 10°. Leur base parfois dérivée d'érosion est marquée par de sillons comblés de bioclastes grossiers. Des terriers verticaux de 1 centimètre de diamètre sont visibles au toit des bancs. Des interbancs silto-argileux s'intercalent entre les mamelons (Fig. 35-1 et -2).

La macrofaune est composée d'entroques, de lamellibranches et d'échinides réguliers accumulés à la base des bancs.

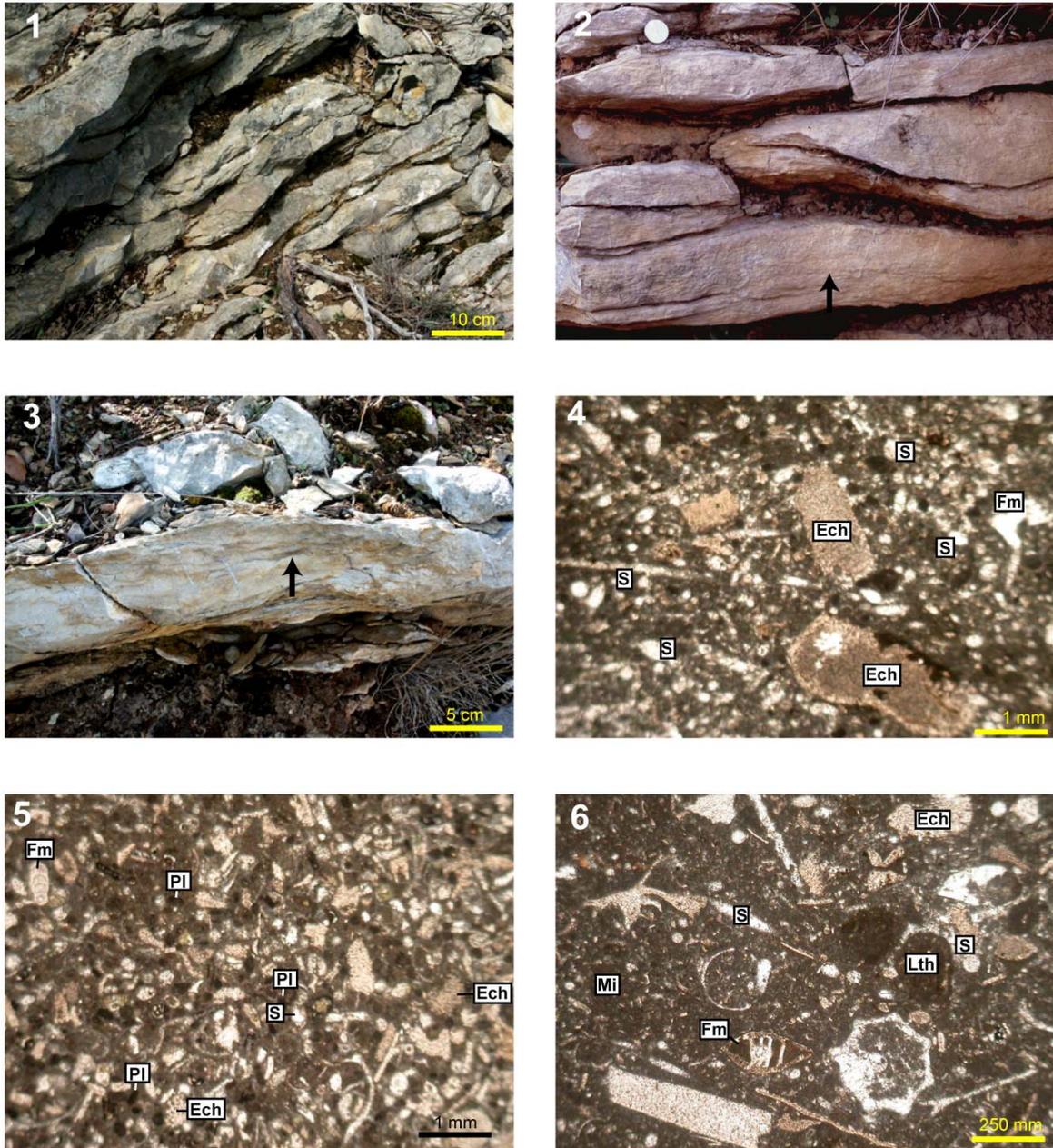
En microfaciès, F2c est un *packstone* bioclastique (Fig. 35-4 à -6) à spicules de spongiaires dominants (27%), à débris d'échinodermes (monocristaux calcitiques issus de la fragmentation de crinoïdes ou d'échinides, 19,5%), et à péloïdes (4,7%). Les autres éléments figurés (5%) sont principalement des foraminifères benthiques, des lithoclastes et des radiolaires. La matrice est micritique (40%) et microsparitique (3,5%). De la pyrite framboïde ou des néogenèses de phosphate remplissent parfois les loges des foraminifères.

Extension dans le Bassin Sud-Provençal

F2c est fréquent dans Bassin Sud-Provençal mais spécifique de zones hautes (coupe de Pichauris, Saint-Pons, Pourcieux) et, de plus, pendant des intervalles de temps restreints (Toarcien inférieur et moyen, Aalénien).

Interprétation

Les litages en mamelons (HCS) témoigneraient de l'action de tempêtes et leur accrétion verticale dominante indiquerait des tempêtes distales *sensu* Guillocheau (1991). Les crinoïdes, les foraminifères benthiques et les radiolaires attestent de milieux ouverts sur le large marin. Les accumulations en bancs lités du faciès à spicules de silicisponges et à entroques résulteraient du vannage du sédiment par l'action des tempêtes. Les lamines d'argiles entre les HCS résulteraient de décantation pendant les périodes à hydrodynamisme faible comme l'a démontré Forest *et al.* (1999) pour des tempestites décrites dans les séries d'âge Sinémurien supérieur de l'Eperon Bourguignon.



Faciès F2c

- 1 : ensemble de bancs décimétriques en "amandes" dus à un litage en mamelon de longueur d'onde de 20-30 cm
- 2, 3 : détail d'un mamelon à litage à accrétion verticale dominante
- 4 : *packstone* à débris grossiers d'échinodermes (Ech), à spicules de spongiaires (S), foraminifères benthiques (Fm) et à matrice micritique (Mi)
- 5 : *packstone* à débris d'échinodermes (Ech), à péloïdes (Pl), spicules de spongiaires (S)
- 6 : *packstone* à débris d'échinodermes (Ech), à spicules de spongiaires (S) et à lithoclastes de micrite (Lth), matrice micritique (Mi)
- 7 : quantification des constituants de F2c; % moyen effectué sur 20 lames minces (coupe de Saint-Pons, Pichauris, Cuers)

Figure 35 : *Faciès F2c « packstone fin à litages en mamelons (HCS) » de milieu de l'« upper offshore ».*

F2c représente un milieu de dépôt d' « *upper offshore* », probablement sa partie inférieure, à hydrodynamisme modéré à faible, juste au-dessus de la limite d'action des vagues de tempête.

2.III.1.3.3- Les faciès du « *lower offshore* »

F3a : *Micropackstone* bioclastique à chailles

Description

F3a s'organise en bancs calcaires à chailles (Fig. 36-1), épais de 10 à 50 centimètres, pouvant alterner avec des interbancs marneux sombres, épais de 2 à 15 centimètres. Certains bancs présentent un débit noduleux en miches. La macrofaune, très diversifiée, comporte de nombreux brachiopodes, des lamellibranches (dont des *Plagiostoma* en position de vie), des ammonites, des échinides réguliers, des spongiaires en boules, des rostrés de bélemnites et des gastéropodes. Les interbancs marneux sont souvent riches en brachiopodes.

Des galets mous sont présents. La bioturbation est représentée par des terriers verticaux obliques et horizontaux à contours bien marqués, de 0,5 à 1 centimètre de diamètre pour une longueur moyenne de 5 centimètres. Les bioclastes lamellaires sont repoussés à la périphérie des terriers. De la dolomie ankéritique remplit les nombreux terriers verticaux.

Les bancs présentent des litages plans (Fig. 36-4) et en (micro)mamelons à accrétion verticale dominante (Fig. 26-2), de 5 centimètres d'amplitude pour une longueur d'onde de 20 centimètres, souvent oblitérés par les chailles omniprésentes.

En microfaciès, F3a est un *micropackstone* bioturbé, dominé par des débris très fragmentés et corrodés de lamellibranches (31%) (« filaments ») (Fig. 36-3), de crinoïdes (18%), de spicules de spongiaires (6%) (Fig. 36-5 et -6) et par des péloïdes (30%). Ces débris sont associés à des foraminifères benthiques (lagénidés, verneulinidés, nodosariidés) et à des radiolaires. Les éléments figurés sont parfois lités et roulés. La matrice (13%) est micritique.

Les épigénies siliceuses de bioclastes sont très fréquentes (Fig. 36-6). De la pyrite framboïde, de la glauconie authigène, quelques grains détritiques de phosphate ainsi que des débris ligniteux sont présents.

Extension dans le Bassin Sud-Provençal

F3a est présent fréquent, principalement reconnu pendant dans l'intervalle du Toarcien moyen à Aalénien moyen.



Faciès F3a

- 1 : micropackstone à chailles branchées - coupe de Cuers
- 2 : laminations ondulantes de 10 cm d'amplitude à accréion verticale (flèches noires) et chailles noires - coupe de Cuers
- 3 : micropackstone à débris de lamellibranches "filaments" (Lm) dominants et à péloïdes (Pl)
- 4 : laminations planes horizontales (flèches noires) et granodécroissance ; tempestites distales - coupe de la Crède
- 5 : micropackstone à péloïdes (Pl), échinodermes (Ech), spicules de spongiaires (S) et à matrice micritique (Mi)
- 6 : micropackstone à péloïdes (Pl) dominants, spicules de spongiaires (S) et grands lamellibranches (Lm) à coquille prismatique partiellement silicifiée
- 7 : quantification des constituants de F3a ; % moyen effectué sur 20 lames minces (coupe de la Crède, Cuers, Saint-Pons)

Figure 36 : Faciès F3a « micropackstone bioclastique à chailles » de milieu du « lower offshore ».

Interprétation

La grande diversité faunique (foraminifères benthiques, lamellibranches, brachiopodes, crinoïdes, bélemnites, radiolaires...) suggère un milieu marin ouvert sur le large à salinité normale. Les bioturbations indiquent une oxygénation des fonds. Cependant, la préservation de débris ligneux et l'abondante pyrite framboïde indiquent aussi des conditions réductrices occasionnelles. La matière organique est sans doute à l'origine de cette pyrite qui se serait formée par l'action dégradante des bactéries sulfo-réductrices, dans des conditions peu oxydantes (Hudson, 1982).

La finesse du sédiment (calcaires *micropackstone* et interbanco marneux) traduit des conditions calmes et en conséquence probablement profondes. Pendant les périodes calmes, un taux de sédimentation réduit aurait permis le développement des communautés à brachiopodes. La présence de galets mous indique que le milieu était épisodiquement agité, ce que confirme la présence de lumachelles à brachiopodes à la surface de bancs. Les épisodes à hydrodynamisme fort sont attribués à des tempêtes, en fonction de la présence de litages en mamelons à accretion verticale, (tempestites médianes à distales, par analogie avec des structures semblables étudiées par Guillocheau, 1991 et Monaco, 1994). L'omniprésence de litage des coquilles de lamellibranches, l'usure de certains bioclastes et le vannage régulier des particules confirment l'agitation marquée du milieu.

Le développement des chailles coïncide avec la présence des silicisponges dans le sédiment. La silice métastable de ces spongiaires, dissoute lors de la mort des organismes, aurait reprécipité sous forme de chailles ou en épigénie de bioclastes. Le fait que les spicules soient accumulés en amas, sans indice évident de transport, indiquerait que les spongiaires s'étaient décomposés sur place et que les spicules n'ont pas été dispersés par les courants.

Les épigénies de phosphate, glauconie et pyrite et la bioturbation marqueraient des taux de sédimentation faibles.

F3a représente un milieu de dépôt de « *lower offshore* », à hydrodynamisme faible juste en-dessous de la limite d'action des vagues de tempête.

F3b : *Wackestone* à *boundstone* à spongiaires

Description

F3b, étudié en détail dans la coupe de Saint-Pons par Sida (1998), Floquet *et al.* (2000) et Bourque & Floquet (en préparation), est formé de monticules micritiques (*mud-mounds*) et de bancs calcaires qui les recouvrent en biseau (*onlap*). Dans le Bassin Sud-Provençal, F3b se présente sous trois morphologies différentes (Fig. 37-1a, b, c et d) : 1) *mud-mounds* (0 à 7 mètres d'épaisseur pour une extension latérale de 200 à 300 mètres) (coupes de Saint-Pons, Cuges) ; 2) *mud-mounds* de forme lenticulaire biconvexe et asymétrique, d'extension métrique (coupe de Cuers) ; 3) biostrome à spongiaires épais de 50 centimètres à 2 mètres (coupe de Pichauris, Pourcieux).

La macrofaune est dominée par des spongiaires en cornets (Hexactinosa ; Famille des Hexactinellidae) (Fig. 37-6), des lamellibranches, associés à des crinoïdes, bélemnites et brachiopodes. Des organismes encroûtants (serpules, bryozoaires et foraminifères benthiques) sont présents. Les *mud-mounds* sont affectés, dans la coupe de Saint-Pons, par des failles synsédimentaires, remplies de brèche synsédimentaire et à rejet normal maximal de 4 mètres (Sida, 1998 et Floquet *et al.*, 2000). Ces failles normales en cuillère affectent les *mud-mounds* là où ils présentent leur épaisseur maximale et montrent de brusques variations d'épaisseur (Fig. 37-1d). Ces failles s'amortissent vers le bas en asymptote (Fig. 37-1d) dans les faciès sous-jacents où elles entraînent des structures de « boudinage ». Elles déterminent des dispositifs typiques de « *roll-over* » *sensu* Floquet *et al.* (2000). Des brèches hétérométriques et monogéniques (de même faciès F3b) sont associées aux failles ouvertes (coupe de Saint-Pons) et peuvent apparaître latéralement aux masses micritiques, voire recouvrir ou emballer une partie du *mound* (e.g. coupe de Peusque-Merlé) (Fig. 37-1a). Les sommets des *mud-mounds* sont, dans la coupe de Saint-Pons, tronqués par une surface durcie, à perforations remplies de glauconie. Ailleurs, ils montrent des structures en micro-dômes associées aux spongiaires (Fig. 37-2). Les bancs calcaires à patine rousse, qui recouvrent en *onlap* les *mud-mounds*, sont des *packstones-wackestones* bioclastiques (F3a/F3c). La macrofaune, dans ces bancs, compte des spongiaires hexactinellides en coupelle (jusqu'à 20 centimètres de diamètre), des spongiaires en boules et en cornets, des lamellibranches (dont des « filaments » considérés comme étant des prodissoconques de bivalves), des bélemnites, des brachiopodes et des ammonites. Ces bancs recèlent des grains noircis (riches en pyrite framboïde de 1 mm de diamètre), de grandes chailles noires et des bioturbations (dont l'ichnofaciès *Zoophycos*).

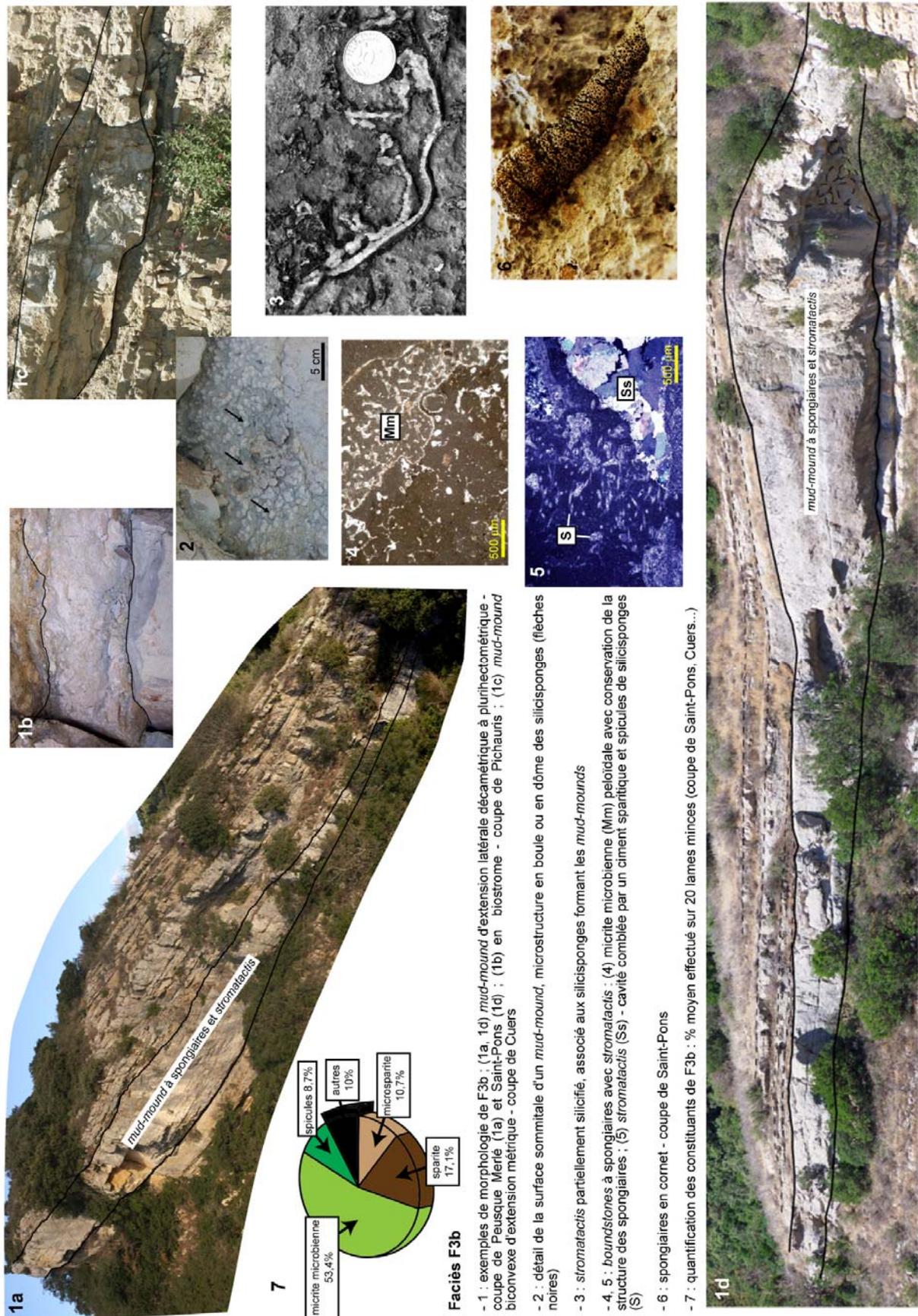


Figure 37 : Faciès F3b « wackestone à boundstone à spongiaires » de milieu du « lower offshore ».

En microfaciès, F3b est fait de *wackestone* et *boundstone* à spongiaires et *stromatactis* (Fig. 37-3 et -5). La matrice micritique (53%) est péloïdale et réticulée (Fig. 37-4) d'origine microbienne par décomposition des éponges (Kirkland *et al.*, 1998). Les spicules de spongiaires (9%), originellement siliceux, sont transformés diagénétiquement en calcite. Les *stromatactis* (Fig. 37-5), remplis d'une succession de ciments sparitiques (17%), microsparitiques (10%), et de dolomie (<1%), sont très abondants et apparaissent liés aux spongiaires (Sida, 1998 ; Floquet *et al.*, 2000 et Bourque & Floquet, *en préparation*).

Extension dans le Bassin Sud-Provençal

F3b est présent quasiment partout dans Bassin Sud-Provençal mais pendant un intervalle de temps restreint à l'Aalénien supérieur (zone à Concavum).

Interprétation

Les textures fines *wackestones* et *boundstones*, les ammonites, les « filaments » et la glauconie qui caractérisent les bancs reposant en biseau sur les *mud-mounds* marquent des milieux ouverts sur le large marin, calmes, en-dessous de la limite d'action des vagues de tempête.

Les silicisponges en cornet parfaitement conservés dans les monticules micritiques, ont été fossilisés *in situ*, sans remaniement. Une intense activité microbienne aurait été le facteur primordial de la construction et la stabilisation des *mud-mounds*, avec un taux de sédimentation élevé. La dégradation microbienne des spongiaires morts provoquerait la dissolution quasi instantanée de la silice de leurs squelettes et leur épigénie par du carbonate de calcium (Duarte *et al.*, 2001). Cette dégradation entraînerait la précipitation de la micrite (« micrite microbienne péloïdale ») et l'induration précoce du monticule.

La fracturation et la bréchification associées apparaissent synsédimentaires et semblent avoir affecté un matériel très précocement induré. Elles sont le résultat de déformations liées dans quelques cas à leur instabilité dans l'encaissant (quand il est marneux) et à la tendance au glissement des *mud-mounds* sous leur propre poids.

F3b représente un milieu de dépôt de « *lower offshore* » à hydrodynamisme faible.

F3c : Alternances marno-calcaires

Description

Macroscopiquement, F3c se présente sous la forme d'alternances de marnes et de calcaires argileux (Fig. 38-1). Les bancs calcaires, de patine rousse, épais de 10 à 40 centimètres alternent régulièrement avec des interbancs calcaréo-argileux ou marno-silteux, épais de quelques centimètres à 1 mètre. La macrofaune est majoritairement composée de brachiopodes, ammonites, bélemnites et spongiaires siliceux. Aucune structure sédimentaire n'est visible. Des *Zoophycos* et des débris ligniteux sont présents sur la surface sommitale des bancs (Fig. 38-2). Les interbancs (marno-silteux), de couleur sombre, apparaissent finement laminés, riches en pyrite, pauvres en macrofaune.

En microfaciès, les bancs carbonatés sont des *micropackstones* à *wackestones* (Fig. 38-3 et -4) à matrice micritique (42%), à péloïdes (17%), spicules de spongiaires (12%), débris d'échinodermes (7%) et de lamellibranches (7%). Ils sont associés à d'autres éléments figurés (2%) tels des radiolaires et foraminifères benthiques. La pyrite framboïde dans des grains noircis est abondante ainsi que des grains de quartz fins (6%).

Extension dans le Bassin Sud-Provençal

F3c est inégalement réparti dans le Bassin Sud-Provençal à différents moments, notamment au Domérien inférieur (zone à *Margaritatus*), au Toarcien inférieur, au Bajocien-Bathonien, moment où il se généralise. Il est très développé dans la partie occidentale du bassin (coupe de Bimont). Il est condensé dans d'autres parties du bassin (coupes de Carcès, Saint-Pons...).

Interprétation

L'absence de structures sédimentaires de type tempête et la finesse des dépôts (dont des argiles et des silts quartzeux) traduisent des conditions de milieux calmes en-dessous de la limite d'action des vagues de tempêtes.

La richesse en pyrite et la rareté de la bioturbation traduisent des conditions de dépôt probablement hypoxiques. La diversité de la faune pélagique (ammonites, radiolaires) et de l'épifaune (spongiaires, crinoïdes, lamellibranches, foraminifères benthiques...) reflète un milieu marin très ouvert et à salinité normale. Selon Frey & Pemberton (1984) et Pemberton & Frey (1992), l'ichnofaciès *Zoophycos* est représentatif du domaine circalittoral à bathyal, en-dessous de la limite d'action des vagues de tempêtes.

F3c représente un milieu de dépôt de « *lower offshore* », distal, à hydrodynamisme faible.

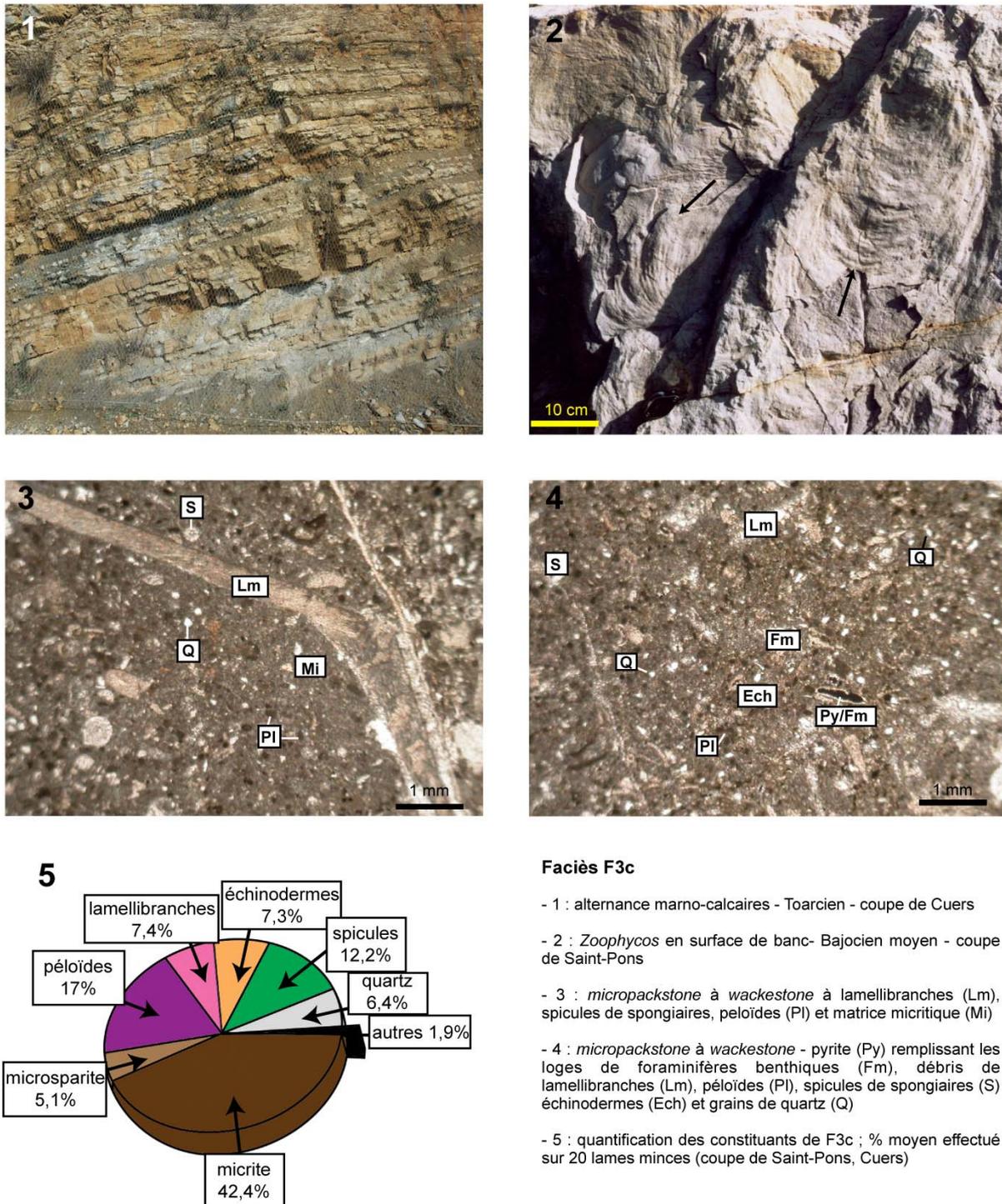


Figure 38 : Faciès F3c « alternance marno-calcaire » de milieu du « lower offshore ».

F3d : Wackestone à micropackstone silteux

Description

F3d est constitué de calcaires silto-quartzeux et argileux (sable à l’affleurement par décalcification) et de calcarénites fines, en bancs épais de 20 à 50 centimètres (Fig. 39-1). L’aspect grumeleux résulte de bioturbations verticales et horizontales (Fig. 39-3). Des *Zoophycos* sont reconnaissables à la surface des bancs (Fig. 39-2).

En microfaciès, F3d est un *micropackstone* quartzeux (Fig. 39-4 et -5) à débris d’échinodermes (25%), péloïdes (25%), grains de quartz de 50 à 100 micromètres (33%), et présente une matrice micritique (17%).

Extension dans le Bassin Sud-Provençal

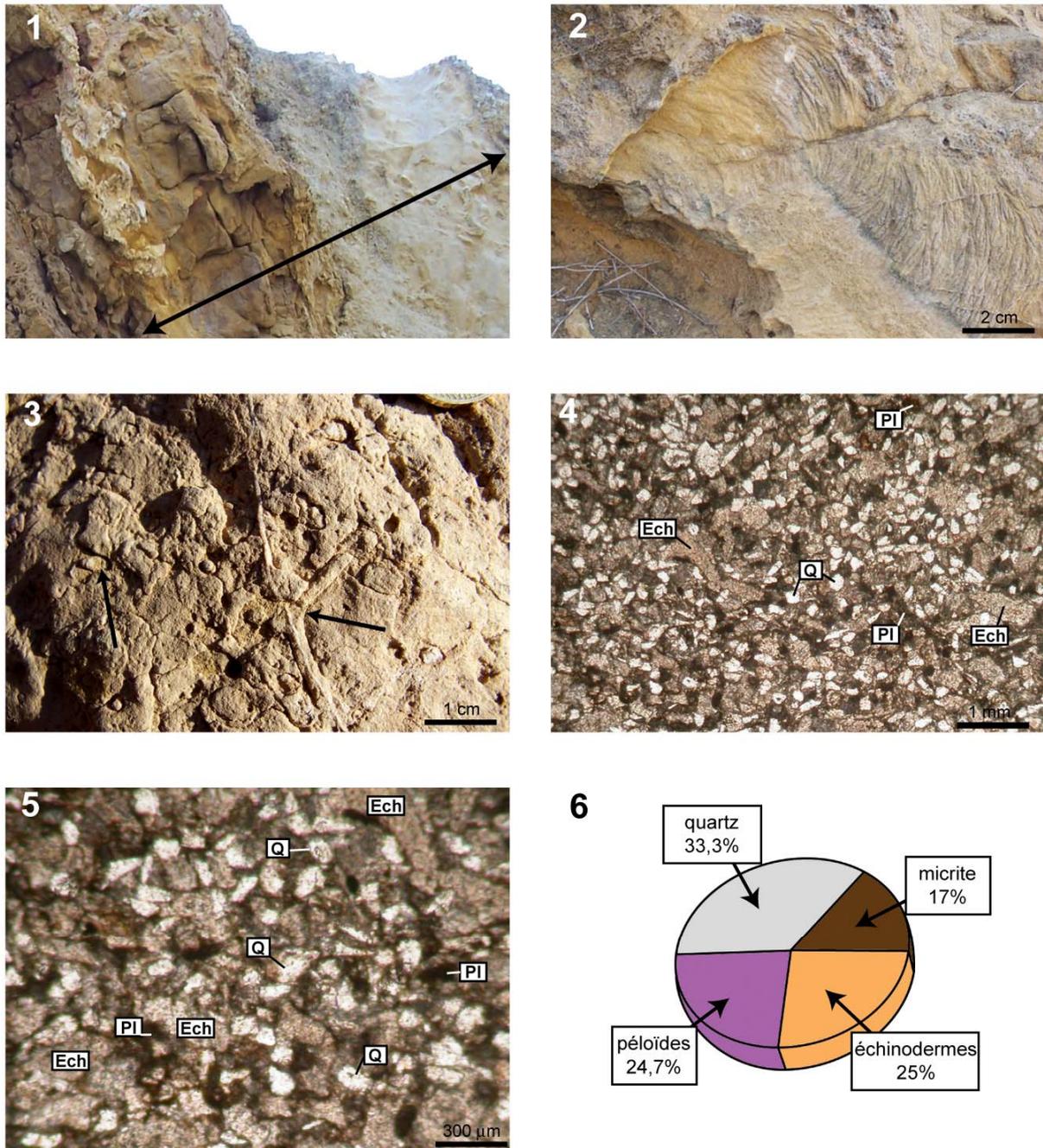
F3d n’est observable que dans la partie la plus méridionale du Bassin Sud-Provençal (coupe de la Cride) et seulement au Toarcien inférieur.

Interprétation

L’absence de structure sédimentaire de tempête et la finesse du sédiment traduisent des conditions de milieu calme en-dessous de la limite d’action des vagues de tempêtes. Cependant, ce milieu est soumis à un flux terrigène important indiquant, peut-être, la présence d’un relief émergé, éloigné, au Sud du bassin.

Les *Zoophycos* confirmeraient l’étagement circalittoral à bathyal du milieu.

F3d représente un milieu de dépôt de « *lower offshore* », distal, à hydrodynamisme faible.



Faciès F3d

- 1 : bancs calcarénito-quartzeux, bioturbés - coupe de la Cride
- 2 : *Zoophycos* en surface de banc - coupe de la Cride
- 3 : bioturbations horizontales (de type *Rhizocorallium*) et verticales (flèches noires) en surface de banc - coupe de la Cride
- 4, 5 : *micropackstone* riche en quartz (Q), débris d'échinodermes (Ech), péloïdes (PI)
- 6 : quantification des constituants de F3d; % moyen effectué sur 10 lames minces (coupe de la Cride)

Figure 39 : *Faciès F3c « wackestone à micropackstone silteux » de milieu du « lower offshore ».*

2.III.1.2- Définition des associations de faciès

Les onze faciès identifiés dans la Formation des Calcaires Roux à Chailles sur la base des textures, de la composition en éléments figurés et des structures sédimentaires sont regroupés en 3 associations de faciès (AF), correspondant aux trois milieux de dépôt : « *shoreface* », « *lower offshore* » et « *upper offshore* ». Dans chaque association de faciès, les faciès présentés précédemment sont organisés selon une subdivision proximale-distale, en fonction des critères décrits pour chacun d'entre eux (Fig. 40).

Les trois associations de faciès (AF) sont résumées Fig. 40 :

- Association de faciès 1 (AF1), comprenant les 4 faciès (F1a, F1b, F1c, F1d), correspondant aux milieux de « *shoreface* », situés au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps, et donc caractérisés par un hydrodynamisme important (action permanente des agents hydrodynamiques);
- Association de faciès 2 (AF2), comprenant les 3 faciès (F2a, F2b, F2c), correspondant aux milieux de « *upper offshore* », situés sous la limite d'action des vagues de beau temps et au-dessus de la limite inférieure d'action des vagues de tempête, et donc marqués par un hydrodynamisme intermittent (agitation occasionnelle du milieu de dépôt) ;
- Association de faciès 3 (AF3), comprenant 4 faciès (F3a, F3b, F3c, F3d), correspondant aux milieux de « *lower offshore* », situés sous la limite inférieure d'action des vagues de tempête, et donc à hydrodynamisme de surface nul.

Faciès & Assoc. Faciès	Lithologie	Macrofossiles	Éléments figurés	Structures sédimentaires	Phases minérales	Interprétations environnementales
f1a	Grainstone oolitique				—	Fort hydrodynamisme, marin peu profond 0 - 5 m
f1b	Rudstone à boundstone à coraux et spongiaires	 <i>Montivallia</i> s.s. et <i>Sideromella isarcensis</i>				Hydrodynamisme modéré à fort. Courants réguliers. Shoreface - Au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps
f1c	Grainstone à encrines					
f1d	Grainstone à packstone bioturbé à oncoïdes					
f2a	Packstone à Rudstone				Phosphate, glauconite, pyrite framboïde 	
f2b	Packstone à oolites ferrugineuses				Fer	Entre la limite d'action des vagues de tempête et des vagues de beau temps. - Evénements générés par des tempêtes, - Eaux oxygénées
f2c	Packstone fin roux à litages en mamelons				—	Upper offshore
f3a	Packstone à micropackstone, bioturbé.				Phosphate, glauconite, pyrite framboïde 	Hydrodynamisme faible, - Sous la limite d'action des vagues de tempête, - Evénements générés par des tempêtes, - Eaux oxygénées
f3b	Wackestone à boundstone à micrite microbienne, à stromatolites					
f3c	Micropackstone à wackestone et marnes laminées				Matière organique, pyrite 	
f3d	Wackestone à packstone silteux	—				

Figure 40 : Classement des Faciès (F) et des Associations de Faciès (AF) selon leur milieu de dépôt (LIAVBT : limite inférieure d'action des vagues de beau temps, LIAVT : limite inférieure d'action des vagues de tempête ; voir légende sur Tableau 1 en rabat).

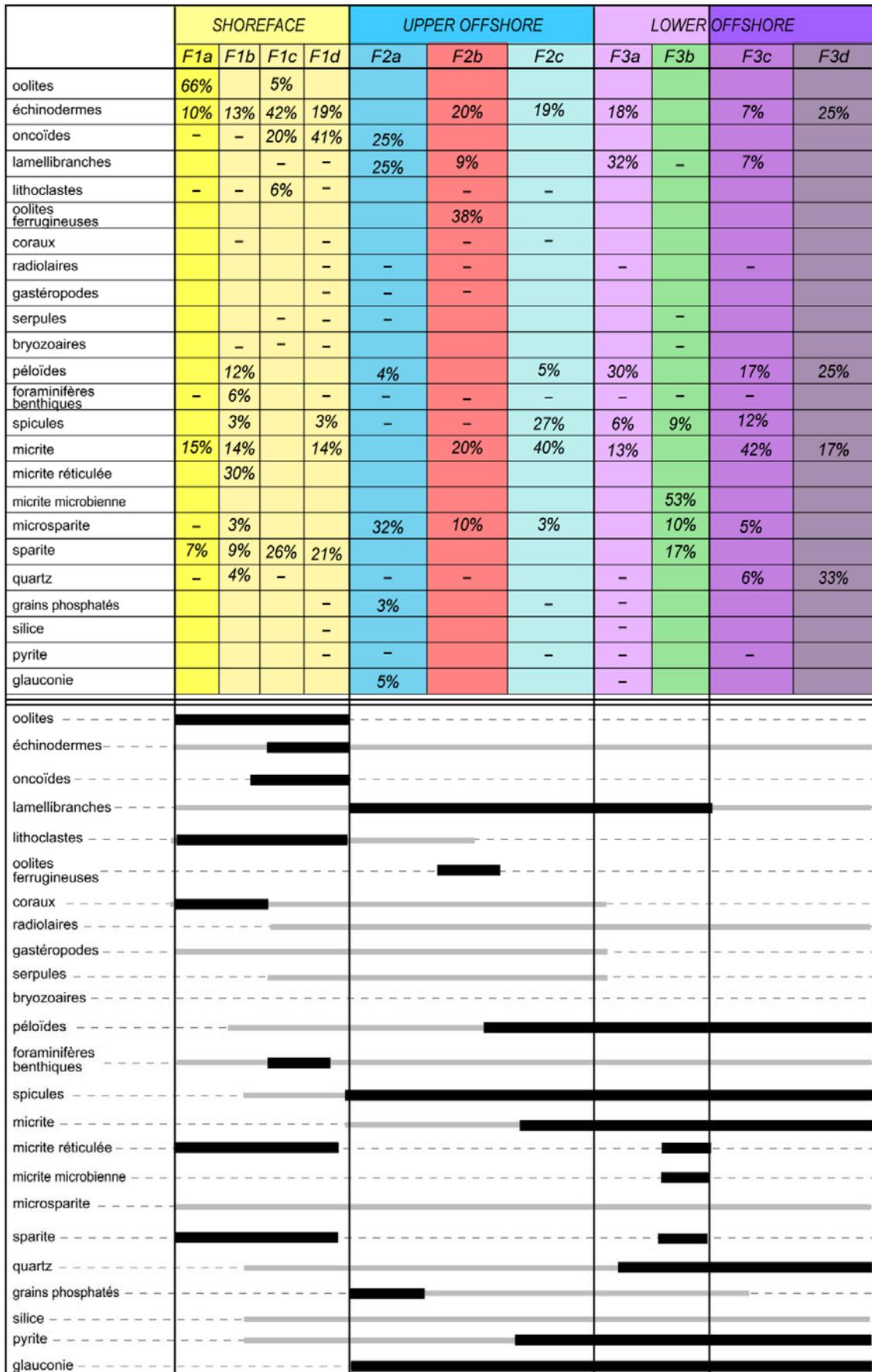


Figure 41 : Répartition quantitative (% moyen) et qualitative des éléments figurés dans chaque faciès, classés selon leur interprétation en termes de milieu de dépôt.

IV.1.4- Récapitulatif sur l'analyse des faciès et leur répartition dans le BSP

11 faciès répartis en 3 associations de faciès constituent la Formation des Calcaires Roux à Chailles d'âge Sinémurien supérieur à Bajocien inférieur (Figs. 40, 41, 42 et 43).

Les faciès dominants caractérisent des environnements de dépôt appartenant à l' « *upper offshore* » (AF2) et à la partie supérieure du « *lower offshore* » (AF3).

Les micro-fossiles les plus communs sont (Fig. 41 et 42) : 1) les débris d'échinodermes, présents dans tous les faciès ; 2) les péloïdes ; 3) les spicules de spongiaires ; 4) les débris de lamellibranches.

Des faciès sont spécifiques de zones particulières du Bassin Sud-Provençal ou d'intervalles de temps restreints mais de répartition dans tout ce bassin (Fig. 43) :

- **F1b** à coraux et spongiaires et **F3d** quartzeux ne sont reconnus que dans la partie la plus méridionale du bassin au Pliensbachien final et/ou Toarcien inférieur ;
- **F2b** à oolites ferrugineuses n'a été défini que dans la partie la plus septentrionale du bassin au Toarcien moyen (zone à Bifrons) ;
- **F3b** à *mud-mounds* à spongiaires et *stromatactis* est reconnu à l'échelle du bassin mais seulement à l'Aalénien supérieur (zone à Concavum) ;
- **F1a** à oolites et **F3a** sont majoritaires dans tout le bassin au Pliensbachien ;
- **F3a/F3c** marneux et **F2b** condensés, à fortes minéralisations, dominant au Toarcien inférieur et moyen ;
- **F3b** à spongiaires et **F1d** à oncoïdes sont dominants à l'ensemble du Bassin Sud-Provençal au Toarcien supérieur et à l'Aalénien

La nature et la répartition des faciès indiquent que : 1) du Sinémurien supérieur au Bajocien, les fonds du Bassin Sud-Provençal étaient majoritairement situés dans des environnements peu profonds, perturbés fréquemment par un fort hydrodynamisme et, de plus, constitués d'organismes à faible potentiel de production de carbonate (« *heterozan carbonate* » *sensu* James, 1997), ce qui induisait des taux de sédimentation très faibles ; 2) les profils classiques de plates-formes carbonatés à polarité proximal-distal ne sont pas applicables pour le Bassin Sud-Provençal. Les fonds du bassin sont envisagés plutôt comme formés d'une « mosaïque de faciès » en fonction de zones topographiquement hautes, peu profondes, entre lesquelles peuvent se développer des zones plus profondes. Cette répartition spatiale des faciès en « mosaïque » de dépôts a été décrite pour les séries d'âge Sinémurien dans le Seuil Caussenard (Hamon, 2004 ; Hamon *et al.*, 2005 ; Hamon & Merzeraud, 2007 *in press*). La présence de zones « hautes » et de zones « basses » à travers le Bassin Sud-

Provençal a généré des conditions hydrodynamiques locales variables qui ont une influence importante sur la production carbonatée.

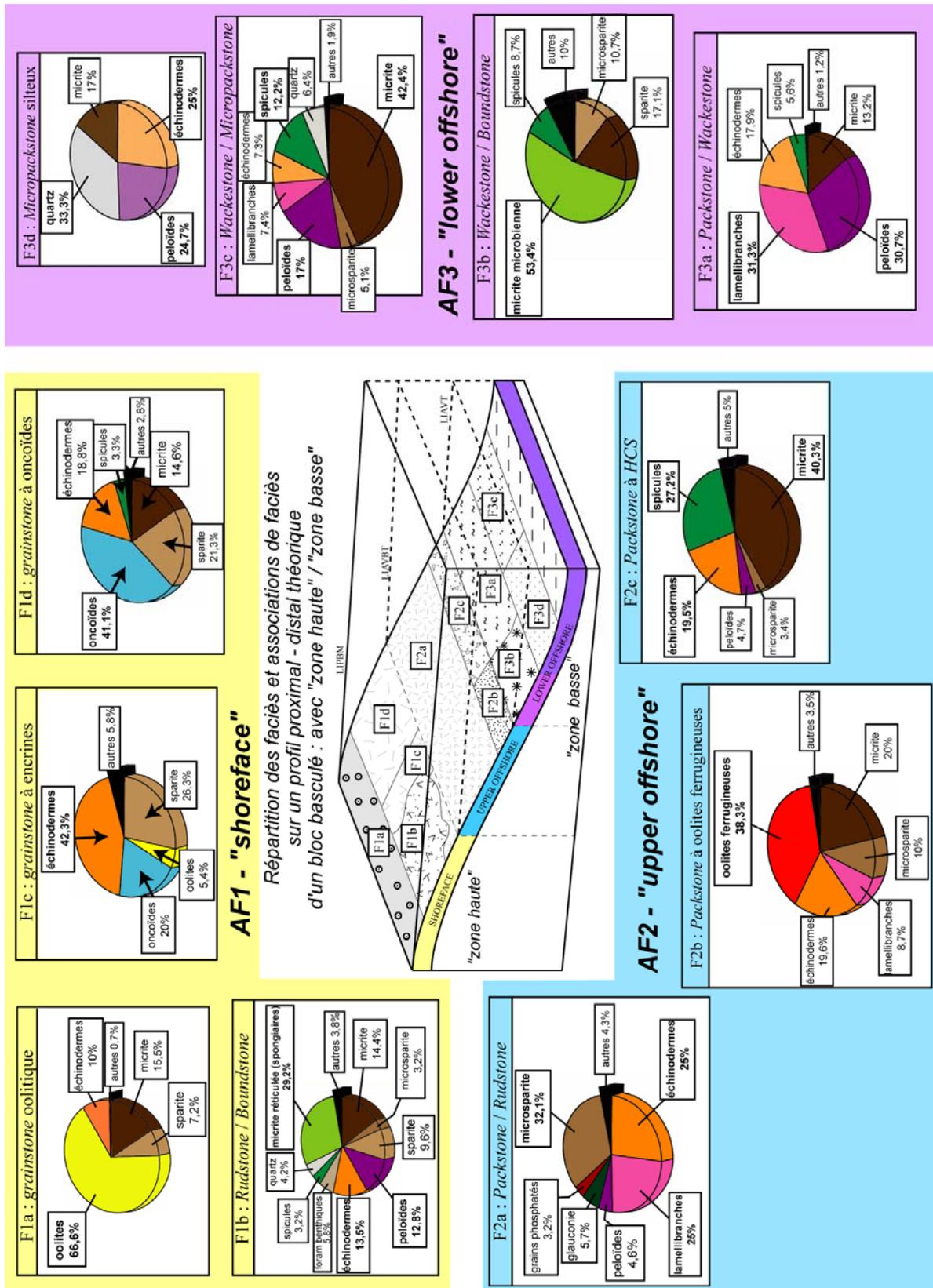


Figure 42 : Répartition des faciès et association de faciès sur un profil proximal - distal théorique d'un bloc basculé avec : une « zone haute » et une « zone basse ».

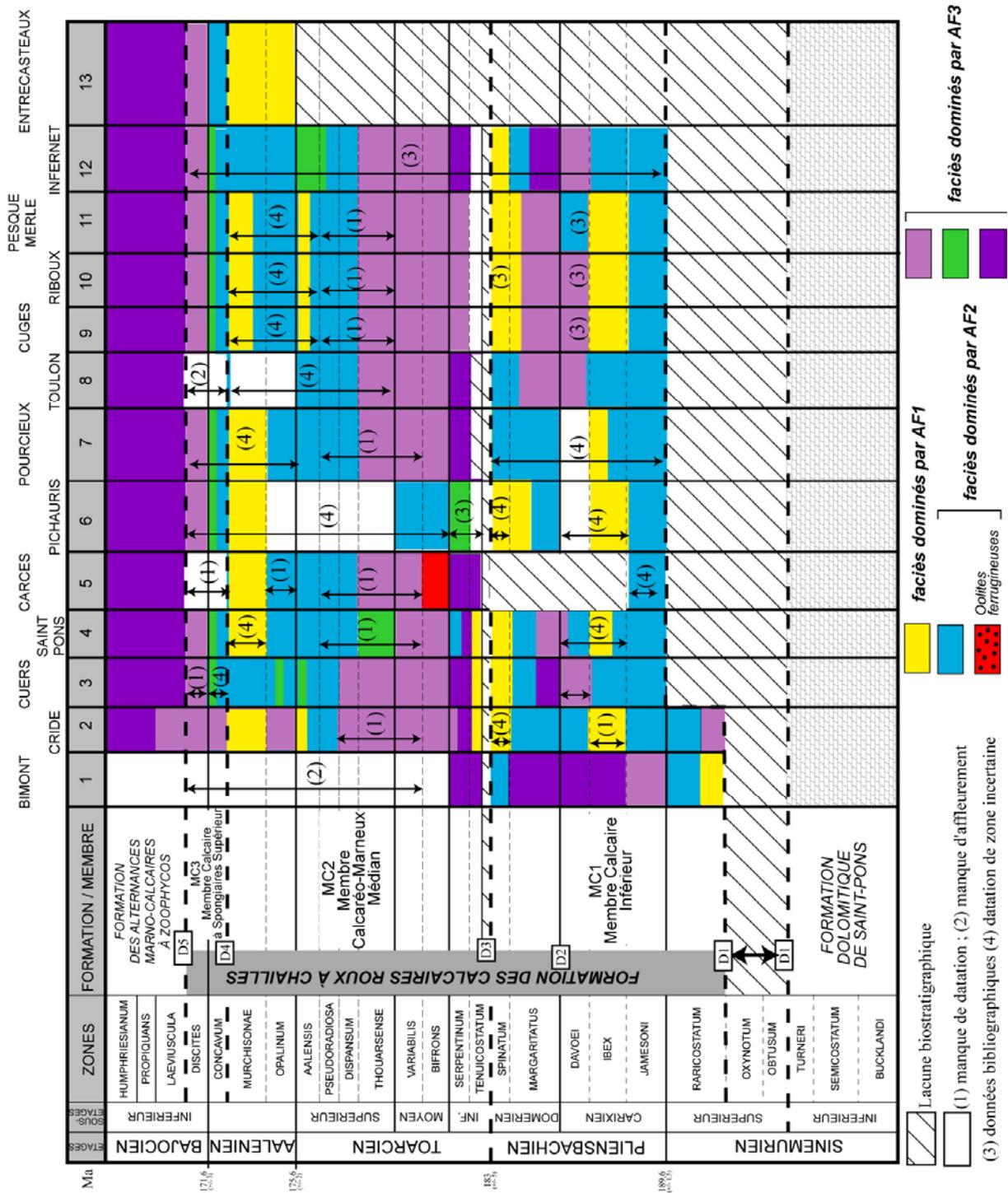


Figure 43 : Distribution temporelle des faciès, associations de faciès (AF) et des milieux de dépôt à travers le Bassin Sud-Provençal.

2.III.2- Les séquences de dépôt

L'évolution verticale des faciès et la reconnaissance de discontinuités sédimentaires majeures permettent de définir 4 séquences de dépôt de second-ordre *sensu* Vail *et al.* (1991) (Fig. 44) s'inscrivant dans la dynamique de *rifting* de la Marge Ouest Téthysienne telle que définie par Lemoine & de Graciansky (1988) et de Graciansky *et al.* (1998).

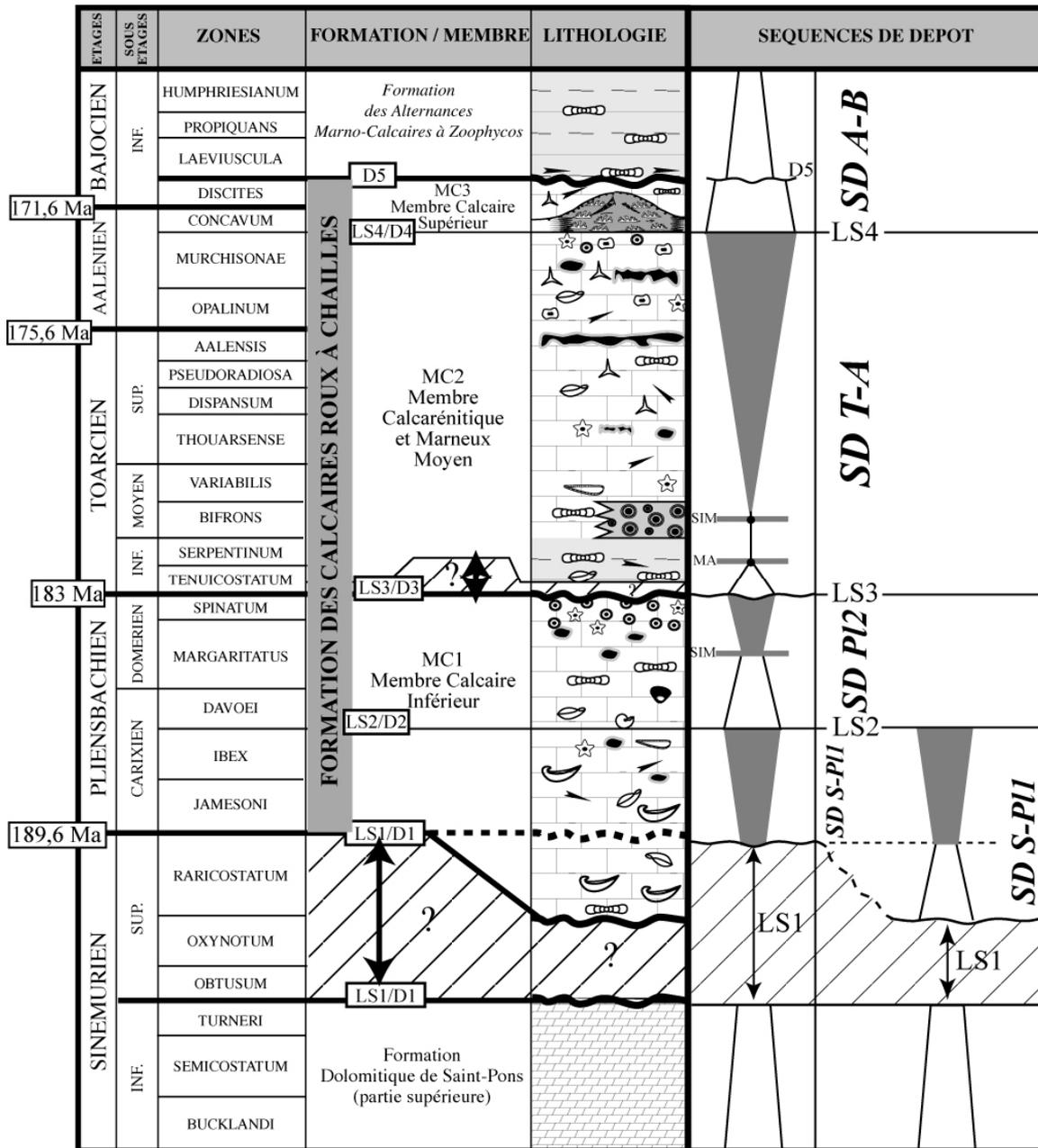


Figure 44 : Les quatre séquences de dépôt de second-ordre définies dans la Formation des Calcaires Roux à Chailles. SD S-PL1 : Séquence de dépôt Sinémuro-Pliensbachienne ; SD PL2 : Séquence de dépôt Pliensbachienne ; SD T-A : Séquence de dépôt Toarço-Aalénienne ; SD A-B : Séquence de dépôt Aaléno-Bathonienne ; LS : Limite de séquence.

2.III.2.1- Limites de séquences et séquences de dépôt

4 limites de séquences sont définies : elles représentent les maxima de diminution de profondeur et les débuts d'approfondissement. Elles correspondent aux discontinuités majeures (D1 à D4) affectant la Formation des Calcaires à Chailles et délimitant aussi ses trois membres MC1, MC2, MC3 (Fig. 44).

Ces limites de séquences, notées LS1 à LS4, reconnues à travers tout le Bassin Sud-Provençal, sont des ruptures majeures de la sédimentation associées ou non à des lacunes temporelles (Fig. 44). Elles sont marquées par des surfaces d'érosion, simples ou durcies, ou par des horizons condensés.

D5, marquant le toit de la Formation des Calcaires à Chailles, ne correspond pas à une limite de séquence et n'est qu'une surface d'approfondissement majeure (Fig. 44).

Les 4 séquences de dépôt sont (Fig. 44) :

- **la Séquence Sinémuro-Pliensbachienne (SD S-PI1)**, limitée à sa base par D1 et à son sommet par D2, correspondant à la partie inférieure du membre MC1, d'âge Sinémurien supérieur (zone à *Raricostatum*) à Pliensbachien inférieur (zone à *Ibex*) ;

- **la Séquence Pliensbachienne (SD PI2)**, limitée à sa base par D2 et à son sommet par D3, correspondant à la partie supérieure du membre MC1, d'âge Pliensbachien inférieur à Pliensbachien final ;

- **la Séquence Toarço-Aalénienne (SD T-A)**, limitée à sa base par D3 et par D4 à son sommet, correspondant au membre MC2, d'âge Toarcien inférieur à Aalénien moyen ;

- **la Séquence Aaléno-Bathonienne (SD A-B)**, limitée à sa base par D4 et dont seule la partie inférieure (cortège transgressif) est enregistrée (membre MC3).

2.III.2.2- La Séquence Sinémuro-Pliensbachienne : SD S-P11

Les caractéristiques sédimentaires de la limite de séquence LS1 (lacune stratigraphique, fractures synsédimentaires, brèches sédimentaires, cf. partie 3-I) indiquent une phase d'érosion de la Formation Dolomitique de Saint-Pons dont le toit est probablement d'âge Sinémurien inférieur, suivie d'un ennoisement dans à la zone à Raricostatum. La distribution verticale et latérale des associations de faciès dans SD S-P11 (Figs. 45 et 49) indique que cette séquence peut être divisée en 1) un cortège d'approfondissement restreint aux zones les plus subsidentes et 2) un cortège de diminution de profondeur progradant et rétrogradant à la fois (Figs.45 et 49).

Les premiers dépôts transgressifs et d'approfondissement (dans les parties occidentales et méridionales du Bassin Sud-Provençal, cf. coupes de Bimont et la Cride, Annexe B), se sont mis en place durant le Sinémurien terminal, zone à Raricostatum, uniquement dans les aires les plus basses du Bassin Sud-Provençal. Ce cortège d'approfondissement est constitué de l'empilement de 3 à 5 sous-séquences d'approfondissement (notées S1 à S5 en Annexe B) de 5 à 40 mètres d'épaisseur chacune (passage de AF1 à AF2), dans la partie occidentale du bassin (coupe de Bimont) et d'une sous-séquence (réduite à 1 banc) dans la partie méridionale du bassin (coupe de la Cride). Dans les zones hautes du bassin, aucun dépôt est reconnu. Là, cette remise en eau initiale du Bassin Sud-Provençal est principalement enregistrée dans la limite de séquence LS1 (Figs. 45, 49 et 51 ; partie 3-I et Annexe B).

Le cortège de diminution de profondeur (à la fois progradant et rétrogradant) est enregistré par la succession verticale de dépôts d'« *upper offshore* » (AF2 ou limite AF2/AF3) et de « *shoreface* ». Il est reconnu dans l'ensemble du Bassin Sud-Provençal, et est daté du Pliensbachien inférieur (Carixien, zone à Jamesoni) au Pliensbachien moyen (Carixien, zone à Ibex). Les environnements de « *shoreface* » formant la partie supérieure de ce cortège sont représentés partout par des *grainstones* à crinoïdes. Ce cortège est formé de l'empilement d'au moins 3 sous-séquences de 2 à 4 mètres d'épaisseur chacune (passage de AF1 à AF2, Fig. 45 et 49, partie 3-I et Annexe B).

En résumé, SD S-P11 est fortement dissymétrique, acyclique dans la majeure partie du BSP, avec un maximum d'approfondissement dès la base de la séquence, excepté dans deux zones du BSP plus basses où le cortège transgressif est bien présent au-dessus de LS1. Le cortège de diminution de profondeur est composé de nombreuses sous-séquences (assimilables

au 3^{ème} ordre *sensu* Vail *et al.*, 1991). L'émergence n'est jamais atteinte à leur sommet, y compris à la limite de séquence majeure LS2.

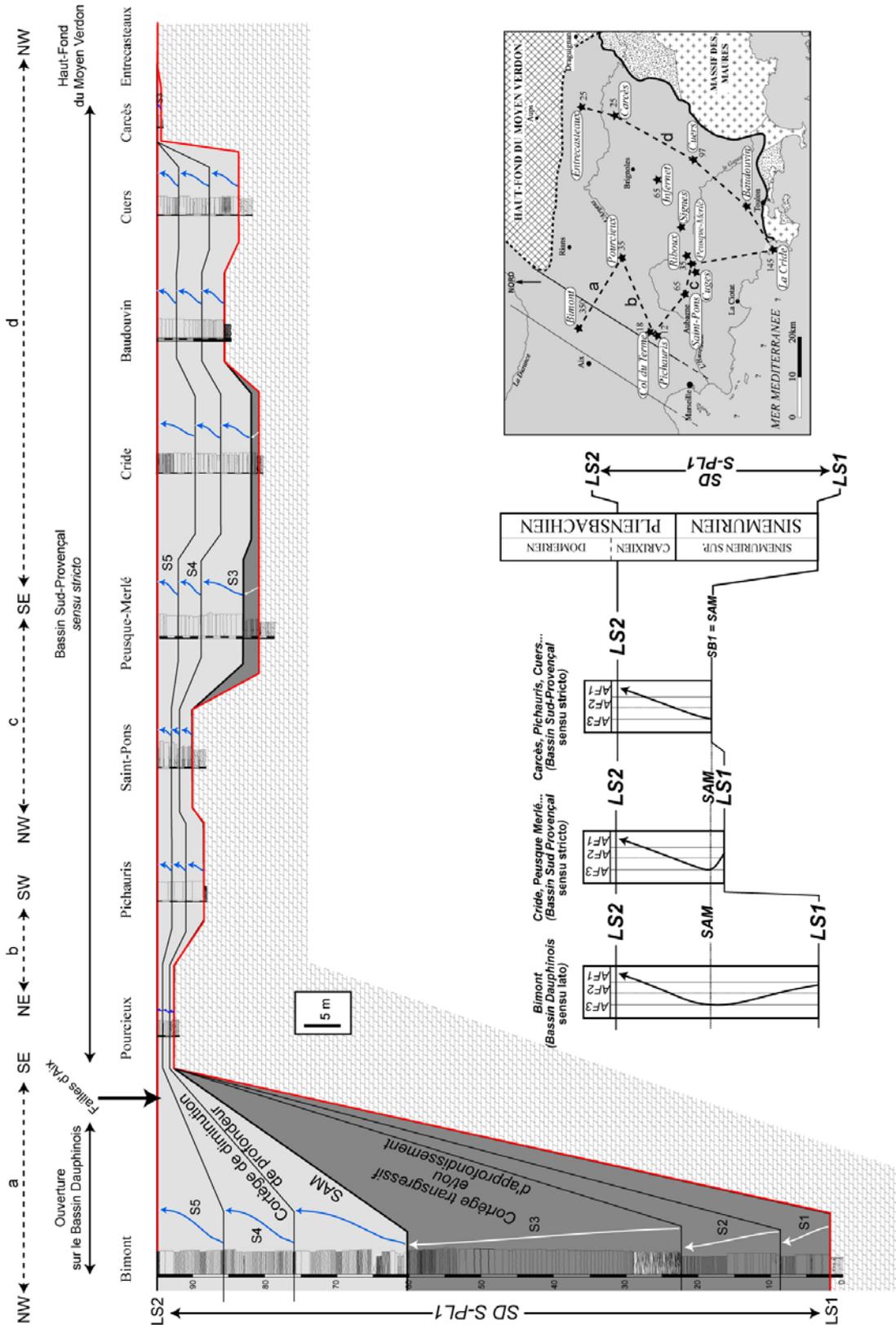


Figure 45 : Corrélation biostratigraphique et séquentielle de SD S-PL1 à travers le Bassin Sud-Provençal. Essai de corrélation des séquences de dépôt d'ordre inférieur (3^{ème} ordre ?) notées S1 à S5 (en blanc et bleu).

2.III.2.3- La Séquence Pliensbachienne : SD PL2

À la base de SD PL2, la limite de séquence LS2, avec condensation minéralogique et faunique, daté de la zone à Davoei, est interprétée comme le résultat d'une période de non dépôt (ou de condensation extrême) dû à un ennoisement majeur. Celui-ci est indiqué par un changement marqué des environnements de dépôt (de « *shoreface* » à « *lower offshore* ») ainsi que par un changement dans la composition faunique (Figs. 46 et 49, partie 3-I et Annexe B). La durée de non dépôt ou de condensation est estimée à 1,1 à 2,2 Ma (selon les coupes étudiées).

Le cortège d'approfondissement (et rétrogradant) est enregistré par la succession verticale des environnements de dépôt allant de l'« *upper offshore* » au « *lower offshore* », et daté du Carixien supérieur (zone à Davoei) au Domérien inférieur (zone à Margaritatus). Le maximum d'approfondissement (et d'inondation) est daté de la zone à Margaritatus, sous zone à Subnodosus. Ce cortège d'approfondissement est composé de l'empilement, selon les coupes étudiées, de 1 à 4 sous-séquences d'approfondissements, de 1 à 6 mètres d'épaisseur chacune (Fig. 46 et 49, partie 3-I et Annexe B).

Le cortège de diminution de profondeur et progradant est formé de la succession de faciès de milieux d'« *Offshore* » (AF2/AF3) et de « *Shoreface* » (AF1). Il est daté du Domérien inférieur (zone à Margaritatus) au Domérien terminal (zone à Spinatum) (Fig. 51, partie 3-I et Annexe B). Il est constitué de l'empilement d'une dizaine de sous-séquences progradantes (S6 à S12 sur Fig. 49), de 1 à 3 mètres d'épaisseur chacune. Ces sous-séquences faites de la succession de AF2/AF3 à AF1, avec développement des faciès de milieu de « *Shoreface* » vers chacun de leur sommet, expriment toutes des diminutions de profondeur. Le développement, dans tout le Bassin Sud-Provençal, de *grainstones* à oolites exprime les maxima de progradation de la plate-forme carbonatée plienschbachienne, à la fin de SD PL2. Le sommet du cortège de diminution de profondeur est coiffé par une surface dérivée d'érosion reconnue à l'échelle du bassin (Figs. 49 et 51, partie 3-II et Annexe B).

En bref, SD PL2 est symétrique, cyclique dans la majeure partie du Bassin Sud-Provençal. Le cortège transgressif et d'approfondissement est représenté par un horizon condensé daté de la zone à Davoei. Le maximum d'approfondissement, situé dans la zone à Margaritatus, est souvent marqué par l'apparition d'alternances marno-calcaires. Le cortège de diminution de profondeur est composé de nombreuses sous-séquences qui montrent dans tout le bassin un fort développement des faciès à encrinites et oolites.

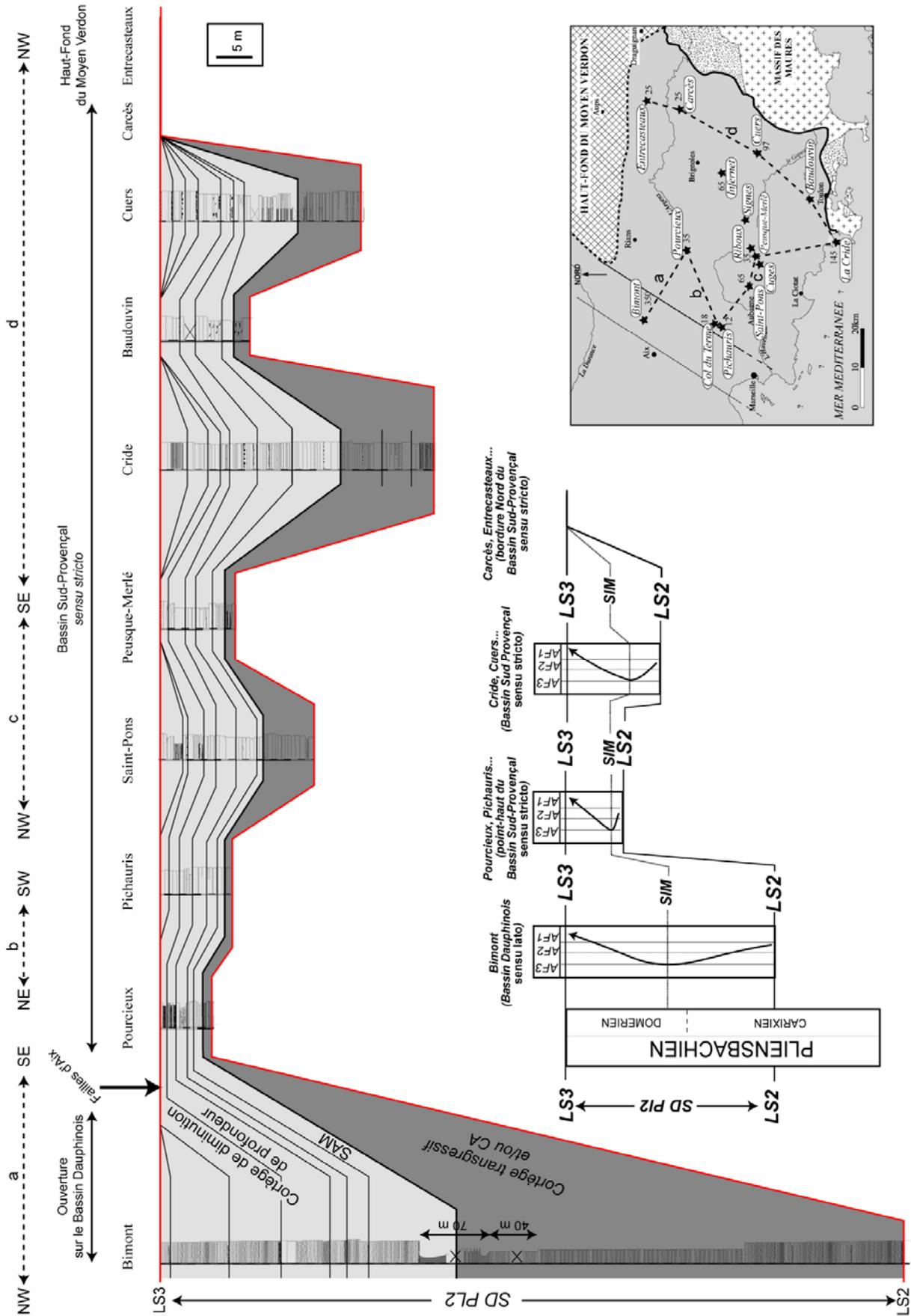


Figure 46 : Corrélation biostratigraphique et séquentielle de SD PI2 à travers le Bassin Sud-Provençal. Essai de corrélation des limites de séquences de dépôt d'ordre inférieur (3^{ème} ordre ?).

2.III. 2.4- La Séquence Toarço-Aalénienne : SD T-A

Les encroûtements minéralogiques et les condensations biologiques (Fig. 50, partie 3-II et Annexe B) surmontant la surface dérivée d'érosion D3 sont interprétés comme enregistrant l'approfondissement basal de SD T-A. La base du cortège transgressif (et d'approfondissement) est datée du Toarcien inférieur (zone à *Tenuicostatum*). Ce cortège est soit entièrement compris dans les encroûtements de base, soit représenté par une succession de AF1 à AF3 dans les domaines les plus bas du bassin (coupes de Cuers, Baudouvin). Dans la partie la plus méridionale du bassin (coupe de la Crède), il est enregistré par le faciès F1b à coraux et spongiaires (Fig. 50, partie 3-II et Annexe B). Dans d'autres domaines du bassin, il peut être représenté par un seul banc bréchique (coupe de Saint-Pons ; Fig. 50, partie 3-II et Annexe B).

Le maximum d'approfondissement est représenté par la mise en place de marnes noires (AF3, de « *lower offshore* ») dans la zone à *Serpentinum*. Ce maximum d'approfondissement ne correspond pas au maximum de transgression (ennoisement) qui est daté du Toarcien moyen (zone à *Bifrons*), et qui est exprimé par l'« *onlap* » (recouvrement) des dépôts sur les points hauts du bassin (Figs. 47, 50 et 51).

Le cortège de diminution de profondeur est fait de la succession de dépôts principalement représentatifs de milieux de l'« *lower offshore* » et d'« *upper offshore* » à partir du Toarcien moyen (zone à *Variabilis*) jusqu'à l'Aalénien moyen (zone à *Murchisonae*). Ce cortège est composé de l'empilement d'une dizaine de sous-séquences de 1 à 10 mètres d'épaisseur chacune.

Dans tout le Bassin Sud-Provençal, la présence de *grainstones* à échinides (F1c) et à oncoïdes (F1d), de plus en plus développés dans la partie supérieure de SD T-A, exprime le maximum de diminution de profondeur et de progradation des dépôts (Figs. 47, 50 et Annexe B). Le sommet de SD T-A est marqué par une surface dérivée d'érosion (D4), bien développée dans les zones hautes du bassin (Fig. 50, partie 3-III et Annexe B).

En bref, SD T-A est cyclique, quoique fortement asymétrique, dans la majeure partie du Bassin Sud-Provençal. Le maximum d'approfondissement est situé dans la zone à *Serpentinum*, décalé par rapport à la surface d'inondation majeure (SIM) datée de la zone à *Bifrons*. Le cortège régressif est composé de nombreuses sous-séquences qui montrent, dans tout le bassin le développement successif des faciès à spongiaires et à oncoïdes, et qui n'atteignent pas l'émersion à leurs sommets.

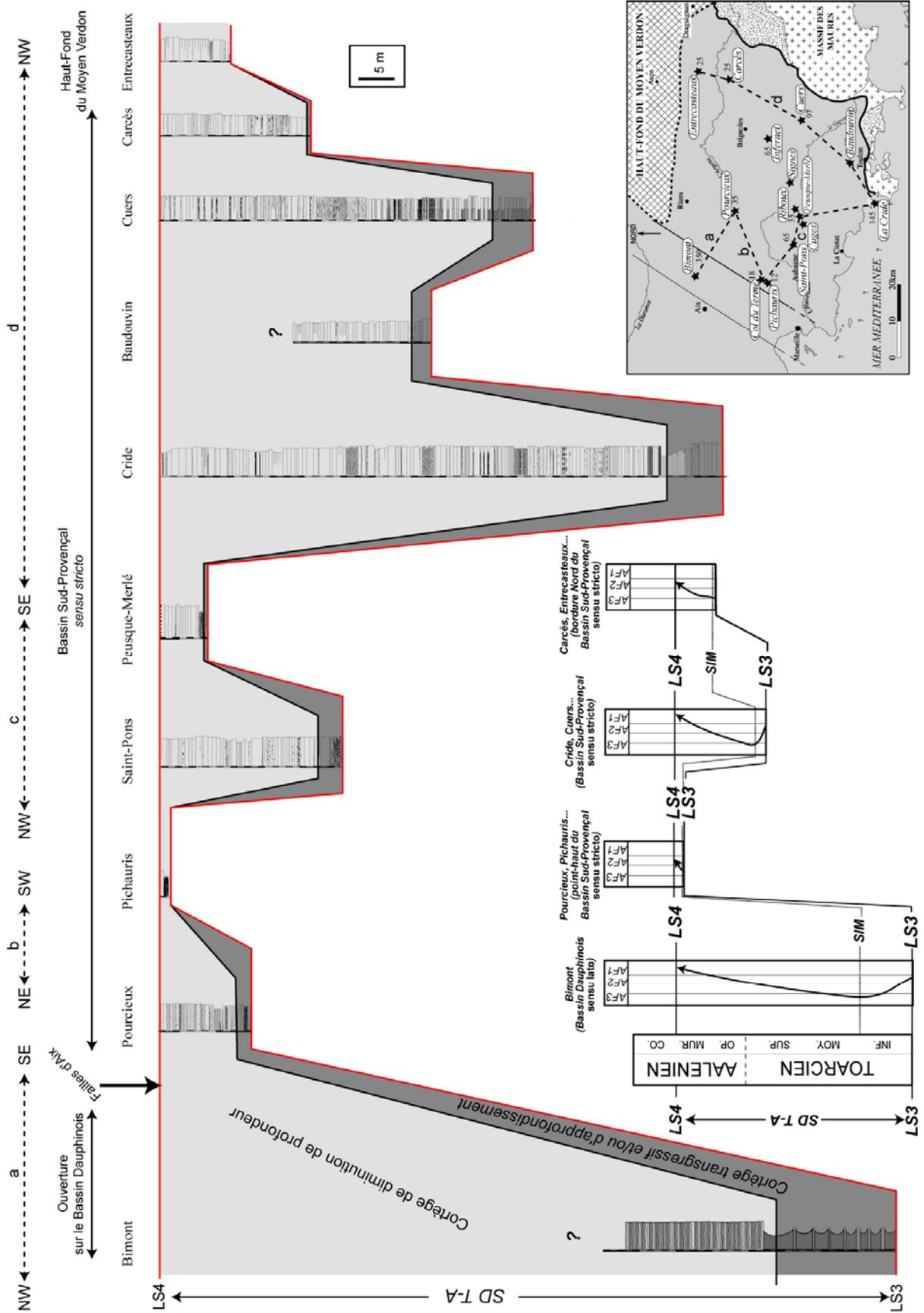


Figure 47 : Corrélation biostratigraphique et séquentielle de SD T-A à travers le Bassin Sud-Provençal.

2.III.2.5- La Séquence Aaléno-Bathonienne : SD A-B

SD A-B se développe entre l'horizon condensé et/ou discontinuité D4 d'âge Aalénien supérieur (zone à *Concavum*) et la limite de séquence SB5 d'âge Bathonien inférieur (cf. Fig. 50) que souligne un changement de sédimentation, de marne à calcaire.

Seule la partie inférieure de SD A-B entre D4 et la discontinuité suivante D5 (Figs. 44, 48 et 50) qui marque la fin de la sédimentation carbonatée dans tout le Bassin Sud-Provençal est étudiée ici. Cette partie correspond au Membre supérieur (CM3) de la Formation des Calcaires Roux à Chailles (Fig. 44) daté de l'Aalénien supérieur au Bajocien basal sous la zone à *Laeviuscula* (Fig. 44).

Au-dessus de D4, qui constitue la limite de séquence LS4, le cortège d'approfondissement (rétrogradant) est clairement exprimée 1) par la mise en place, partout dans le Bassin Sud-Provençal de *packstones* bioclastiques F3a et des *mud-mounds* à spongiaires F3b représentant des milieux de « *lower offshore* » durant la zone à *Concavum* (sous-zone à *Formosum*) et 2) par l'*onlap* des dépôts, à différentes échelles : *onlap* à l'échelle locale des faciès F3a sur les *mud-mounds* (Fig. 50) et *onlap* bien exprimé à l'échelle du bassin de l'ensemble des dépôts sur le Haut-Fond du Moyen Verdon au Nord (Figs. 48, 50 et 51).

D5 et, au-dessus, l'horizon de *black shales* à concentration faunique, daté du Bajocien inférieur (zone à *Laeviuscula*), indique une accentuation de l'approfondissement. Cet événement marque la fin de la sédimentation calcaire presque pure dans tout le Bassin Sud-Provençal et l'ennoiement définitif (« *drowning* ») de la plate-forme carbonatée préexistante (Figs. 50 et 51).

Au-dessus de la surface d'approfondissement majeure, D5, se développent les faciès propres à la Formation des Alternances Marno-Calcaires à *Zoophycos* d'âge Bajocien inférieur (zones à *Propinquans* et *Humphriesianum*) puis Bajocien supérieur à Bathonien *p.p.*, de milieux nettement plus profonds, de bassin *sensu stricto*.

Pour résumer, le cortège transgressif de SD A-B est enregistré dans tout le Bassin Sud-Provençal par la succession d'un horizon condensé, du développement de *mud-mounds* à spongiaires dans la zone à *Concavum* et d'une surface d'approfondissement (D5), surmontée par un lit de *black shales*. La sédimentation de calcaires presque purs de plate-forme cesse alors.

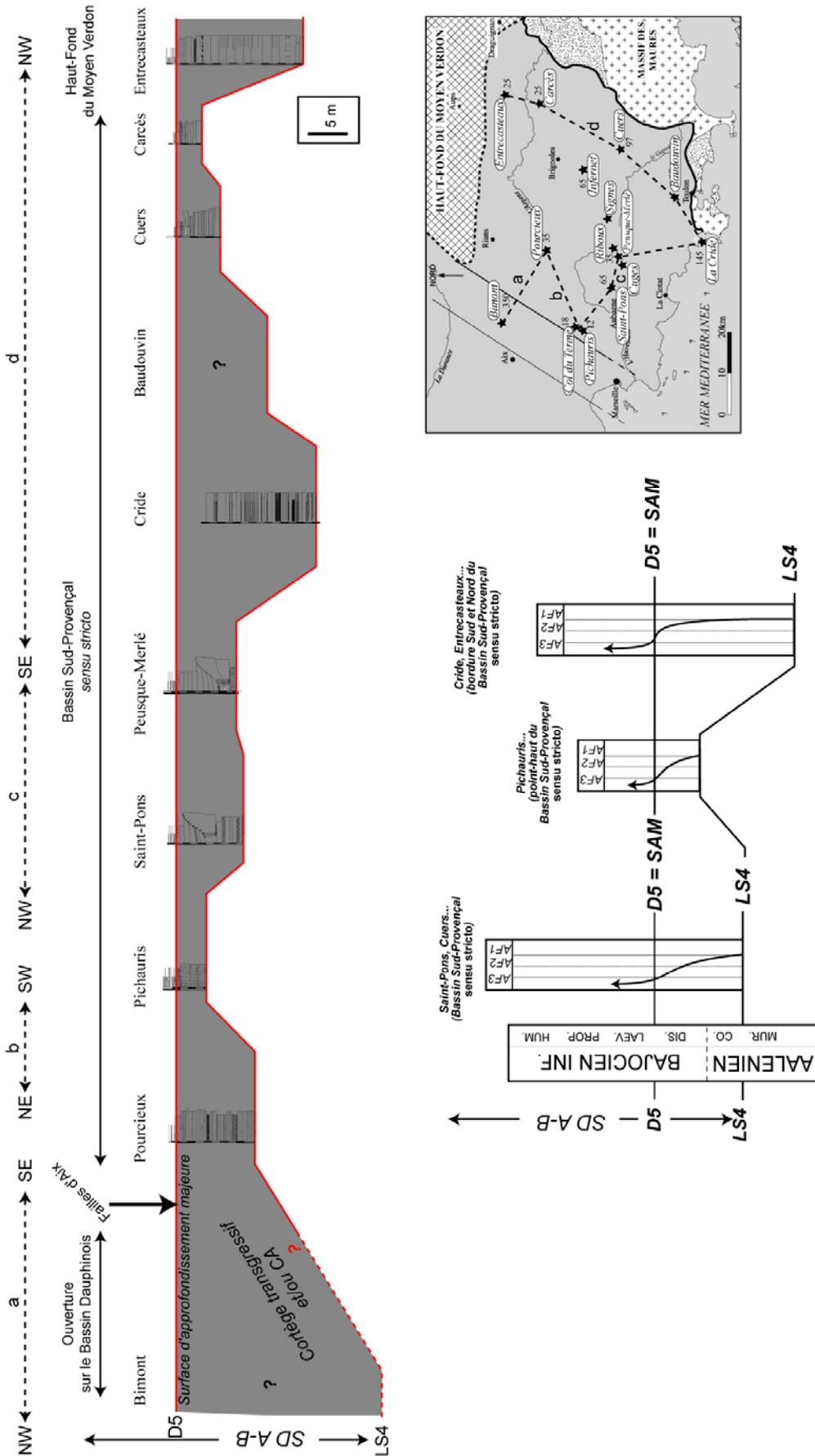


Figure 48 : Corrélation biostratigraphique et séquentielle de la base de SD A-B à travers le Bassin Sud-Provençal.

Séquence Sinémuro-Pliensbachienne (SD S-PI1) & Séquence Pliensbachienne (SD PI2)

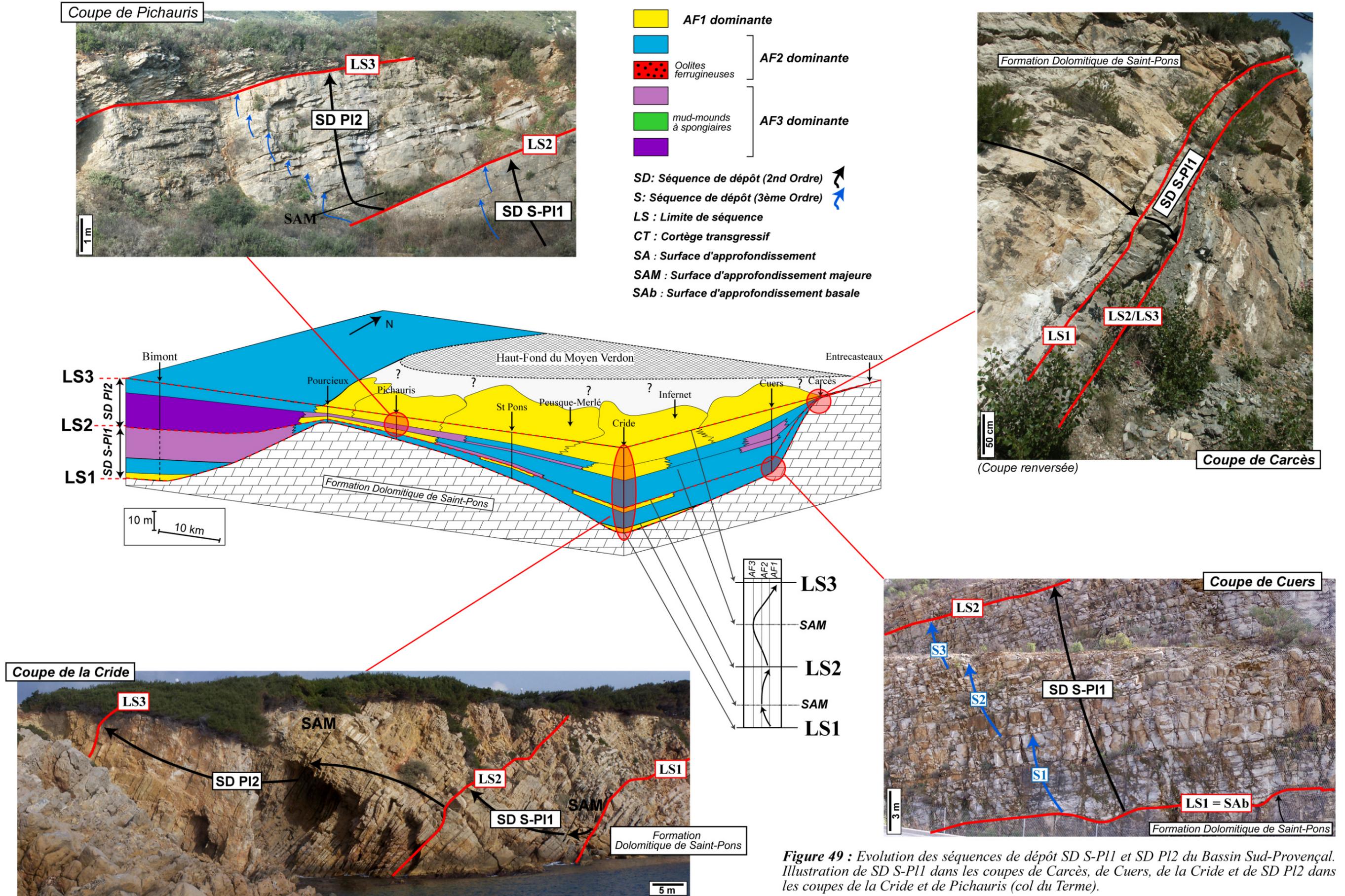
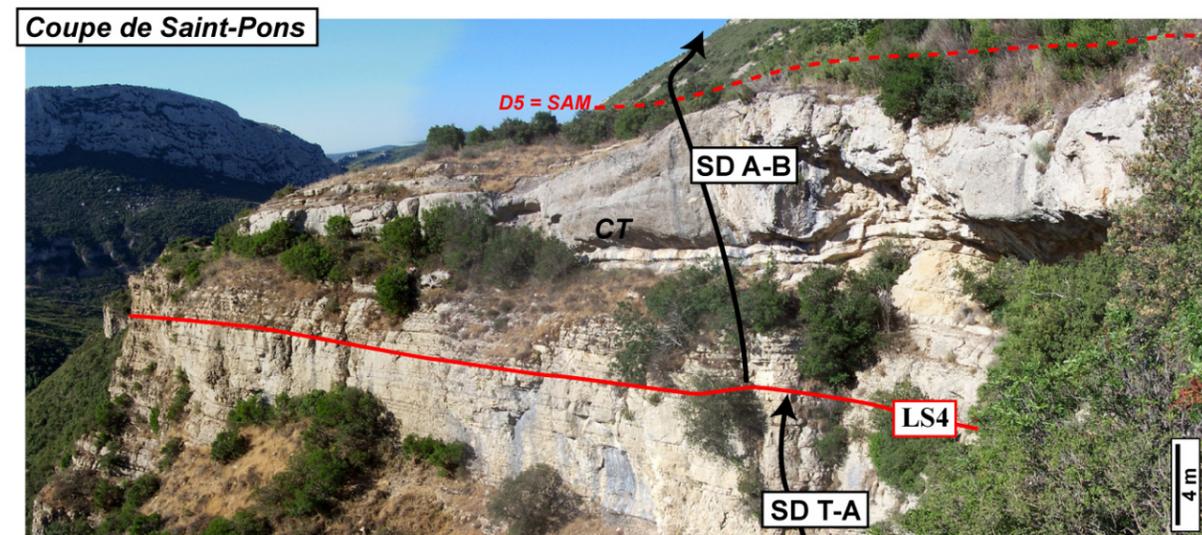
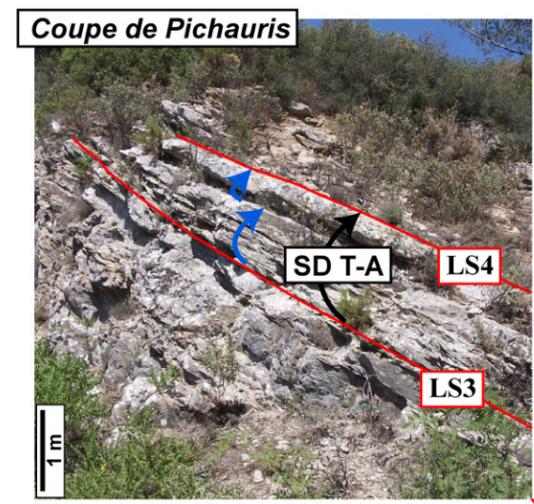


Figure 49 : Evolution des séquences de dépôt SD S-PI1 et SD PI2 du Bassin Sud-Provençal. Illustration de SD S-PI1 dans les coupes de Carcès, de Cuers, de la Cride et de SD PI2 dans les coupes de la Cride et de Pichauris (col du Terme).

Séquence Toarço-Aalénienne (SD T-A) & base de la Séquence Aaléno-Bathonienne (SD A-B)



- AF1 dominante
 - AF2 dominante
 - Oolites ferrugineuses
 - AF3 dominante
 - mud-mounds à spongiaires
 - AF3 dominante
- SD : Séquence de dépôt (2nd Ordre) ↗
- S : Séquence de dépôt (3ème Ordre) ↘
- LS : Limite de séquence
- CT : Cortège transgressif
- SA : Surface d'approfondissement
- SAM : Surface d'approfondissement majeure
- SAb : Surface d'approfondissement basale

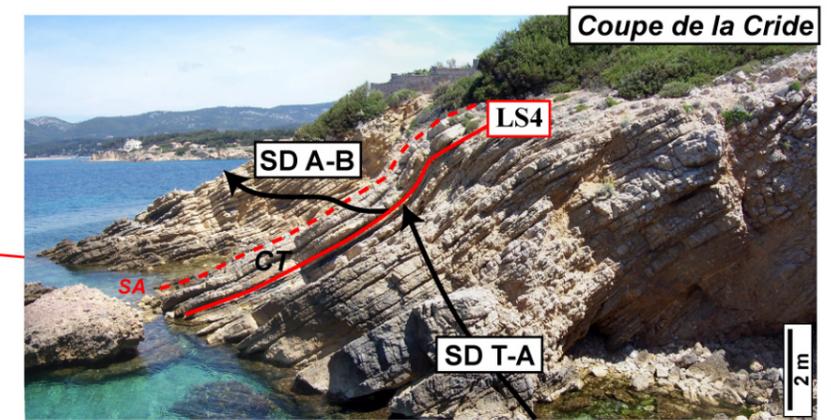
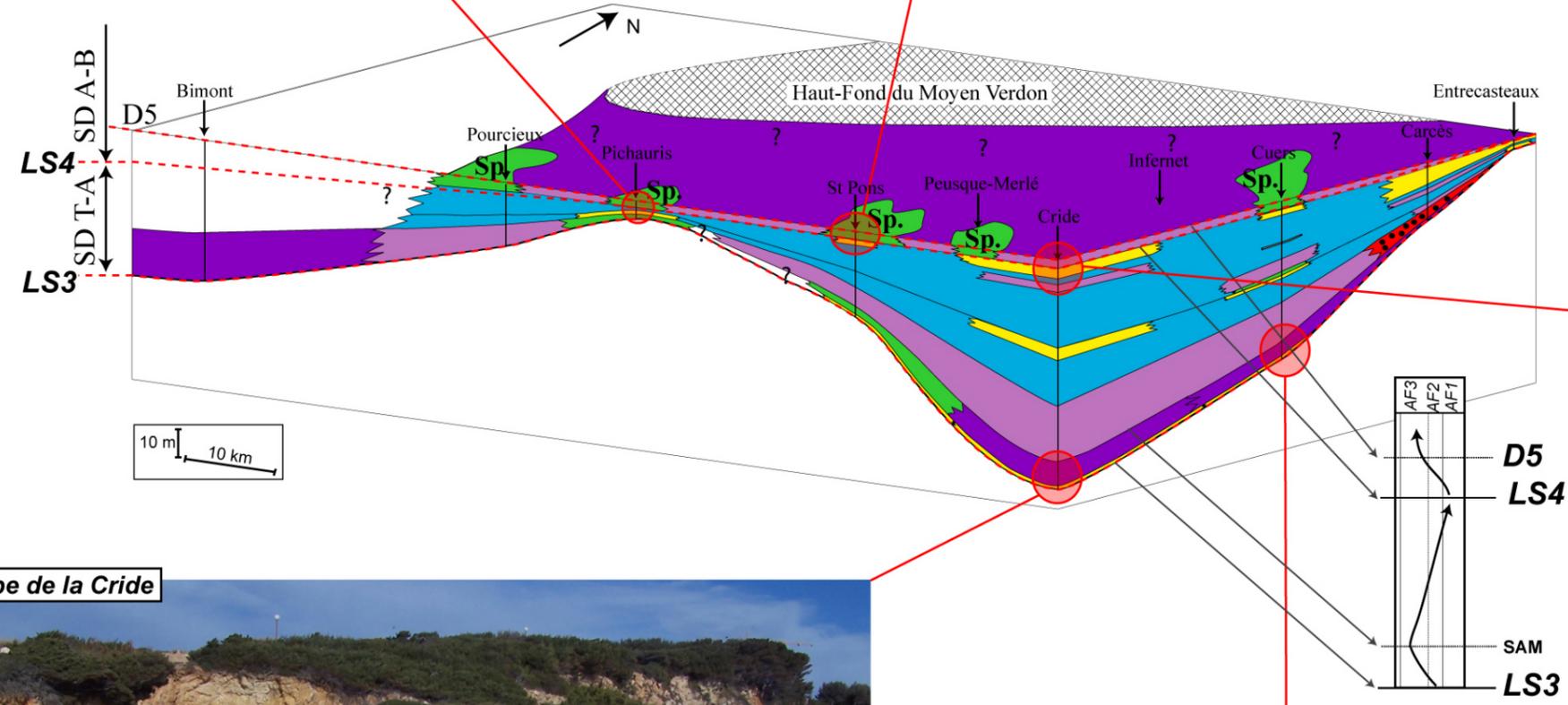
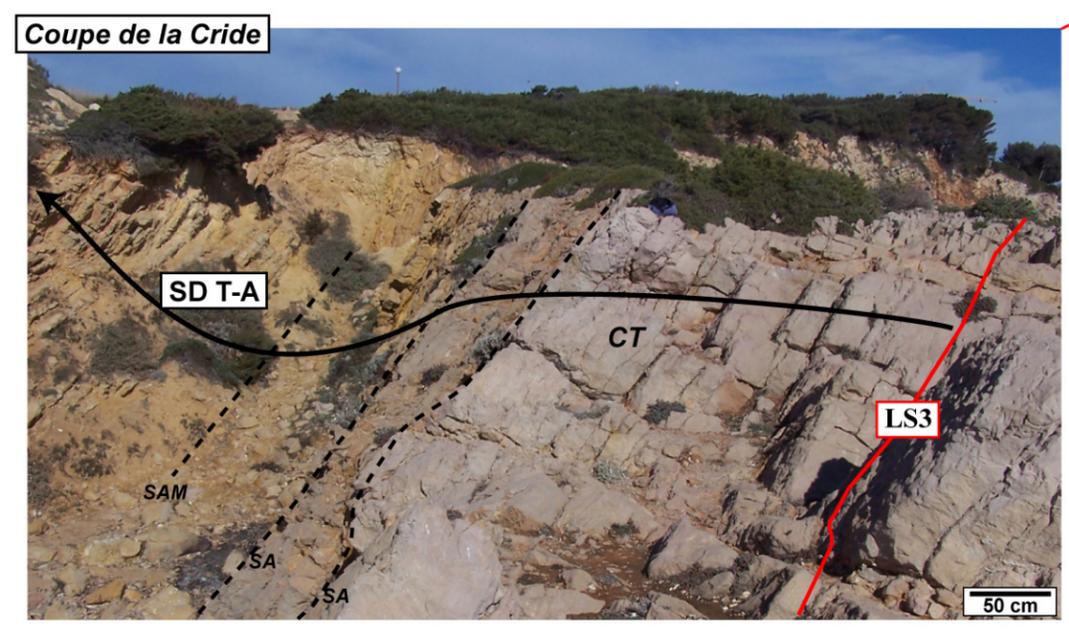


Figure 50 : Evolution des séquences de dépôt SD T-A et SD A-B du Bassin Sud-Provençal. Illustration de SD T-A dans les coupes de Cuers, de la Cride, de Pichauris (Auberge) et de SD A-B dans les coupes de la Cride et de Saint-Pons.



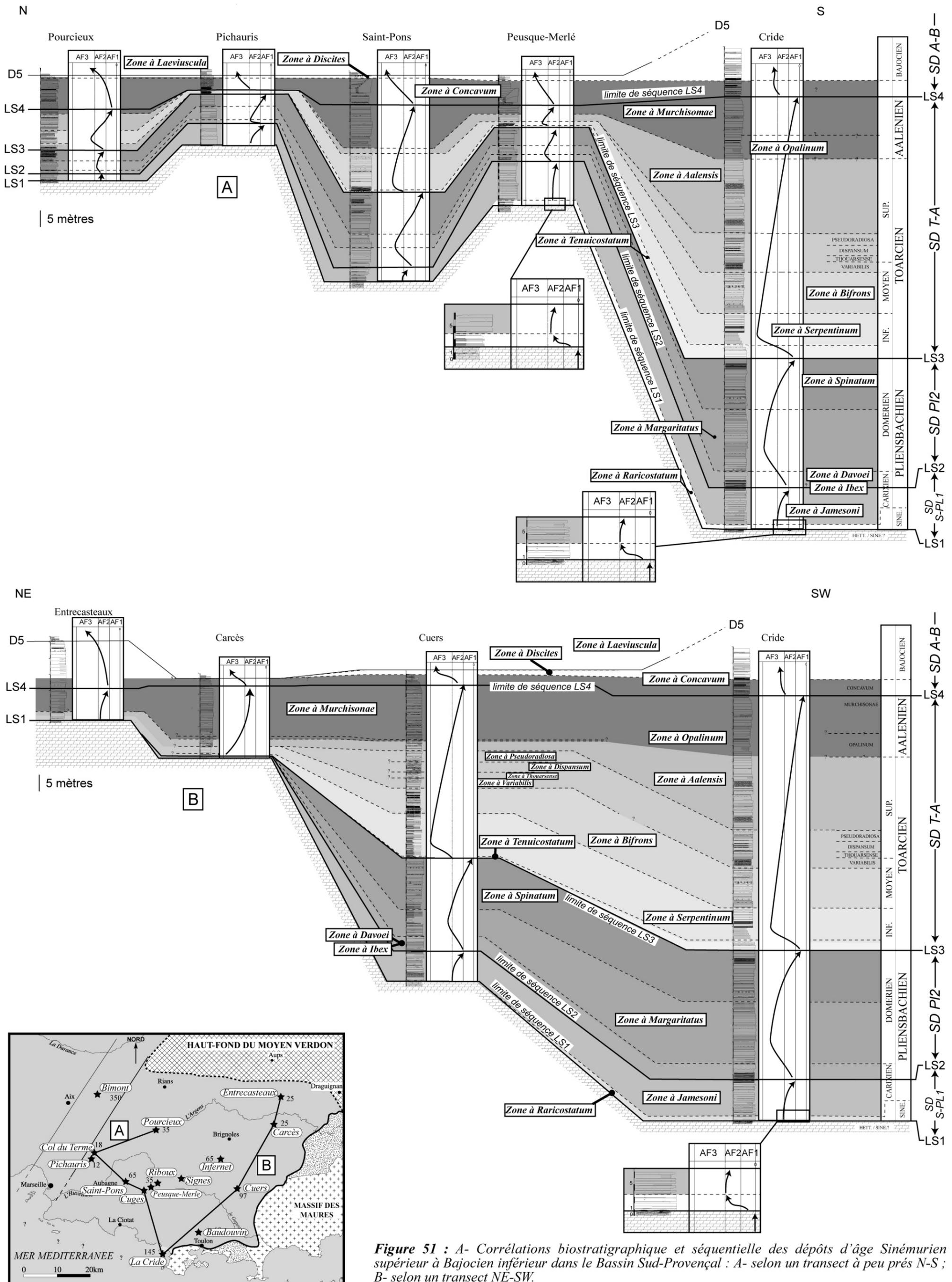


Figure 51 : A- Corrélation biostratigraphique et séquentielle des dépôts d'âge Sinémurien supérieur à Bajocien inférieur dans le Bassin Sud-Provençal : A- selon un transect à peu près N-S ; B- selon un transect NE-SW.

2.III.2.6- Indice de préservation et séquences de dépôt

2.III.2.6.1- Définition et cause de variation de l'indice de préservation

Afin de quantifier les moments (durées) de préservation des volumes de sédiment, datés en fonction des données de biostratigraphie, un indice de préservation a été calculé.

L'indice de préservation (IP) est défini par le rapport entre le nombre de coupes où une unité biostratigraphique est reconnue et le nombre total de coupes analysées (Collin *et al.*, 1999 ; Collin, 2000). Il représente la fréquence de préservation de volumes de sédiment datés.

Lorsque dans une coupe, la présence ou l'absence d'une zone biostratigraphique est incertaine (*e.g.* lacune d'observation, de récolte d'éléments de datations), cette coupe n'est pas prise en compte dans le calcul de l'IP.

Les causes intervenant dans la variation de cette IP sont de 2 ordres :

- 1) *Absence d'une unité biostratigraphique* du fait de la non-reconnaissance des marqueurs biochronologiques ;
- 2) *Préservation différentielle* des volumes de sédiments.

L'absence d'une unité biostratigraphique peut être due : 1) à une lacune sédimentaire (non-dépôt du volume de sédiment compris entre deux unités bien datées et séparées par une discontinuité) ; 2) à une érosion d'un dépôt, marqué par des indices de remaniement, des surfaces de troncature ou des surfaces perforées et 3) à un dépôt mais dénué de marqueur biochronologique pour des raisons écologiques ou taphonomiques.

La préservation différentielle peut résulter 1) de facteurs morphologiques locaux comme des creux topographiques permettant une accumulation et une préservation préférentielles d'une unité biostratigraphique ; 2) d'une action locale ou régionale de facteurs hydrodynamiques (*e.g.* courants ou tempêtes) pouvant entraîner des érosions locales et 3) d'une variation d'espace disponible d'échelle au moins régionale, entraînant un abaissement ou un rehaussement des facteurs limitants (*e.g.* limite d'action des vagues de tempêtes, éclaircissement, flux nutritifs...).

2.III.2.6.2- Indice de préservation versus séquences de dépôt

Les douze coupes analysées dans le Bassin Sud-Provençal ont été prises en compte dans le calcul de l'indice de préservation. Du Sinémurien supérieur au Bajocien inférieur, la sédimentation est soit condensée, soit à très faible taux (en moyenne de 1 à 10 m/Ma, excepté pour la coupe de Bimont avec un taux estimé à 40 m/Ma pour l'intervalle Sinémurien-Pliensbachien).

L'unité biostratigraphique utilisée pour calculer l'IP est la Zone d'ammonite.

Les indices de préservation obtenus (Fig. 52) varient entre 0% (unité biostratigraphique jamais enregistrée) et plus de 90% (unité biostratigraphique presque toujours présente).

Collin *et al.* (1999) et Collin (2000), en comparant les variations de l'indice de préservation calculé à l'échelle de l'horizon, et les cycles de variation d'espace disponible régionaux de 3^{ème} ordre enregistrés dans les séries condensées d'âge Callovo-Oxfordien en Bourgogne, ont montré que la préservation différentielle n'était ni aléatoire ni événementielle mais fortement corrélée aux variations d'espace disponible (Collin, 2000).

Étant donné que pour la série du Bassin Sud-Provençal, l'unité biostratigraphique utilisée est la Zone d'ammonite (et non l'horizon), les variations de l'IP sont ici comparées aux séquences de dépôt de 2nd ordre reconnues (Fig. 52).

Les résultats sont les suivants :

- les minima relatifs de l'IP correspondent aux limites de séquences de 2nd ordre (LS) ;
- les maxima relatifs de préservation correspondent aux surfaces d'inondations majeures (SIM) ;
- les augmentations relatives de l'indice de préservation correspondent aux cortèges d'approfondissement (et/ou rétrogradant) ;
- les diminutions relatives de préservation coïncident avec les cortèges de diminution de profondeur (et/ou progradant, et/ou rétrogradant).

De plus :

1) la valeur de 0% de l'indice de préservation est obtenue pour la base de la zone à *Tenuicostatum* (sous-zone à *Paltus*), ce qui correspond à une importante lacune stratigraphique, reconnue à l'échelle de la province NW Européenne (Guex *et al.*, 2001 ; Morard *et al.*, 2003) ;

2) à l'intérieur des séquences de 2nd ordre (e.g. SD T-A sur Fig. 52), les variations de l'IP coïncident avec l'existence de séquences de 3^{ème} ordre comme celle datée de la zone à Variabilis à la zone à Opalinum.

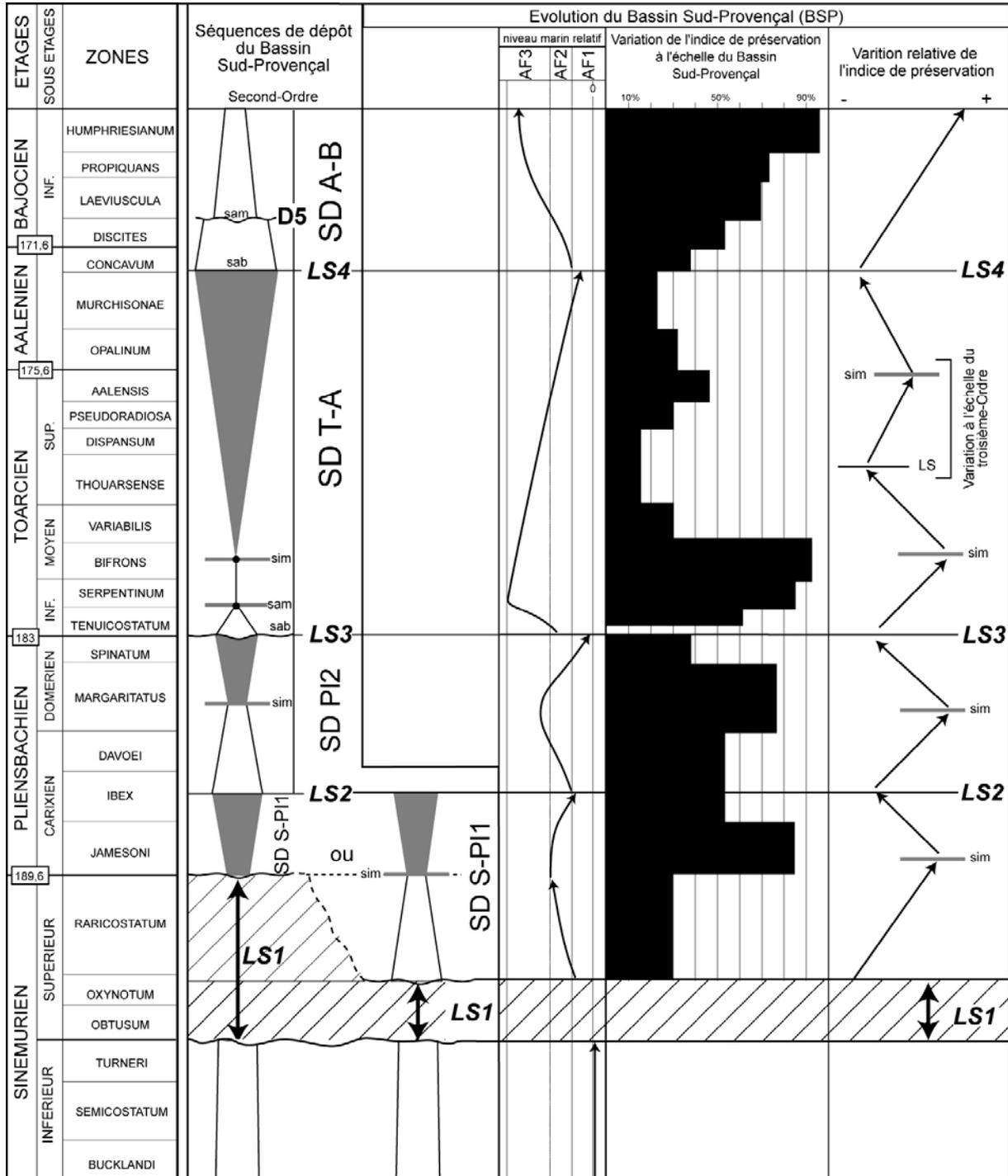


Figure 52 : Variation de l'indice de préservation pour l'intervalle de temps Sinémurien supérieur (zone à Raricostatium) à Bajocien inférieur (zone à Humphriesianum). Relations entre variations de l'indice de préservation et séquences de dépôt de second-ordre.

Les quatre transects à travers le Bassin Sud-Provençal (Fig. 53) montrent clairement un enregistrement différentiel des séquences de dépôt, qu'elles soient de 2^{ème} ordre ou d'ordre inférieur, et que :

1) la partie la plus septentrionale de la Basse-Provence (Haut-Fond du Moyen Verdon) a fonctionné comme une zone haute, probablement émergée, au moins du Sinémurien Supérieur à l'Aalénien ;

2) le système de failles de la région d'Aix-en-Provence a été une limite claire entre le Bassin Sud-Provençal *sensu stricto* et le Bassin Dauphinois dont le secteur de Bimont à l'Ouest du massif de la Sainte Victoire en était une dépendance sud -orientale ;

3) une forte structuration du Bassin Sud-Provençal avec des aires hautes à sédimentation réduite et des aires déprimées à sédimentation plus dilatée.

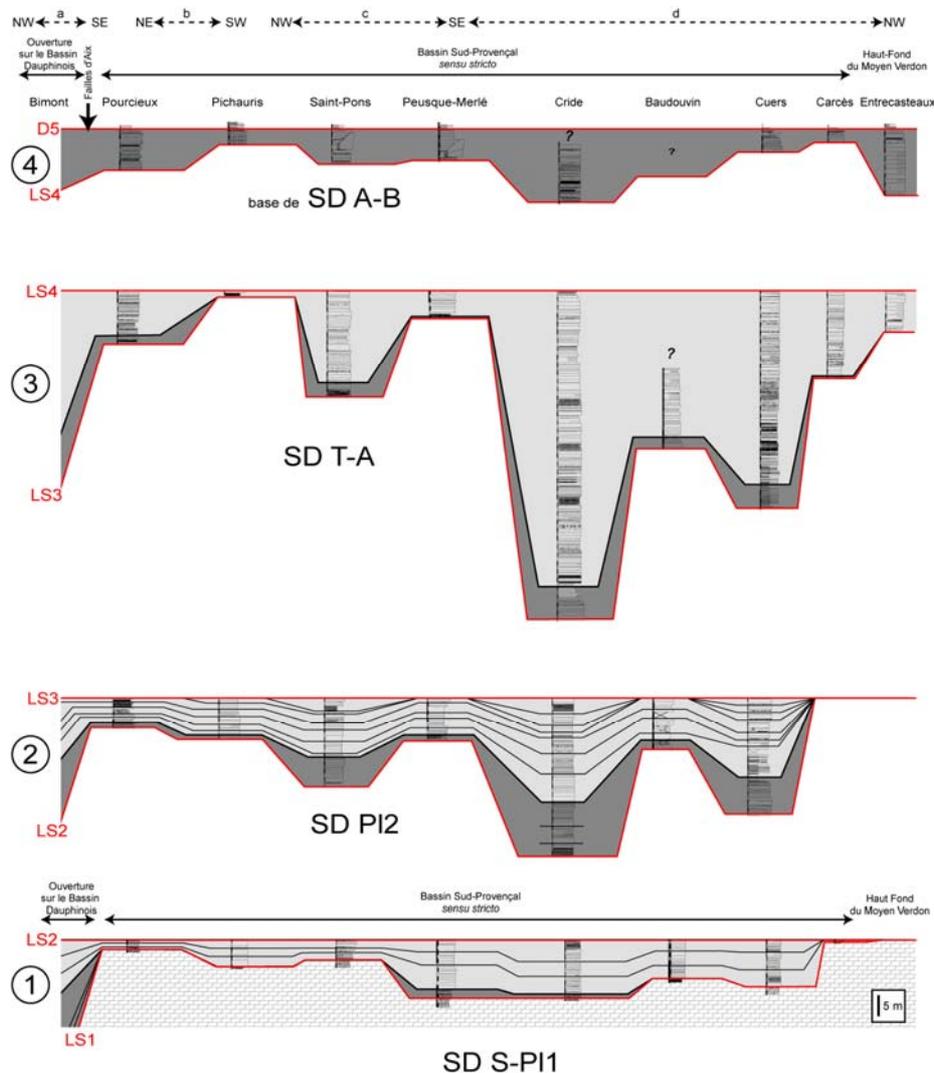


Figure 53 : Les 4 séquences de dépôt définies à travers le Bassin Sud-Provençal, du Sinémurien supérieur au Bajocien inférieur : 1- SD S-PI1 ; 2- SD PI2 ; 3- SD T-A et 4- SD A-B. Mise en évidence d'une forte structuration du bassin dès le Sinémurien supérieur (1), s'accroissant jusqu'au Toarcien-Aalénien (2 et 3) et s'amortissant à l'Aalénien-Bajocien (4).

2.III.2.7- Conclusions sur les séquences de dépôt

Des cinq surfaces stratigraphiques remarquables (D1 à D5), quatre de ces surfaces (D1 à D4) sont interprétées comme étant des limites de séquences majeures (LS1 à LS4), délimitant respectivement 4 séquences de dépôt de second-ordre (SD S-P11, SD P12, SD T-A et SD A-B), et la dernière (D5) étant interprétée comme reflétant un ennoiement majeur dans le cortège d'approfondissement de la séquence SD A-B.

Ces quatre séquences de second-ordre enregistrent l'évolution suivante du Bassin Sud-Provençal (Figs. 53 et 54) :

- 1) au-dessus d'une plate-forme dolomitique très peu profonde plane et très étendue datée de l'Hettangien au Sinémurien inférieur, mise en place d'une plate-forme carbonatée ouverte, externe, à partir du Sinémurien supérieur (dans les zones fortement subsidentes) et surtout à partir du Carixien ;
- 2) extension d'une plate-forme carbonatée peu profonde (dominée par les dépôts oolitiques et à entroques) au Pliensbachien final ;
- 3) approfondissements différentiels avec des dépôts plus marneux et silicoclastiques fins à la base du Toarcien, puis mise en place d'une plate-forme carbonatée externe avec une homogénéisation de la sédimentation du Toarcien moyen au Toarcien supérieur ;
- 4) large extension d'une plate-forme carbonatée peu profonde dominée par des faciès à oncoïdes à l'Aalénien inférieur et moyen ;
- 5) « explosion » des faciès à spongiaires, localement sous forme de *mud-mounds*, à l'Aalénien supérieur marquant un approfondissement généralisé ;
- 6) ennoiement complet au Bajocien inférieur, signant la fin des systèmes carbonatés précédents au profit d'un système marno-calcaire de « bassin profond » se généralisant du Bajocien moyen au Bathonien.

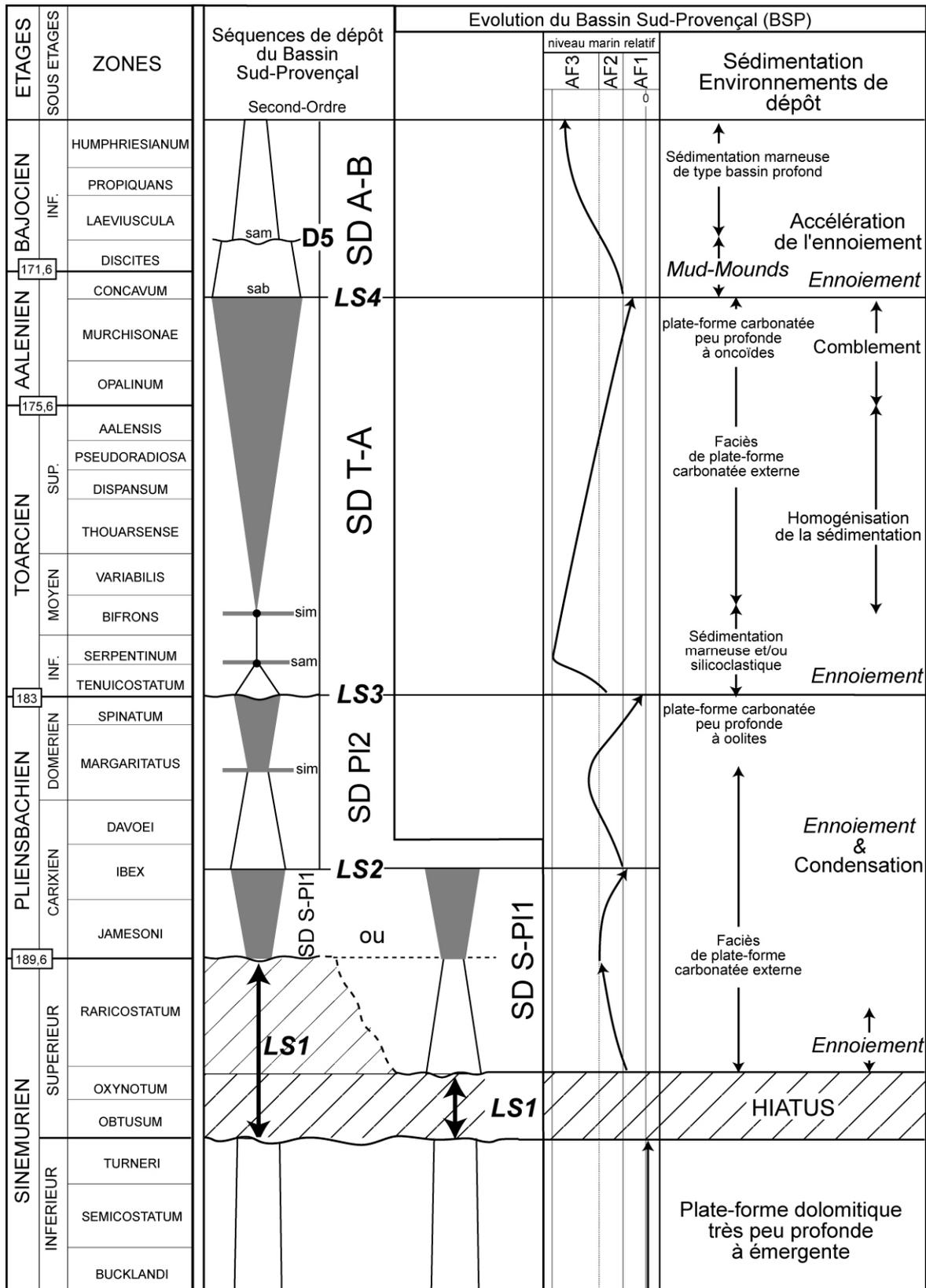


Figure 54 : Synthèse sur l'évolution des séquences de dépôt, de la sédimentation et des environnements de dépôt du Bassin Sud-Provençal, du Sinémurien supérieur au Bajocien inférieur.

BILAN SUR L'ANALYSE STRATIGRAPHIQUE & SEDIMENTOLOGIQUE

- L'analyse stratigraphique permet de proposer une description lithostratigraphique de la série d'âge Hettangien à Bathonien du Bassin Sud-Provençal. Trois Formations ont été redéfinies : 1) La Formation Dolomitique de Saint-Pons d'âge Hettangien à Sinémurien inférieur ; 2) La Formation des Calcaires Roux à Chailles d'âge Sinémurien supérieur à Bajocien inférieur et 3) La Formation des Alternances Marno-Calcaires à *Zoophycos* d'âge Bajocien inférieur à Bathonien.

- L'étude biostratigraphique de la Formation des Calcaires Roux à Chailles permet de dater précisément les trois Membres la composant et de les corrélérer à travers le Bassin Sud-Provençal, sur la base de 45 taxons de brachiopodes et 58 taxons d'ammonites : le Membre Calcaire Inférieur (MC1) est daté du Sinémurien supérieur (zone à *Raricostatum*) au Pliensbachien supérieur (zone à *Spinatum*) ; le Membre Calcaréo-Marneux Médian (MC2) est daté du Toarcien inférieur (zone à *Tenuicostatum*, sous-zone à *Semicelatum*) à l'Aalénien moyen (Zone à *Murchisonae*) et le Membre Calcaire à Spongiaires Supérieur (MC3) est daté de l'Aalénien supérieur (zone à *Concavum*) au Bajocien inférieur (zone à *Discites*).

- L'analyse sédimentologique de la Formation des Calcaires Roux à Chailles a permis de distinguer 11 faciès regroupés en 3 associations de faciès (AF) représentant des milieux de « *shoreface* », d' « *upper offshore* » et de « *lower offshore* » appartenant tous à une « *plate-forme carbonatée externe* ». La répartition spatiale de ces faciès indique que les profils « proximaux-distaux » classiquement utilisés dans l'analyse des systèmes carbonatés anciens ne sont pas applicables au système du Bassin Sud-Provençal. Il est plus adéquat d'utiliser la notion de « *plate-forme en mosaïque* » caractérisée par la présence de « zones hautes et basses », fréquentes dans les bassins structurés en blocs basculés, en relation avec une tectonique de *rifting* comme ceux d'âge Jurassique inférieur de la Marge Ouest-Téthysienne. La distribution temporelle des faciès n'est pas aléatoire, mais reflète soit des conditions locales d'hydrodynamisme, de chimie des eaux, de profondeur, soit des conditions au moins régionales comme l'extension des faciès oolitiques au Pliensbachien final, les apports

détritiques au Toarcien inférieur, ou encore le développement des spongiaires siliceux à partir de l'Aalénien.

- L'évolution verticale et latérale des milieux de dépôt ainsi que la reconnaissance de 5 surfaces stratigraphiques remarquables (D1/LS1, D2/LS2, D3/LS 3, D4/LS4, D5) permettent de définir 4 séquences de dépôt de second-ordre :

- SD S-P11 d'âge Sinémurien inférieur (zone à *Raricostatum*) à Pliensbachien inférieur (Carixien, zone à *Ibex*),
- SD P12 d'âge Pliensbachien (zone à *Davoei*) à Pliensbachien final (zone à *Spinatum*),
- SD T-A d'âge Toarcien inférieur (zone à *Tenuicostatum*, sous-zone à *semicelatum*) à Aalénien moyen (zone à *Murchisonae*),
- SD A-B d'âge Aalénien supérieur (zone à *Concavum*) à Bathonien, dans laquelle la surface D5 marque l'enneigement et la disparition du système carbonaté.

- Les variations de l'indice de préservation, calculé sur la base de la reconnaissance d'unité biostratigraphique (zone d'ammonite) à travers le bassin, indiquent que la préservation différentielle des dépôts n'est pas aléatoire mais reflète les variations d'accommodation à l'échelle des séquences de dépôt de 2nd ordre et, dans quelques cas, de 3^{ème} ordre (même dans le cas de cette série à faible taux de sédimentation, sinon à sédimentation condensée).

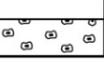
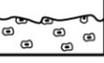
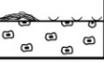
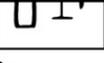
- PARTIE 3 -

*Étude détaillée des discontinuités
et de leur signification*

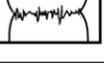
Ciments diagénétiques précoces

	Frange isopaque de cristaux limpides et jointifs		Ciment syntaxial riche en inclusions		<i>Blocky sparite</i>
	Frange isopaque de cristaux aciculaires non jointifs		Ciment micro-stalactitique		Ciment micritique isopaque ou en amas
	Frange isopaque de cristaux turbides et jointifs (<30µm)		Ciment micritique en ménisque		
	Frange isopaque de calcite riche en inclusions (30<x<250µm)		Ciment drusique		
	Ciment isopaque de calcite radaxiale fibreuse (RFC) (>250µm)		Ciment sparitique en mosaïque		

Phases éogénétiques et phase de dissolution

Pellet	"Pellitisation" par remaniement de sédiments internes et par précipitation bichimique de calcite magnésienne		Bioturbations / fouissages
IND	Phase de lithification uniquement signalée par l'induration des micrites		Troncature plane au toit d'une surface durcie non perforée
	Perforation des surfaces durcies		Troncature irrégulière au toit d'une surface durcie non perforée
	Remplissage des perforations		Encroûtements sur une surface durcie (s : stromatolithes / h : huîtres)
	Sédiments internes	DISS	Dissolution des ciments
	Bioturbations		Dissolution moldique
	Remplissage des bioturbations		Remplissage moldique par des sédiments internes

Phases mésogénétiques et télogénétiques

Fe	Minéralisation en fer		Dolomitisation
OXY	Oxydation		Dédolomitisation
Sil	Silicification		Fracturation
Qz	Accumulation de quartz		Micro-stylolitisation

Ciments sparitiques (LMC initiale)

Coloration Alizarine-Ferricyanure de potassium	Cathodoluminescence
	
	
	
	Sparite zonées Sparite mésogénétique et télogénétique
	Sparite zonées précoces

Tableau 2 : Légendes des Logs diagénétiques

Chapitre I

Expression du Rifting téthysien au passage Sinémurien supérieur - Pliensbachien dans le Bassin Sud-Provençal

<u>3.I.1- Introduction</u>	134
<u>3.I.2- Analyse des discontinuités d'âge Sinémurien / Pliensbachien en Basse-Provence</u>	136
3.I.2.1- <i>La discontinuité Sinémuro-Pliensbachienne D1/LS1</i>	136
3.I.2.1.1- <i>Datation biostratigraphique et lacune de temps associée</i>	136
3.I.2.1.2- <i>Description sédimentologique et diagénétique</i>	137
3.I.2.2- <i>La discontinuité intra-Pliensbachienne D2/LS2</i>	153
3.I.2.2.1- <i>Critères sédimentologiques et biostratigraphiques</i>	153
3.I.2.2.2- <i>Interprétation</i>	155
3.I.2.3- <i>Évolution des valeurs des isotopes $\delta^{13}\text{C}$ / $\delta^{18}\text{O}$ dans les séquences SD S-P11 et SD P12</i>	156
3.I.2.3.1- <i>Les isotopes stables de O de dents de poissons au niveau de D1/LS1</i>	156
3.I.2.3.2- <i>Les isotopes stables C et O sur roches totales dans SD S-P11 et SD P12</i>	158
<u>3.I.3- Discussion</u>	162
3.I.3.1- <i>Signification géodynamique, paléoclimatique, paléo-océanographique des discontinuités D1/LS1 et D2/LS2 dans l'évolution du Bassin Sud-Provençal</i>	162
3.I.3.2- <i>Intégration à l'échelle de la Téthys Ouest-Européenne</i>	166
3.I.3.2.1- <i>Contrôle tectonique</i>	166
3.I.3.2.2- <i>Évolution climatique</i>	173
<u>3.I.4- Les points clefs</u>	178

3.1.1- Introduction

Au Jurassique inférieur, le développement de bassins dans la Téthys Ouest Européenne s'effectua dans une dynamique globale extensive (Ziegler, 1992) d'où des instabilités tectoniques et des variations tectono-eustatiques déterminantes sur l'évolution paléogéographique et paléoenvironnementale des bassins. Différentes phases de rifting de la Marge Ouest-Téthysienne ont été décrites pour la période du Sinémurien au Pliensbachien (Bernoulli & Jenkyns, 1974 ; Bernoulli *et al.*, 1979 ; Lemoine *et al.*, 1981 ; Dardeau, 1983 ; Dumont *et al.*, 1984 ; Lemoine, 1985 ; Lemoine & de Graciansky, 1988 ; Dumont, 1988 ; Loreau *et al.*, 1995). Cette période fut associée à des changements majeurs dans la nature des systèmes sédimentaires carbonatés. À l'Hettango-Sinémurien, dominaient des plateformes très étendues et très peu profondes sous climat aride dans la plupart des régions Ouest-Téthysiennes (Maroc, Tunisie, Portugal, Espagne, Sud Est de la France) où se développaient d'épaisses séries dolomitiques et évaporitiques (Baudrimont & Dubois, 1977 ; Dubois & Delfaud, 1989, Marza, 1995 ; Marza *et al.*, 1998). À partir du Sinémurien moyen et plus particulièrement au Sinémurien supérieur et au Pliensbachien, des changements drastiques de sédimentation ont eu lieu et ont conduit à la mise en place de bassins peu étendus à environnements marins ouverts sur le large marin (Baudrimont & Dubois, 1977 ; Dubois & Delfaud, 1989).

De nombreuses autres « crises » de la production carbonatée ont également été évoquées pour le Lias, mais elles ne semblent affecter que des aires paléogéographiques plus restreintes. Ce fut le cas par exemple de la « Crise Lotharingienne » (terme employé par Gabilly, 1976) au Sinémurien supérieur reconnue à l'échelle de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est de la France, ou encore au Pliensbachien moyen dans les Apennins (Morettini *et al.*, 2002). Ces « crises » sont enregistrées par la réduction spatiale des dépôts carbonatés, par des changements dans la composition des communautés benthiques, par des perturbations du cycle du carbone ou encore par l'accumulation de matière organique. Ces « crises » sont généralement attribuées à des changements climatiques ou océanographiques globaux (variations de températures, de circulation océanique, du niveau marin global) (Dromart *et al.*, 1996 ; Hallam, 2001 ; Katz *et al.*, 2005 ; van de Schootbrugge *et al.*, 2005). Cependant, elles exprimeraient aussi une évolution locale des bassins, par exemple, une action du contrôle tectonique à l'échelle locale (Schmid-Röhl *et al.*, 2002).

Les deux principales questions sont donc :

- quelle est l'évolution du Bassin Sud-Provençal au passage Hettango-Sinémurien à Pliensbachien ?
- quels sont les facteurs de contrôle de l'évolution de ce bassin et quelle est la signification des discontinuités sédimentaires majeures dans cette évolution ?

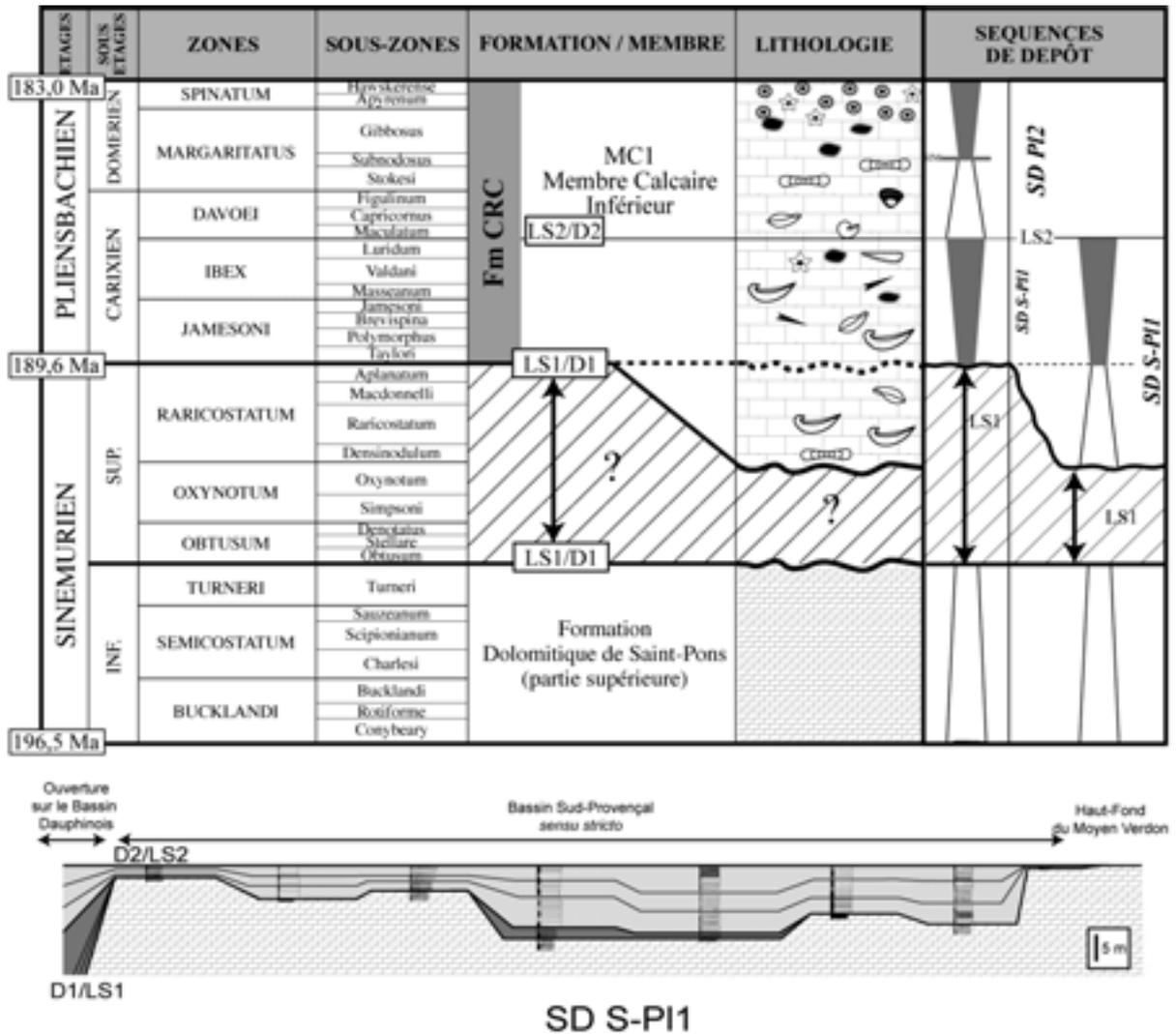


Figure 55 : Les discontinuités D1 et D2 dans la Formation des Calcaires Roux à Chailles et dans la séquence de dépôt SD S-PI1 ; Âge absolu d'après Gradstein et al. (2004).

3.I.2- Analyse des discontinuités d'âge Sinémurien / Pliensbachien en Basse-Provence

3.I.2.1- La discontinuité Sinémuro-Pliensbachienne D1/LS1

Le changement lithologique net marqué avec la discontinuité D1 (Fig. 55 et Partie 2-I) entre la Formation Dolomitique de Saint-Pons et la Formation des Calcaires Roux à Chailles, et formant la limite de séquence basale de la séquence de dépôt SD S-P11, est reconnue à l'échelle du Bassin Sud-Provençal.

3.I.2.1.1- Datation biostratigraphique et lacune de temps associée

La Formation Dolomitique de Saint-Pons est estimée être d'âge Hettangien à Sinémurien inférieur (Tempier, 1972 ; Arnaud & Monleau, 1979) (cf. Partie 2-II).

Les ammonites, *Echioceras* gr. *microdiscus* et *Paltechioceras* sp., récoltées sur la coupe de La Cride directement sur D1 donnent un âge Sinémurien supérieur (zone à *Raricostatum*) (Fig. 56).

Dans la coupe de Riboux, Cuges et Peusque-Merlé (Massif de la Sainte-Baume), Arnaud & Monleau (1973) attribuent un âge Sinémurien supérieur aux premiers mètres de sédiment surmontant D1, à partir des gryphées typiques du Sinémurien et d'un fragment d'ammonite attribué au genre *Eoderoceras sensu lato*.

Dans la coupe de Bimont, le Sinémurien supérieur est bien représenté au-dessus de D1 (Tempier, 1972 ; Arnaud & Monleau, 1979) par plusieurs dizaines de mètres de sédiment (cf. Annexe B).

Dans toutes les autres coupes, les premiers sédiments recouvrant D1 sont datés du Carixien (Zone à *Jamesoni*) par l'ammonite *Uptonia* cf. *jamesoni* et les brachiopodes *Zeilleria* (*Z.*) *darwini*, *Z. (Z.) kerasis*, *Tettrahynchia ranina* (Fig. 56).

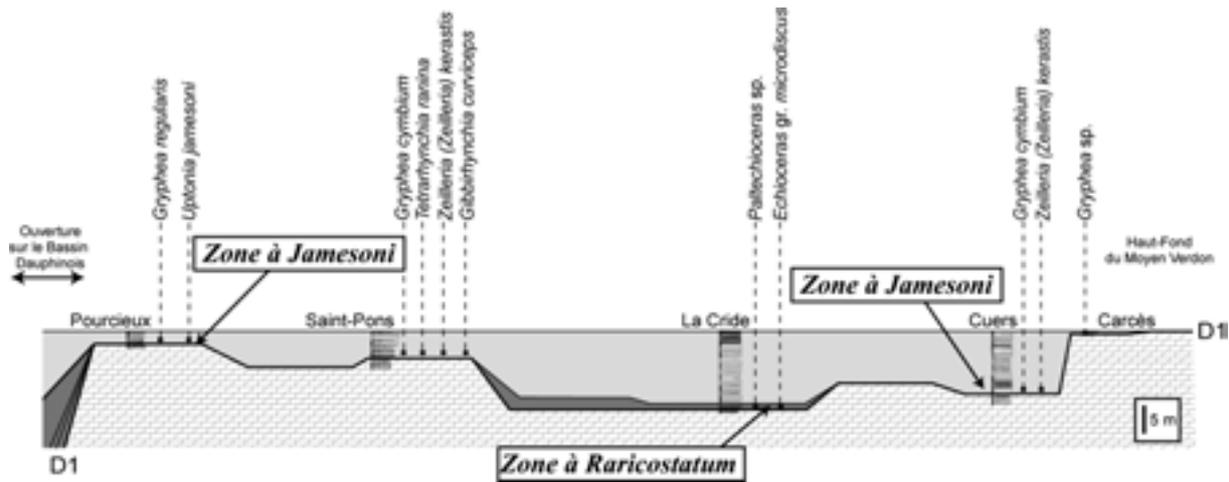


Figure 56 : Datation de D1 dans le Bassin Sud-Provençal et répartition des différents taxons récoltés autour de D1.

La lacune de temps enregistrée par D1 peut correspondre à tout le Sinémurien supérieur (zones à Obtusum, Oxynotum et Raricostatum) pour la majorité des coupes de Bassin Sud-Provençal, c'est-à-dire à environ 3,3 Ma. Cette lacune semble moins importante dans les zones plus subsidentes du bassin (Bimont, la Cride et région de Cuges) où la zone à Raricostatum est représentée. La lacune ne correspondrait là qu'aux zones à Obtusum et Oxynotum, c'est-à-dire à environ 2,2 Ma (selon l'échelle géochronologique de Gradstein *et al.*, 2004).

Ces estimations sont basées sur l'hypothèse d'un âge Sinémurien inférieur pour la Formation Dolomitique de Saint-Pons, sous D1. La lacune de temps enregistrée par D1 pourrait être bien plus importante, c'est-à-dire de plus de 6,6 Ma, si la Formation n'était que d'âge Hettangien, aucun élément ne permettant d'attribuer formellement un âge Sinémurien à sa partie supérieure.

3.1.2.1.2- Description sédimentologique et diagénétique

D1 se présente sous différents aspects à travers le Bassin Sud-Provençal, comme le montrent les coupes de Carcès, Cuers, La Cride, Saint-Pons et Pourcieux, qui représentent les différentes Unités Provençales (Fig. 57).

Pour chaque coupe, D1 est analysée de la façon suivante :

- **description faciologique et morphologique** détaillée, basée sur les observations de terrain et sur l'étude en microscopie photonique sans coloration des lames minces ;

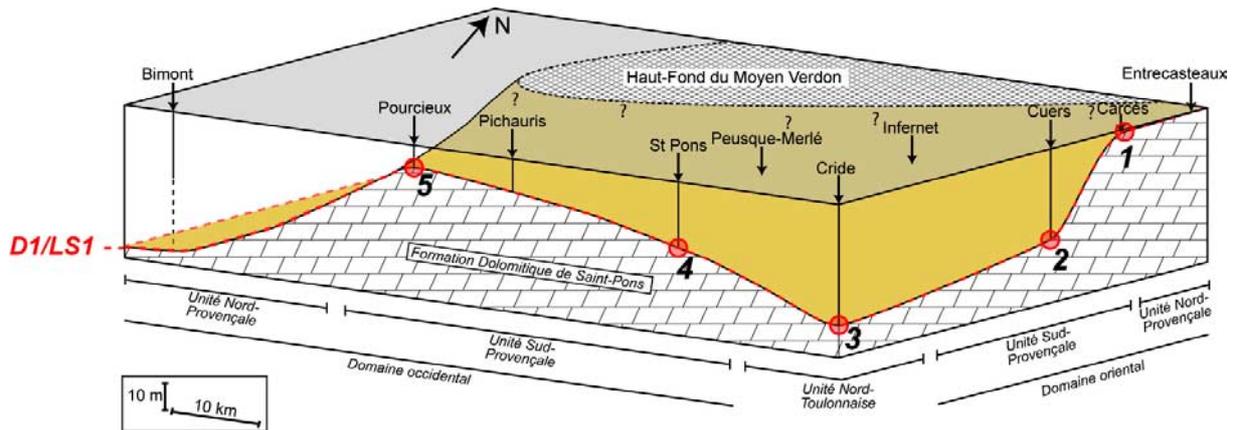


Figure 57 : La discontinuité D1 au toit de la Formation Dolomitique de Saint-Pons dans le Bassin Sud-Provençal. 1 à 5 : localisation des 5 coupes décrites en détail pour D1 (représentant les 3 Unités Structurales).

- **description des phases diagénétiques et de la Séquence Diagénétique Intrinsèque (SDI)** enregistrée par la surface de discontinuité, sur lames minces par coloration alizarine - ferricyanure de potassium (AFK) et par cathodoluminescence (cf. Partie 1-Méthodes).

- **interprétation des caractères sédimentologiques et diagénétiques**

1) *D1/LS1 dans la partie la plus septentrionale et orientale de l'Unité Nord-Provençale (coupe de Carcès)*

a) *Faciologie et morphologie*

D1 est marquée par une discordance angulaire entre la Formation Dolomitique de Saint-Pons et la Formation des Calcaires Roux à Chailles (Fig. 58-2). Le sommet de la Formation Dolomitique de Saint-Pons est une surface durcie ferruginisée et à perforations de 1 à 10 mm de profondeur (Fig. 58-5, -6, -7). Cette surface est affectée par des fractures verticales ouvertes de un à plusieurs dizaines de centimètres de profondeur, toujours remplies par le sédiment sus-jacent (Fig. 58-4, -5, -7). La surface dérive d'une forte érosion : elle est bréchifiée et des bancs entiers de la Formation Dolomitique de Saint-Pons peuvent être fracturés et soulevés, ouvrant de larges cavités remplies par un sédiment dolomitique à grains ferrugineux (Fig. 58-5). Des perforations se rencontrent aussi bien à la base qu'au toit des cavités (Fig. 58-8).

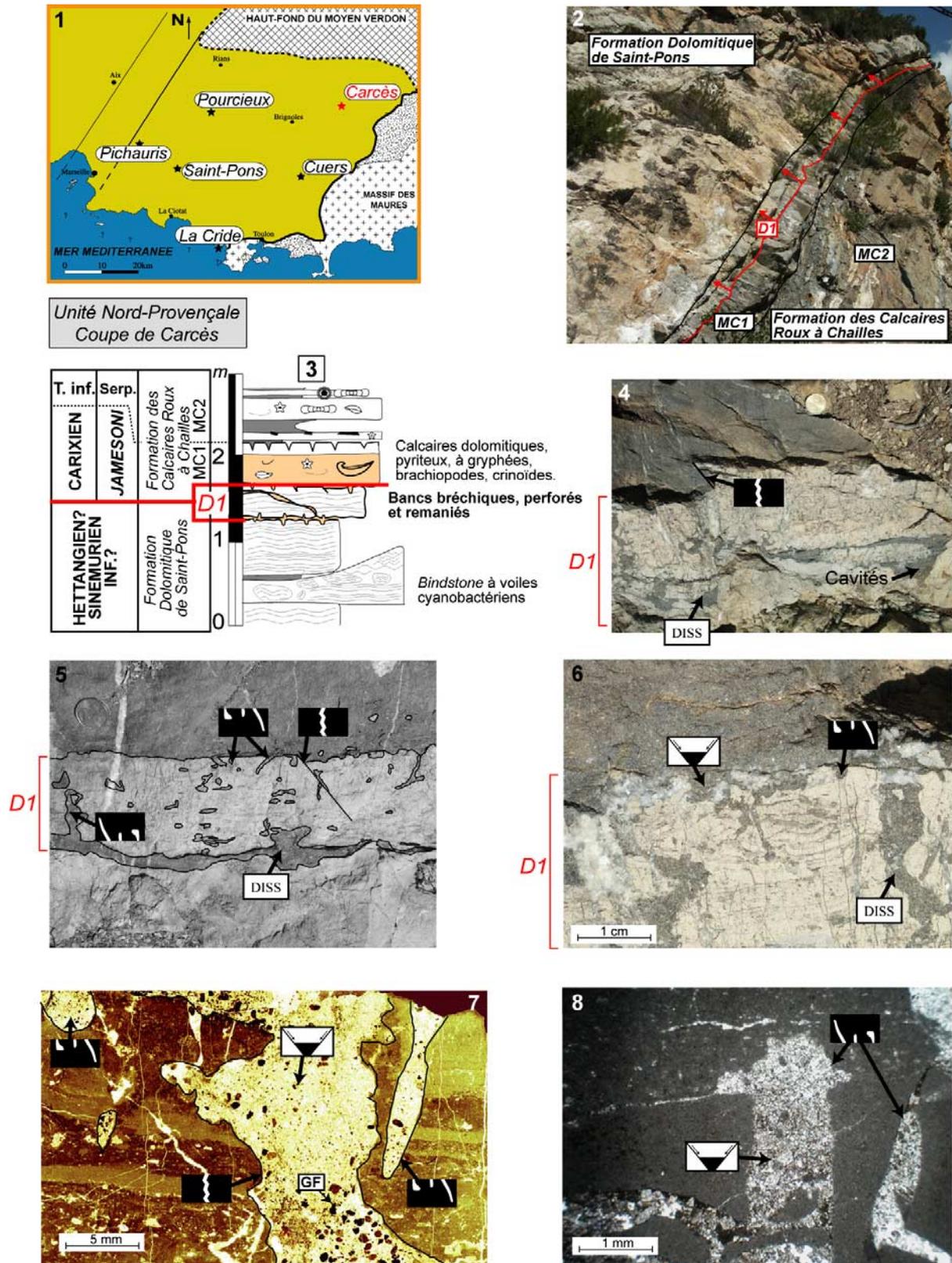


Figure 58 : D1 dans la coupe de Carcès, Unité Nord-Provençale. 1- Localisation de la coupe de Carcès ; 2- Discordance angulaire entre la Formation Dolomitique de Saint-Pons et la Formation des Calcaires Roux à Chaillais (coupe renversée) ; 3- Log sédimentologique de la base de la coupe de Carcès ; 4 et 5- Fractures synsédimentaires, perforations et cavités de dissolution ; 6- Perforations et remplissage des cavités et des perforations ; 7- Perforations et fractures ouvertes de D1 ; 8- Perforations inverses de D1. Légendes des logos sur Tableau 1 et 2 en rabat.

b) Ciments

Les sédiments situés juste en dessous de la discontinuité montrent deux types de ciments (échantillon C1a).

Le premier ciment est constitué de grands cristaux subhédraux (jusqu'à 500 mm), souvent fracturés, de dolomie relativement limpide et non-ferreuse (absence de coloration au traitement AFK) (Fig. 59-2). Cette dolomie présente lors de l'analyse en cathodoluminescence : 1) soit des alternances de bandes sombres et luminescentes (Fig. 59-3) ou 2) soit un aspect totalement non luminescent (Fig. 59-5). Ce ciment dolomitique est toujours postérieur aux perforations, fracturations et cavités de dissolutions affectant D1.

Le second ciment correspond à de grandes plages de sparite non ferreuse, (rose à rouge en coloration AFK), et présentant des alternances de zones oranges et sombres, faiblement luminescentes et de zones jaunes-orangées, luminescentes (Fig. 59-3, -5, -7). Les zones luminescentes sont sub-divisées en larges bandes oranges et luminescentes, limitées par de fines bandes jaunes fortement luminescentes (Fig. 59-3, -5). Ce ciment sparitique est toujours postérieur à la dolomie (Fig. 59-5).

c) Séquence Diagénétique Intrinsèque

La séquence diagénétique intrinsèque (SDI) est caractérisée par 5 phases (Fig. 59-1) : 1) induration des micrites du sédiment dolomitique, 2) dissolution du sédiment dolomitique et création de larges cavités (jusqu'à plusieurs dizaines de centimètres), 3) perforations, 4) fracturations, 5) remplissage des cavités par le sédiment dolomitique sus-jacent.

Les deux ciments, dolomitique et sparitique, sont typiques d'une diagenèse d'enfouissement (Morestin, 1986 ; Meyers, 1991 ; Durlet, 1996) (ciments mésogénétiques) et sont donc postérieurs à la formation de D1.

d) Interprétation

L'absence de macro-ciments précoces propres à D1 peut être en partie expliquée par la nature majoritairement boueuse du sédiment à voiles cyanobactériens. Elle peut aussi s'expliquer par l'absence de fluides sursaturés ayant circulé dans le sédiment lors de la lacune associée à D1.

Même si aucun critère indiscutable de paléosol et/ou de paléokarst n'a été observé au sommet des dolomies de Saint-Pons, il est possible, au vu des dissolutions et érosions, que D1 ait subi une période d'émersion en climat relativement aride.

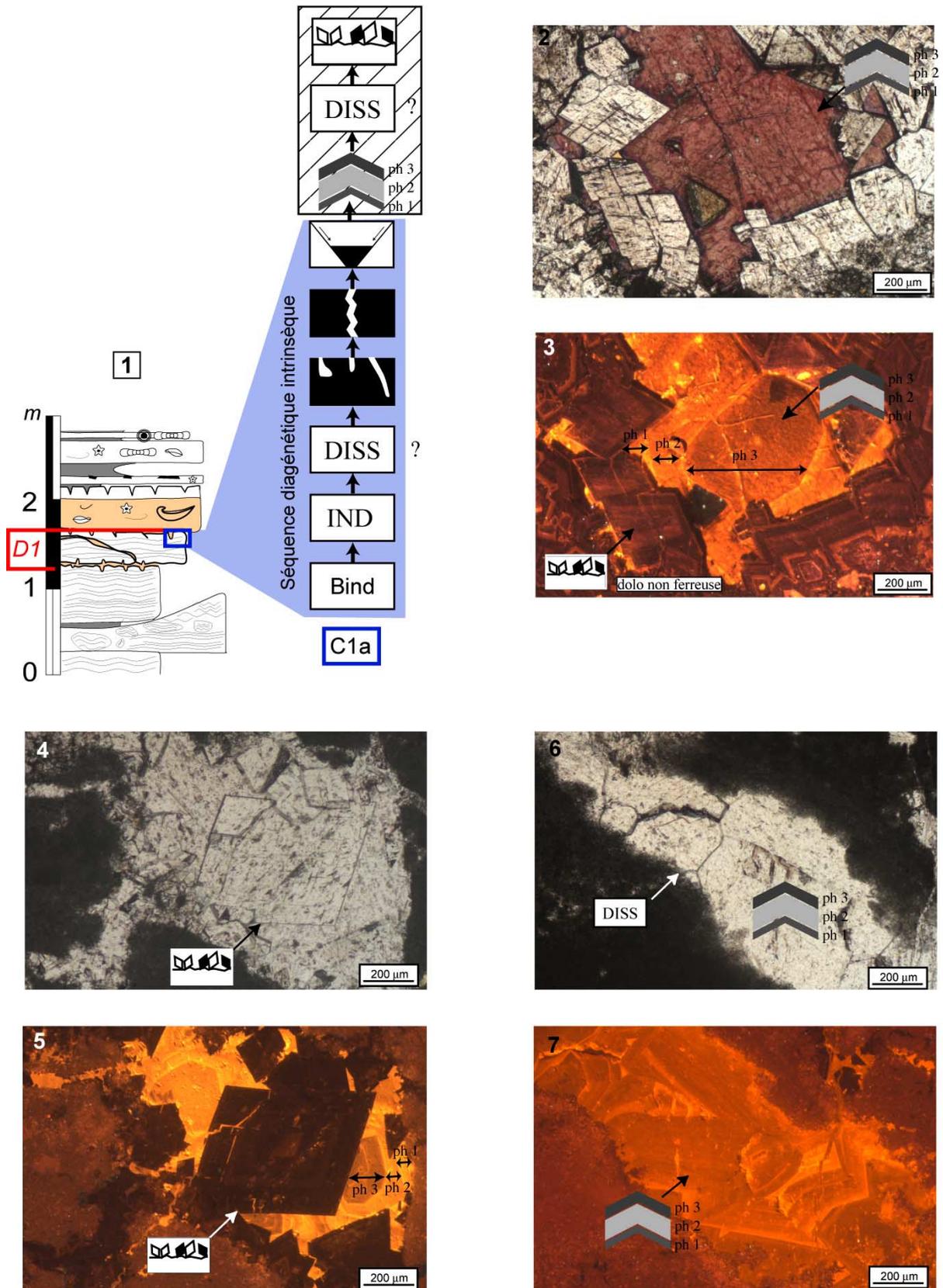


Figure 59 : 1- Log sédimentologique et diagenétique (échantillon C1a) détaillant la Séquence Diagenétique Intrinsèque de D1 dans la coupe de Carcès ; 2 à 5- Ciments sparitiques constitués de 3 phases (ph) de croissance et ciments dolomitiques non ferreux observés après traitement AFK et cathodoluminescence ; 6 et 7- Ciments sparitiques (3 phases) dans cavités de dissolution. Légendes des logs sur Tableau 1 et 2 en rabat.

La discordance angulaire, la fracturation ouverte et le remaniement au niveau de D1 indiquent par ailleurs une tectonique distensive lors la lacune sédimentaire associée à D1. Un ennoisement marin subséquent est marqué par les perforations de lithophages marins sur la surface et dans les cavités de discontinuité.

En résumé, D1, dans la partie la plus septentrionale du Bassin Sud-Provençal, correspond à 1) une phase d'érosion (peut-être liée à une émergence prolongée) que souligne la lacune stratigraphique d'au moins 3,3 Ma, et 2) une remise en eau marine (responsable aussi d'érosion) au Carixien inférieur dans un cadre tectonique distensif.

2) LSI/D1 dans la partie orientale l'Unité Sud-Provençale (coupe de Cuers)

a) Faciologie et morphologie

D1 est une surface très irrégulière à creux de 5 cm à plus de 80 centimètres de profondeur, et de 50 centimètres à plus de 2 mètres de longueur (Fig. 60-2, -3, -4). La surface est aussi affectée par des fractures ouvertes, de 5 centimètres de profondeur maximale, et encroûtée par des stromatolites phosphatés de 1 à 5 millimètres d'épaisseur (Fig. 60-2, -5). Les creux sont remplis par une brèche composée de blocs dolomitiques remaniés de la Formation Dolomitique de Saint-Pons (Fig. 60-4). Ce remplissage semble s'être effectué en trois phases de dépôt de brèche, chacune terminée par un encroûtement de stromatolites phosphatés (Fig. 60-4).

b) Ciments

D1 montre au moins 6 phases de cimentation (échantillons SF1, SD2 et SD4) :

- 1) ciment précoce en frange isopaque, peu épais (<50 µm), autour des oolites (Fig. 61-2), à coloration rose claire avec AFK et brun, peu luminescents en cathodoluminescence ;
- 2) ciment micritique en amas sombres, engluant plusieurs grains (Fig. 61-2, -5) ;
- 3) ciment sparitique, de coloration rose-rouge avec AFK, à 2 bandes sombres en cathodoluminescence (Fig. 61-4) ;
- 4) ciment sparitique limpide, en grandes plages oranges (>1 mm) en cathodoluminescence. La morphologie concave (Fig. 61-3, -4) des bordures des cristaux sparitiques est typique de pseudomorphoses de gypse ;

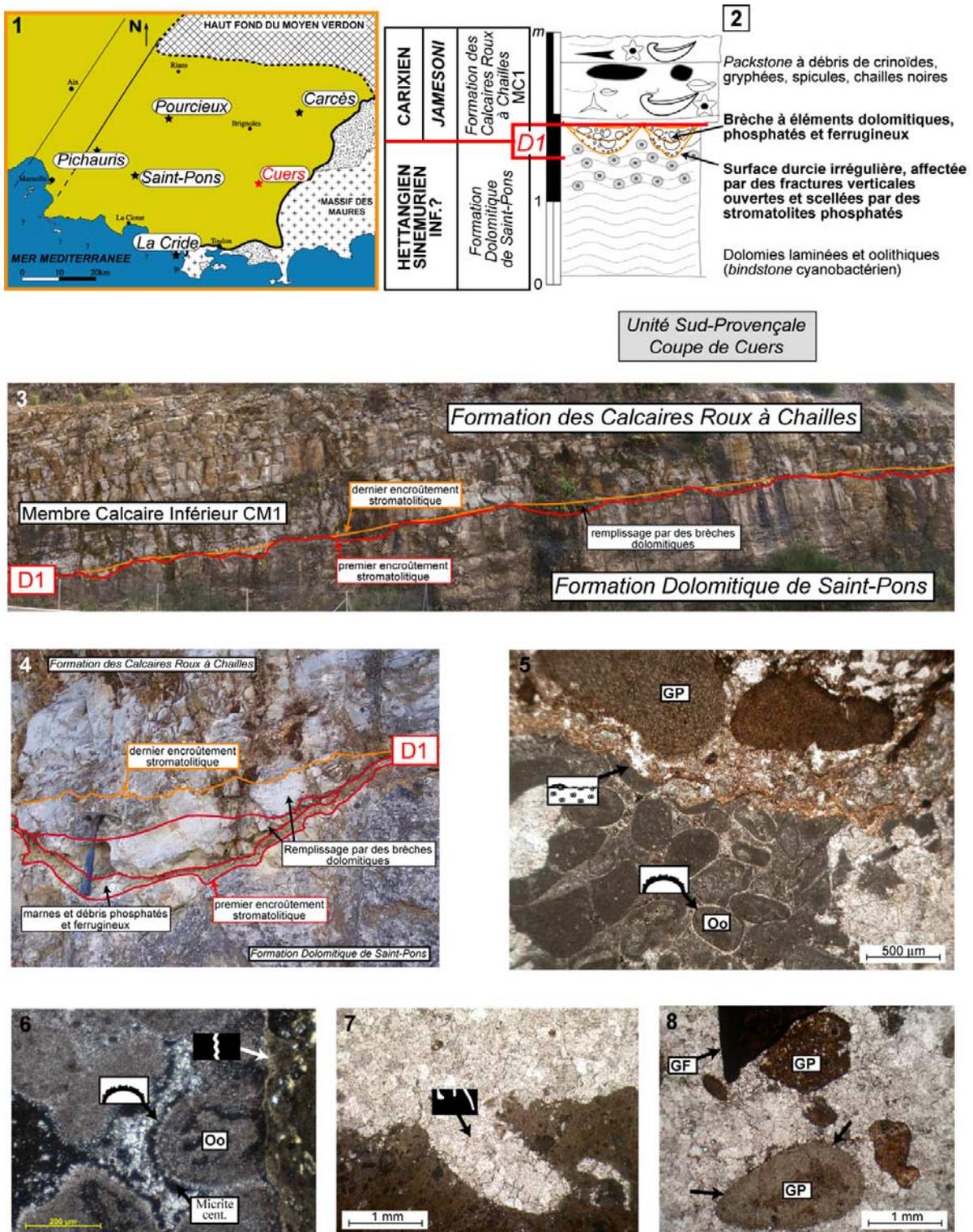


Figure 60 : D1 dans la coupe de Cuers, Unité Sud-Provençale. 1- Localisation de la coupe de Cuers ; 2- Log sédimentologique de la base de la coupe ; 3- Surface irrégulière (D1) entre la Formation Dolomitique de Saint-Pons (F.D.S-P.) et la Formation des Calcaires Roux à Chailles ; 4- Encroûtements stromatolitiques et remplissage des creux de D1 par des brèches dolomitiques ; 5- Cimentation isopaquet de calcite autour des grains d'oolites (oo) de la F.D.S-P., encroûtements stromatolitiques phosphatés et grains phosphatés (GP) ; 6- Fractures ouvertes de D1, cimentation isopaquet de calcite autour des grains d'oolites (oo) et micrite centrifuge ; 7- Perforations de D1 ; 8- Grains phosphatés (GP) dans la brèche dolomitique. Légendes des logos sur Tableau 1 et 2 en rabat.

- 5) ciment sparitique, de coloration rose à bleu avec AFK, à alternances de bandes jaunes fortement luminescentes, et orange sombres peu luminescentes et noires non luminescentes (Fig. 61-6) ;
- 6) ciment dolomitique non ferreux, en grands cristaux losangiques (>200 µm), incolore et limpide, zoné en bandes oranges faiblement luminescentes et noires non luminescentes.

c) Séquence Diagénétique Intrinsèque

La séquence diagénétique intrinsèque est caractérisée par 9 phases (Fig. 61) : 1) cimentation précoce en domaine phréatique marin (ciment isopaque autour des oolites) ; 2) infiltration de micrite dans les pores en milieu assez agité, favorisant la circulation de fluides et le piégeage de particules fines ; 3) précipitation de LMC sparitique ferreuse ; 4) formation de cristaux de sulfate de calcium (gypse), pseudomorphosés en calcite, « recoupant » toutes les phases diagénétiques précédentes (la formation de ces évaporites indiquerait un climat aride et/ou un confinement du milieu de type de sebkha côtière, avec sursaturation des eaux interstitielles par évaporation intense) ; 5) fracturation et remplissage par un ciment dolomitique ; 6) érosion et re-façonnement de la surface ; 7) perforation par des organismes lithophages marins ; 8) 2ème fracturation ; 9) encroûtement par des stromatolites phosphatés et perforations des dernières fractures.

Remarque : les derniers ciments sparitiques ferreux et dolomitiques (5 et 6 dans b) ciments) sont typiques d'une diagenèse d'enfouissement (Morestin, 1986 ; Meyers, 1991 ; Durllet, 1996) (mésodiagenèse) associée à des fluides chauds et profonds (Morestin, 1986 ; Durllet, 1996) et sont donc postérieurs à la SDI de D1.

d) Interprétation

L'histoire de D1 est complexe, mais peut être séparée en deux stades distincts de formation (Fig. 62) :

-Stade 1 : le toit de la Formation Dolomitique de Saint-Pons a subi une érosion intense, très précoce, sans doute d'origine sous-marine. L'agitation du milieu pourrait avoir été responsable de la mise en place des micrites centrifuges. Ce milieu devait être aussi soumis à une forte évaporation d'où la cristallisation de gypse.

-Stade 2 : les perforations et les fractures ouvertes, recoupant les premières phases diagénétiques, puis scellées par les stromatolites phosphatés, témoignent d'une activité

tectonique distensive et d'une remise en eau marine franche, avec un taux de sédimentation extrêmement faible, favorable au développement de stromatolites.

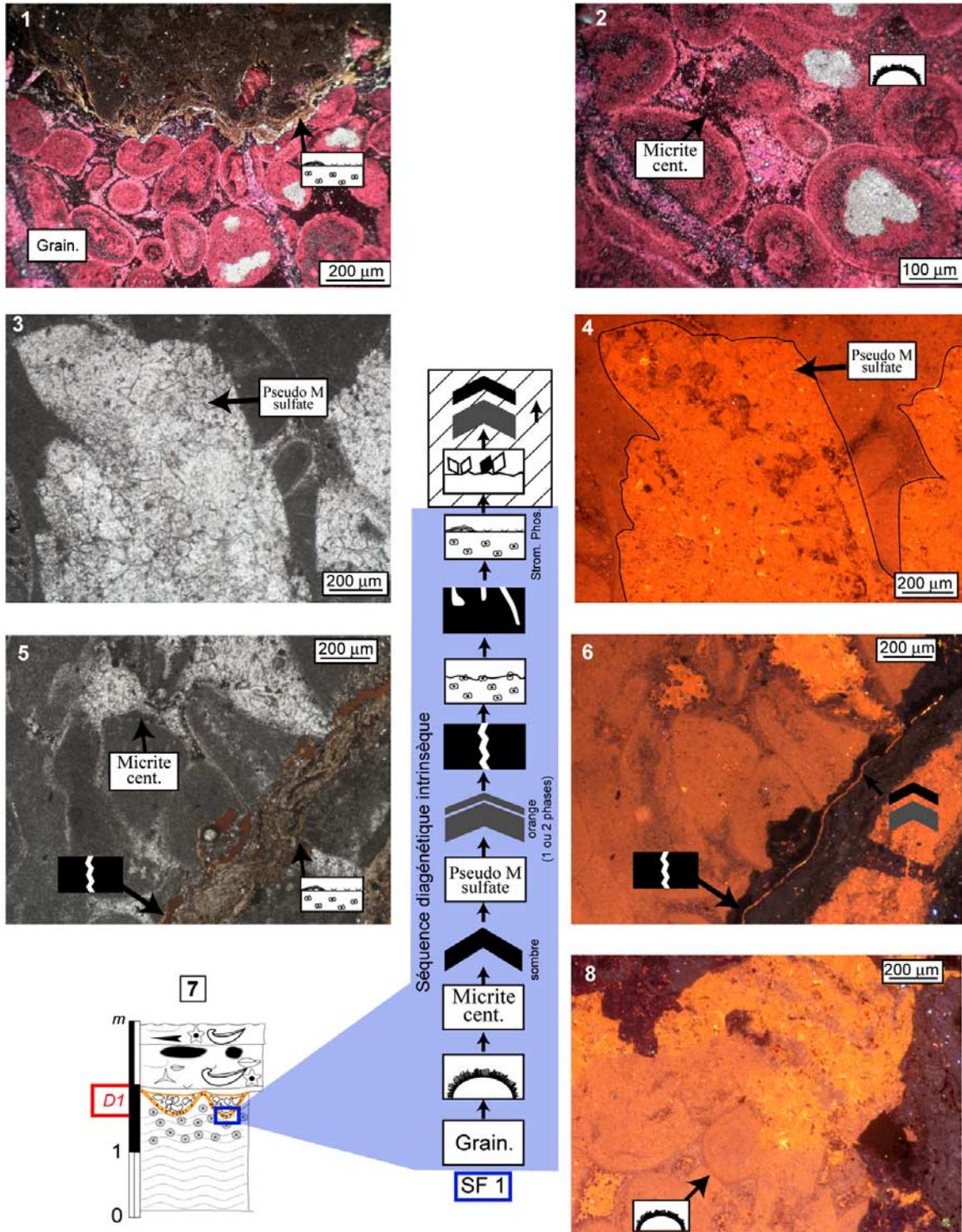


Figure 61 : 1, 2 et 8- Ciments en franges isopaques autour des grains d'oolites, micrite centrifuge et encroûtements stromatolitiques phosphatés sur D1 sous coloration à AFK ; 3 et 4- Ciments sparitiques à morphologie concave de ces bordures observés en cathodoluminescence ; 5 et 6- Fractures ouvertes remplies par les stromatolites phosphatés en microscopie photonique et cathodoluminescence ; 7- Log sédimentologique et diagénétique (échantillon SF1) de D1 dans la coupe de Cuers. Légendes des logos sur Tableau 1 et 2 en rabat.

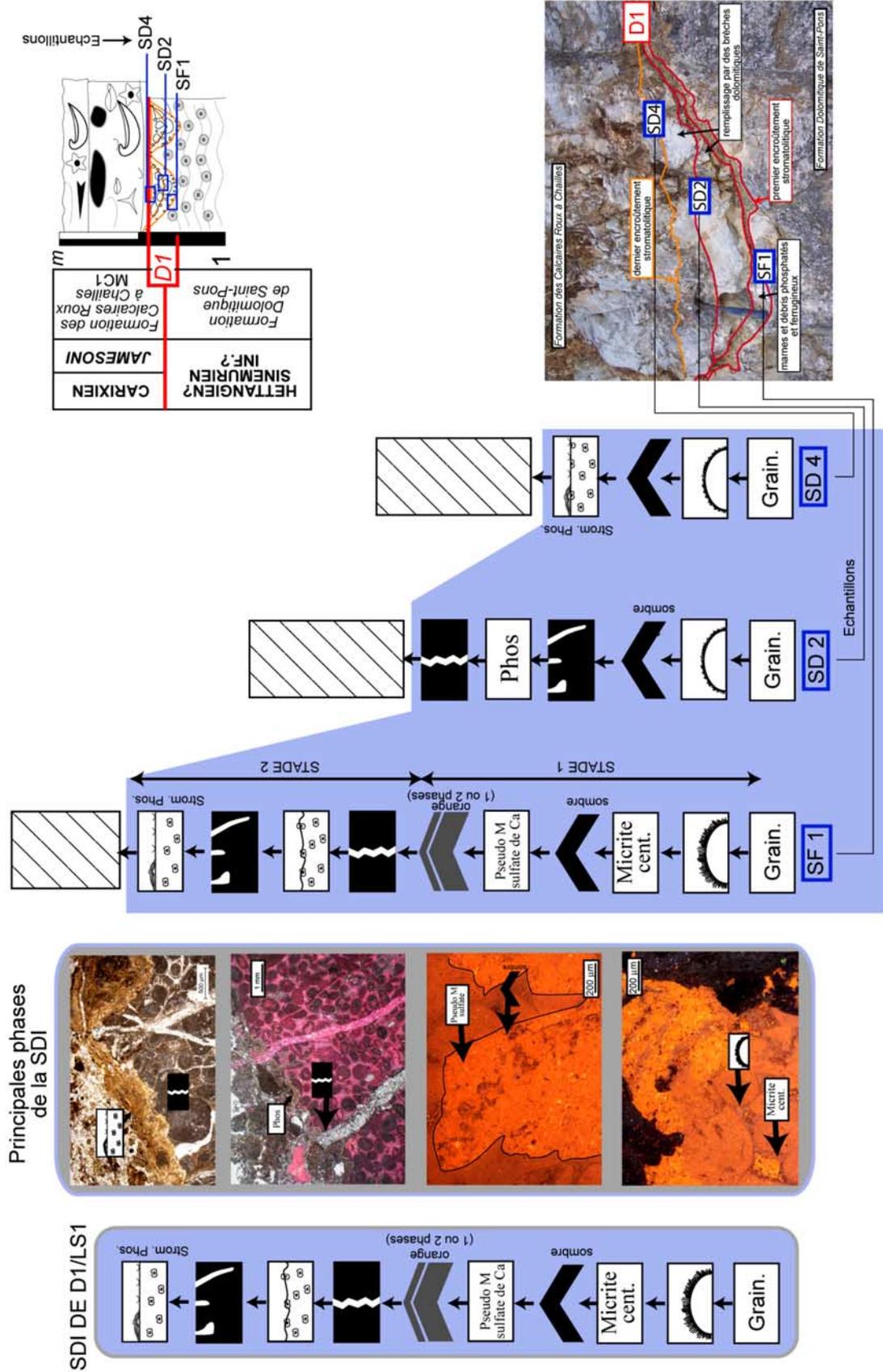


Figure 62 : Synthèse des principales phases de cimentation de la discontinuité D1. Evolution verticale de trois Séquences Diagénétiques Intrinsèques de D1 (échantillons SF-1, SD2 et SD4) : seul le premier échantillon SF1 enregistre une séquence diagénétique complète (avec les deux stades de formation de D1 ; les deux autres échantillons (SF1 et SD2) n'enregistrent que le second stade de formation de D1. La tendance verticale est une diminution de l'enregistrement des stades de cimentation depuis la base jusqu'au sommet de D1 composite. Légendes des logos sur Tableau 1 et 2 en rabat.

Cette remise en eau a entraîné une érosion supplémentaire du sommet de la Formation Dolomitique de Saint-Pons et la mise en place d'une brèche de démantèlement remplissant les creux préexistants, en étapes successives chacune achevée par des encroûtements stromatolitiques. L'activité tectonique distensive semble perdurer durant cette remise en eau car les fractures associées aux remplissages bréchiqes, sont infiltrées par les voiles cyanobactériens. Enfin, la remise en eau aurait entraîné des conditions anoxiques, sinon hypoxiques, sur les fonds marins. Le développement des films cyanobactériens ainsi que la précipitation des phosphates sont en effet considérés comme caractéristiques de telles conditions (Jarvis, 1992).

Enfin, comme à Carcès, la lacune de temps de tout le Sinémurien supérieur, au moins, indique que D1 correspond à une période d'au moins 3,3 Ma avec émerSIONS et érosions, certaines étant liées aux émerSIONS, d'autres à la remise en eau marine.

3) D1/LS1 dans la partie la plus méridionale de l'Unité Nord-Toulonnaise (coupe de La Cride)

a) Faciologie et morphologie

D1 est une surface irrégulière, ferruginisée et dérivée de remaniement (Fig. 63-2, -3, -4). L'enduit ferrugineux s'infiltré dans des fractures sur plus d'une dizaine de centimètres de profondeur. Le sommet de la Formation Dolomitique de Saint-Pons est bréchifié, la brèche résultante étant mélangée au sédiment à grains ferrugineux et phosphatés sus-jacent (Fig. 63-4, -5).

b) Ciments

D1 ne présente ici que deux types de ciments en cristaux de calcite sparitique non ferreuse prenant une coloration mauve avec AFK (Fig. 63-2, échantillon BL6). La première sparite montre des luminescences jaune-orangées, homogènes et faiblement contrastées (Fig. 63-6). La seconde se caractérise par une alternance concentrique de petites bandes très luminescentes (jaunes) et de larges bandes non luminescentes (noires) (Fig. 63-7, -8).

La première sparite, de luminescence homogène, est de type YFC *sensu* Meyers (1991) et Durlé (1996) et caractéristique d'enfouissement.

La seconde sparite (calcite non ferreuse, alternance de bandes de luminescence très contrastée) présente les caractéristiques d'un ciment tardif, qui a précipité juste après une phase de dissolution, sous l'action d'eaux météoriques (Durlé, 1996).

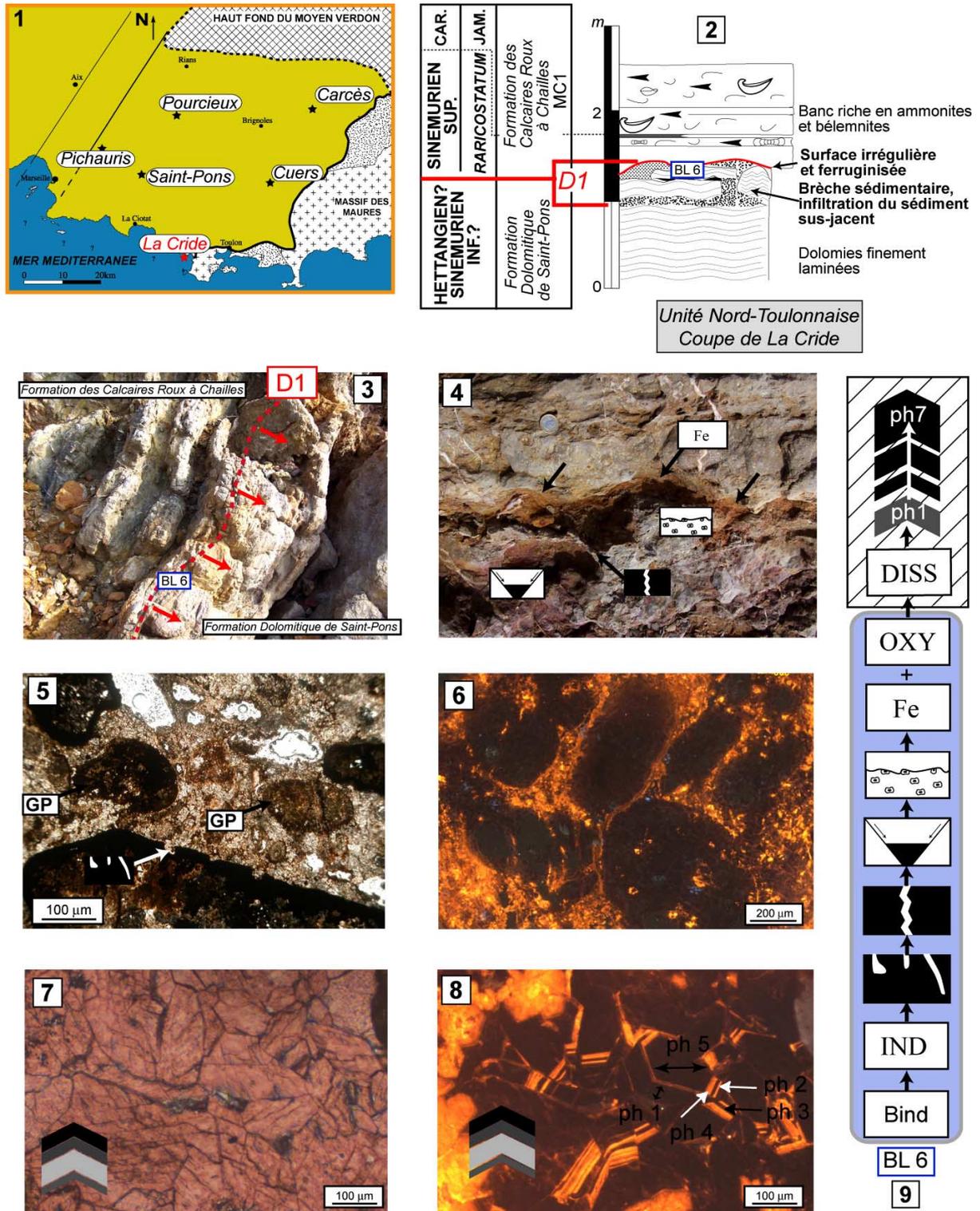


Figure 63 : D1 dans la coupe de la Cride, Unité Nord-Toulonnaise. 1- Localisation de la coupe de la Cride ; 2- Log sédimentologique de la base de la coupe ; 3- Surface irrégulière (D1) entre la Formation Dolomitique de Saint-Pons et la Formation des Calcaires Roux à Chailles ; 4- Fracturation et bréchification du toit de la surface, et remplissage des cavités par le sédiment sus-jacent ; 5- Perforations, grains phosphatés (GP) au toit de D1 ; 6- Ciments sparitiques faiblement luminescents ; 7 et 8- Ciments sparitiques non ferreux (AFK), à luminescence contrastée (constitués de nombreuses phases de croissance 1 à 7) ; 9- Log diagénétique (échantillon BL6) détaillant la Séquence Diagénétique Intrinsèque de D1. Légendes des logos sur Tableau 1 et 2 en rabat.

Ce ciment daterait du Tertiaire, alors que l'érosion de la Provence émergée aurait déblayé le recouvrement sédimentaire post-liasique : il serait donc télogénétique. En bref, les deux ciments ne reflètent que l'histoire méso- et télodiagénétique des sédiments.

c) Surface Diagénétique Intrinsèque

Seules les observations de terrain et en microscopie optique permettent l'établissement d'une chronologie relative, caractérisée par 6 phases (Fig. 63-9) : 1) induration ; 2) perforation ; 3) fracturation et bréchification ; 4) remplissage des fractures par des brèches de démantèlement ; 5) re-façonnement de la surface ; 6) enduit ferrugineux recouvrant la surface et s'infiltrant dans les fractures ouvertes.

d) Interprétation

Les phases de diagenèse précoce ont été effacées, soit par abrasion soit par dissolution - recristallisation lors des méso- et télodiagenèses. Seuls les bréchifications, fracturations et perforations de la surface indiquent que D1 correspond à une érosion (sous-marine ?) intense et sûrement polyphasée. Au final, seule la remise en eau marine au Sinémurien supérieur semble avoir été enregistrée.

4) D1/LS1 dans la partie occidentale de l'Unité Sud-Provençale (coupe de Saint-Pons)

a) Faciologie et morphologie

D1 est une surface durcie ferrugineuse (Fig. 64-2, -3, -4), perforée sur quelques millimètres de profondeur, affectée par des fractures verticales ouvertes dessinant des « marches d'escaliers » de 5 à 10 centimètres de hauteur (Fig. 64-4), et encroûtée par de grandes huîtres de 10 à 20 centimètres de longueur (Fig. 64-5).

b) Ciments

Un seul type de ciment a été reconnu (Fig. 64-2, échantillon 1). Il s'agit de cristaux de sparite non ferreuse à coloration rose avec AFK (Fig. 64-6), à luminescence jaune-orangé, homogène et faiblement contrastée. Cette sparite se trouve uniquement dans les fractures associées à D1, souvent partiellement remplies de phosphates (Fig. 64-6).

Les sparites de luminescences homogènes sont de type YFC *sensu* Meyers (1991) et Durllet (1996) et typiques d'enfouissement. Ce ciment ne reflète que la mésodiagenèse du sédiment.

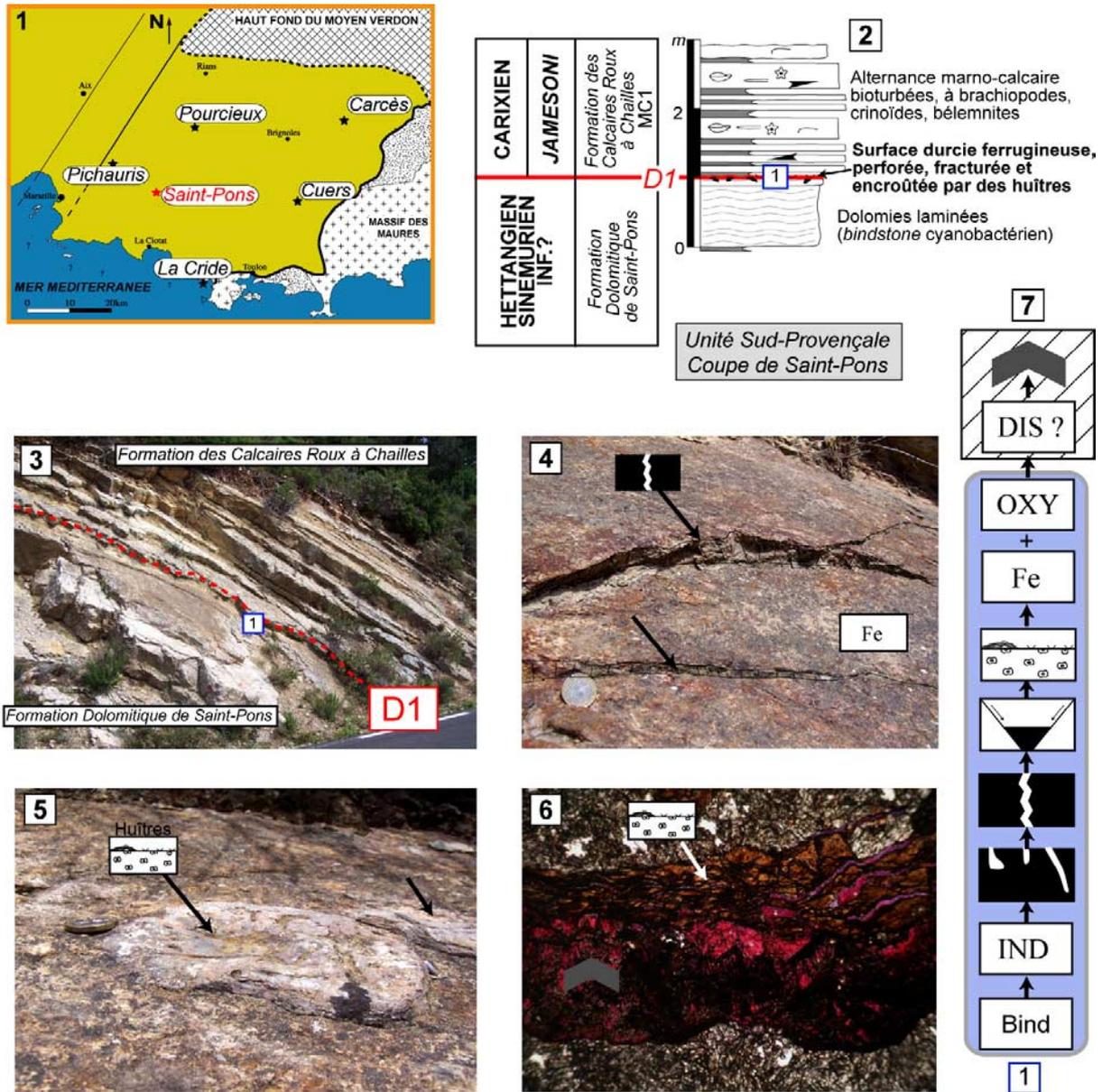


Figure 64 : D1 dans la coupe de Saint-Pons, Unité Sud-Provençale. 1- Localisation de la coupe ; 2- Log sédimentologique de la base de la coupe ; 3- Surface durcie et ferruginisée (D1) entre la Formation Dolomitique de Saint-Pons et la Formation des Calcaires Roux à Chailles ; 4- Fractures synsédimentaires en « marches d'escalier » affectant la surface ; 5- Encroûtement de la surface durcie par des huîtres ; 6- Encroûtements stromatolitiques phosphatés et ciments sparitiques non ferreux remplissant les fractures ouvertes ; 7- Log diagénétique (échantillon 1) détaillant la Séquence Diagénétique Intrinsèque de D1. Légendes des logos sur Tableau 1 et 2 en rabat.

c) Séquence Diagénétique Intrinsèque

La SDI est caractérisée par 7 phases (Fig. 64-7) : 1) induration ; 2) perforations ; 3) fracturation en « marches d'escaliers » ; 4) remplissage des fractures par du phosphate ; 5) re-façonnement de la surface et encroûtement par des huîtres ; 6) enduit ferrugineux recouvrant la surface et s'infiltrant dans les fractures ouvertes.

d) Interprétation

De la même façon qu'à la Crède, D1 enregistre ici uniquement la phase de transgression associée à la fin du Sinémurien et au début du Carixien. Elle ne donne pas d'indice direct sur les événements liés à la lacune d'enregistrement comprise entre le sommet de la Formation Dolomitique de Saint-Pons (Sinémurien inférieur ?) et la base de la Formation des Calcaires Roux à Chailles (Carixien inférieur). Il est néanmoins possible d'affirmer qu'aucun fluide sursaturé en carbonates n'a circulé dans le sédiment au cours de cette période. D1 révèle par ailleurs une tectonique distensive caractérisée par la fracturation et la remise en eau marine qui établit dans un premier temps des conditions anoxiques sur les fonds marins (phosphates dans les fractures), et dans un deuxième temps des conditions bien oxygénées (encroûtement par les huîtres, ouverture sur le large marin).

5) D1/LS1 dans la partie occidentale de l'Unité Nord-Provençale (coupe de Pourcieux)

a) Faciologie et morphologie

D1 est une surface durcie ferruginisée (Fig. 65-2, -3). Le sommet de la Formation Dolomitique de Saint-Pons apparaît ainsi tronqué par une surface plane, fracturée et enduite d'une croûte ferrugineuse, encroûtée par de petites huîtres de 1 à 3 centimètres et affectée par de petites perforations de 1 centimètre de profondeur maximale (Fig. 65-3, -4, -5, -7). Les fractures peuvent être encroûtées par des stromatolites phosphatés (Fig. 65-6).

b) Ciments

La surface de D1 présente trois ciments: 1) ciment précoce en franges isopaques autour d'oolites, peu épais (<50 µm) (Fig. 65-8), de coloration rose claire avec AFK et bruns, peu luminescents en cathodoluminescence ; 2) ciment micritique sombre remplissant les vides intergranulaires (Fig. 65-8) ; 3) dolomite non ferreuse en grandes plages de cristaux incolores toujours situées entre les oolites (Fig. 65-8).

c) Séquence Diagénétique Intrinsèque

La SDI comprend 7 phases (Fig. 65-9) : 1) ciment isopaque autour des oolites traduisant une diagenèse d'induration précoce en domaine phréatique marin ; 2) micrite infiltrée dans les pores ; 3) induration de la micrite ; 4) perforation de la surface indurée ; 5) fracturation et remplissage des fractures par des stromatolites phosphatés ; 6) re-façonnement de la surface et encroûtement par de petites huîtres ; 7) enduit ferrugineux.

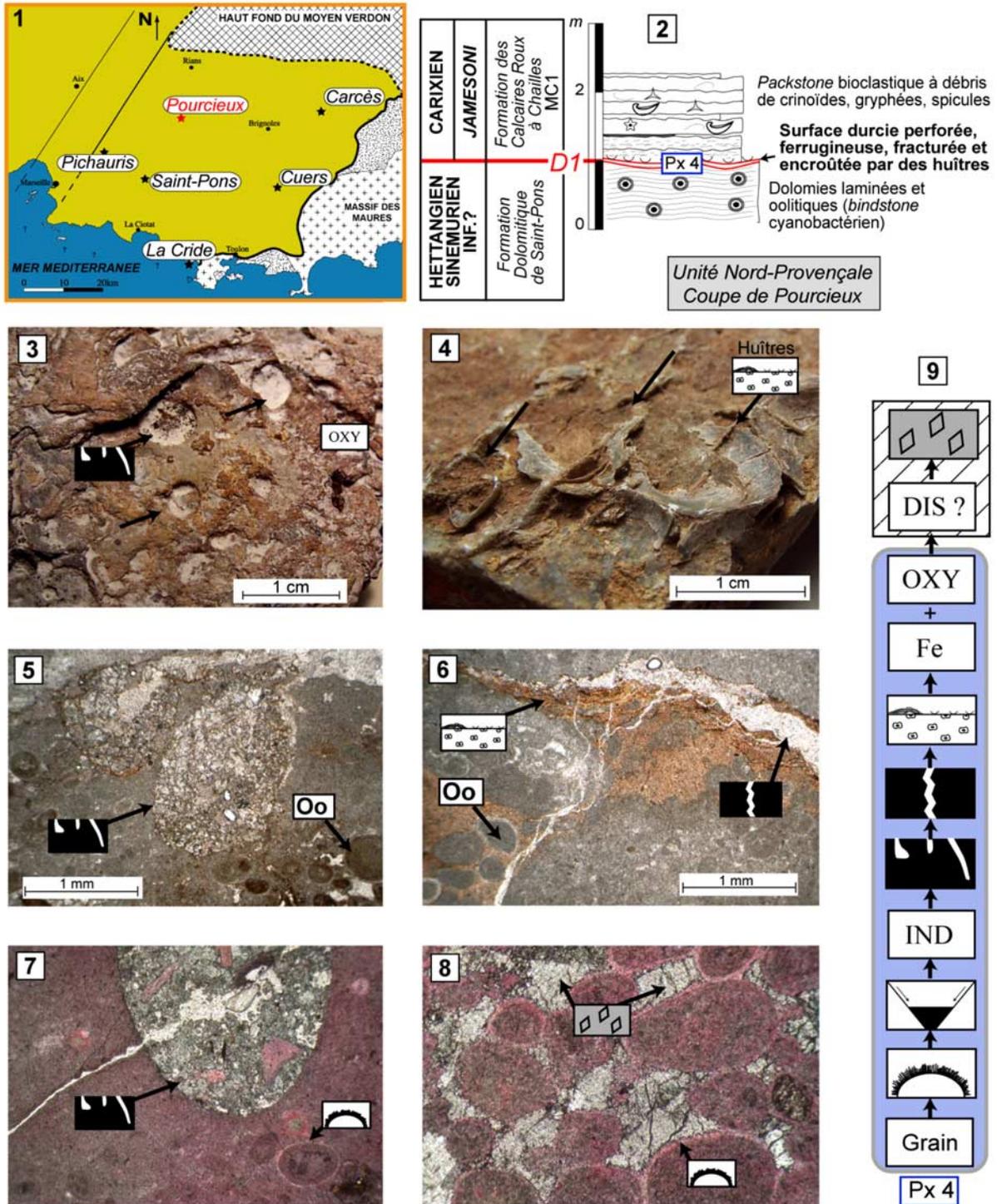


Figure 65 : D1 dans la coupe de Pourcieux, Unité Nord-Provençale. 1- Localisation de la coupe ; 2- Log sédimentologique de la base de la coupe ; 3- Surface durcie et ferruginisée et perforée (D1) entre la Formation Dolomitique de Saint-Pons (F.D.S-P.) et la Formation des Calcaires Roux à Chailles ; 4- Encroûtements de la surface durcie par des huîtres ; 5 et 7- Perforation du faciès oolitique (oo) de la F.D.S-P. ; 6- Encroûtement stromatolitiques phosphatés remplissant les fractures ouvertes ; 8- Ciments calcitiques en franges isopaques et ciments dolomitiques non ferreux ; 9- Log diagénétique (échantillon 1) détaillant la Séquence Diagénétique Intrinsèque de D1. Légendes des logos sur Tableau 1 et 2 en rabat.

La dolomite non ferreuse est ici typique d'une diagenèse d'enfouissement. Elle pourrait être associée à des fluides chauds et profonds et est donc postérieure à la formation de D1.

d) Interprétation

D1 est une surface de remise en eau marine et d'approfondissement avec fracturation par une tectonique distensive de la même façon que dans la coupe de Saint-Pons. La remise en eau est associée dans un premier temps à des conditions hypoxiques sinon anoxiques sur les fonds marins (stromatolites phosphatés dans les fractures) et, dans un deuxième temps, à des conditions oxiques, ouvertes sur le large marin (encroûtements d'huîtres).

3.1.2.2- La discontinuité intra-Pliensbachienne D2/LS2

3.1.2.2.1- Critères sédimentologiques et biostratigraphiques

Dans tout le Bassin Sud-Provençal, D2 est majoritairement représentée par un horizon condensé très bioturbé, phosphaté et glauconieux, de 1 centimètre à 1 mètre d'épaisseur. Cet horizon condensé surmonte une surface encroûtée par des phosphates (Fig. 66-2). Il comporte une concentration et une condensation d'ammonites, nautilus et bélemnites (Fig. 66-2b). Les fossiles sont toujours phosphatés et lui donnent un aspect bréchiq (Fig. 66-2-a). Les grains de glauconie y sont omniprésents (Fig. 66-2a).

Cet horizon condensé se place toujours au-dessus des faciès de *shoreface* (AF1), sur une surface de type *softground* (Fig. 67). Cependant, dans les « zones hautes » du Bassin Sud-Provençal (e.g. coupes de Pichauris, Pourcieux), l'horizon recouvre une surface dérivée d'érosion (Fig. 67) sur laquelle se surimpose une surface durcie ferrugineuse encroûtée par des huîtres et couverte de nombreux rostrés de bélemnites (Fig. 66-3).

En-dessous de D2 (Fig. 66-1), les ammonites *Acanthopleuroceras valdani*, *Uptonia* cf. *jamesoni*, *Tropidoceras* sp., et les brachiopodes *Lobothyris punctata punctata*, *Zeilleria* (*Cincta*) *numismalis*, *Tetrarhynchia ranina*, *Gibbirhynchia curviceps* et *Cuersithyris cuersensis* donnent un âge Carixien inférieur à moyen (zones à Jamesoni et Ibex).

Dans l'horizon correspondant à D2 (Fig. 66-1), les ammonites *Aegoceras planicosta* et *Androgynoceras* aff. *hybrida* donnent un âge Carixien supérieur (zone à Davoei).

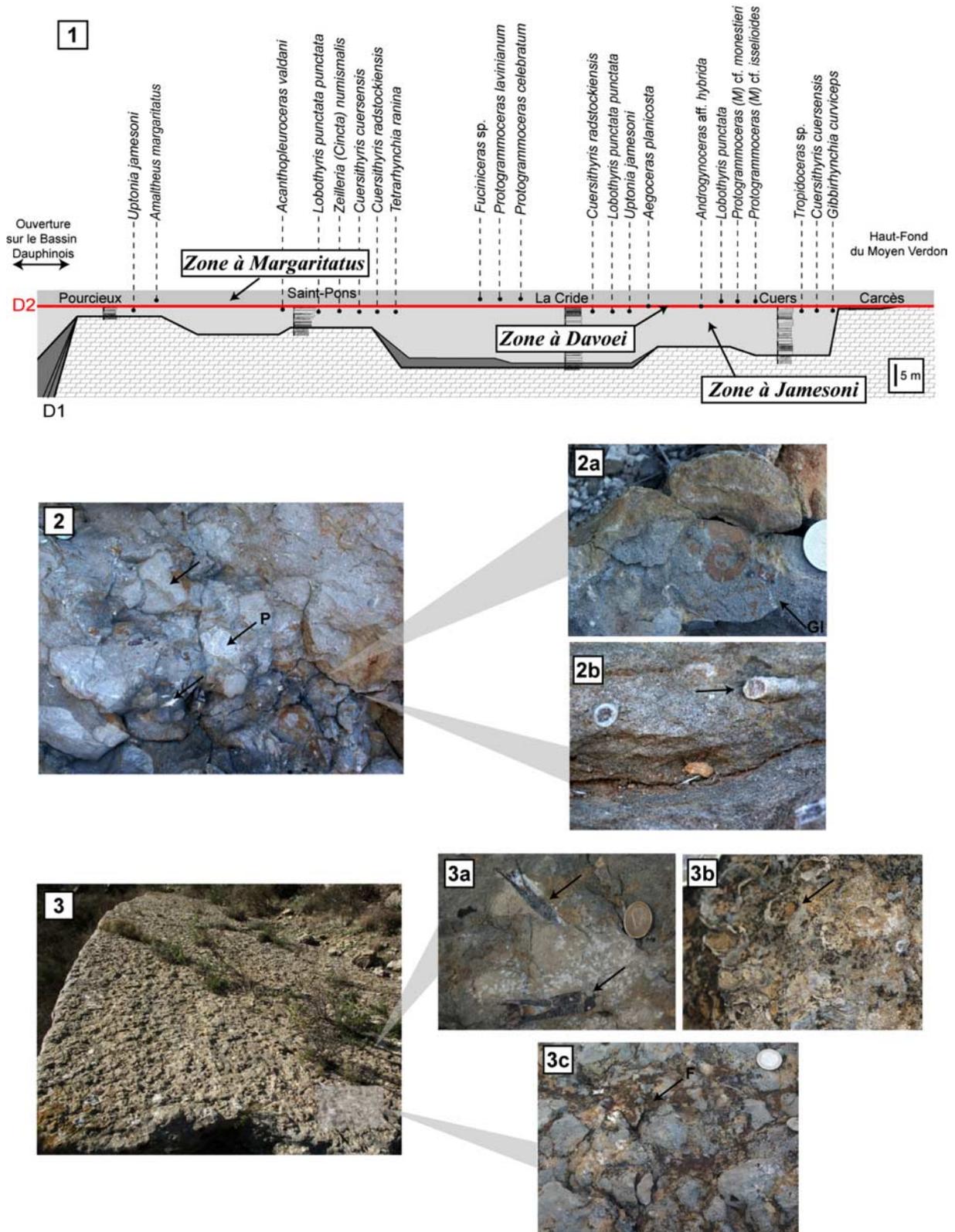


Figure 66 : La discontinuité D2 dans le Bassin Sud-Provençal : 1- Datation de D2 et répartition des différents taxons récoltés autour de D2 ; 2- Horizon condensé, riche en phosphate (P), associé aux « zones basses » du bassin, avec concentration de glauconie (2a) et de faune (2b) ; 3- Surface durcie associée aux « zones hautes » du bassin, plaquée par de nombreux rostres de bryozoaires (3a), des encroûtements d'huîtres (3b) et des placages d'oxyde de fer (3c).

Au-dessus de D2 (Fig. 66-1), les ammonites *Protogrammoceras* (*Metteiceras*) cf. *isselioides*, *P. (M.)* cf. *monestieri*, *P. celebratum*, *P. lavinianum*, *Amaltheus margaritatus*, et les brachiopodes *Lobothyris punctata* donnent un âge Domérien inférieur (zone à Margaritatus).

La tranche de temps correspondant à l'horizon condensé D2 ou la lacune lorsqu'il y a surface de discontinuité comprend au plus, tout le Carixien supérieur (zone à *Ibex pro-parte* et zone à Davoei, ~2,6 Ma) et au moins, la partie finale du Carixien supérieur (zone à Davoei, ~1,3 Ma).

3.1.2.2.2- Interprétation

Les concentrations et condensations fauniques, les minéralisations authigènes formant parfois des croûtes de phosphates ou oxydes de fer, et la bioturbation intense traduisent un ralentissement voire un arrêt de sédimentation *sensu* Gomez & Fernandez-Lopez (1994) et Hillgärtner (1998).

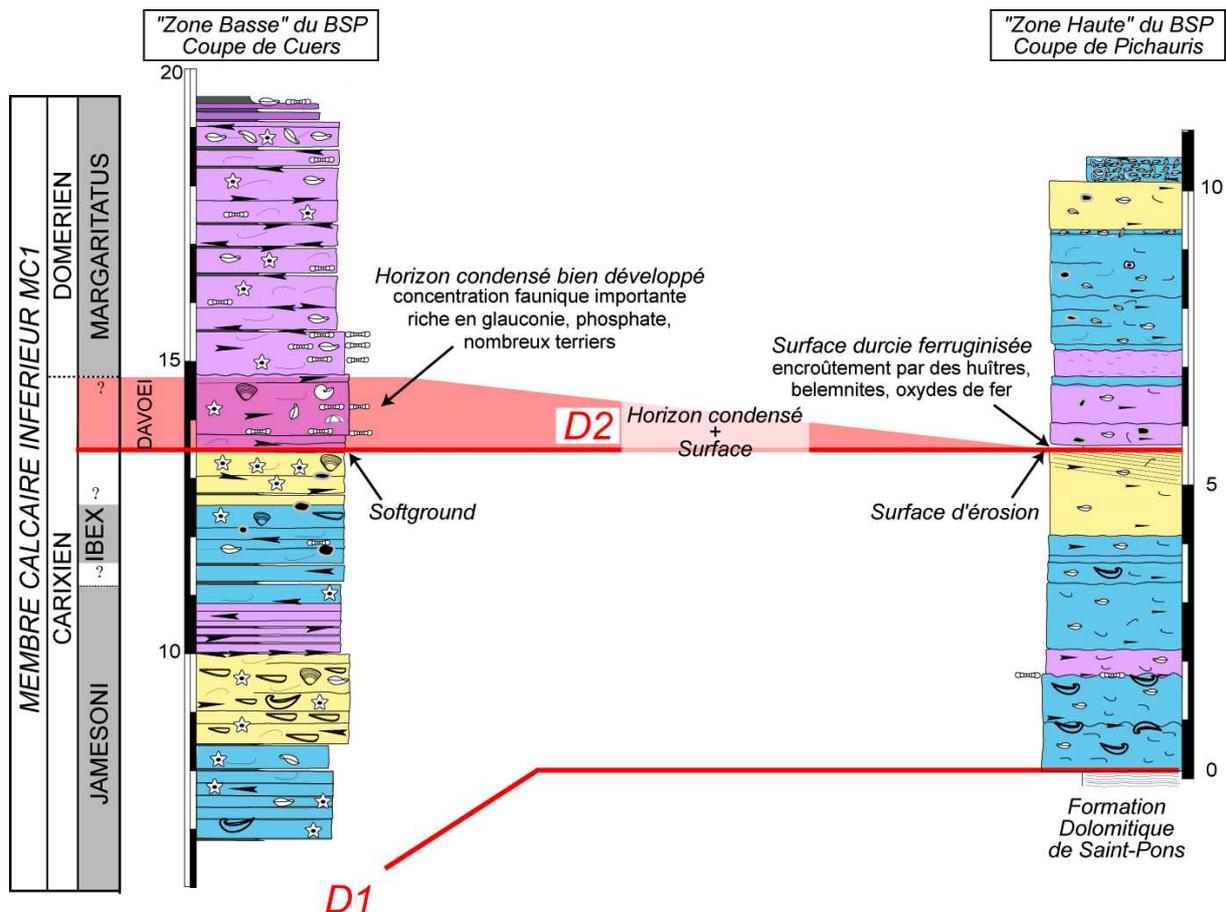


Figure 67 : Corrélation et évolution latérale de D2 dans le Bassin Sud-Provençal, entre une « zone basse » (coupe de Cuers) et une « zone haute » (coupe de Pichauris).

D2 peut être :

- 1) une surface simple (dans les « zones basses » du Bassin Sud-Provençal) de type *softground*, surmonté par l'horizon condensé plus ou moins épais, enregistrant un taux de sédimentation très faible lié à l'enneigement de la plate-forme carbonatée préexistante ;
- 2) une surface composite (dans les « zones hautes » du Bassin Sud-Provençal) composée d'une troncature par érosion des carbonates préexistants lors d'un bas niveau marin relatif et d'une induration avec ferruginisation, que surmonte l'horizon condensé correspondant à l'enneigement rapide de la plate-forme.

3.1.2.3- Évolution des valeurs des isotopes $\delta^{13}C / \delta^{18}O$ dans les séquences SD S-PI1 et SD PI2

3.1.2.3.1- Les isotopes stables O de dents de poissons au niveau de D1/LS1

Les isotopes stables de l'oxygène du phosphate de dents de chondrichthyens ont été mesurés sur des échantillons provenant de quatre lits marneux (Sp1a, Sp1a2, Sp1b et Sp1c sur Fig. 68-1, -2) d'âge Carixien inférieur (zone à Jamesoni) de la coupe de Saint-Pons, surmontant D1. Le nombre de dents récoltées par lit varie de 6 à 16, et toutes les dents appartiennent à un même taxon de requin (Fig. 68-3). Toutes les dents varient de 0,5 à 3 mm en taille et sont brisées (Fig. 68-3), ce qui n'a pas permis d'effectuer une détermination précise des espèces de requins.

Les faciès renfermant ces dents représentent des environnements de dépôt de la partie supérieure de *l'offshore inférieur* (Fig. 68-2, 4), avec des paléo-profondeurs estimées à moins de 100 mètres (cf. Fig. 10, Partie1). Le milieu de vie de ces requins correspondrait à la partie superficielle de la tranche d'eau, et les mesures de $\delta^{18}O$ du phosphate des dents reflèteraient les paléo-températures des eaux de surface comme l'ont montré Picard *et al.* (1998), Picard *et al.* (2002), Lécuyer *et al.* (2003), Pucéat *et al.* (2003) et Lécuyer (2004).

Les résultats donnent des valeurs du $\delta^{18}O$ du phosphate comprises entre 19,1 ‰ et 19,7 ‰ (Fig. 68-4), avec une marge d'erreur analytique de 0,2 ‰.

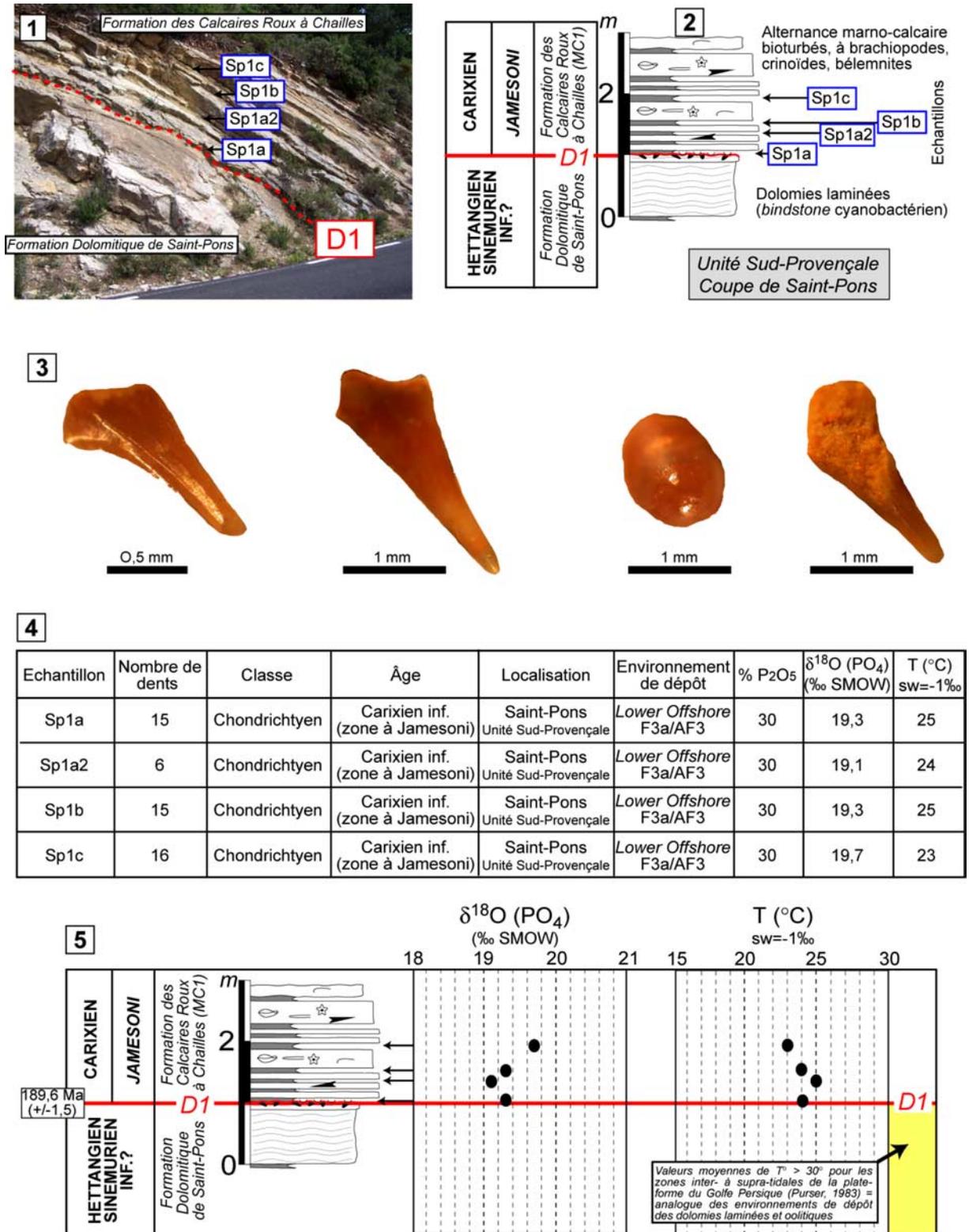


Figure 68 : Les isotopes stables du phosphate des dents de poissons au-dessus de D1. 1 et 2- Position des échantillons récoltés sur D1 dans la coupe de Saint-Pons ; 3- Illustrations de dents de Chondrichthyens analysés ; 4- Synthèse des résultats obtenus pour les 4 échantillons récoltés au-dessus de D1 ; 5- Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ et des paléo-températures. Âge absolu d'après Gradstein et al. (2004).

Les valeurs de paléo-températures des eaux de surface calculées sont comprises entre 23°C et 25°C (Fig. 68-4, -5), cohérentes avec celles obtenues pour le Jurassique moyen de Provence par Lécuyer *et al.*, (2003) et dans la moyenne de valeurs de 15 à 30°C des températures des eaux des zones subtropicales actuelles (James & Choquette, 1990).

Les faciès dolomitiques à lamines stromatolitiques d'environnement inter- à supratidal, sous D1, témoignent vraisemblablement d'un climat chaud et aride par analogie avec les environnements actuels. La température des eaux pelliculaires, dans lesquelles se sont mis en place ces types de faciès, devait être nettement supérieure à 25°C, autour de 30-35°C en moyenne selon les données actuelles de Purser (1983) pour la plate-forme du golfe Persique, située à des latitudes de 24°-30°N, comparables à celles du Bassin Sud-Provençal au Jurassique inférieur.

Le refroidissement des eaux de surface au-dessus de D1 pourrait être lié à l'ouverture, par approfondissement, d'un environnement marin franc ouvert sur le large marin comparé au milieu interne fermé et peu profond des dolomies sous-jacentes. Bien que ce refroidissement soit bien marqué de part et d'autre de D1, l'ensemble des paléotempératures obtenues pour le Carixien sont peu variables (Fig. 68-5) et assez élevées pour ce type d'environnement marin (James & Choquette, 1990). Ces données ne sont donc pas indicatrices d'un changement marqué des températures atmosphériques une fois la plate-forme pré-existante ennoyée.

3.1.2.3.2- Les isotopes stables C et O sur roches totales dans SD S-P11 et SD P12

31 échantillons ont été prélevés autour des deux discontinuités majeures D1 et D2 sur la coupe de Cuers afin d'analyser la composition isotopique du carbone et de l'oxygène sur les carbonates en roche totale.

Les données sont exprimées par rapport au standard PDB, avec une précision analytique des mesures : $\delta^{13}\text{C} \pm 0,04 \text{ ‰}$ et $\delta^{18}\text{O} \pm 0,08 \text{ ‰}$. Les résultats bruts obtenus sont présentés en annexe C.

Le diagramme croisé $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 69-A) permet de comparer la distribution des mesures à celles des compositions isotopiques des carbonates. Dans le diagramme, est indiqué le faciès de chaque échantillon (*grainstone*, *packstone*, *micropackstone* et *boudnstone-grainstone* dolomitique). Il apparaît qu'il n'y a pas de relation marquée entre faciès et compositions isotopiques (Fig. 69-A).

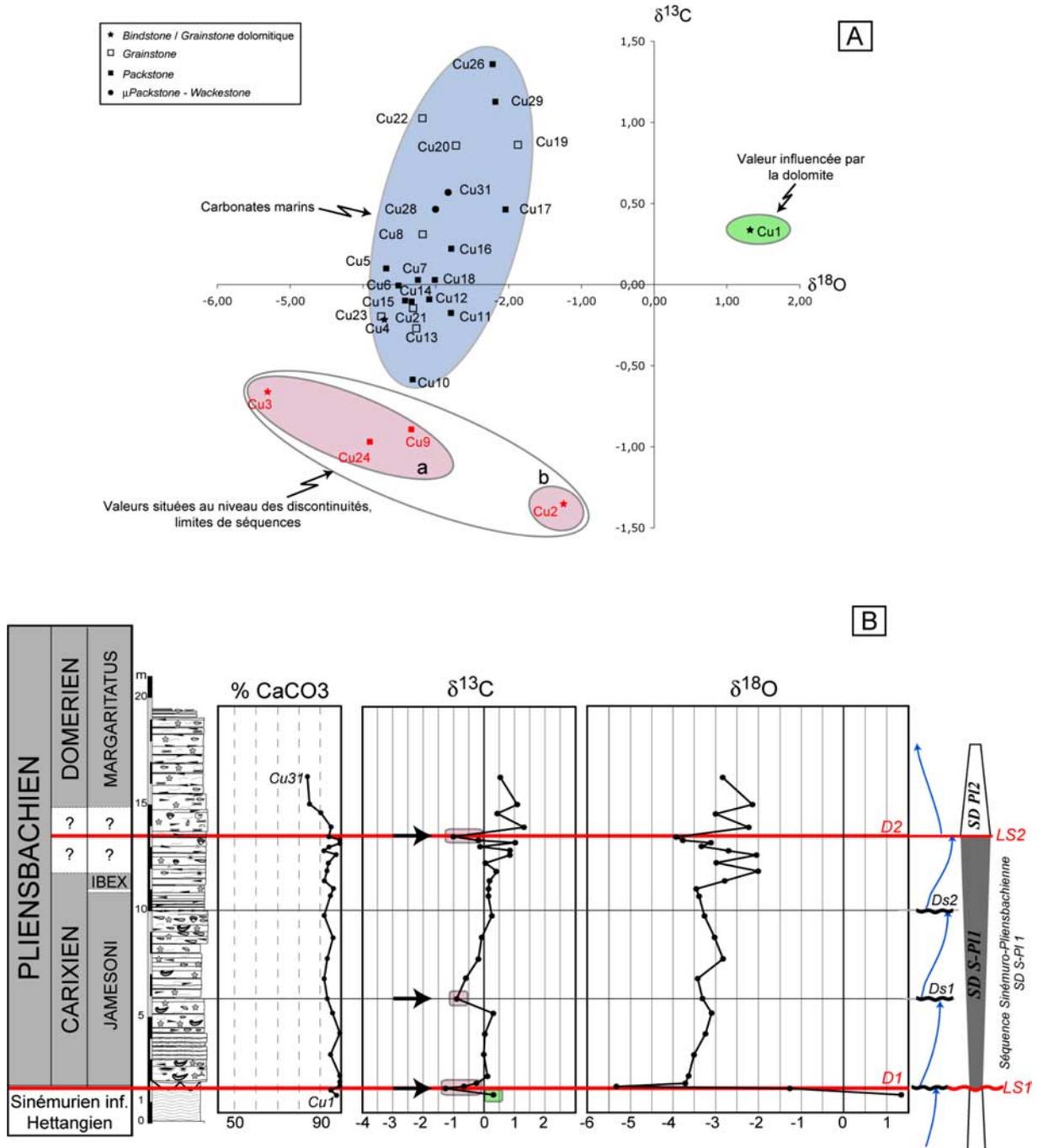


Figure 69 : Les isotopes stables du carbone et de l'oxygène sur roche totale dans la coupe de Cuers. A- Diagramme croisé replaçant les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons de roche totale ainsi que leur texture ; B- Courbe d'évolution verticale des compositions isotopique de l'oxygène et du carbone, de la composition en carbonate ($\% \text{CaCO}_3$) et comparaison avec le découpage séquentiel.

Trois grands groupes de valeurs s'individualisent sur le diagramme $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$:

-1) un premier groupe, avec des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ variant de -2 ‰ à -4 ‰ et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ variant de 1,5 ‰ à -0,5 ‰ de carbonates marins. La partie inférieure de ce groupe (avec des valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}$) pourrait représenter des influences mixtes (marines et météoriques).

-2) un second groupe, à valeurs positives des $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$, 0,34 ‰ et 1,32 ‰ respectivement. Ces valeurs, rattachées au faciès de la Formation Dolomitique de Saint-Pons, semblent liées à l'environnement sur-salé de formation des dolomies laminaires.

-3) Un troisième groupe, avec des valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}$ variant entre -0,5 ‰ et -1,5 ‰ et négatives de $\delta^{18}\text{O}$ variant entre -1 ‰ et -5 ‰, qui reflètent soit une influence météorique forte, soit une influence mésogénétique, soit une influence marquée de l'activité organique. Ce dernier groupe rassemble les échantillons provenant de D1 (échantillons Cu 2 et Cu 3), D2 (échantillon Cu 24) et d'une autre discontinuité (échantillon Cu 9) (Fig. 69-A et -B), toutes interprétées comme étant des limites de séquences (Fig. 69-B et cf. Partie 2-III Fig. 45).

Les courbes d'évolution de valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont reportées sur la coupe de Cuers (Fig. 69-B), mais l'interprétation du signal isotopique n'est effectuée qu'à partir des variations du $\delta^{13}\text{C}$ car celles du $\delta^{18}\text{O}$ restent très délicates à interpréter étant donné que ces valeurs sont généralement perturbées par la diagenèse tardive (e.g. Morse & Mackenzie, 1990 ; Vincent *et al.*, 2004).

Il y a corrélation nette entre les dérives négatives du $\delta^{13}\text{C}$ et D1 et D2, limites de séquences majeures (Fig. 69). Une autre dérive négative semble aussi liée à une autre discontinuité, limite de séquence d'ordre inférieur (Ds1 dans la coupe de Cuers, échantillon Cu 9, Fig. 69-B).

En tenant compte des données sédimentologiques, diagénétiques et des lacunes de temps associées à ces discontinuités (cf. 3-I-2, Fig. 61, 62), deux hypothèses peuvent expliquer ces dérives négatives du $\delta^{13}\text{C}$:

- l'hypothèse d'une émergence prolongée lors de la formation de D1 (stade 1 de formation de D1 ; cf. 3.I.2.1.2) est en accord avec les valeurs à -1,35 ‰ du $\delta^{13}\text{C}$ et à -1,24 ‰ du $\delta^{18}\text{O}$ (échantillon Cu2, Fig. 69) comme l'a montré Joachimski (1994) à partir de l'étude de surface d'émergence dans des carbonates péritidaux d'âge Crétacé inférieur ou encore Sattler

(2005) qui a synthétisé de nombreuses données sur les discontinuités dans les systèmes carbonatés récents et anciens.

- l'hypothèse de l'influence d'une activité organique lors de la formation de D1 (stade 2, encroûtements lors de l'enneigement ; cf. 3.I.2.1.2) est en accord avec la valeur négative du $\delta^{13}\text{C}$ (échantillon Cu3, Fig. 69). Le développement de stromatolites phosphatés, associé à des hiatus, à des condensations et à des surface durcie a largement été décrit dans le Mésozoïque (Krajewski *et al.*, 1994 ; Martín-Algarra & Sánchez-Navas, 2000).

Des dérives négatives de -1 ‰ à -3 ‰ du $\delta^{13}\text{C}$ enregistrées dans des horizons condensés à stromatolites phosphatés ont été décrites dans le Turonien du Jura polonais par Krajewski *et al.* (2000). Ces signatures isotopiques ont été interprétées comme résultant d'une intense activité organique sur les fonds marins en relation avec un enrichissement en éléments nutritifs de l'environnement lors d'une transgression marine (Krajewski *et al.*, 2000). Dans les systèmes récifaux récents de Tahiti, Camoin *et al.* (2006) relie la mise en place des stromatolites phosphatés à une eutrophisation du milieu par *upwelling* lors de l'enneigement des récifs.

La signature isotopique du stade 2 de formation de D1 serait donc associée à l'eutrophisation du milieu lors de l'enneigement de la plate-forme ne permettant que la mise en place des voiles stromatolitiques.

Cette hypothèse de relation entre une activité organique intense et les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ s'appliquerait aussi pour D2 (échantillon Cu24) et Ds1 (échantillon Cu9). Toutes deux correspondent à un enneigement de la plate-forme carbonatée précédente, souligné par des stromatolites phosphatés (Fig. 69).

3.1.3- Discussion

3.1.3.1- Significations géodynamique, paléoclimatique, paléo-océanographique des discontinuités D1/LS1 et D2/LS2 dans l'évolution du Bassin Sud-Provençal

D1/LS1 : Rifting et création du Bassin Sud-Provençal (Sinémurien supérieur - Pliensbachien inférieur)

D1 est interprétée comme enregistrant 1) une longue phase d'érosion et d'émersion, durant au moins une partie du Sinémurien supérieur (zones à *Obtusum* et *Oxynotum* ~3,3 Ma, Fig. 70) ; 2) le ré-ennoisement rapide du domaine Provençal sous influence tectonique marquée.

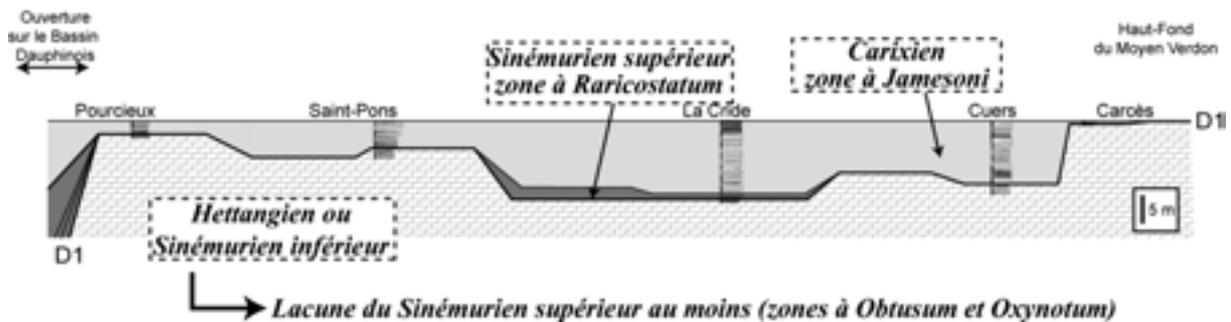


Figure 70 : Lacune de temps associée à la discontinuité D1 dans le Bassin Sud-Provençal.

Signification géodynamique

Les fracturations ouvertes et les brèches de démantèlement associées à D1 dans de nombreuses coupes du Bassin Sud-Provençal sont les témoins d'une activité tectonique en extension lors de la formation de cette discontinuité.

Les variations latérales d'épaisseur des bancs et le biseau des dépôts d'âge Sinémurien supérieur contre le *Haut-Fond du Moyen Verdon* indiquent aussi clairement un contrôle tectonique sur l'architecture stratigraphique du Bassin Sud-Provençal.

Deux directions de linéaments, orientées N 20° - 30° (direction du réseau de failles d'Aix-en-Provence, Fig. 71) et N 70° - 90° (Failles du Haut-Fond du Moyen Verdon) ont été reconnues par les précédents auteurs (Arnaud & Monleau, 1979 ; Tempier 1972, 1987 ; Guieu & Roussel, 1990). Ce réseau de failles contrôle la distribution des hauts fonds et des dépressions à travers le bassin. Les reconstructions paléogéographiques et géométriques sont

en accord avec une structuration en « blocs basculés » (Fig. 71) débutant dès le Sinémurien supérieur et enregistré dans le premier stade de formation de D1.

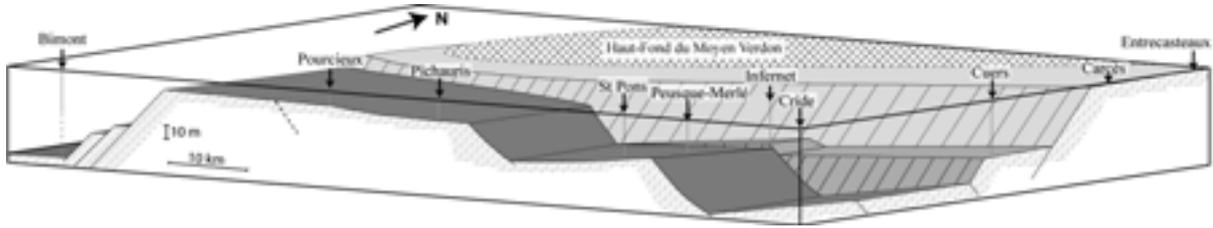


Figure 71 : Reconstitution structurale, en « blocs basculés », du Bassin Sud-Provençal au Pliensbachien. Les failles majeures sont orientées N20-30° et N70-90°.

Signification paleo-océanographique / paléoclimatique

La réorganisation du Bassin Sud-Provençal en blocs basculés, à partir du Sinémurien supérieur, a entraîné une ouverture sur des eaux marines franches comme le prouvent les valeurs des paléotempératures estimées au-dessus de D1. Cet ennoisement rapide est aussi enregistré par le second stade de formation de D1 (LS1), avec une production et une accumulation carbonatée qui deviennent extrêmement faibles. L'accommodation positive a dû être assez importante et rapide pour inhiber la production carbonatée (approfondissement rapide réduisant la zone euphotique, lieu de production carbonatée maximale). La lacune ou l'extrême condensation des dépôts, seulement représenté par les encroûtements stromatolitiques profonds durant le Sinémurien supérieur, est la conséquence d'une production carbonatée réduite et de l'eutrophisation du milieu lors de cet ennoisement. Cet eutrophisation, marquée par les stromatolites et les dérives du $\delta^{13}\text{C}$ associées (Fig. 72), est sans doute liée à une ré-organisation de la courantologie dans le bassin et à la mise en place de phénomènes d'*upwelling* enrichissant les eaux en éléments nutritifs.

L'influence de changements climatiques (réchauffement ou refroidissement) n'est pas prouvée dans le Bassin Sud-Provençal au passage Sinémurien-Pliensbachien. Les paléotempératures re-construites lors de cette « crise de la production carbonatée » sont dans la moyenne (« haute ») des valeurs connues dans l'actuel pour ce type d'environnement marin et semblent donc plus liées à l'ennoisement du bassin et à l'arrivée d'une nouvelle courantologie avec fonctionnement d'un système d'*upwelling*.

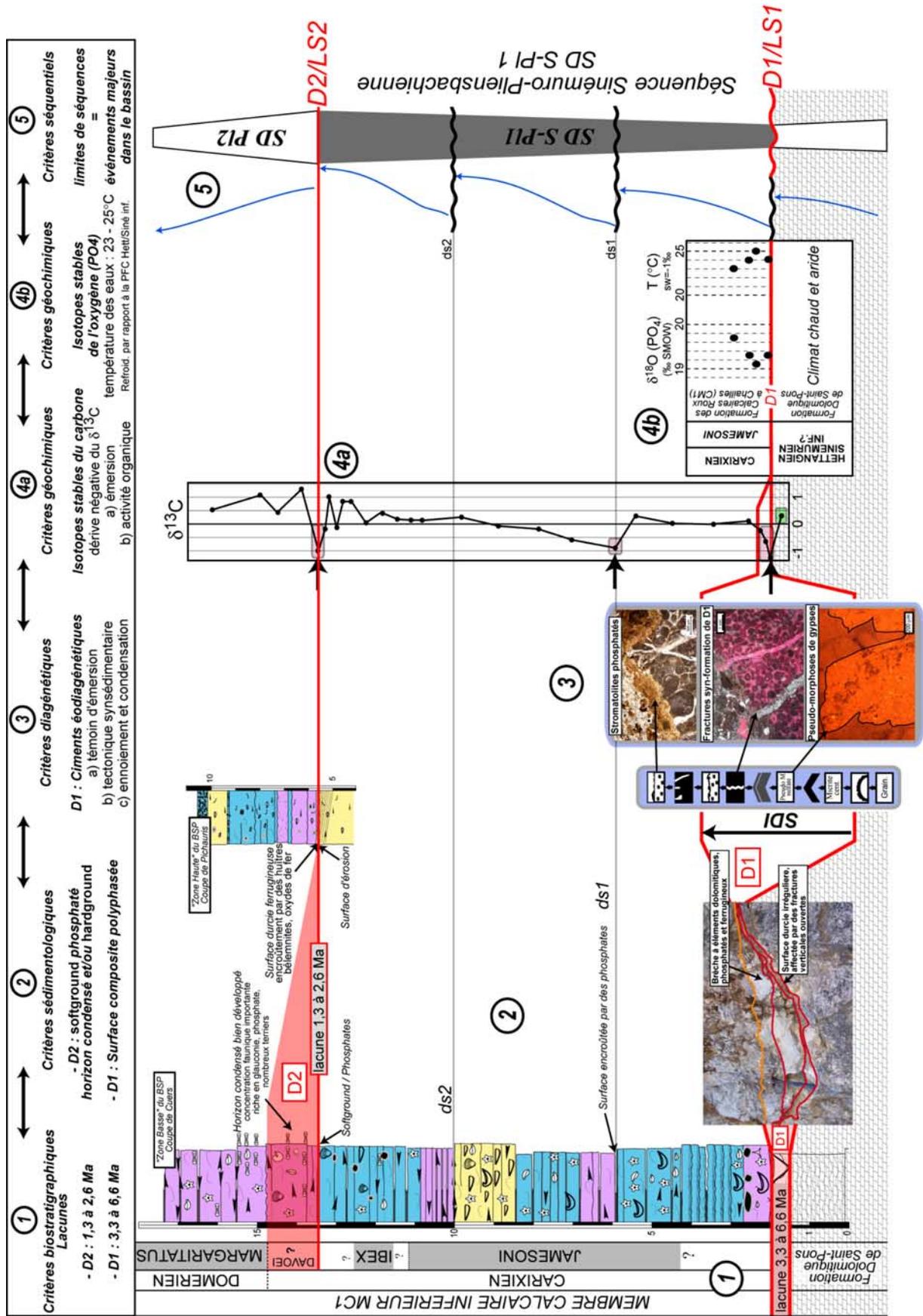


Figure 72 : Synthèse des résultats des études sédimentologique, biostratigraphique, diagénétique et géochimique obtenus pour les discontinuités D1 et D2 du Bassin Sud-Provençal.

ds1/ds2 : enregistrement différencié de phénomènes d'enneioement

Les deux surfaces ds1 et ds2 interprétées comme étant des limites de séquences d'ordre inférieur dans l'hémicycle de remblayage de SD S-P11 (Fig. 72 et cf. partie 2-III) correspondent toutes deux à des surfaces d'enneioements. La dérive négative des isotopes du carbone et les encroûtements de stromatolites phosphatés associés à ds1 indiquent, selon l'hypothèse proposée dans ce travail, que cet enneioement de la plate-forme pré-existante est lié principalement à une eutrophisation du milieu. L'excès en nutriments pourrait, là aussi, être lié à la mise en place d'*upwellings* lors d'une réorganisation de la courantologie du bassin lors du *rifting* du Bassin Sud-Provençal. Au contraire, ds2, qui n'est ni encroûtée par des stromatolites et qui ne montre pas de dérive des isotopes stables du carbone (Fig. 72), signe alors un enneioement sans changement important de la composition chimique des eaux et qui serait donc attribué à un simple approfondissement d'origine tectonique.

D2/LS2 : Accentuation du *Rifting* au Pliensbachien moyen

Signification géodynamique

Un second événement d'enneioement important du Bassin Sud-Provençal a lieu au Pliensbachien moyen (zones à Ibex-Davoei).

D2, interprétée comme enregistrant une nouvelle phase de ré-enneioement rapide du Bassin Sud-Provençal à la fin du Carixien (zone à Davoei), indique une augmentation du *Tilting*. Cette accentuation du *rifting* est bien marquée par les variations typologiques latérales de D2 et de l'horizon condensé la surmontant (Fig. 72) entre les aires restant en position de « haut-fond » topographique et les aires en dépression où la subsidence augmente.

Signification paléo-océanographique / paléoclimatique

La topographie irrégulière des fonds marins formée par le *tilting* en blocs basculés a sans doute initié de nouvelles circulations des courants marins, entraînant des changements environnementaux à travers le bassin. Les zones de dépôts en position de « hauts fonds » (sommets des blocs basculés) étaient non seulement les zones de moindre subsidence, mais aussi des zones balayées par de forts courants qui étaient néfastes à l'accumulation de carbonates. Dans les « zones basses » du bassin, les fortes concentrations de phosphates et de glauconie, les intenses bioturbations et les dérives du signal isotopique, au niveau de D2 (Fig. 72), reflètent de très faibles taux de sédimentation et une eutrophisation du milieu.

3.1.3.2- Intégration à l'échelle de la Téthys Ouest-Européenne

3.1.3.2.1- Contrôle tectonique

Reconnaître la nature locale, régionale ou plus générale des événements tectoniques ponctuant l'histoire du Bassin Sud-Provençal du Sinémurien supérieur au Pliensbachien moyen, nécessite de retracer l'évolution des bassins appartenant au moins au Sud-Est de la France et à la partie plus méridionale de la Téthys Ouest-Européenne (Bassins Basco-Cantabrique et Ibérique), à des fins de comparaison.

Les bassins dans le Sud-Est de la France

Dès le Trias et pendant tout le Jurassique, le Sud-Est de la France est une zone mobile, structurée par des accidents N 20° - 30° et N 70° - 90° reliés au rifting E-W de la Marge Ouest-Européenne de la Téthys (Baudrimont & Dubois, 1977; Lemoine, 1984 ; Lemoine & de Graciansky, 1988). Cette structuration est caractérisée par la succession de rides et de bassins inégalement profonds, orientés à peu près NE-SW.

Dans ce contexte, le cortège d'approfondissement de SD S-P11, exprimé dans la majorité du Bassin Sud-Provençal au-dessus de D1/LS1 et daté de la zone à *Raricostatum* n'est pas reconnu à l'échelle européenne (Fig. 73), ce qui suggère une influence tectonique locale, propre au Domaine Provençal.

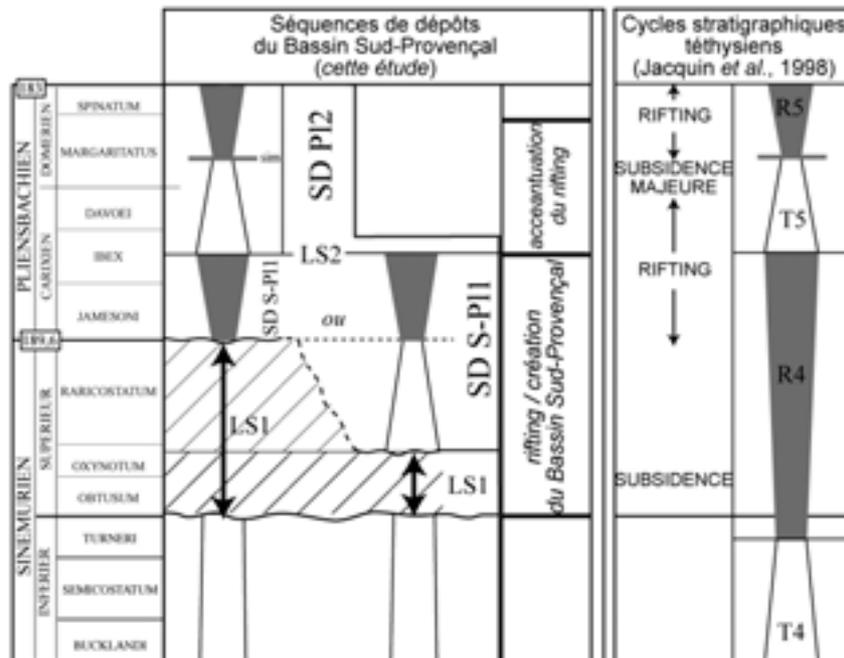


Figure 73 : Comparaison des séquences de dépôt SD S-P11 et SD P12 du Bassin Sud-Provençal et des cycles stratigraphiques (Transgressifs/Régressifs) définis par Jacquin et al. (1998) pour la Téthys Ouest-Européenne.

Le cortège de diminution de profondeur de SD S-P11 correspond au cortège régressif R4 de la séquence de second ordre T4/R4 définie par de Graciansky *et al.* (1998) et Jacquin *et al.* (1998) pour l'ensemble des bassins du Sud-Est de la France et d'autres bassins Ouest-Européens. La séquence de dépôt SD P12 (zones à Davoei à Spinatum) est corrélée au cycle transgressif-regressif de second ordre T5/R5 (Fig. 73) défini par de Graciansky *et al.* (1998) et Jacquin *et al.* (1998), et reflète donc un subsidence tectonique agissant au moins à l'échelle Ouest-Européenne.

Le Seuil Caussenard, la Marge Cévenole, Ardéchoise et le Bassin Dauphinois

Au Sinémurien supérieur, la série Liasique du Seuil Caussenard, selon l'étude détaillée de Hamon (2004), serait influencée par une tectonique synsédimentaire très locale, contrôlant la paléogéographie et la répartition des faciès. Hamon (2004) a montré, par une étude des discontinuités biosédimentaires, une action majeure de la tectonique agissant sur l'hydrodynamisme, la morphologie du fond marin et le faible taux de production carbonatée sur l'évolution du Seuil Caussenard. Les discontinuités sont souvent l'expression d'une tectonique locale, ce qui rend difficile les corrélations aux discontinuités dans les autres bassins du Sud-Est de la France, et plus particulièrement aux limites des cycles de second ordre définis par de Graciansky *et al.* (1998) et Jacquin *et al.* (1998). Cependant les grands événements tectoniques, communs à tous ces bassins, sont reconnaissables (Fig. 74).

Les discontinuités Si3 et Si5 définies par de Graciansky *et al.* (1993) (Fig. 74) sont corrélables des Causses aux Cévennes, à l'Ardèche et au Bassin Dauphinois (Hamon, 2004). Elles correspondent, amalgamées, à D1/LS1 entre la Formation Dolomitique de Saint-Pons et la Formation des Calcaires Roux à Chailles. Ces discontinuités Si3 et Si5 sont rattachées à un changement de subsidence en Ardèche (Dromart *et al.*, 1996), et dans toute la marge Ouest du Bassin Dauphinois (Hamon, 2004). Ces auteurs privilégient une origine tectonique pour la formation de ces discontinuités et le contrôle des dépôts du Sinémurien supérieur dans ces régions.

L'existence d'une sédimentation d'âge Sinémurien supérieur contrôlée par des mouvements tectoniques dans tous les bassins du Sud-Est de la France, excepté dans le Bassin Sud-Provençal où cette sédimentation est condensée sur ou dans D1, indique que les manifestations du *rifting* sont diachrones.

Le *rifting* ne survint qu'à la fin du Sinémurien supérieur (zone à Raricostatium) en Basse-Provence d'où le retard de l'ennoiement de la plate-forme carbonatée antérieure et la création du Bassin Sud-Provençal.

À l'échelle des bassins du Sud-Est de la France, les jeux tectoniques migreraient donc d'Ouest en Est au cours du Sinémurien supérieur.

À la limite Carixien inférieur - Carixien supérieur, la discontinuité P12 (*sensu* de Graciansky *et al.*, 1993 = D2 dans le Bassin Sud-Provençal, Fig. 74) est corrélable à l'échelle de tous les bassins du Sud-Est de la France.

Dans le Bassin Sud-Provençal, elle est représentée par la discontinuité et l'horizon condensé D2. Dans la région de Digne, elle est marquée par une surface de condensation (amalgame de PL2, PL3 ; Fig. 74 ; Hamon, 2004). En Ardèche et sur la Marge Cévenole, elle s'exprime par une surface d'érosion (amalgame de PL2, PL3 et P15) et sur le Seuil Caussenard (Escalalette ; Fig. 74) par un horizon de condensation (amalgame de SI3 à P18 ; Fig. 74) incluant les temps Carixien et Domérien au-dessus d'une surface durcie que surmontent directement des marnes d'âge Toarcien (Hamon, 2004).

Au Carixien (zone à Davoei), lors d'une seconde phase d'extension du *rifting* téthysien (Lemoine & de Graciansky, 1998 ; de Graciansky *et al.*, 1993), la subsidence tectonique est enregistrée de façon synchrone à l'échelle des bassins du Sud-Est de la France. Cette nouvelle phase de *rifting* va se traduire partout par la mise en place d'horizons condensés, et d'une sédimentation carbonatée ou marneuse, excepté sur le Seuil Caussenard où la réactivation d'anciens accidents aurait placé ce secteur dans la zone d'action des vagues (Hamon, 2004). Les sédiments d'âge Carixien et Domérien n'ont pu alors être préservés, soit par non-dépôt, soit par érosions et remaniements (Lefavrais-Raymond & Lablanche, 1985) ce qui a déterminé la mise en place d'une surface durcie à caractère local.

Le Seuil Bourguignon

Des événements tectoniques d'âge Sinémurien supérieur sont enregistrés par les séries condensées de la Bordure du Morvan (Bourgogne) caractéristiques d'une plate-forme carbonatée peu affectée par la subsidence (Forest *et al.*, 1999 ; Forest, 2000). La mise en place de ces séries condensées aurait été liée, selon ces auteurs, à une activité tectono-eustatique 1) d'échelle régionale à la base du Sinémurien supérieur (zones à Obtusum et Oxynotum) et 2) d'échelle locale (« Crise Lotharingienne ») à la fin du Sinémurien supérieur (zone à Raricostatium), des mouvements tectoniques locaux créant des compartiments à subsidence différentielle (Forest *et al.*, 1999).

Marge Cévenole, Seuil Ardéchois, Bassin Dauphinois (modifié d'après Hamon, 2004)

Bassin Sud-Provençal

Cycles stratigraphiques à l'échelle ouest-téthysienne (Jacquin *et al.*, 1998)

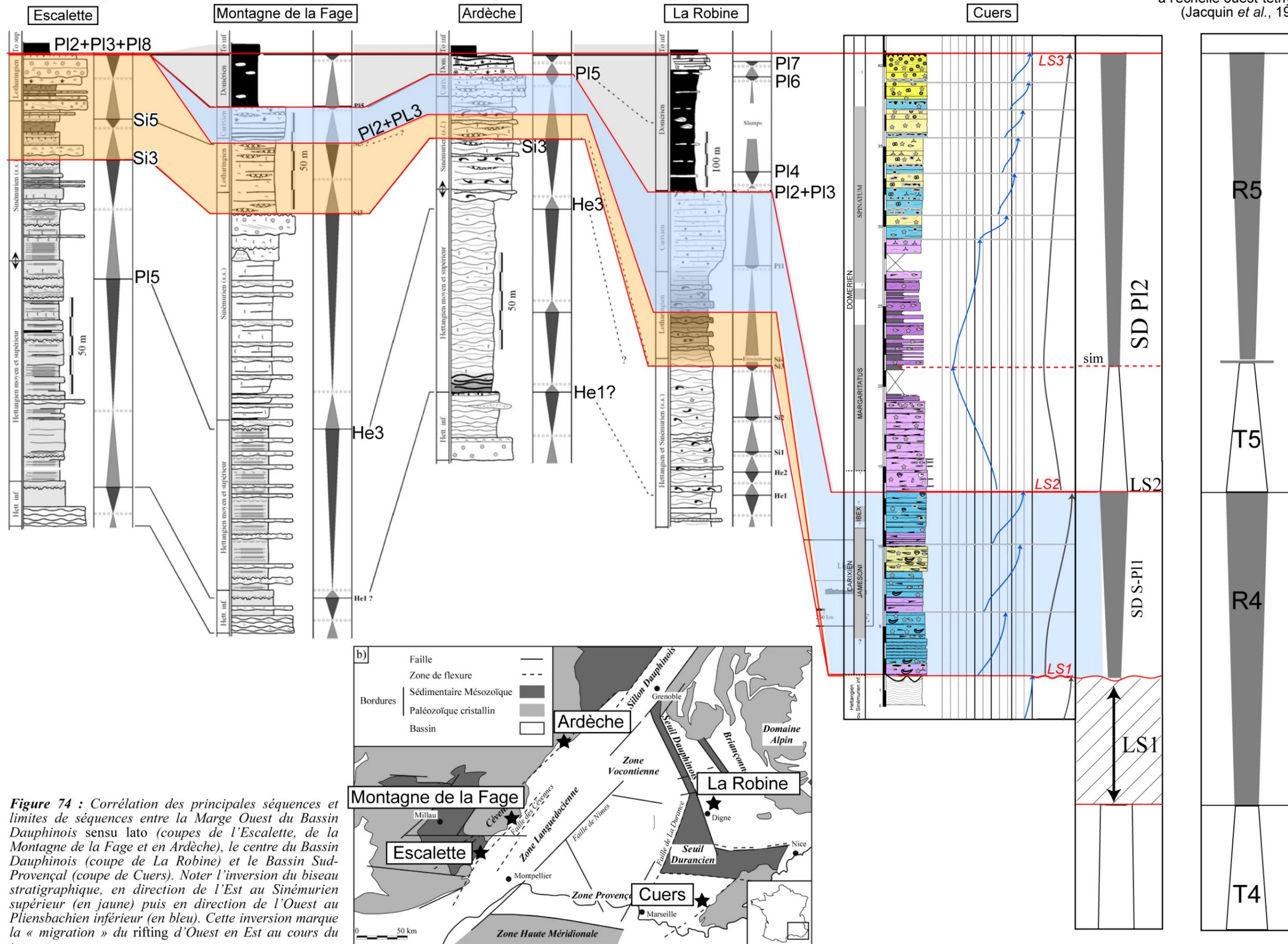


Figure 74 : Corrélation des principales séquences et limites de séquences entre la Marge Ouest du Bassin Dauphinois sensu lato (coupes de l'Escalette, de la Montagne de la Fage et en Ardèche), le centre du Bassin Dauphinois (coupe de La Robine) et le Bassin Sud-Provençal (coupe de Cuers). Noter l'inversion du biseau stratigraphique, en direction de l'Est au Sinémurien supérieur (en jaune) puis en direction de l'Ouest au Pliensbachien inférieur (en bleu). Cette inversion marque la « migration » du rifting d'Ouest en Est au cours du temps.

Ces mouvements tectoniques ont été associés à une phase du *Rifting* Téthysien (Dumont *et al.*, 1984 ; Lemoine, 1985 ; Lemoine & de Graciansky, 1988 ; de Graciansky *et al.*, 1993 ; Loreau *et al.*, 1995).

Le Bassin Sub-Alpin

Dans les séries du Bassin Sub-Alpin, Loreau *et al.* (1995) identifient 1) une discontinuité majeure à la limite Sinémurien inférieur - Sinémurien supérieur et 2) de nombreux horizons condensés, dont un daté de la Zone à Davoei. Ces discontinuités, limitant des cycles de second ordre, sont rattachées à des événements distensifs du *rifting* Téthysien (Loreau *et al.*, 1995).

De la même façon que pour les bassins du Sud-Est de la France, les répercussions des mouvements tectoniques liés au *Rifting* Téthysien débutent dès la limite Sinémurien inférieur - Sinémurien supérieur dans le Seuil Bourguignon et le Bassin Sub-Alpin et donc plus précocement qu'en Basse-Provence. Ce décalage dans le temps de l'enregistrement sédimentaire du *Rifting* est donc à relier à la migration d'échelle régionale des mouvements tectoniques d'Est en Ouest et du Nord au Sud, comme cela a été évoqué localement, par Loreau *et al.* (1995), pour le Bassin Sub-Alpin.

Les Bassins Basco-Cantabrique et Ibérique

Durant le Jurassique, une large partie orientale et centrale de la Plaque Ibérique formait un massif émergé (le Massif Ibérique) (Aurell *et al.*, 2003). Ce massif était bordé à l'Est, par de nombreux bassins intracratoniques respectivement du Nord au Sud : le Bassin Asturien, le Bassin Basco-Cantabrique et le Bassin Ibérique (Aurell *et al.*, 2003).

Les reconstitutions paléogéographiques et stratigraphiques ont mis en évidence 3 cycles transgressifs - régressifs (T-R *sensu* Jacquin & de Graciansky, 1998) de 1^{er} ordre de la fin du Réthien à l'Aalénien dont les pics transgressifs sont en accord avec les épisodes de montée du niveau marin reconnus par Hallam (2001), datés respectivement du Sinémurien inférieur, Pliensbachien inférieur et Toarcien inférieur – moyen (Fig. 75). Cependant, le nombre et l'âge des 4 cycles de second ordre définis en Espagne ne sont pas les mêmes que ceux des autres Bassins Ouest-Européens (Aurell *et al.*, 2003). Seuls les événements transgressifs du Sinémurien inférieur - moyen, du Pliensbachien inférieur (Zone à Jamesoni) et du Toarcien moyen sont identifiés dans tous les Bassins Ibériques et corrélés aux autres Bassins Ouest-Téthysiens ce qui indiquerait une influence eustatique (Hallam, 2001 ; Aurell *et al.*, 2003).

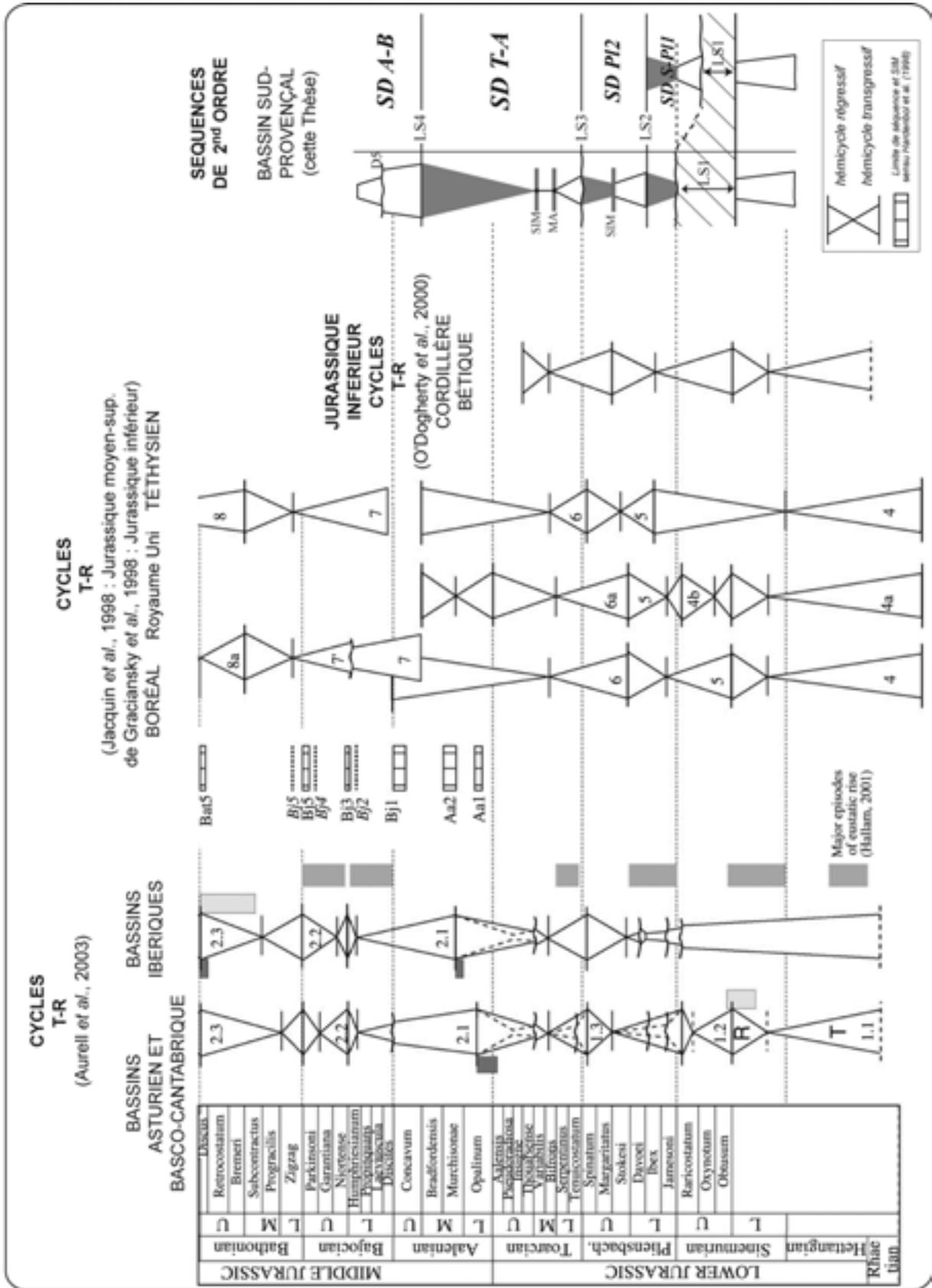


Figure 75 : Comparaison des cycles T/R (transgressifs/régressifs) de 2^{ème} ordre définis dans les Bassins Nord-Ibériques (Bassins des Asturies et Basco-Cantabrique) d'après Aurell et al. (2003), dans les Bassins Ouest-Européens (Boréal, R.U. et Téthysien) d'après de Graciansky et al. (1998), de la Cordillère Bélique d'après O'Dogherty et al. (2000) et du Bassin Sud-Provençal (cette Thèse).

Les événements érosifs au Sinémurien supérieur (zone à *Raricostatum*) et les condensations et anoxies au Pliensbachien (zones à *Jamesoni*, *Davoei* et *Margaritatus*), identifiés dans les différents bassins par Quesada & Robles (1995), Borrego *et al.* (1996), Rosales *et al.* (2001) et Rosales *et al.* (2004a), seraient contrôlés par un tectono-eustatisme (Aurell *et al.*, 2003) auquel s'ajoutent les effets du changement de taille et d'agencement spatial des bassins pendant les phases de *rifting* commandant l'ouverture de la Téthys Ouest-Européenne (de Graciansky *et al.*, 1998).

Dans les Chaînes Bétiques, Ruiz-Ortiz *et al.* (2004) ont clairement mis en évidence un contrôle tectonique en blocs basculés dans l'évolution architecturale et stratigraphique des séries d'âge Jurassique inférieur, en relation avec des événements tectoniques agissant à la limite Sinémurien - Pliensbachien et intra - Pliensbachien (zone à *Davoei*) sur la marge Sud-Est de la Plaque Ibérique.

Les décalages existant entre les Chaînes Bétiques et les Bassins Basco-Cantabrique et des Asturies d'une part et les Bassins Ouest-Européens d'autre part (Fig. 75), sont donc à mettre en relation avec une activité tectonique de *rifting* qui agit, globalement à la même période (début au Sinémurien inférieur-supérieur et qui perdure durant le Pliensbachien), mais qui, dans le détail, induit des répercussions sur l'enregistrement sédimentaire, diachrone en fonction de la migration du *Rifting* Téthysien à cette période, répercussions donc propres à chaque bassin selon sa position paléogéographique.

3.1.3.2.2- Évolution climatique

Bien que le Jurassique corresponde à une période à « effet de serre », caractérisé par l'absence de vastes calottes polaires et une certaine uniformité des climats (Hallam, 1985 ; Scotese *et al.*, 1999), des études (basées sur l'analyse de données géochimiques, palynologiques etc...) mettent en avant des perturbations climatiques et océanographiques au Jurassique inférieur (van de Schootbrugge *et al.*, 2005).

Les études menées par Morettini *et al.* (2002) dans les Apennins centraux ont montré des dérives du $\delta^{13}\text{C}$, associées à l'enneigement de la plate-forme carbonatée au Carixien moyen (zone à *Ibex*). Celles-ci ne seraient pas liées à des crises de la production carbonatée dues à des approfondissements d'origine tectonique, mais à des eutrophisations induisant des changements dans l'écologie des systèmes carbonatés.

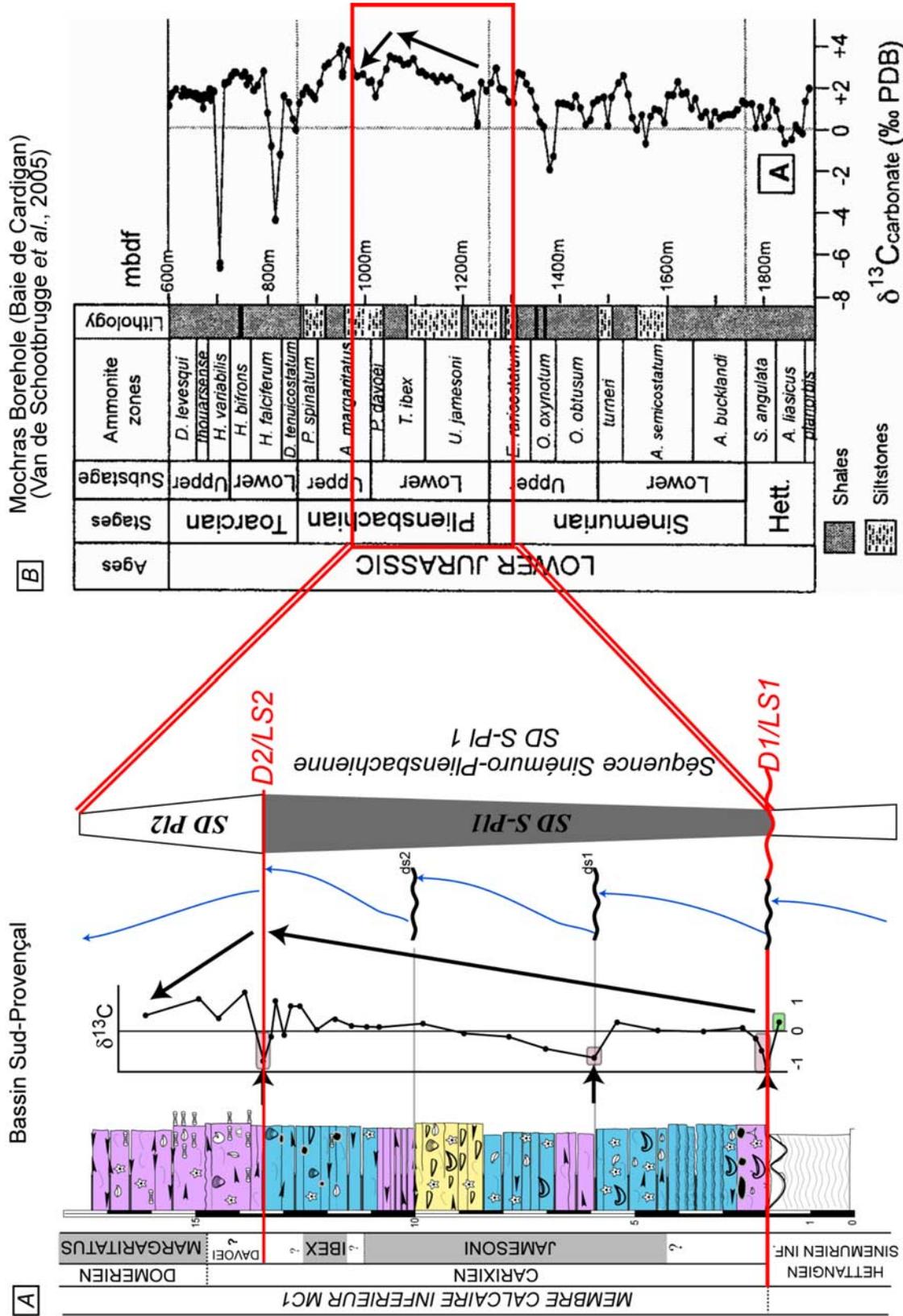


Figure 76 : Comparaison de l'évolution des isotopes stables du carbone dans les séries du Bassin Sud-Provençal (coupe de Cuers) et du Bassin de la Baie de Cardigan (Mochras Borehole) au Pliensbachien. Les tendances générales des courbes sont les mêmes avec surimposition de la signature (pics négatifs) des discontinuités D1, ds1 et D2 dans le Bassin Sud-Provençal.

Des ennoiements, observés en Espagne pendant cette période, sont aussi attribués à des changements environnementaux (circulation océanique, excès de nutriments et *upwellings* associés), plus qu'à des variations brusques de subsidence tectonique (Rosales *et al.*, 2004a ; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004).

Des perturbations de la productivité biologique seraient induites par des changements climatiques et courantologiques, selon les hypothèses de Weissert & Mohr (1996) et Weissert *et al.* (1998) pour des événements analogues du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur.

Les courbes isotopiques du carbone dans le Bassin Sud-Provençal et dans le Domaine Boréal (Mochras) (Fig. 76) montrent la même tendance, avec une dérive des valeurs positives durant le Pliensbachien inférieur (zone à Jamesoni) puis une dérive vers des valeurs négatives dans la zone à Ibex, cette dernière dérive étant accentuée dans le Bassin Sud-Provençal par l'eutrophisation due à l'action bactérienne (développement des stromatolites phosphatés) et par l'ennoisement du bassin. Cette interprétation de l'évolution des courbes du $\delta^{13}\text{C}$ (et particulièrement des dérives négatives) est concordante avec les interprétations proposées par Morettini *et al.* (2002) et de van de Schootbrugge *et al.* (2005), c'est-à-dire que les variations du $\delta^{13}\text{C}$ sont en relation avec la mise en place d'*upwellings* et l'eutrophisation du milieu. Dans le Bassin Sud-Provençal, ces phénomènes auraient aussi existé et été accentués par la compartimentation tectonique, en blocs basculés, qui aurait induit des changements de courantologie.

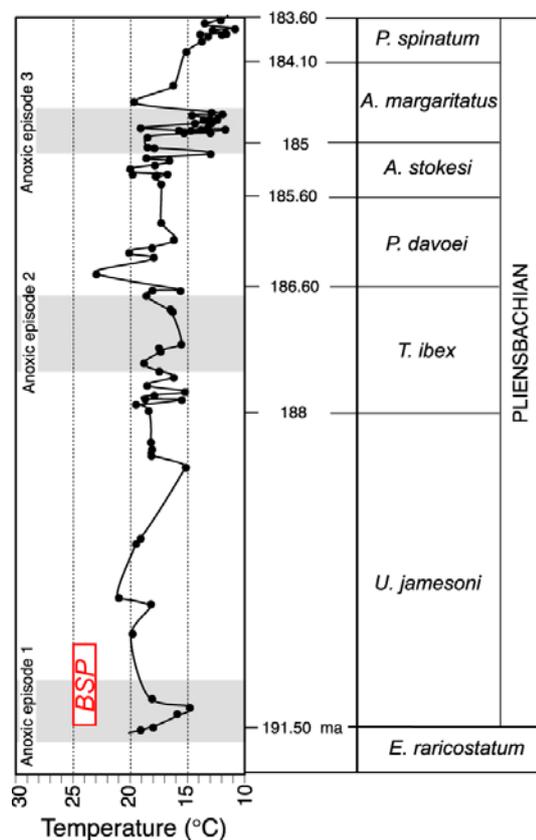


Figure 77 : Courbe de variation des températures de l'eau de mer calculées à partir de mesures du $\delta^{18}\text{O}$ des rostrs de bélemnites dans le Bassin Basco-Cantabrique du Sinémurien supérieur au Pliensbachien supérieur (d'après Rosales *et al.*, 2004a). Les températures des eaux de surface estimées pour le Bassin Sud-Provençal (zone à Jamesoni) sont remplacées dans la figure (cadre rouge).

Une courbe de variation des températures de l'eau de mer (Fig. 77), calculée à partir du $\delta^{18}\text{O}$ de rostrs de bélemnites, publiée par Rosales *et al.* (2004a), indique des températures relativement chaudes (17,8°C en moyenne) du Pliensbachien inférieur au Pliensbachien moyen

dans le Bassin Basco-Cantabrique. D'autres données compilées à partir de diverses sources pour le Jurassique inférieur (Podlaha *et al.*, 1998 ; Jenkyns *et al.*, 2002), indiquent des températures chaudes à l'Hettangien (17-25°C) suivies d'un refroidissement (11-20°C) pendant le Sinémurien - Pliensbachien. Bien que les valeurs absolues soient différentes, les tendances évolutives des températures sont analogues.

Une chute des températures identifiée à la limite Pliensbachien moyen - supérieur (notamment caractérisé par l'arrivée de faunes d'ammonites à affinités boréales ; Braga *et al.*, 1988) pourrait être liée à un changement dans la circulation océanique (Quesada & Robles, 1995), dû à l'ouverture d'une circulation entre la Téthys et les mers épicontinentales boréales de l'Europe du Nord (Rosales *et al.*, 2004a).

Enfin, les données géochimiques, palynologiques et les études sur les dinoflagellés de van de Schootbrugge *et al.* (2005), à l'échelle de la Téthys Ouest-Européenne, indiquent que la transgression marine débutant au Sinémurien supérieur (Haq *et al.*, 1987) était accompagnée de conditions climatiques chaudes et humides. Ce réchauffement climatique aurait été associé à l'établissement d'un système de moussons à travers l'Europe de l'Ouest (Fig. 77) (vents dominant du Sud-Est ; Röhl *et al.*, 2001) et aurait induit une faible salinité des eaux de surface téthysiennes en relation avec un échange des masses d'eau du Corridor Hispanique et Boréal (van de Schootbrugge *et al.*, 2005) (Fig. 78).

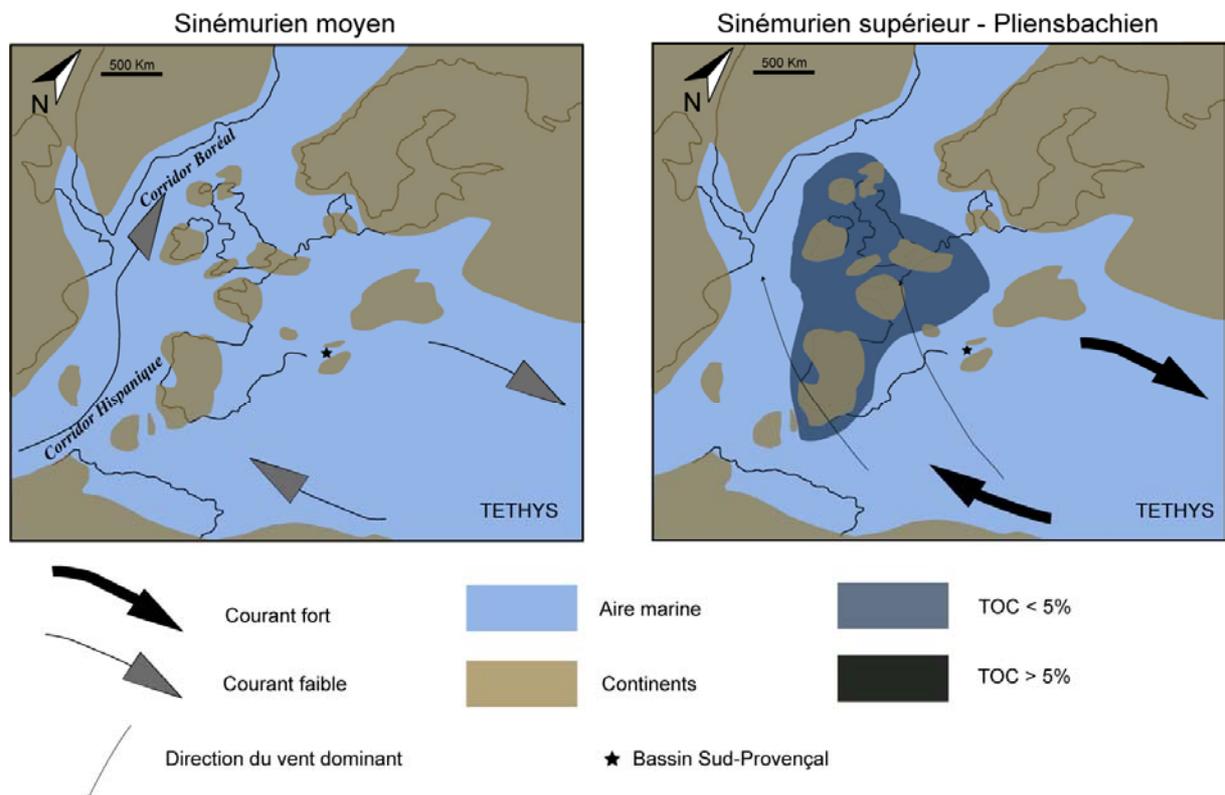


Figure 78 : Reconstitution paléogéographique du Sinémurien moyen et du Pliensbachien montrant les changements de courantologie et l'organisation des vents dominants (modifié d'après van de Schootbrugge et al., 2005).

L'arrivée d'eaux froides et l'augmentation de la pluviométrie dans la Téthys, auraient participé à une stratification des eaux. Ces changements climatiques et océanographiques auraient été responsables, selon ces hypothèses, de crises de la production carbonatée, comme évoqués par Morretini *et al.* (2002) dans les Apennins et discutés par Borrego *et al.* (1996) et Quesada *et al.* (1997) dans les Bassins Cantabrique et Asturien.

Suivant ces hypothèses, les températures des eaux de surfaces, estimées pour le Bassin Sud-Provençal au Pliensbachien inférieur (T= 23-25°C, Zone à Jamesoni ; Fig. 77) pourraient aussi refléter ce réchauffement climatique. Dans ce cas, l'eutrophisation des eaux dans le Bassin Sud-Provençal, marquée par la présence de stromatolites phosphatés sur les surfaces de transgression marine et dans les horizons condensés, pourrait être expliquée par un lessivage intense des aires continentales lors d'un changement d'un climat à dominance aride à l'Hettangien et au Sinémurien inférieur à un climat à dominance humide au Sinémurien supérieur et au Pliensbachien.

3.1.4- Les points clefs (Fig. 79) :

- Emersion prolongée du domaine Provençal (D1) pendant les zones à Obtusum et Oxynotum ;
- Fragmentation tectonique de la plate-forme préexistante (D1) dans la zone à Raricostatum, structurant le bassin en blocs basculés selon un réseau de failles orienté N 70° - N 90° et N 20° - N 30°, en relation avec le *Rifting* Ouest Téthysien ;
- Ennoïement avec eutrophisation (D1) et mise en place de dépôts de plate-forme carbonatée externe, soit au Sinémurien terminal (zone à Raricostatum) soit au Carixien (zone à Jamesoni) ;
- Ouverture sur le large marin au Carixien basal (zone à Jamesoni), d'où un fort refroidissement des eaux par rapport à la plate-forme carbonatée antérieure, avec des températures de surface de l'ordre de 23°C-25°C ;
- Accentuation du *rifting*, au Pliensbachien moyen (zones à Ibex/Davoei) selon les mêmes directions de structuration du Bassin Sud-Provençal et nouvel ennoïement du Bassin Sud-Provençal avec eutrophisation des eaux ;
- Les eutrophisations des eaux du Bassin Sud-Provençal sont à relier soit à des changements de courantologie entraînant la mise en place de phénomènes d'*upwelling*, soit à une augmentation du lessivage continental lors de l'augmentation des pluviosités sous climats humides au Pliensbachien ;
- Les changements de courantologie (et de climat ?) à travers toute la Téthys seraient principalement liés à une activité tectonique intense du *Rifting* téthysien qui réorganiserait les masses continentales et ouvrirait de nouvelles voies de circulation océanique.

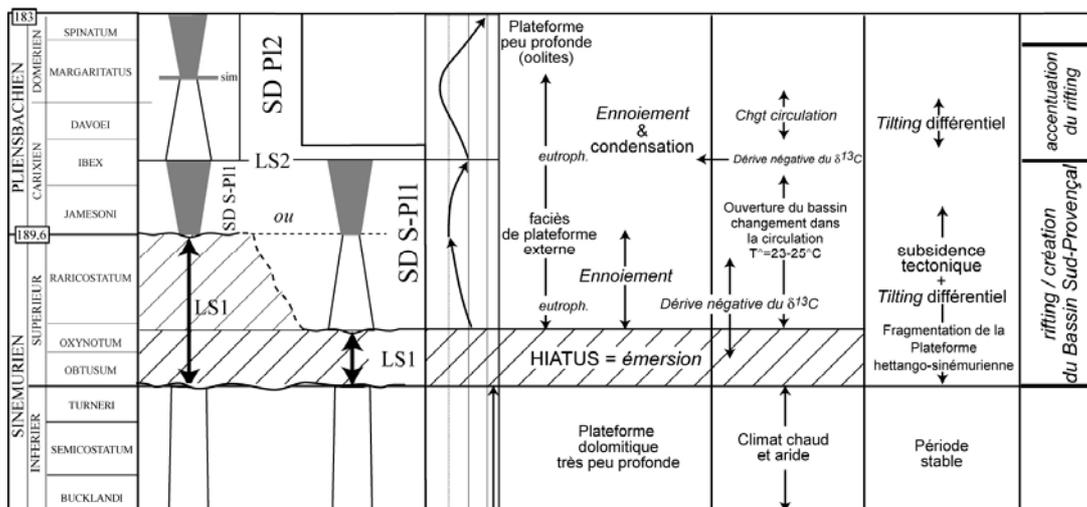


Figure 79 : Synthèse de l'évolution du Bassin Sud-Provençal du Sinémurien supérieur au Pliensbachien replaçant les séquences de dépôt, l'évolution des milieux de dépôt dominants et les principaux événements paléocéanographiques et tectoniques.

Chapitre II

Enregistrement de la « crise » des plates-formes carbonatées au Toarcien inférieur dans le Bassin Sud-Provençal

<u>3.II.1- Introduction</u>	181
<u>3.II.2- Analyse de la discontinuité d'âge Pliensbachien / Toarcien en Basse-Provence</u>	182
3.II.2.1- La discontinuité Pliensbachienne-Toarcienne D3/LS3	182
3.II.2.1.1- Datation biostratigraphique et lacune de temps	182
3.II.2.1.2- Description sédimentologique et diagénétique	182
3.II.2.1.3- Corrélation et interprétation à l'échelle du BSP	204
3.II.2.2- Évolution des valeurs des isotopes de C et O et des teneurs en matière organique	209
3.II.2.2.1- Les isotopes stables de O du phosphate des dents de poissons	209
3.II.2.2.2- Les isotopes stables C et O sur roches totales	209
3.II.2.2.3- Matière organique	212
<u>3.II.3- La discontinuité d'âge Pliensbachien / Toarcien dans la série du Bassin Dauphinois</u>	216
3.II.3.1- La série d'âge Pliensbachien-Toarcien dans le Bassin Dauphinois	216
3.II.3.1.1- Présentation	216
3.II.3.1.2- La discontinuité Pliensbachien-Toarcien dans les coupes de la Robine et de Marcoux	219
3.II.3.2- Évolution des valeurs des isotopes C et O et des teneurs en matière organique	219
3.II.3.2.1- Les isotopes stables de C et O sur roches totales	222
3.II.3.2.2- Matière organique	224
3.II.3.3- Corrélation avec la Basse-Provence	228

<u>3.II.4- Discussion</u>	232
3.II.4.1- <i>Signification géodynamique, paléoclimatique, paléo-océanographique de D3 dans l'évolution du Bassin Sud-Provençal</i>	232
3.II.4.2- <i>Intégration à l'échelle de la Téthys Ouest-Européenne</i>	237
3.II.4.2.1- <i>Contrôle tectonique</i>	238
3.II.4.2.2- <i>Contrôle climatique</i>	239
<u>3.II.5- Les points clefs</u>	252

3.II.1- Introduction

L'histoire sédimentaire des systèmes carbonatés du Mésozoïque est ponctuée de crises où la production d'origine biologique se réduit drastiquement. Le passage Pliensbachien-Toarcien, à ce sujet, est une des périodes-clefs dans l'histoire de l'évolution de la Téthys. Le passage est marqué par une accumulation accrue de matière organique (Jenkyns, 1988 ; Baudin, 1995), des perturbations du cycle du carbone attestées par des fluctuations du $\delta^{13}\text{C}$ (Hesselbo *et al.*, 2000 ; Beerling *et al.*, 2002), correspondant à l'« Événement Océanique Anoxique Toarcien » (T-OAE) *sensu* Jenkyns (1988). Cet événement s'accompagne de changements climatiques (Bailey *et al.*, 2003 ; Rosales *et al.*, 2004a ; van de Schootbrugge *et al.*, 2005) avec chute de température au passage Pliensbachien supérieur-Toarcien inférieur, suivis d'un réchauffement au Toarcien inférieur-moyen. Dans ce cadre, le passage Pliensbachien-Toarcien serait marqué par l'arrêt presque complet de la production des plates-formes carbonatées et des renouvellements de la diversité de certains groupes fossiles, au Pliensbachien final (Cecca & Macchioni, 2004) et au Toarcien basal (Hallam, 1987 ; Aberhan & Baumiller, 2003 ; van de Schootbrugge *et al.*, 2005).

L'origine des événements au passage Pliensbachien-Toarcien reste cependant sujette à débat et les relations de « causes à effets » demeurent énigmatiques (Wignall *et al.*, 2005).

L'évolution de la série sédimentaire du Bassin Sud-Provençal, au passage Pliensbachien-Toarcien, permet aussi d'illustrer l'impact de changements environnementaux sur la production et la préservation carbonatée. En effet, ce passage est marqué par un changement lithologique net à travers tout le bassin : d'une sédimentation purement carbonatée, souvent oolitique (Pliensbachien supérieur) à une sédimentation marno-détritique (Toarcien inférieur). Ce changement est surligné par la discontinuité majeure D3 interprétée comme étant la limite entre les séquences de dépôt SD P12 et SD T-A (cf. partie 2-III).

Les principales questions posées sont donc :

- quelle est l'évolution du Bassin Sud-Provençal au passage Pliensbachien-Toarcien ?
- quels sont les facteurs de contrôle de l'évolution du bassin ?
- de quelle façon la discontinuité Pliensbachien-Toarcien, dans le Bassin Sud-provençal, enregistre-t-elle la « crise des carbonates » et l'événement anoxique global associé (T-OAE) ?

3.II.2- Analyse de la discontinuité d'âge Pliensbachien / Toarcien en Basse-Provence

3.II.2.1- La discontinuité Pliensbachienne-Toarcienne D3/LS3

La discontinuité D3 marque un changement lithologique net (Fig. 80 et partie 2-II ; - III) entre le Membre Calcaire Inférieur (MC1) et le Membre Calcarénitique et Marneux médian (MC2) de la Formation des Calcaires Roux à Chailles. Elle est reconnue à l'échelle du Bassin Sud-Provençal et représente la limite de séquence majeure entre les séquences de dépôt SD Pl2 et SD T-A (Fig. 80 ; et cf. partie 2-III).

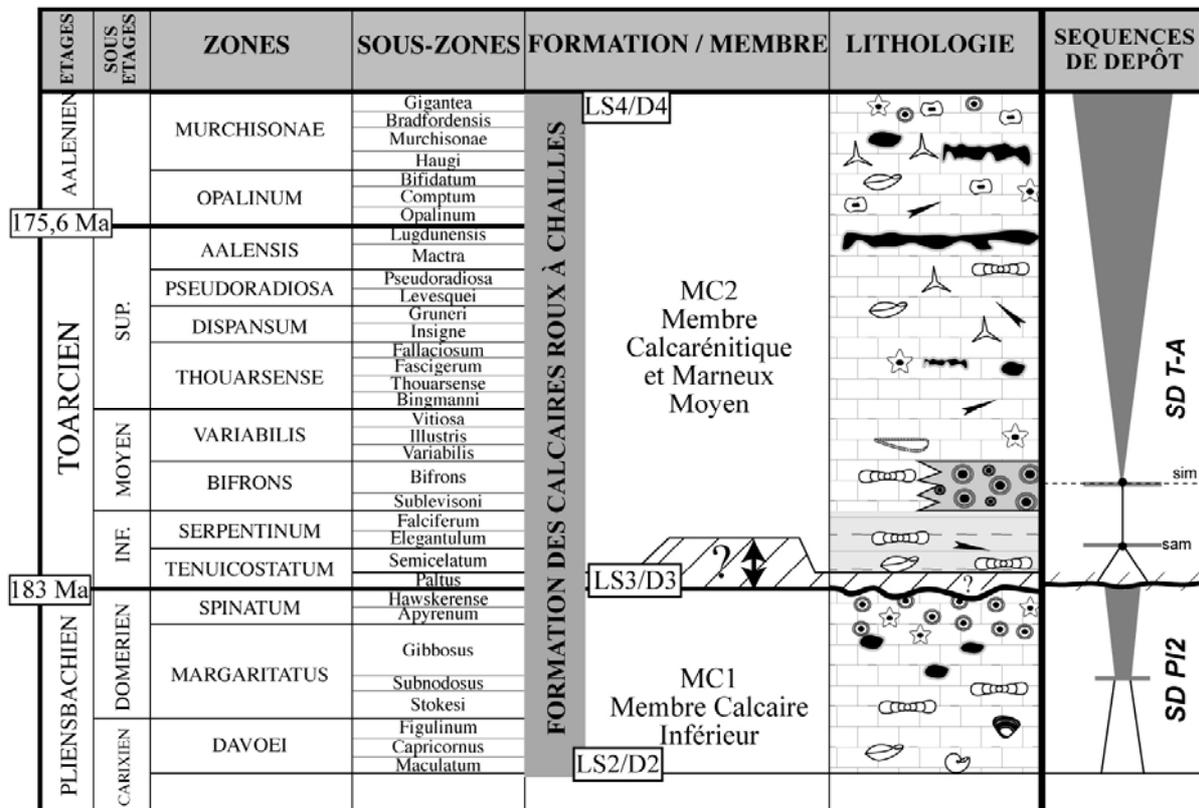


Figure 80 : La discontinuité D3 dans la Formation des Calcaires Roux à Chailles et limitant les séquences de dépôt SD Pl2 et SD T-A.

3.II.2.1.1- Datation biostratigraphique et lacune de temps

Sous D3 dans la coupe de Cuers (Fig. 81), les brachiopodes *Zeilleria (Z.) subovalis*, *Gibbirhynchia northamptonensis*, et dans la coupe de Saint-Pons, *Aulacothyris resputina* permettent de dater le sommet de la séquence SD Pl2 du Pliensbachien terminal (zone à Spinatum). Dans les autres coupes, les seules faunes à valeur biostratigraphique récoltées sous D3 sont les brachiopodes *Lobothyris punctata* (coupe de la Cride, Fig. 81) et les ammonites

Fucineras cornacaldense (coupe de la Cride) et *Amaltheus margaritatus* (coupe de Pichauris). Elles ne permettent qu'une datation du Pliensbachien moyen (Domérien inférieur, Zone à Margaritatus). Le Pliensbachien final n'existe pas ou n'a pu être daté en l'absence de marqueur biostratigraphique.

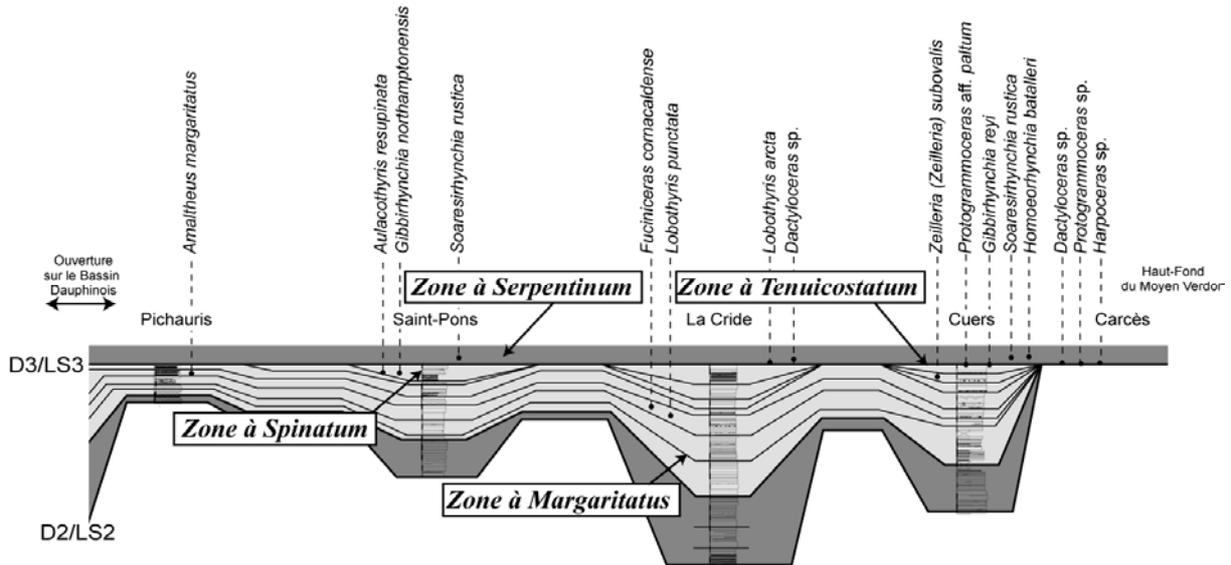


Figure 81 : Datation de D3 dans le Bassin Sud-Provençal et répartition des différents taxons récoltés autour de D3.

Les premières ammonites, collées sur la surface de D3 : *Neolioceratoides* sp., *Protogrammoceras* aff. *paltum* (coupe de Cuers), *Harpoceras* sp., *Dactyloceras* sp. et *Protogrammoceras* sp. (coupe de Carcès), ainsi que les brachiopodes *Gibbirhynchia reyi* (coupe de Cuers) donnent un âge du Toarcien inférieur (zone à Tenuicostatum). Excepté dans la coupe de la Cride, où la zone à Tenuicostatum, datée par les brachiopodes *Lobothis arcta* et l'ammonite *Dactyloceras* sp. (cf. Annexe B), est épaisse de plusieurs mètres, il semble que cette zone soit toujours contenue dans D3 sinon plaquée à son sommet. Les premiers sédiments au-dessus de D3 sont toujours datés de la base de la zone à Serpentinum par les brachiopodes *Soaresirhynchia rustica* et *Homeorhynchia batalleri* (coupes de Cuers et de la Cride).

D3 représente donc la limite Pliensbachien-Toarcien, incluant au minimum une lacune stratigraphique du Toarcien inférieur basal (sous-zone à Paltus) de durée estimée à 200-300 Ka par Guex *et al.* (2001). Cependant, d'après les datations obtenues à travers le Bassin Sud-Provençal, il semble que cette discontinuité puisse enregistrer une plus grande lacune stratigraphique, qui s'étendrait du Pliensbachien final (zone à Spinatum *pro parte*) au

Toarcien inférieur non basal (zone à *Tenuicostatum*). La lacune de temps pourrait représenter jusqu'à 1-2 Ma, enregistrée de façon complexe et polyphasée dans D3.

3.II.2.1.2- Description sédimentologique et diagénétique

D3 se présente sous plusieurs aspects comme dans les coupes de Carcès, Cuers, la Cride, Saint-Pons et Pichauris, représentatives des différentes unités structurales sud-provençales (Fig. 82).

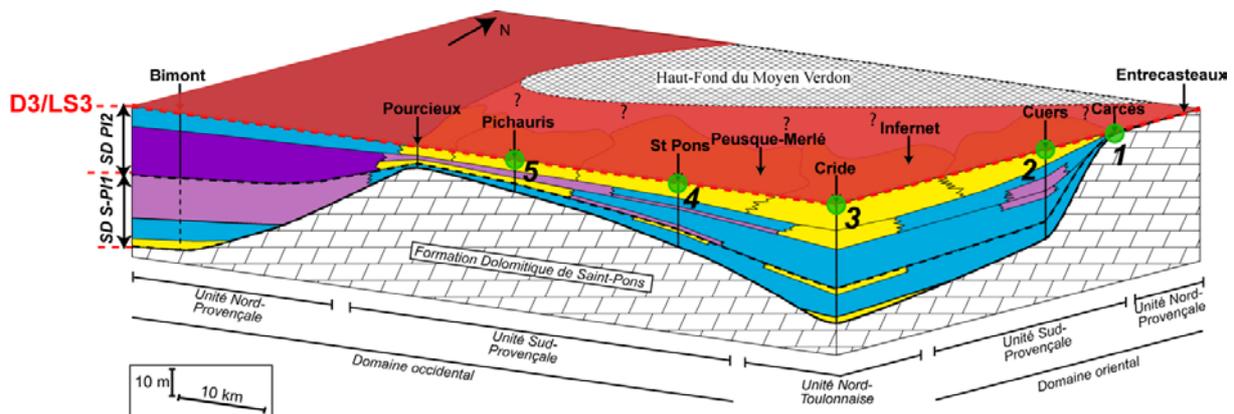


Figure 82 : La discontinuité D3 au toit de la séquence de dépôt SD Pl2 dans le Bassin Sud-Provençal. 1 à 5 : localisation des 5 coupes décrites en détail pour D3 (représentant les 3 différentes unités structurales).

1) D3/LS3 dans la partie la plus septentrionale et orientale de l'Unité Nord-Provençale (coupe de Carcès)

a) Faciologie et morphologie

D3 est une surface durcie irrégulière affectée par un réseau de fractures verticales ouvertes et profondes de 5 à 10 centimètres (Fig. 83-3, -5). Ces fractures sont remplies par les marnes noires recouvrant la surface. D3 se met en place au sommet d'un banc de calcaire dolomitisé à débris de lamellibranches, dont des gryphées, à grains phosphatés ou nodules ferrugineux perforés (Fig. 83-3, 6).

b) Ciments

La dolomitisation du banc supportant D3 rend particulièrement difficile la reconnaissance de phases diagénétiques précoces. Les seuls ciments observables sont tardifs.

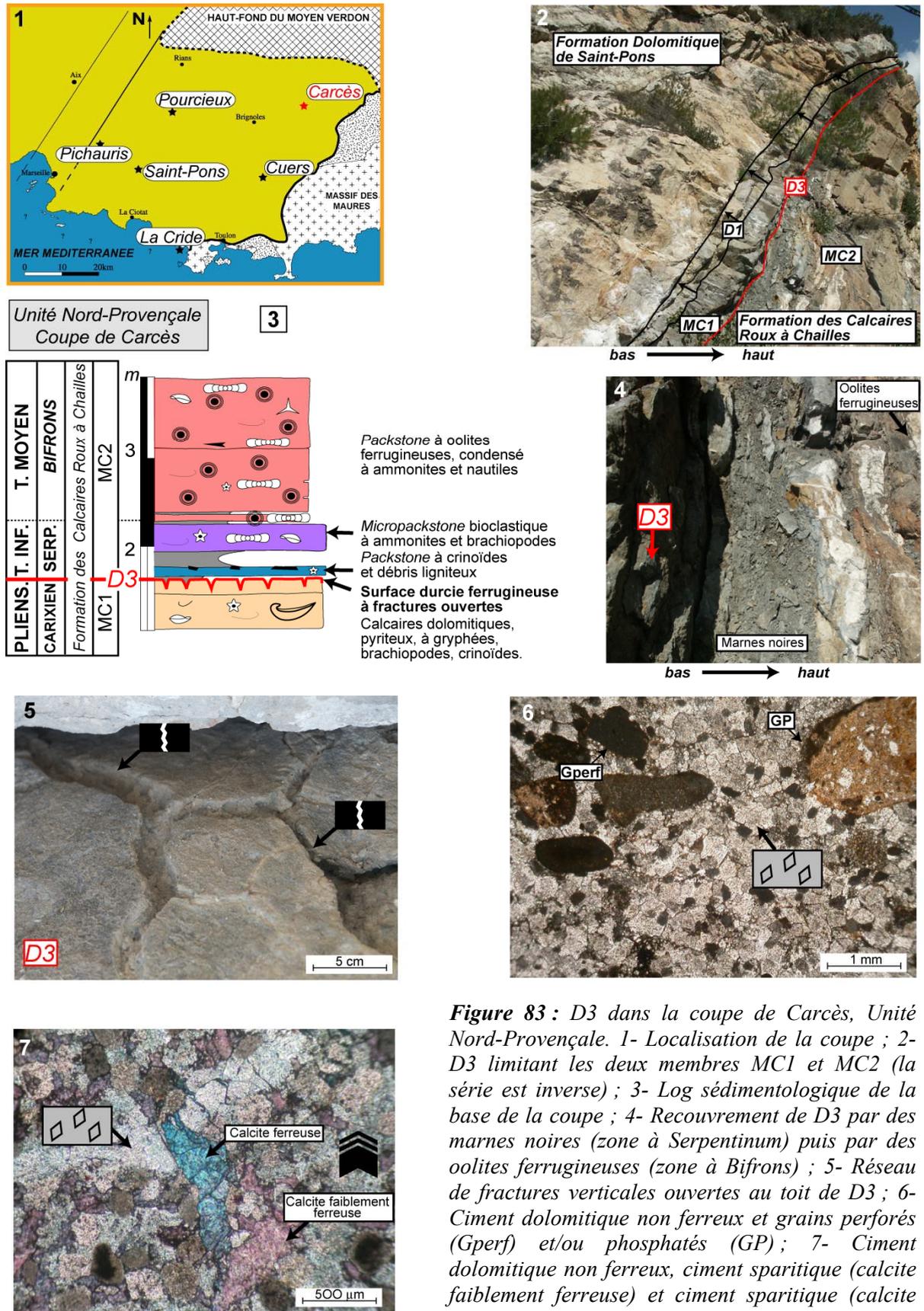


Figure 83 : D3 dans la coupe de Carcès, Unité Nord-Provençale. 1- Localisation de la coupe ; 2- D3 limitant les deux membres MC1 et MC2 (la série est inverse) ; 3- Log sédimentologique de la base de la coupe ; 4- Recouvrement de D3 par des marnes noires (zone à Serpentinum) puis par des oolites ferrugineuses (zone à Bifrons) ; 5- Réseau de fractures verticales ouvertes au toit de D3 ; 6- Ciment dolomitique non ferreux et grains perforés (Gperif) et/ou phosphatés (GP) ; 7- Ciment dolomitique non ferreux, ciment sparitique (calcite faiblement ferreuse) et ciment sparitique (calcite ferreuse) remplissant les fractures. Légendes des logos sur Tableau 1 et 2 en rabat.

Il s'agit : 1) de ciments dolomitiques automorphes, non-ferreux, incolores avec AFK; 2) des ciments sparitiques faiblement ferreux en plages de couleur rose à mauve avec AFK et 3) de ciments sparitiques remplissant des fractures et très riches en fer (coloration bleue avec AFK) (Fig. 83-7). Ces ciments sont caractéristiques d'enfouissement (YFC *sensu* Durllet, 1996).

La dolomitisation a « effacé » tous les critères de recoupement nécessaires à la reconnaissance d'une Séquence Diagénétique Intrinsèque. Il semble toutefois que les ciments dolomitiques soient antérieurs aux ciments sparitiques mésogénétiques d'enfouissement.

c) Interprétation

Les fractures ouvertes indiquent une tectonique en extension. La cimentation dolomitique est considérée comme étant tardive et en relation soit avec la mésogénèse, soit avec la télogénèse. Étant donné que le banc dolomitique est attribué au Carixien, du fait de son contenu en gryphées, le Pliensbachien serait quasiment absent dans cette coupe de Carcès. Cette absence peut être expliquée de plusieurs façons :

- 1) dépôt au Pliensbachien, puis érosion totale. Cette hypothèse est peu réaliste car aucun indice d'érosion n'est visible ;
- 2) non-dépôt de la quasi-totalité du Pliensbachien soit à cause de conditions hydrodynamiques inadéquates (*e.g.* zone d'action des vagues...); soit à cause d'une émergence.

La durée de la lacune est estimée à environ 6 Ma. Il est plausible que, vu sa position haute en bordure du Haut-Fond du Moyen Verdon (émergé à cette époque), la région de Carcès ait été émergée pendant une grande partie du Pliensbachien.

D3 enregistrerait donc une longue phase d'émergence (tout ou partie du Pliensbachien) et une phase d'ennoiement au Toarcien inférieur contrôlé par une tectonique d'extension.

2) D3/LS3 dans la partie orientale de l'Unité Sud-Provençale (coupe de Cuers)

a) Faciologie et morphologie

D3 met en contact les calcaires oolitiques au toit de MC1 (faciès F1a) d'âge Pliensbachien supérieur (Domérien, zone à Spinatum) et l'alternance marno-calcaire de base de MC2 (faciès F3d) d'âge Toarcien inférieur (Zone à Serpentinum) (Fig. 84-2, -3).

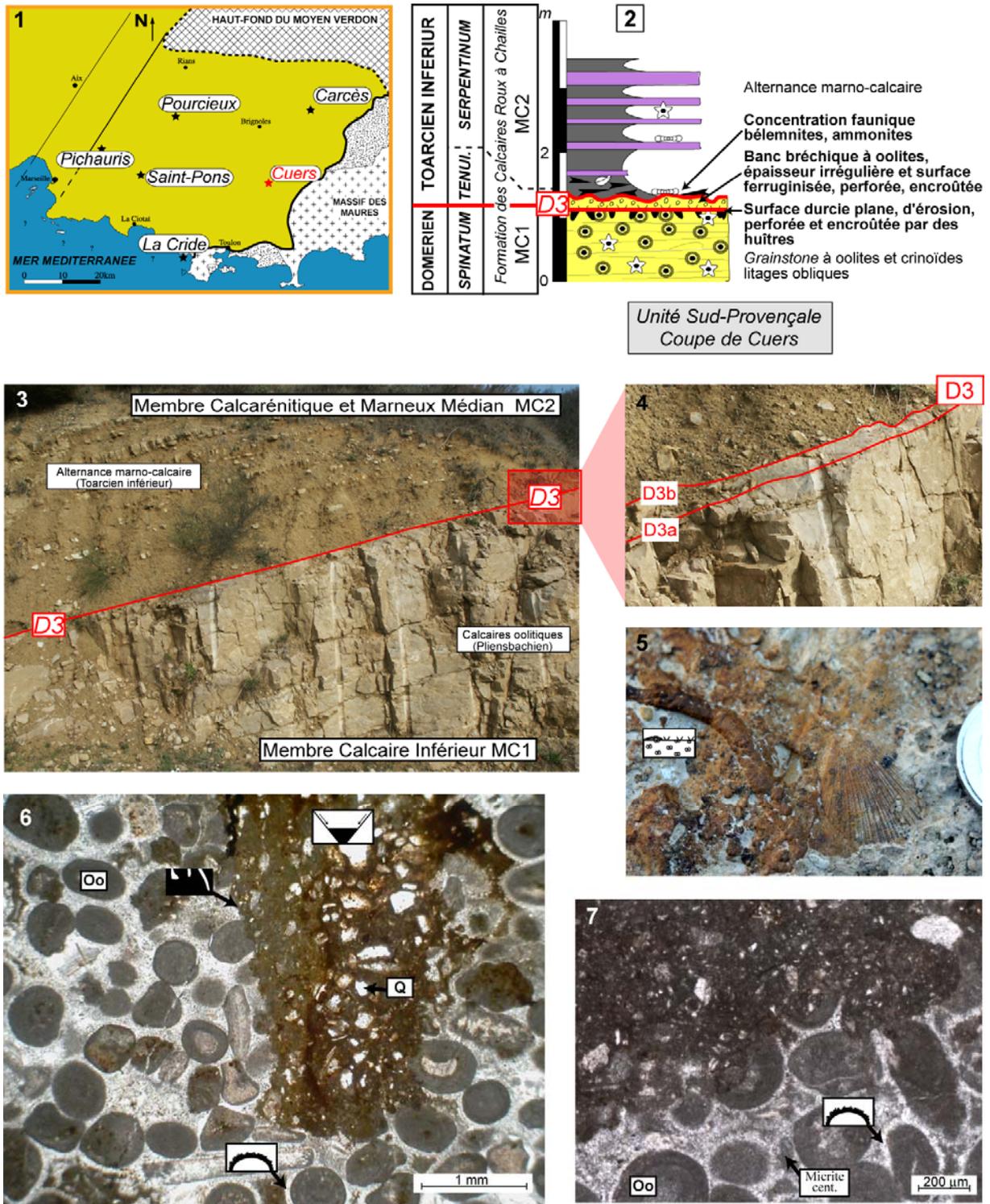


Figure 84 : D3 dans la coupe de Cuers, Unité Sud-Provençale. 1- Carte de localisation ; 2- Log sédimentologique autour de D3 ; 3- Surface de troncature (D1) entre MC1 et MC2 de la Formation des Calcaires Roux à Chailles ; 4- Détail de D3 formée de deux surfaces remarquables D3a et D3b ; 5- Enduit ferrugineux et encroûtement par des huîtres sur D3b ; 6 et 7- Perforation et troncature du faciès oolitique (oo) et des ciments en franges isopaques autour des grains : Légendes des logos sur Tableau 1 et 2 en rabat.

Dans le détail, D3 est constituée de deux surfaces remarquables (Fig. 84-4) :

- une surface durcie inférieure (D3a sur Fig. 84-4) régulière, tronquant les calcaires oolitiques. Elle est perforée, encroûtée par des huîtres et recouverte d'un enduit ferrugineux (Fig. 84-5).
- une surface supérieure (D3b sur Fig. 84-4) au toit d'un banc irrégulier, de 0 à 20 cm d'épaisseur, composé principalement d'oolites et de lithoclastes. Cette surface durcie, ferrugineuse, est perforée et encroûtée par des huîtres. Les perforations, profondes de plusieurs centimètres sont remplies par le sédiment marneux sus-jacent contenant des grains de quartz (Fig. 84-6). Plaqués sur cette surface, de nombreux rostrés de bélemnites, quelques restes d'ammonites (datés de la zone à *Tenuicostatum*) et des débris phosphatés (dont des dents de chondrichthyens) sont concentrés en 2 à 5 centimètres d'épaisseur (Fig. 84-2).

b) Ciments et Séquence Diagénétique Intrinsèque de D3a

D3a montre 5 types de ciments (échantillon B14, Fig. 85) :

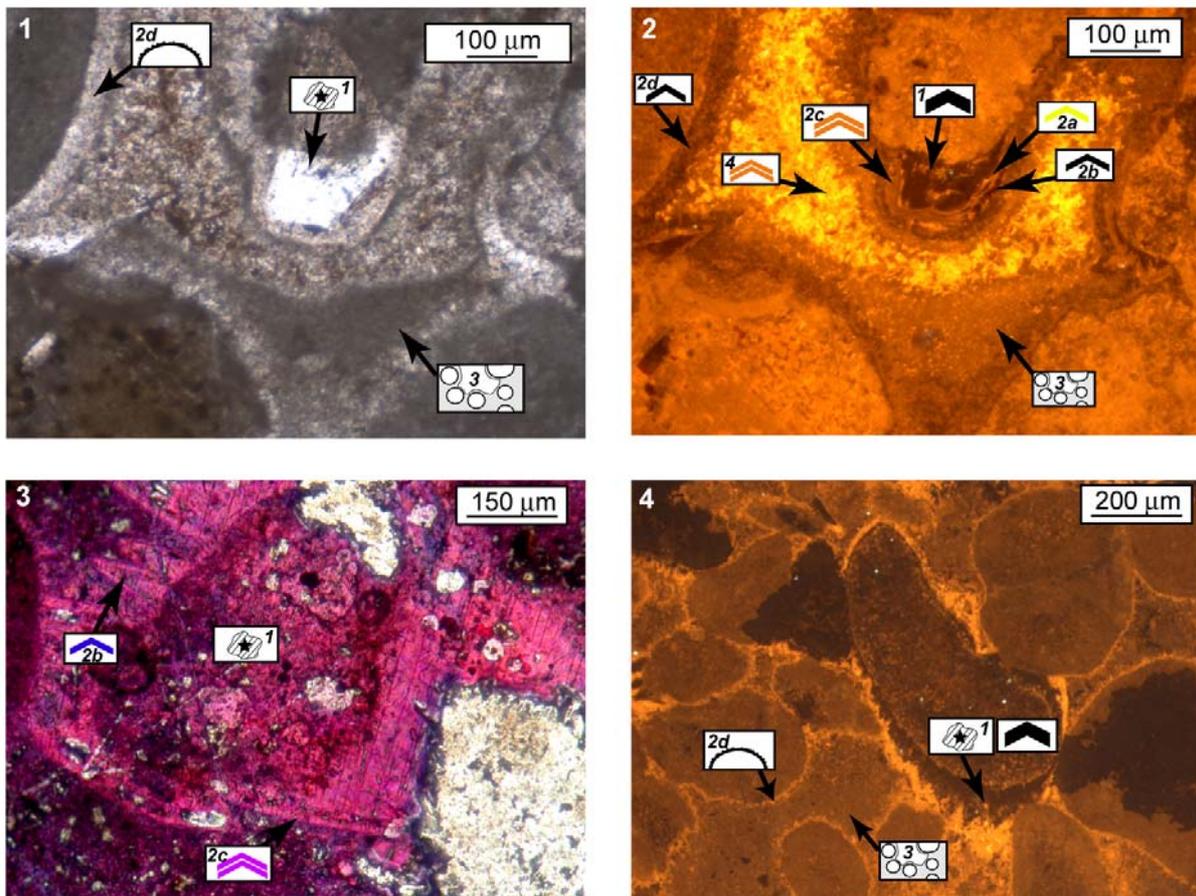


Figure 85 : Les ciments associés à D3a : 1, 2 et 4- Ciment syntaxial autour des débris d'échinodermes montrant une première zone noire (1) et une alternance de bandes sombres et fortement luminescentes en cathodoluminescence (2a et 2c), ciment en frange isopaque (2d) et micrite centrifuge (3) ; 3- Observation des ciments sous AFK : coloration bleue des bandes sombres (en cathodoluminescence) des ciments syntaxiaux.

1) ciment syntaxial autour des débris d'échinodermes (1 sur Fig. 85), zonés en au moins 4 bandes (1, 2a, b, c sur Fig. 85-2) d'épaisseur variant de 5 à 50 μm , roses à bleues foncées avec AFK (Fig. 85-3) et noires non luminescentes à jaunes fortement luminescentes (Fig. 85-2, -4) ;

2) ciment sparitique en franges isopaques de moins de 20 μm autour des oolites et des pièces d'échinodermes (2d sur Fig. 85-1, -2, -4), à luminescence orange sombre à jaune sale ;

3) ciment micritique sombre dans les espaces intergranulaires en amas collé sur les parois des grains ou en dépôts géotropes au fond de cavités intergrains (3 sur Fig. 85-1, 2 et Fig. 86-3) ;

4) épigénie siliceuse, sombre en cathodoluminescence, affectant indifféremment les grains et les différents ciments (Fig. 86-3, -4) ;

5) ciment sparitique en grandes plages (4 sur Fig. 85-1, -2), fortement luminescent (jaune à orange).

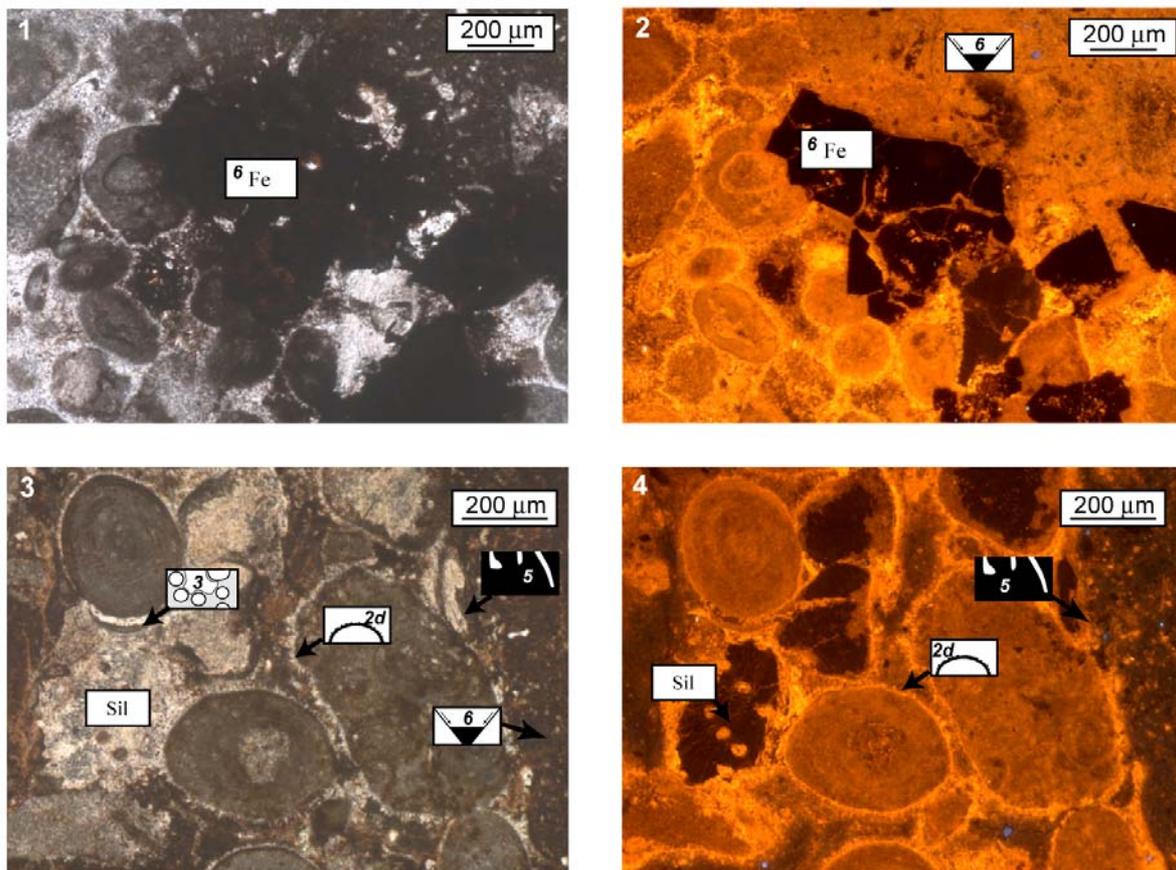


Figure 86 : Recouvrements des différentes phases de cimentation de D3a : 1 et 2- Oxydes de fer (6) recoupant tous les ciments (observation en lumière naturelle et cathodoluminescence) ; 3 et 4- Perforation (5) recoupant les ciments sparitiques précoces (2d) et remplissage des perforations par sédiment micritique et argileux (6) (observation en lumière naturelle et cathodoluminescence).

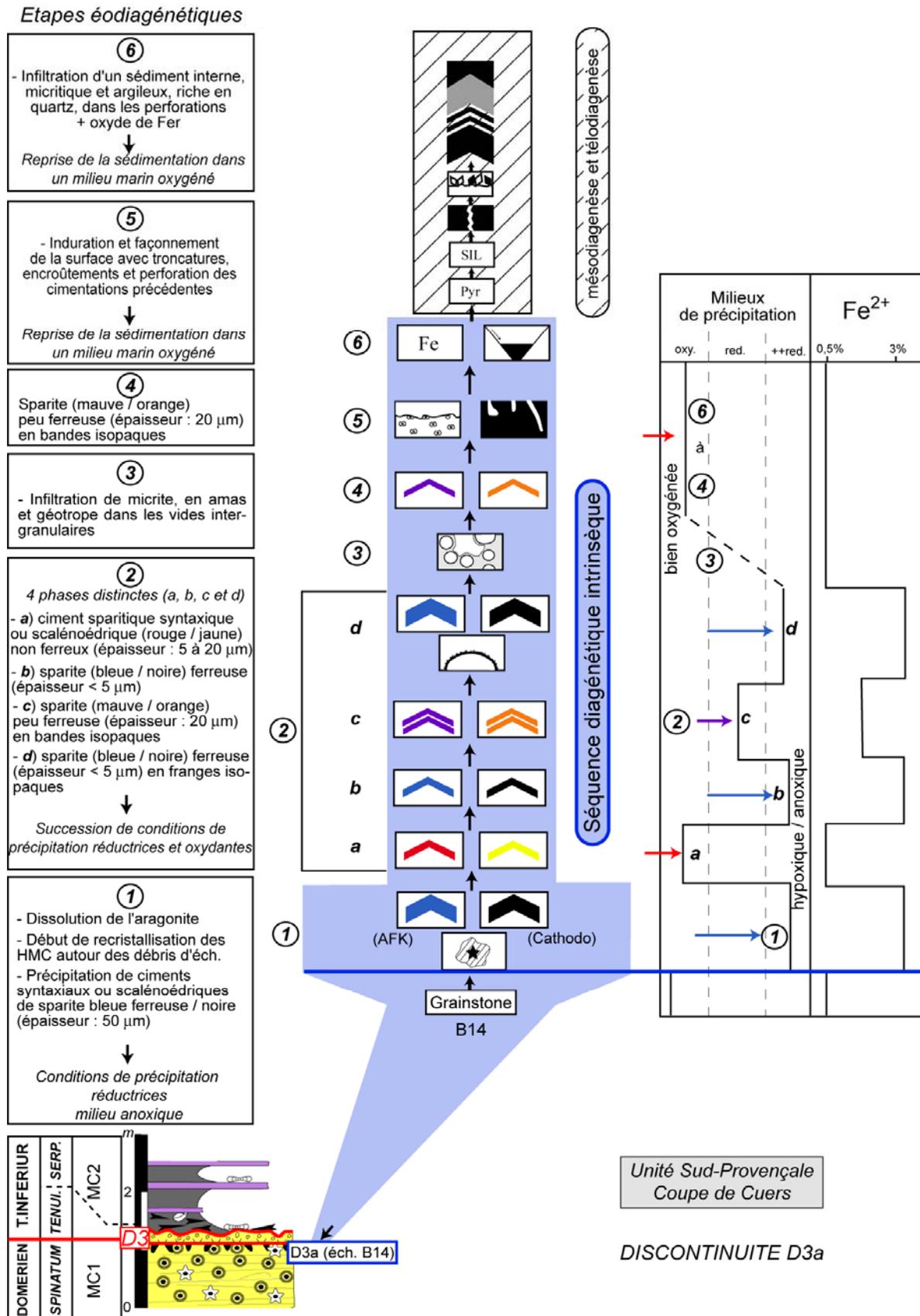


Figure 87 : La Séquence Diagénétique Intrinsèque de D3a : détail des 6 étapes de formation de la discontinuité et interprétation qualitative des variations du milieu de précipitation et semi-quantitative de la proportion de Fer ferreux (Fe²⁺) dans les ciments. Échantillon B14.

Excepté pour les épigénies siliceuses et les précipitations de pyrite (qui se mettent en place sous faible enfouissement) et la sparite en grandes plages lumineuses (4 sur Fig. 85-2) (ciment mésogénétique), tous les autres ciments sont recoupés par les perforations et les tronçures associées à D3a (Fig. 86). Ces ciments sont donc précoces et constituent la Séquence Diagénétique Intrinsèque (SDI) D3a. Cette séquence comprend ainsi 6 étapes (Fig. 87).

- les étapes les plus précoces (induration) (1, 2a, b, c et d sur Fig. 87) s'effectuent dans des conditions physico-chimiques très variables. Les bandes non lumineuses (noires) et bleues avec AFK indiquent des teneurs en Fer (autour de 3% ; Fig. 87) qui traduisent une précipitation de LMC en conditions réductrices. Des conditions d'hypoxie et/ou anoxie (réduction) représentées par les bandes non lumineuses des ciments alternent donc avec des conditions plus oxygénées ayant entraîné la précipitation des bandes plus lumineuses.

- les étapes 3 et 4 de micrite en amas et géotrope (Fig. 87) et de sparite indiquent des conditions suffisamment agitées pour que les fluides puissent circuler et être oxygénés.

- les étapes 5 et 6 (Fig. 87) marquent aussi, avec le façonnement de la surface durcie, des conditions marines bien oxygénées.

Les cimentations s'effectuent donc dans le domaine marin phréatique avec une composition chimique des eaux assez fluctuante (oxydant à réducteur). Au total, au moins trois épisodes de conditions réductrices sont enregistrés dans les ciments précoces au sein de la SDI.

c) Ciments et Séquence Diagénétique Intrinsèque de D3b

D3b montre des ciments diagénétiques précoces (Fig. 88) de même type que ceux de D3a :

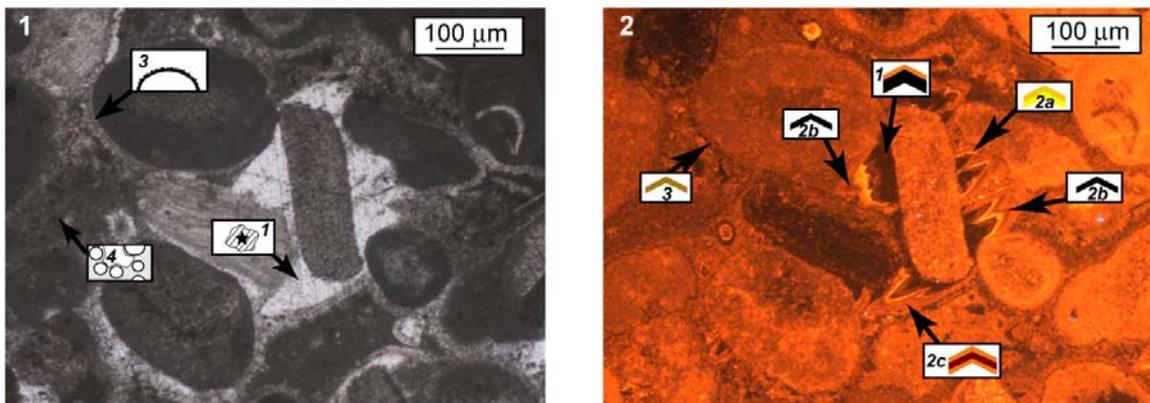


Figure 88 : Les ciments associés à D3b : 1 et 2 - Ciments syntaxiaux autour des débris d'échinodermes (1) montrant une première large zone noire (1) et une alternance de bandes sombres et fortement lumineuses en cathodoluminescence (2a à 2c), ciment en frange isopaquet (3) et micrite centrifuge (4) (observation en lumière naturelle et cathodoluminescence).

1) ciment syntaxial zoné (1, 2a, b, c sur Fig. 88-2) composé d'une alternance de bandes non luminescentes et fortement luminescentes ; 2) ciment isopaque (3 sur Fig. 88) ; 3) micrite d'infiltration en amas.

Des ciments ou phases diagénétiques plus tardifs sont : cristallisations de pyrite, silicifications, dolomitisations, précipitation de ciment sparitique d'enfouissement.

Les troncatures (perforations et surface d'abrasion) des premiers ciments (Fig. 89) permettent de définir la SDI de D3b, et les phases post-3) n'appartiennent donc pas à la Séquence Diagénétique Intrinsèque.

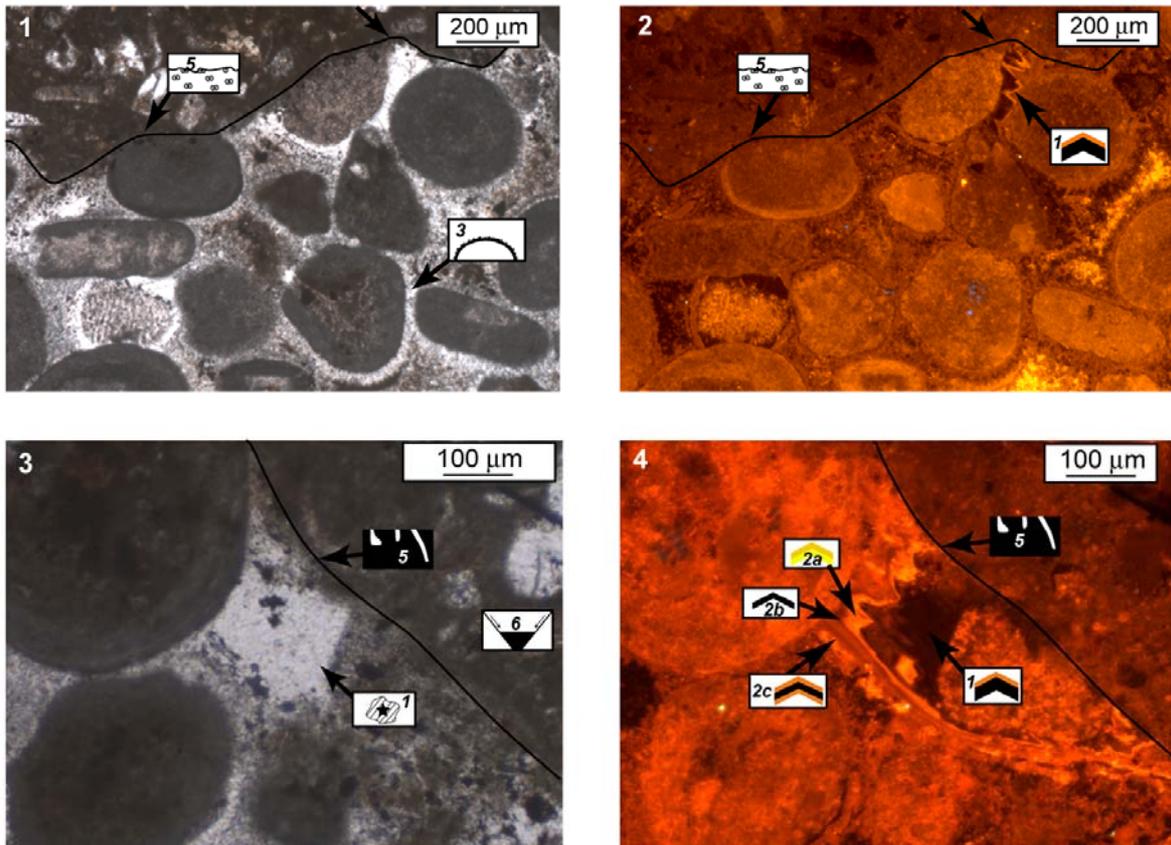


Figure 89 : Recouvrements des différents ciments de D3b : 1 et 2- Surface de troncature (5) de tous les ciments sparitiques syntaxiaux (1) et en frange isopaque (3) (observation en lumière naturelle et cathodoluminescence) ; 3 et 4- Perforation (5) recoupant les ciments sparitiques précoces (1 à 2c) et remplissage des perforations par du sédiment micritique (6) (observation en lumière naturelle et cathodoluminescence).

La SDI de D3b comprend 6 étapes (Fig. 90) :

- étape 1 : précipitation de LMC en conditions réductrices (sparite non luminescente ; 1 sur Fig. 90) ;

- étapes 2a, b, c, et 3 : précipitation de LMC en conditions alternativement oxydantes et réductrices (alternance de bandes fortement luminescentes et non luminescentes ; 2 et 3 sur Fig. 90) ;

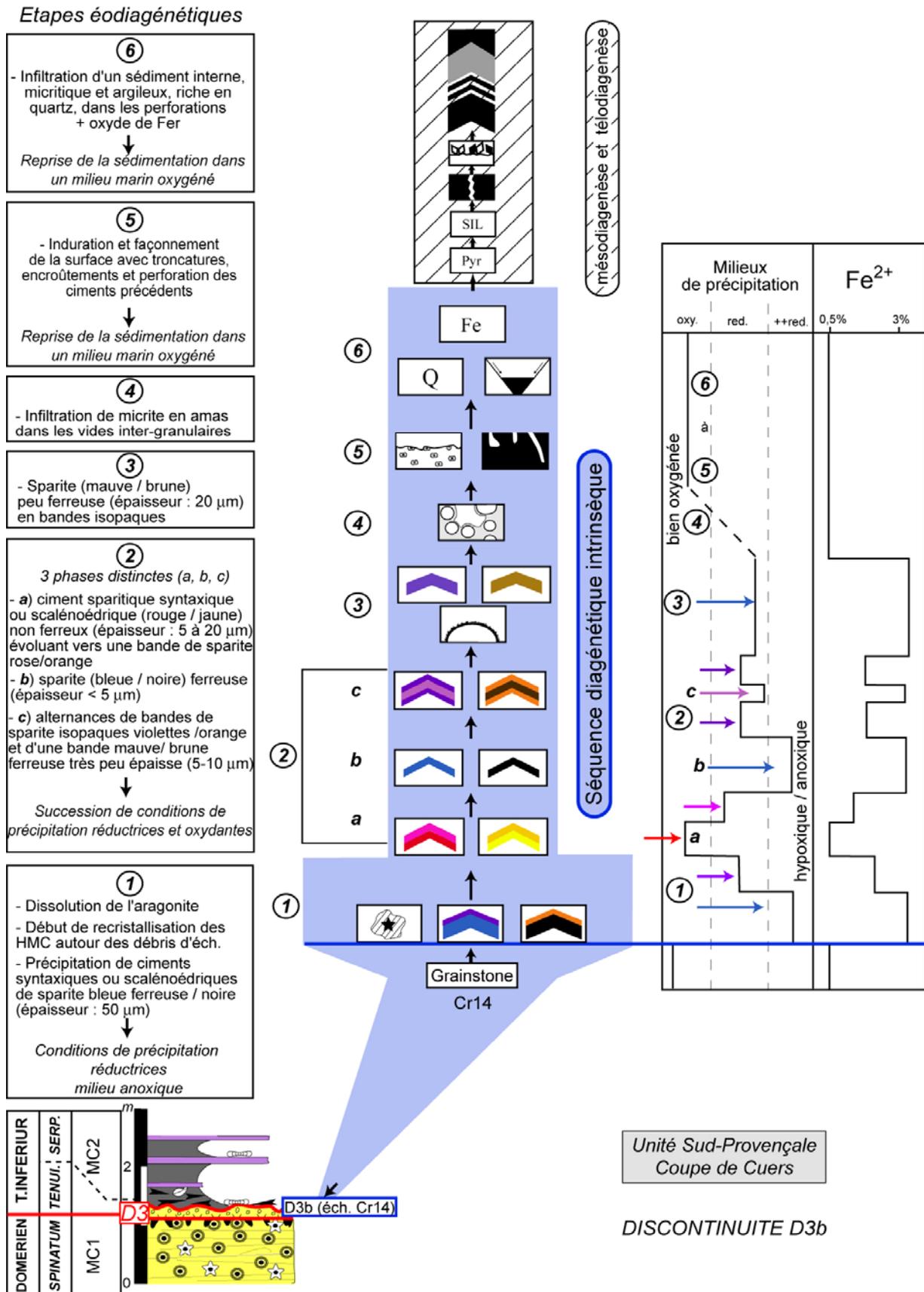


Figure 90 : La Séquence Diagénétique Intrinsèque de D3b : détail des 6 étapes de formation de la discontinuité et interprétation qualitative des variations du milieu de précipitation et semi-quantitative de la proportion de Fer ferreux (Fe²⁺) dans les ciments. Échantillon Cr14.

- étape 4 : conditions oxydantes et relativement agitées (micrite en amas, 4 sur Fig. 90) ;
- étapes 5 et 6 : conditions marines bien oxygénées (façonnement avec troncature et perforation, infiltration de micrite riche en quartz dans les perforations ; 5 et 6 sur Fig. 90).

d) Interprétation de D3 dans son ensemble

D3 correspond à une histoire sédimento-diagénétique complexe et polyphasée. Aucune trace d'émersion n'a été reconnue et les ciments marquent des conditions de précipitation en milieu marin phréatique. D3a et D3b enregistrent essentiellement l'érosion sous-marine et les phénomènes de bioérosion lors du ré-ennoiement. Elles enregistrent de plus, que l'induration précoce du sédiment s'est faite en étapes successives, avec changement du chimisme des eaux, de réducteur (anoxique), à oxygéné.

3) D3/LS3 dans la partie la plus méridionale du Bassin Sud-Provençal (Unité Nord-Toulonnaise ; coupe de la Crède)

a) Faciologie et morphologie

D3 est constituée de 3 surfaces remarquables : D3a, D3b et D3c (Fig. 91-2, -3) :

- D3a est perforée et couverte de rostres de bélemnites et tronque les encrinites du toit de MC1 (Pliensbachien final, Fig. 91-2, -3, -4);

- D3b est une surface de troncature nette au sommet de calcaires *rudstone* à coraux et spongiaires (Fig. 91-2, -5, -6), encroûtée par des huîtres, perforée sur 1 à 5 centimètres de profondeur et couverte de rostres de bélemnites (Fig. 91-7). L'âge des calcaires à coraux n'est pas déterminé avec certitude. Par encadrement, ils pourraient soit appartenir au Pliensbachien terminal soit au Toarcien basal (zone à *Tenuicostatum*). Cependant, les coraux *Montlivaltia* s.s. et *Sidersomilia toarciensis* (détermination W. Kiessling), sont typiques du Toarcien, ce qui autoriserait à retenir un âge Toarcien inférieur.

- D3c est une surface très irrégulière au-dessus de calcaires à oolites, à lithoclastes et à débris de brachiopodes. Elle est perforée et encroûtée par des huîtres, bryozoaires, serpules (Fig. 91-8). Les perforations sont remplies par le sédiment sus-jacent très riche en quartz (Fig. 91-8).

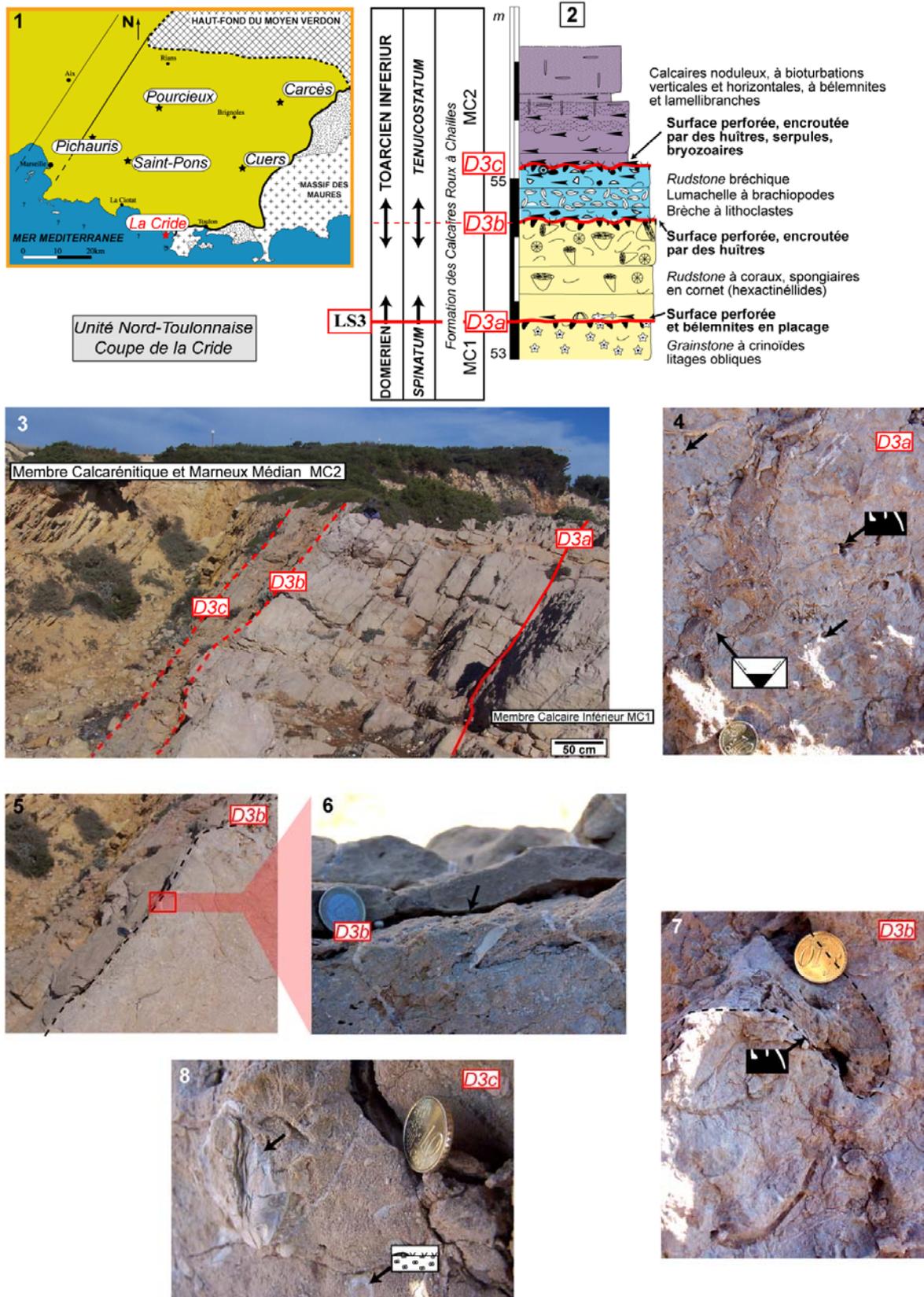


Figure 91 : D3 dans la coupe de la Cride, Unité Nord-Toulonnaise. 1- Carte de localisation ; 2- Log sédimentologique autour de D3 ; 3- D3 est formé de 3 surfaces remarquable D3a, D3b et D3c entre MC1 et MC2 de la Formation des Calcaires Roux à Chailles ; 4- Perforations et remplissage par le sédiment sus-jacent à D3a ; 5 et 6- Surface de troncature de D3b ; 7- Perforation du faciès rudstone à coraux et spongiaires au toit de D3b ; 8- Encroûtement de la surface D3c par des huîtres : Légendes des logos sur Tableau 1 et 2 en rabat.

b) Ciments et Séquence Diagenétique Intrinsèque de D3a, D3b et D3c

Les ciments précoces les plus communs aux surfaces D3a et D3b sont des sparites syntaxiques autour des débris d'échinodermes (Fig. 92-3, à -6), en bandes concentriques de 5 à 200 μm d'épaisseur, souvent riches en inclusions. Ces bandes ont des colorations avec AFK et des luminescences variables. Quatre bandes luminescentes et deux bandes non luminescentes se distinguent (Fig. 92). Les bandes luminescentes sont oranges à brunes (coloration rose avec AFK, Fig. 92-3, -5). Les bandes non luminescentes sont colorées en bleu avec AFK (Fig. 92- 3, -5) ce qui indique une forte concentration en Fer.

Les ciments précoces de la surface D3c sont 1) des sparites en franges isopaques autour des grains et 2) des micrites inter-granulaires en amas (Fig. 92-1).

Séquence Diagenétique Intrinsèque

- Les ciments les plus précoces (étapes 1 et 2 sur Fig. 92) de D3a et D3b enregistrent des conditions variables de précipitation. L'étape 1 est la précipitation de ciments ferreux qui marquent des conditions réductrices. L'étape 2 (2a, b et c sur Fig. 92) est une succession de conditions oxydantes et réductrices par variation de la composition des fluides de précipitation.

- La SDI de D3c (Fig. 92) est la succession d'une cimentation précoce en franges isopaques autour des grains et de remplissage des vides inter-granulaires par la micrite infiltrée, d'un façonnement par érosion puis perforation, et enfin de l'enfouissement.

c) Interprétation de l'ensemble de D3

D3 exprime une évolution sédimento-diagenétique complexe et polyphasée sous des conditions marines phréatiques. D3a et D3b enregistrent au mieux les érosions sous-marines mécaniques et biologiques lors du ré-ennoiement. Elles enregistrent aussi les indurations précoces des sédiments en étapes successives avec changements de la composition chimique des eaux, de réducteur à oxydant, comme cela est reconstitué dans la coupe de Cuers.

D3c est essentiellement une surface d'ennoiement associée à une intense bioérosion.

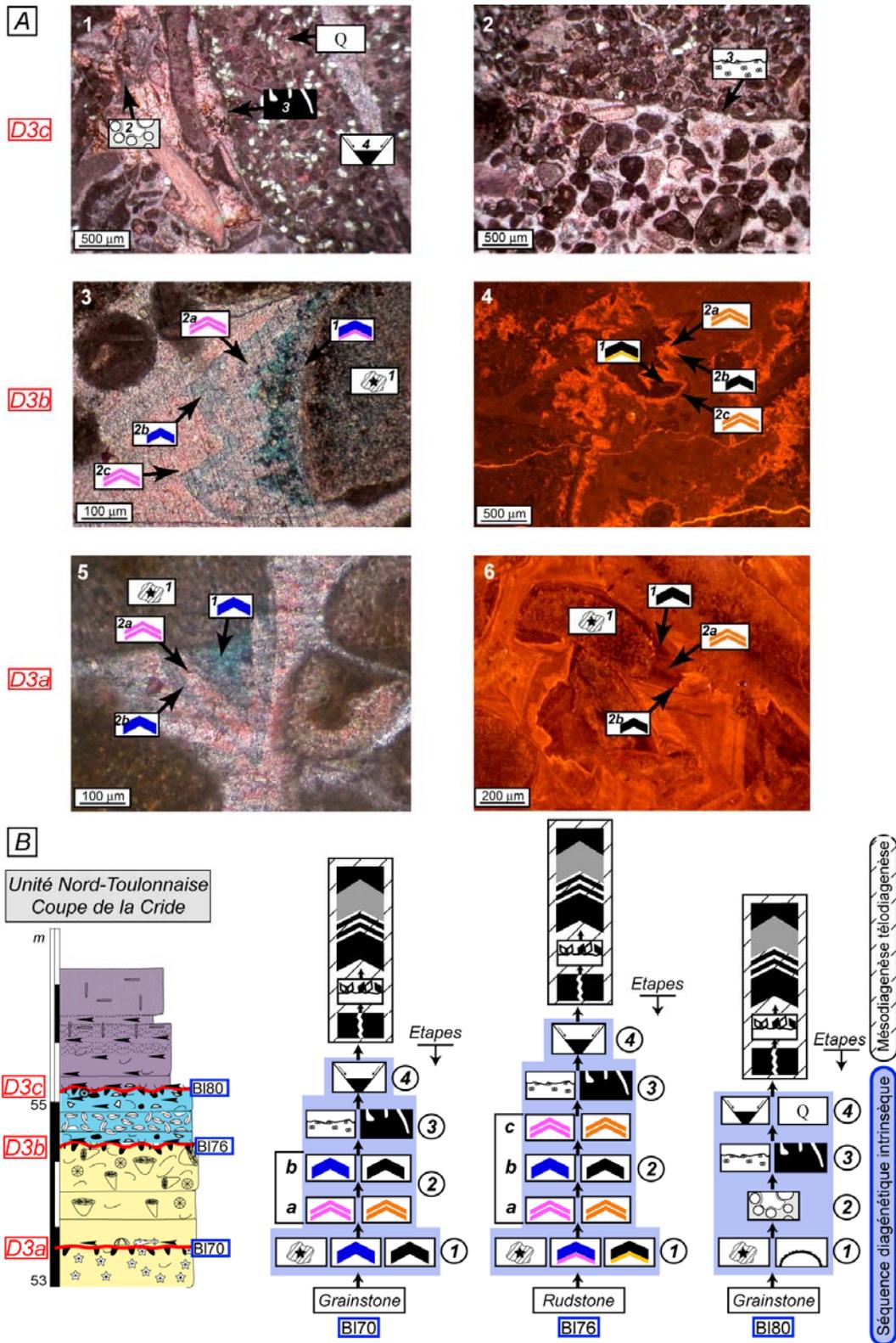


Figure 92 : A- Les ciments associés à D3a, D3b et D3c : 1 et 2- Ciments syntaxiaux avec alternance de bandes ferreuses (1 et 2b : bleu sous AFK et noir en cathodo) et non ferreuses (2a, et 2c : rose sous AFK et jaune en cathodo), échantillon BL 70/D3a ; 3 et 4- Ciments syntaxiaux avec alternance de bandes ferreuses (1 et 2b : bleu sous AFK et noir en cathodo) et non ferreuses (2a, et 2c : rose sous AFK et jaune en cathodo), échantillon BL 76/D3b ; 5 et 6- Micrite centrifuge (2), perforations (3) troncature et remplissage (4), échantillon BL 80/D3c ; B- Séquence Diagénétique Intrinsèque de D3a, D3b et D3c : détail des 4 étapes de formation des discontinuités. Légendes des logos sur Tableau 1 et 2 en rabat.

4) D3/LS3 dans la partie orientale du Bassin Sud-Provençal (Unité Sud-Provençale, coupe de Saint-Pons)

a) Faciologie et morphologie

D3 est constituée de 2 surfaces remarquables : D3a et D3b (Fig. 93-2, -3).

- D3a est une surface de troncature des *grainstones* à oolites, encrines et oncoïdes du toit de MC1 (Pliensbachien final, zone à *Spinatum*) (Fig. 93), perforée et couverte de rostrés de bélemnites, surmontée par un lit argilo-marneux riche en quartz (Fig. 93-5).

- D3b est une surface de troncature d'un banc riche en oolites et crinoïdes (Fig. 93-3), perforée sur 1 à 3 centimètres de profondeur (Fig. 93-4) et surmontée d'un lit marneux et d'un *packstone* à HCS (Fig. 93-2, -3).

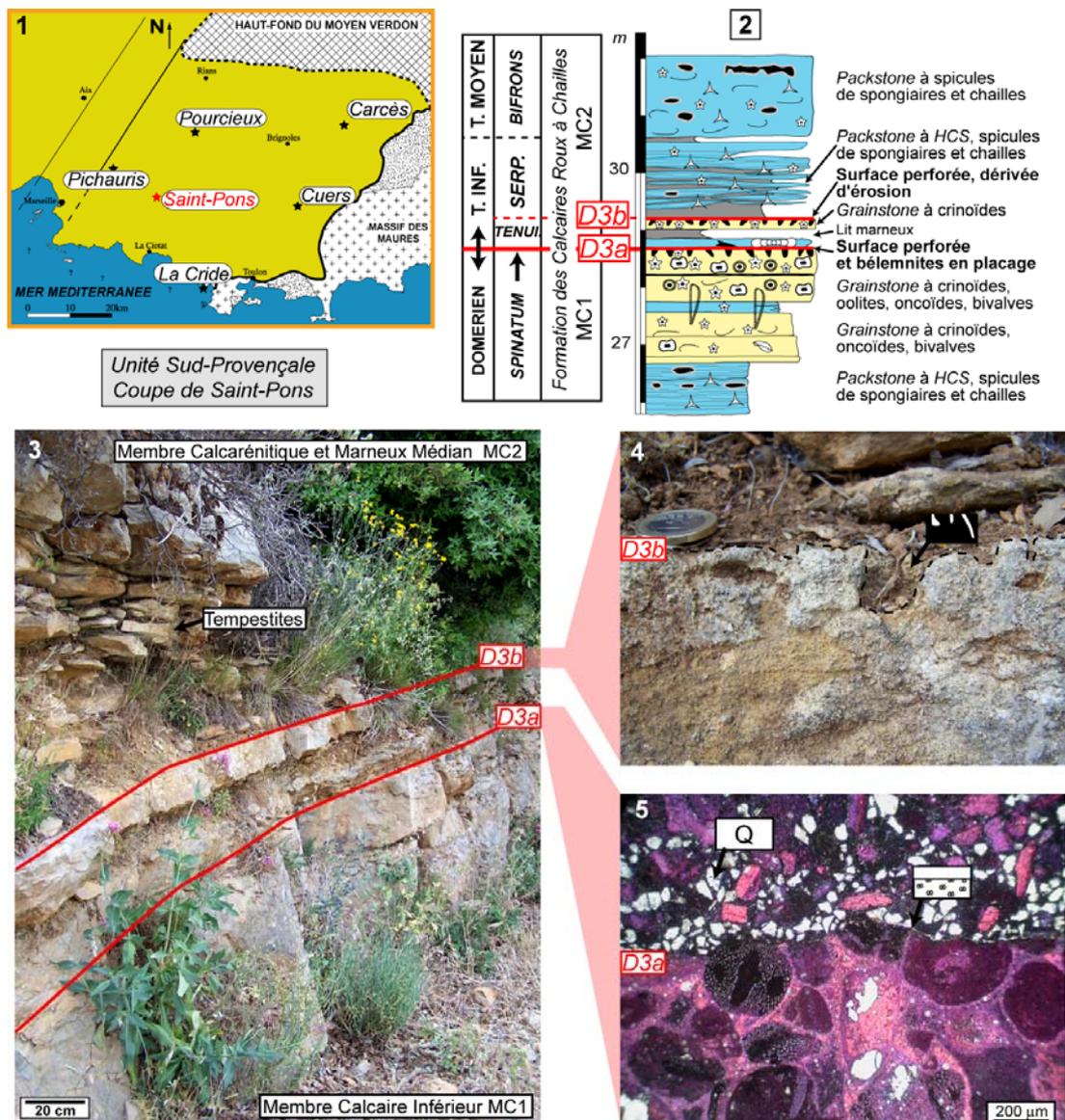


Figure 93 : D3 dans la coupe de Saint-Pons, Unité Sud-Provençale. 1- Localisation de la coupe ; 2- Log sédimentologique autour de D3 ; 3- D3 formé de 2 surfaces remarquable D3a et D3b entre MC1 et MC2 ; 4- Troncature, perforations et remplissage par le sédiment sus-jacent à D3b ; 5- Surface de troncature du faciès grainstone sous D3a : Légendes des logos sur Tableau 1 et 2 en rabat.

b) Ciments et Séquences Diagenétiques Intrinsèques de D3a et D3b

Comme pour la majorité des autres coupes du Bassin Sud-Provençal, les ciments les plus précoces sont représentés par des sparites zonées, autour des débris d'échinodermes (Fig. 94).

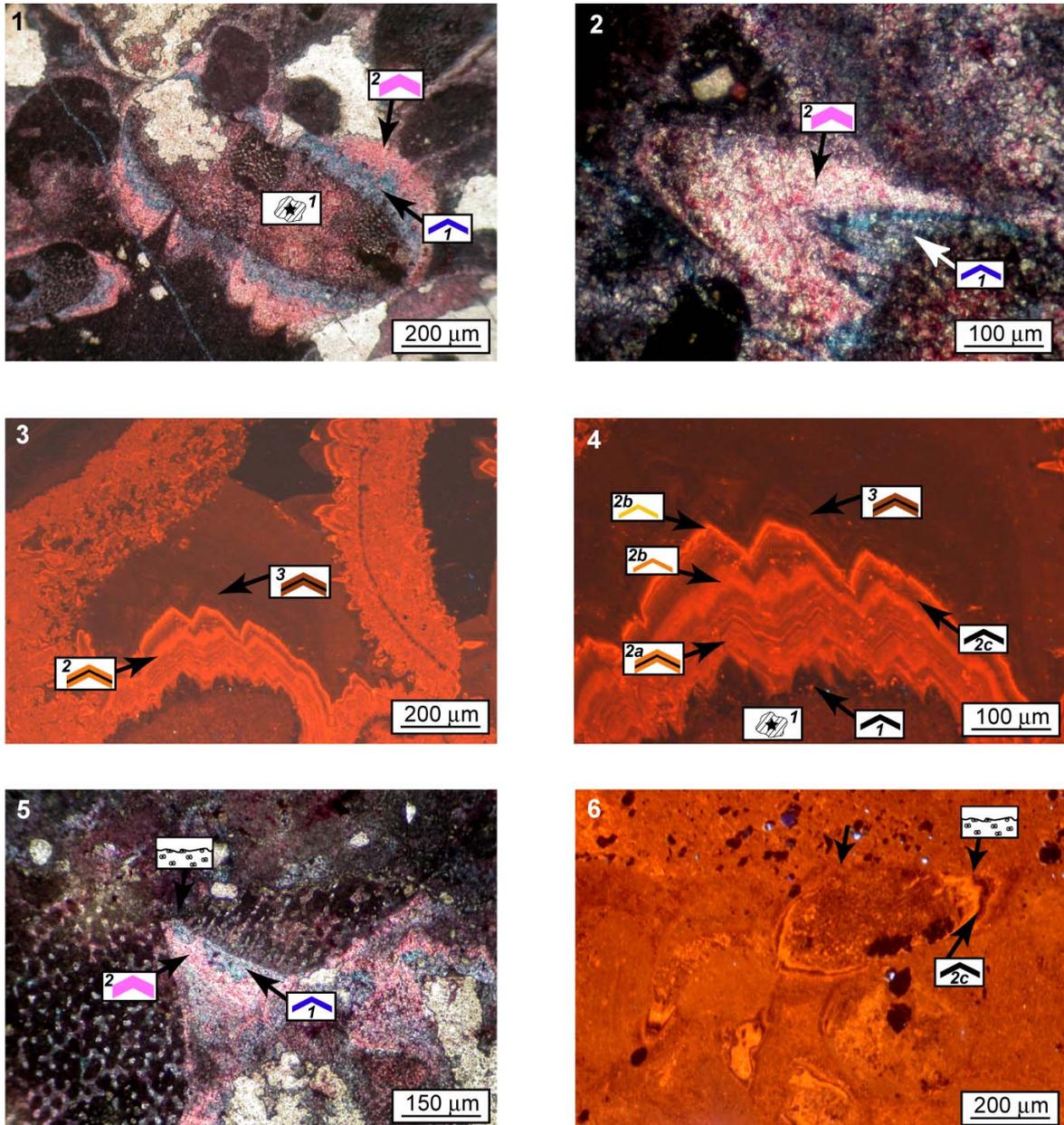


Figure 94 : Les ciments associés à D3a et D3b dans la coupe de Saint-Pons : 1 et 2- Ciments syntaxiaux avec alternance de bandes ferreuses (1 : bleu sous AFK) et non ferreuses (2 : rose sous AFK), échantillon 25/D3a ; 3 et 4- Ciments syntaxiaux avec alternance de bandes ferreuses (1 et 2c : bleu sous AFK) et non ferreuses (2a, 2b et 2d : rose sous AFK), échantillon 29/D3b ; 5 et 6- Ciments syntaxiaux (1 et 2) tronqués (observation sous AFK et cathodoluminescence). Légendes des logos sur Tableau 1 et 2 en rabat.

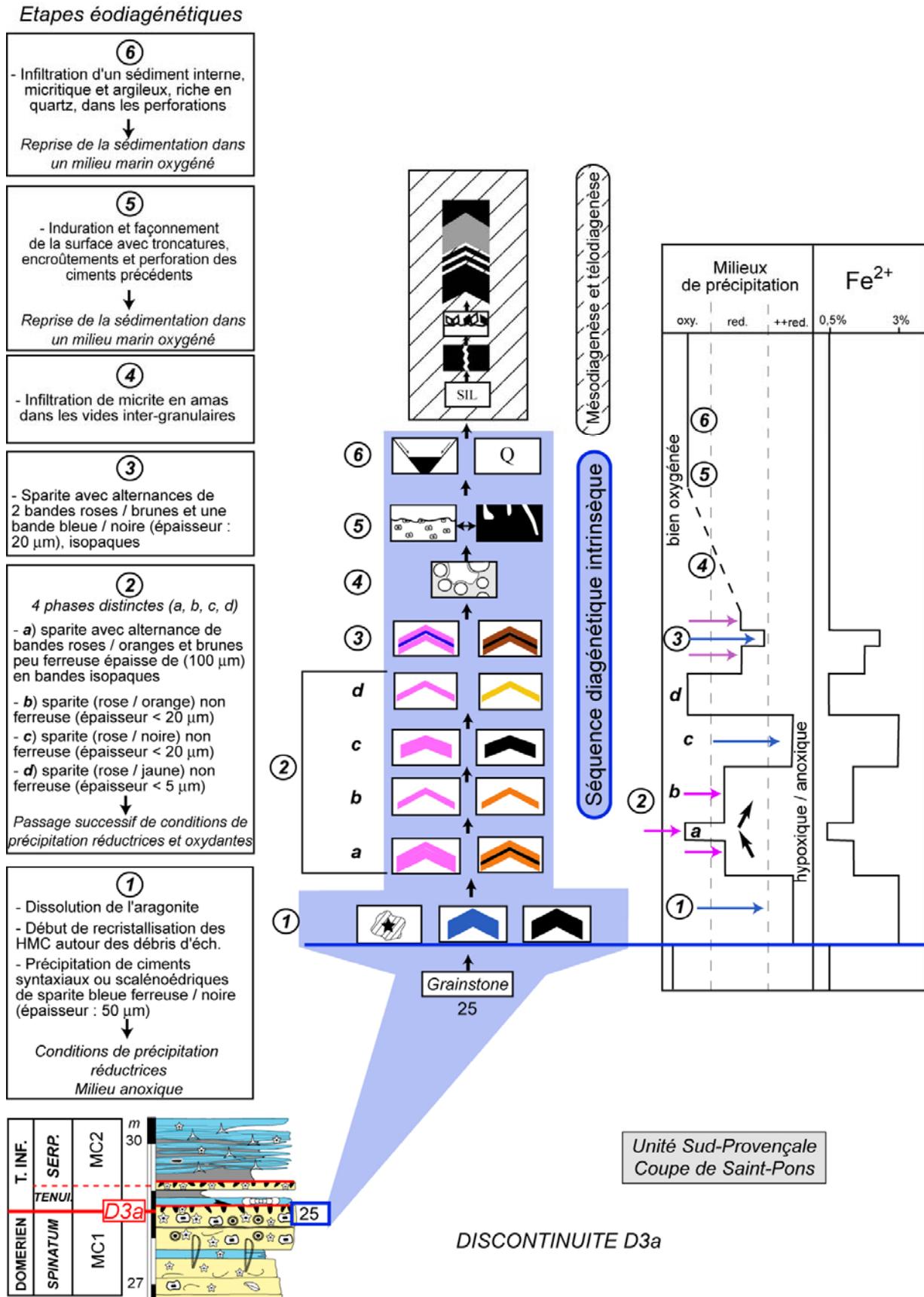


Figure 95 : La Séquence Diagénétique Intrinsèque de D3a : détail des 6 étapes de formation de la discontinuité et interprétation qualitative des variations du milieu de précipitation et semi-quantitative de la proportion de Fer ferreux (Fe²⁺) dans les ciments. Echantillon 25.

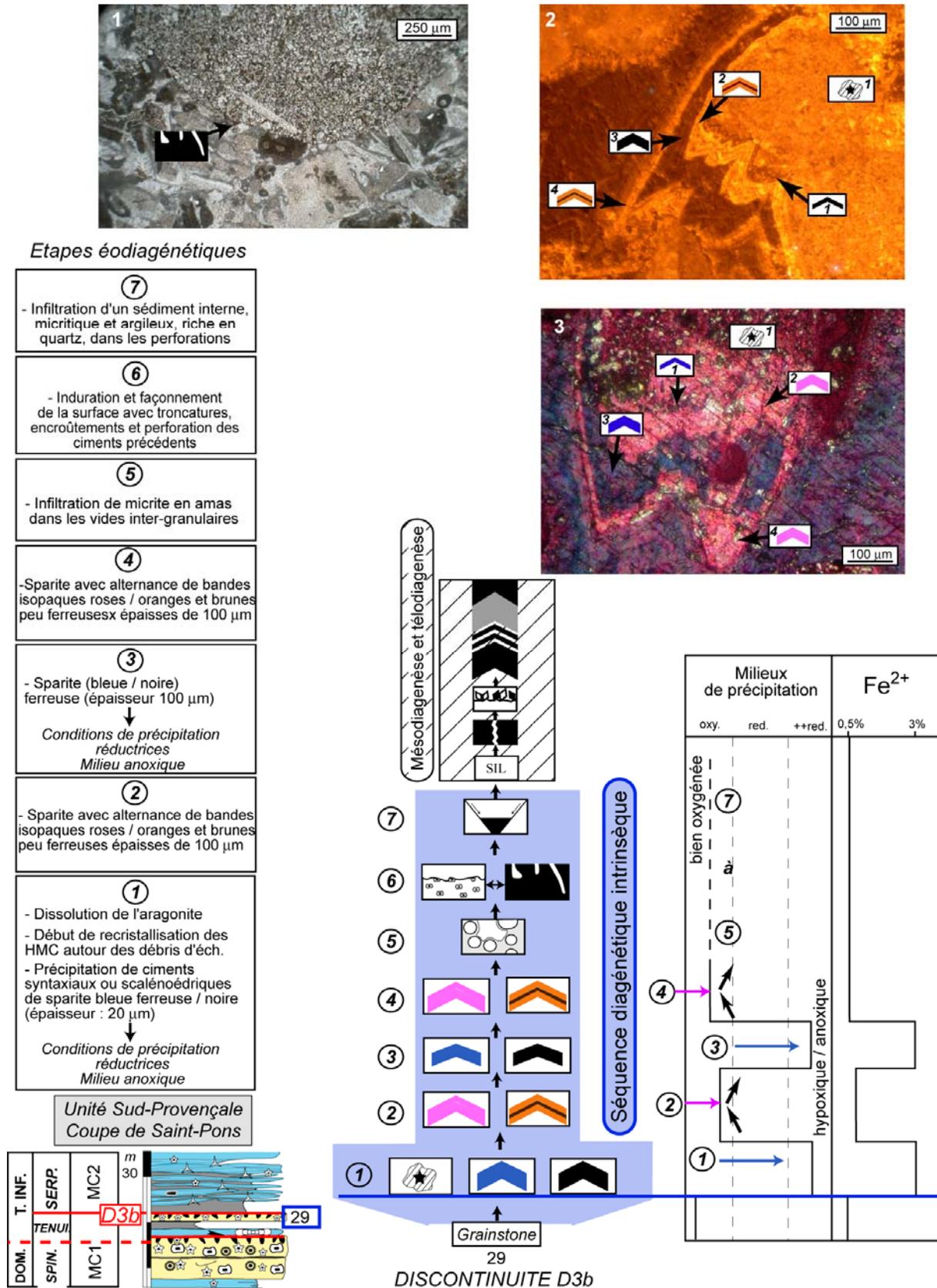


Figure 96 : La Séquence Diagenétique Intrinsèque de D3b : détail des 6 étapes de formation de la discontinuité et interprétation qualitative des variations du milieu de précipitation et semi-quantitative de la proportion de Fer ferreux (Fe^{2+}) dans les ciments. Echantillon 29.

6 étapes éodiagenétiques caractérisent D3a (Fig. 95) :

- étapes 1, 2 et 3 de précipitation de ciments syntaxiaux zonés (Figs. 94 et 95-1 à -4) en deux bandes bien distinctes, non luminescentes et très ferreuses (coloration bleue avec AFK) ;
- étapes 4, 5 et 6 de façonnement plan, mécanique et biologique de la surface (Fig. 95-5 et -6).

7 étapes éodiagenétiques caractérisent D3b (Fig. 96) :

Comme pour D3a, les étapes 1, 2, 3 et 4 correspondent à l'induration du sédiment par la précipitation de sparites zonées précoces (Fig. 96-2 et -3) et les étapes 5, 6 et 7 marquent le façonnement de la surface (Fig. 96-1).

c) *Interprétation de l'ensemble de D3*

Les formations des deux surfaces, représentant D3, se sont faites sous des conditions phréatiques marines changeantes, de réductrices à oxydantes, puis sous érosion mécanique et biologique, le tout lors de l'enneigement de la plate-forme.

5) *D3/LS3 dans la partie la plus occidentale du Bassin Sud-Provençal (Unité Sud-Provençale, coupe de Pichauris)*

a) *Faciologie et morphologie*

D3 est là une surface simple de troncature des *grainstones* à oolites, encrines et oncoïdes du toit de MC1 (Pliensbachien final, zone à Spinatum) (Fig. 97-2 à -4), surmontée par un banc grumeleux (*boundstone* à spongiaires) puis par des *packstones* à spongiaires et HCS, d'âge Toarcien selon Arnaud & Monleau (1979) (Fig. 97-2).

b) *Ciments et Séquence Diagenétique Intrinsèque*

Comme pour toutes les autres coupes du Bassin Sud-Provençal, les ciments précoces sont des sparites zonées autour des débris d'échinodermes (Fig. 97-5, -6) : deux bandes non luminescentes, noires (1 et 3 sur Fig. 97) alternent avec 2 bandes luminescentes, oranges à jaunes (2 et 4 sur Fig. 97).

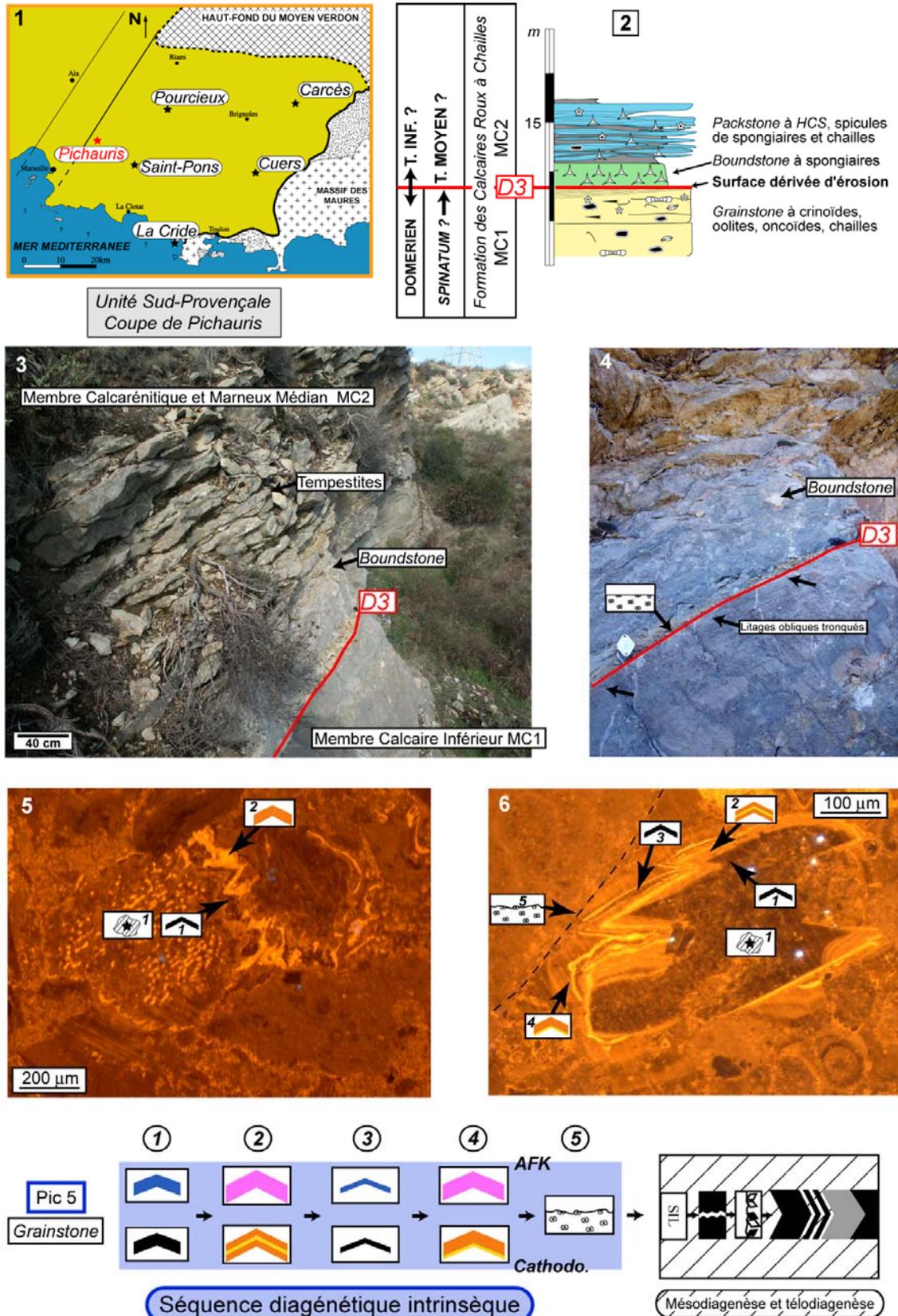


Figure 97 : D3 dans la coupe de Pichauris (Col du Terme), Unité Sud-Provençale. 1- Localisation de la coupe ; 2- Log sédimentologique autour de D3 ; 3 et 4- Surface de troncature D3 au sommet de MC1, surmontée par des faciès boundstone à spongiaires et de tempestites (MC2) ; 5 et 6- Ciments sparitiques syntaxiaux avec alternance de bandes sombres et claires (1 à 4 en cathodoluminescence) tronqués par la surface ; 6- Séquence Diagénétique Intrinsèque de D3 ; Echantillon Pic5 : Légendes des logs sur Tableau 1 et 2 en rabat.

5 étapes éodiagénétiques sont reconnues (Fig. 97) :

- étapes 1, 2, 3 et 4 de précipitation du ciment syntaxial zoné (Fig. 97-6) en 4 bandes bien distinctes, non luminescentes et très ferreuses ;
- étape 5 d'érosion et de façonnement (mécanique et biologique) de la surface (Fig. 97-6).

c) Interprétation de D3 dans la coupe de Pichauris

D3 s'est formée en domaine phréatique marin par cimentation sous conditions successivement réductrices et oxydantes puis par érosion, le tout en liaison avec l'ennoiement basal de la séquence de dépôt Toarço-Aalénienne (SD T-A).

3.II.2.1.3- Corrélation et interprétation à l'échelle du Bassin Sud-Provençal

Dans les « zones hautes » du Bassin Sud-Provençal (*e.g.* Carcès & Pichauris), D3 n'est représentée que par une surface de troncature unique, sans ciments sparitiques ou isopaques associés à la lacune sédimentaire. Dans les « zones basses » (*e.g.* la Crède & Cuers), D3 est composée de 2 ou 3 surfaces (D3a, D3b et D3c) s'amalgamant latéralement en une seule surface en direction des bordures du bassin (Fig. 98).

Aucun indice d'émersion n'a été retrouvé au niveau de ces discontinuités. Cependant, dans la partie la plus septentrionale du bassin (sur le Haut-Fond du Moyen Verdon, à Carcès), l'absence de quasiment tout dépôt d'âge Pliensbachien et les dolomitisations sous D3 traduisent une érosion qui a vraisemblablement accompagné ou succédé à une longue phase d'émersion. Ailleurs, les différentes surfaces n'ont enregistré que des phases d'érosions sous-marines et des ennoiements successifs.

Les sparites zonées précoces, initialement formées par de la LMC, enregistrent des changements importants des propriétés physico-chimiques des fluides interstitiels. Des conditions plus ou moins réductrices (hypoxiques et anoxiques) marquées par les LMC ferreux alternent avec des conditions oxydantes signalées par les LMC dépourvues de fer. Il doit être souligné que cette éodiagenèse particulière n'est présente qu'au niveau de D3a et D3b et qu'elle est corrélable à l'échelle du Bassin Sud-Provençal (Fig. 98). Au moins deux étapes de cimentation (de conditions réductrices / anoxiques) seraient corrélables.

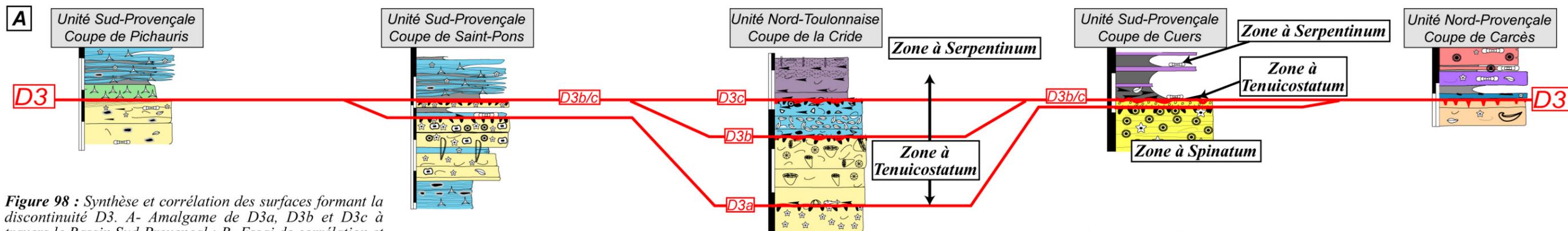
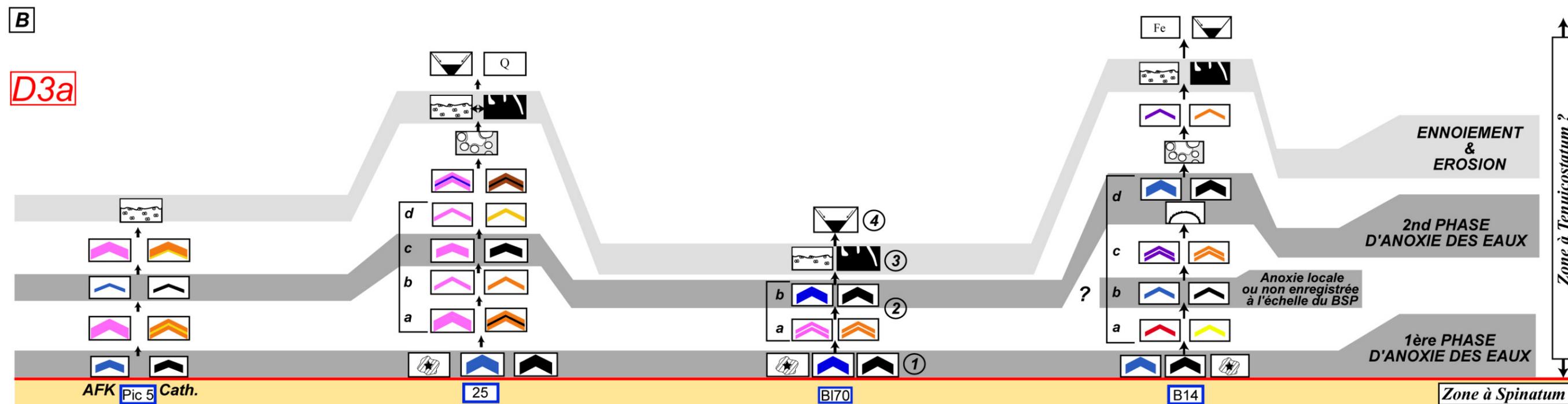
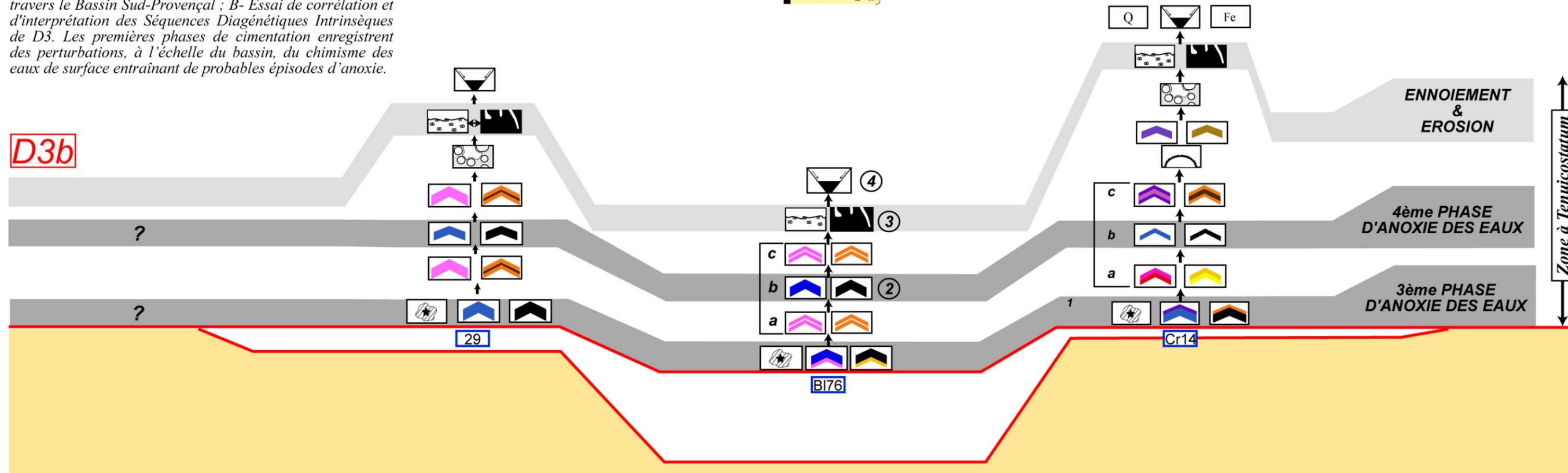


Figure 98 : Synthèse et corrélation des surfaces formant la discontinuité D3. A- Amalgame de D3a, D3b et D3c à travers le Bassin Sud-Provençal ; B- Essai de corrélation et d'interprétation des Séquences Diagénétiques Intrinsèques de D3. Les premières phases de cimentation enregistrent des perturbations, à l'échelle du bassin, du chimisme des eaux de surface entraînant de probables épisodes d'anoxie.



Trois hypothèses peuvent être émises afin d'expliquer la formation de ces ciments :

- Hypothèse 1 : *les sparites zonées précoces précipitent sous une faible couverture sédimentaire à partir d'eaux douces ou mixtes.*

Cette hypothèse avait été avancée par Durllet (1996), Durllet & Loreau (1996) pour des sparites zonées précoces non ferreuses (« Older Banded Cement » *sensu* Meyers, 1991 ; Durllet, 1996) dans les Calcaires à Entroques d'âge Bajocien du Seuil de Bourgogne, sparites précoces qui auraient précipité en milieu phréatique à partir d'eaux météoriques.

Cependant, bien que les sparites zonées précoces du Bassin Sud-Provençal aient des caractères semblables aux OBC bajociennes de Bourgogne (alternances de larges bandes faiblement luminescentes et de petites bandes fortement luminescentes), la présence de bandes ferreuses dans les ciments d'âge Toarcien de Basse-Provence, indiquant des conditions nettement réductrices, n'est pas cohérente avec les conditions de précipitations proposées par Durllet (1996) dans le Bajocien de Bourgogne. L'hypothèse de formation des ciments zonés sous influence d'eaux météoriques est peu vraisemblable dans le Bassin Sud-Provençal, sachant qu'aucun indice d'émersion n'a été observé en association avec les sparites zonées.

- Hypothèse 2 : *les sparites zonées précoces précipitent en milieu phréatique marin, confiné par l'existence de « drapages argileux » (mud-drapes)*

Les conditions réductrices du milieu pourraient être liées à l'existence, sur les surfaces, de drapages argileux entraînant un confinement ponctuel des dépôts situés à quelques dizaines de centimètres sous l'interface eau-sédiment (Durllet, *com. pers.*). Les alternances de conditions réductrices / oxydantes seraient liées à la mise en place puis à l'érosion épisodiques de « drapages argileux » sur la surface.

Cependant, deux faits ne corroborent pas cette hypothèse :

1) la reconnaissance et la corrélation des étapes diagenétiques précoces de D3a et D3b à l'échelle du Bassin Sud-Provençal indiqueraient que les « drapages argileux » se mettraient en place à la fois épisodiquement et à travers tout le bassin : cela semble peu cohérent avec les caractères propres du Bassin Sud-Provençal (forte structuration et présence de blocs basculés, éloignement des sources d'apports terrigènes) ;

2) pour créer des conditions réductrices stables à des moments précis et à l'échelle de tout le bassin, il faudrait des conditions hydrodynamiques calmes et homogènes (hors de la zone d'action des vagues) pour que les « drapages argileux » se forment ;

- Hypothèse 3 : *les sparites zonées précoces précipitent en milieu phréatique marin dans des conditions anoxiques entraînées par des eutrophisations.*

Les changements de conditions physico-chimiques de précipitation pourraient avoir été liées à des eutrophisations, d'où l'augmentation des apports trophiques (nutriments et matière organique) amenant des anoxies ou hypoxies sur les plates-formes carbonatées. De tels changements pourraient être reliés à des *upwellings*, des chutes du niveau marin, des apports terrigènes, et des changements climatiques (Hallock & Schlager, 1986 ; Zempolich, 1993 ; Cobianchi & Picotti, 2001 ; Galluzo & Santantonio, 2002).

Mallarino *et al.* (2002) décrivent la présence de tels ciments précoces zonés à la limite Pliensbachien-Toarcien de Monte Kumeta en Italie. À partir d'analyses de la diagenèse et des inclusions fluides de ces ciments, ces auteurs interprètent la formation de ces ciments comme enregistrant, à faible profondeur (~20 mètres), des eutrophisations résultant d'excès de nutriments et accompagnés d'un approfondissement d'où la présence d'eaux disoïques voire anoxiques. Ce mécanisme de perturbation de la production carbonatée ne serait pas le reflet de changements environnementaux locaux, mais de perturbations bien plus étendues, à l'échelle de la Téthys. Des perturbations de la production carbonatée au Pliensbachien terminal sont largement reconnues dans les Apennins (Italie centrale) (Galluzo & Santantonio, 2002) et dans le Haut Atlas Marocain (Blomeier & Reijmer, 1999).

Les ciments zonés précoces de D3 dans la série du Bassin Sud-Provençal, pourraient résulter de cette eutrophisation reflétant des perturbations environnementales globales reconnues à la limite Pliensbachien-Toarcien. Ces ciments enregistreraient donc des périodes d'anoxie des eaux du Bassin Sud-Provençal, peut-être à la fin du Pliensbachien (D3a) et sûrement au début du Toarcien (zone à *Tenuicostatum*, D3b).

3.II.2.2- Évolution des valeurs des isotopes de C et O et des teneurs en matière organique

3.II.2.2.1- Les isotopes stables de O de dents de poissons

Les compositions en isotopes stables de l'oxygène du phosphate de dents de chondrichthyens ont été mesurées sur des échantillons provenant de deux lits marneux dans la coupe de Cuers (C18 et C3 sur Fig. 99-1, -2) d'âge Toarcien inférieur (zone à *Tenuicostatum* et zone à *Serpentinum*), surmontant D3. Le nombre de dents échantillonnées par lit varie entre 13 et 16, et toutes les dents appartiennent à un même taxon de requin. La taille des dents varie entre 0,8 et 2 mm (Fig. 99-3), cette petite taille et la fragmentation des dents n'ayant pas permis d'effectuer une détermination précise des espèces de requins. Les lits marneux dans lesquels ont été échantillonnés les dents représentent des environnements de dépôt du « *lower offshore* » (Fig. 99-4), dont la paléo-profondeur aurait pu être de l'ordre de 100 mètres (cf. Fig. 10, Partie 1).

Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ du phosphate varient entre 19,2 ‰ et 19,7 ‰ (Fig. 99-4, -5), avec une barre d'erreur de 0,2 ‰, de sorte que les paléo-températures calculées (cf. méthodes ; Partie 1.3.2.4) des eaux de surfaces auraient été comprises entre 22°C et 25°C (Fig. 99-4, -5).

Ces paléo-températures des eaux de surfaces sont cohérentes avec celles obtenues pour le Jurassique moyen de Provence par Lécuyer *et al.* (2003) et dans la gamme haute des valeurs de 15 à 30°C des températures de la colonne d'eau supérieure des zones subtropicales actuelles (James & Choquette, 1990).

3.II.2.2.2- Les isotopes stables C et O sur roches totales

66 échantillons, prélevés dans l'intervalle Pliensbachien supérieur (zone à *Spinatum*) à Toarcien moyen (zone à *Variabilis*) autour de D3 sur la coupe de Cuers, ont été analysés en roche totale pour mesurer les valeurs des isotopes du carbone et de l'oxygène.

Les valeurs obtenues, exprimées par rapport au standard PDB, avec une précision analytique des mesures : $\delta^{13}\text{C} \pm 0,04$ ‰ et $\delta^{18}\text{O} \pm 0,08$ ‰, sont reportées en Annexes C. Ces valeurs sont aussi présentées sur un diagramme croisé $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ afin de comparer la distribution des mesures avec le diagramme de distribution des compositions isotopiques des carbonates (Fig. 100).

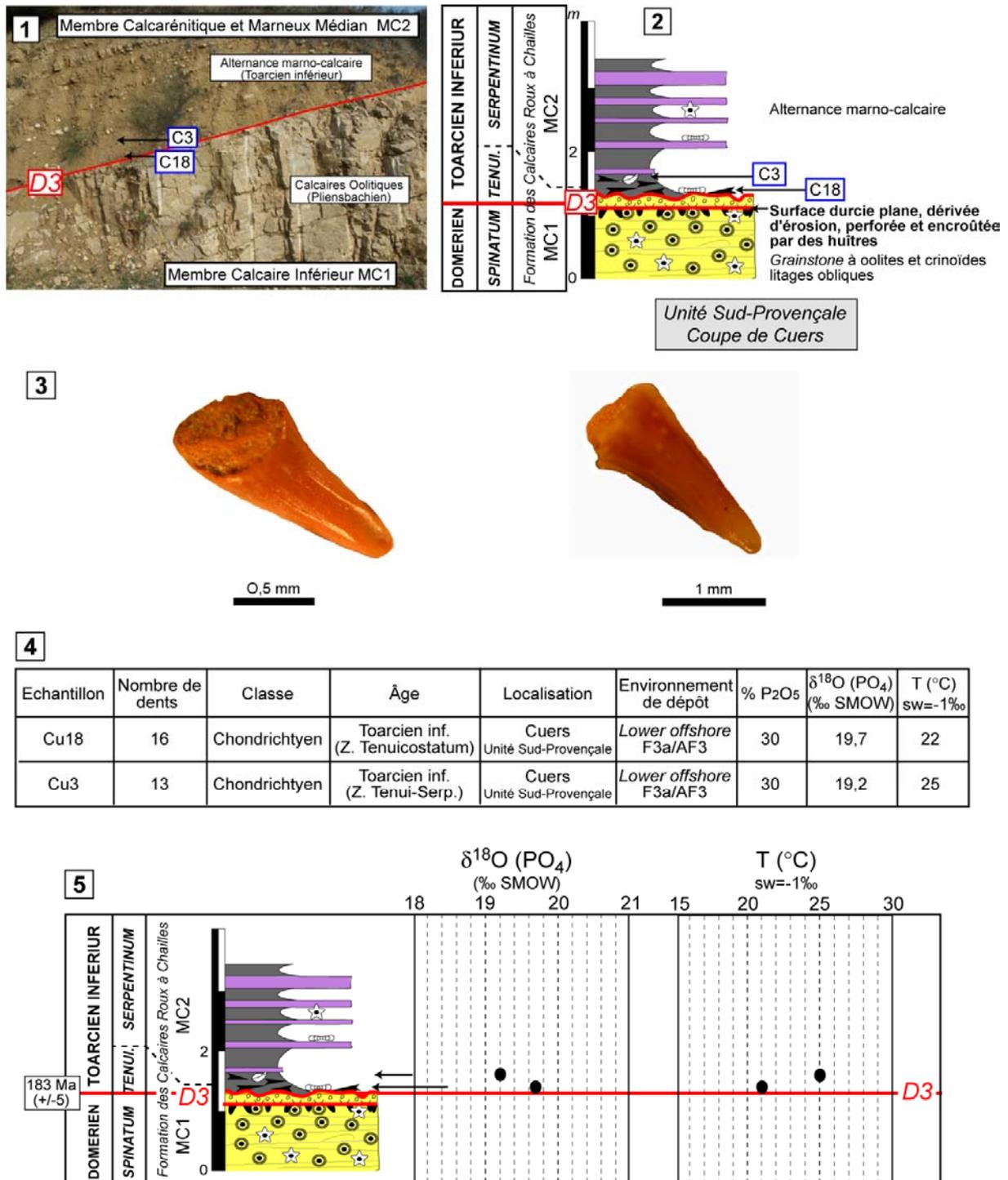


Figure 99 : Les isotopes stables du phosphate des dents de poissons au-dessus de D3. 1 et 2- Position des échantillons récoltés sur D3 dans la coupe de Cuers ; 3- Illustration des dents de Chondrichtyens analysés ; 4- Synthèse des résultats obtenus pour les 2 échantillons récoltés au-dessus de D3 ; 5- Evolution du δ¹⁸O et des paléo-températures estimées au-dessus de D3. Âge absolu d'après Gradstein et al. (2004).

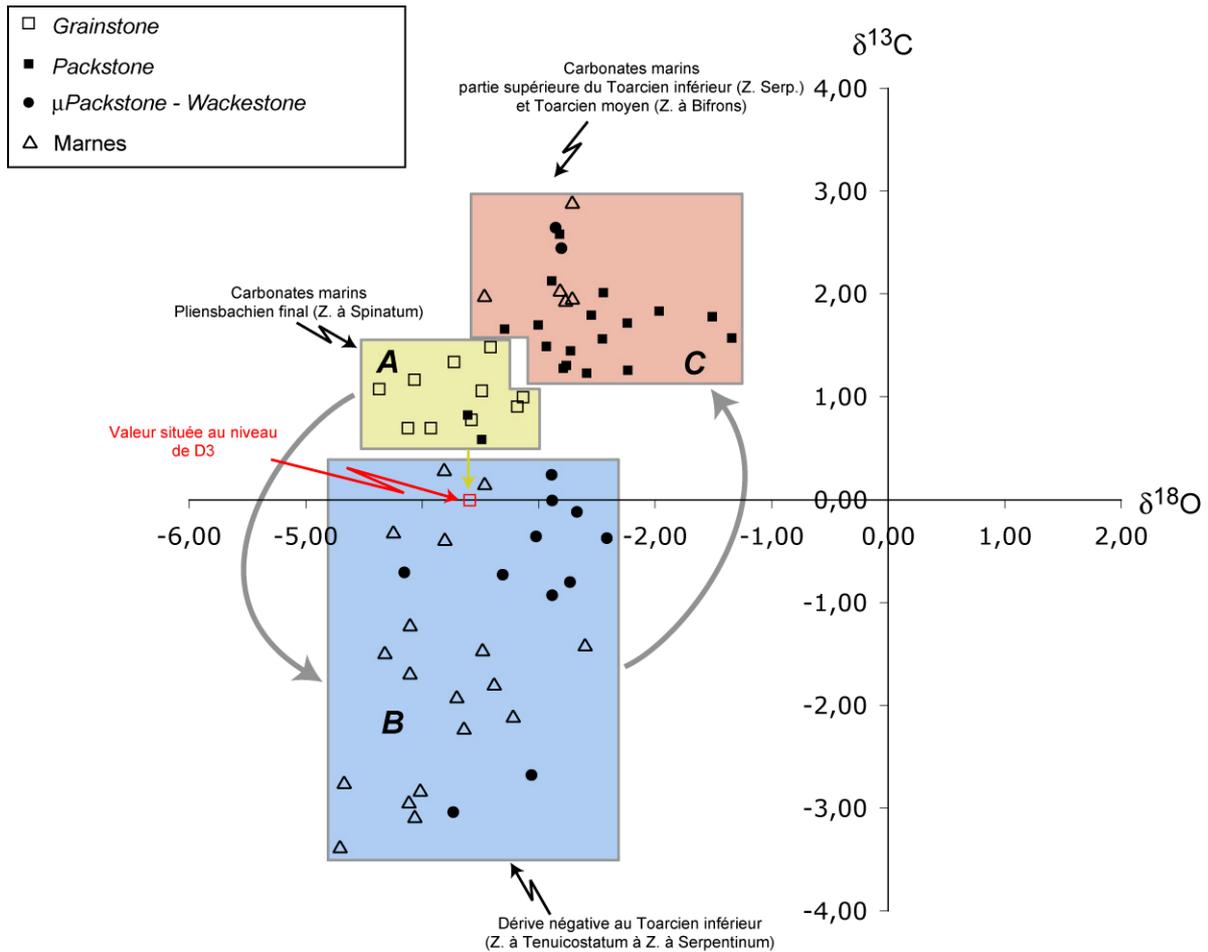


Figure 100 : Les isotopes stables du carbone et de l'oxygène sur roche totale. Diagramme croisé remplaçant les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons ainsi que leurs textures ; les cartouches A, B et C retracent l'évolution des valeurs en fonction du temps.

Dans ce diagramme, les faciès (*grainstone*, *packstone*, *micropackstone* et marnes) sont notés afin d'estimer s'il y a une corrélation entre la distribution de ces derniers et les valeurs isotopiques. La relation apparente (Fig. 100) n'exprime pas un lien faciès/composition isotopique, mais traduit une évolution stratigraphique des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ depuis le Pliensbachien final jusqu'au Toarcien moyen.

Trois grands groupes s'individualisent sur le diagramme :

- groupe A regroupant les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ négatives variant de -3 ‰ à -4,5 ‰ et les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ positives variant de 1,4 ‰ à 0,7 ‰, valeurs des *grainstones* oolitiques et à crinoïdes du Pliensbachien final (zone à *Spinatum*) (cartouche jaune sur Fig. 100) ;

- groupe B regroupant les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ négatives variant de -2,4 ‰ à -4,8 ‰ et de $\delta^{13}\text{C}$ majoritairement négatives de 0,3 ‰ à -3,7 ‰, valeurs rattachées majoritairement à l'alternance marno-calcaire du Toarcien inférieur (zone à *Tenuicostatum* à zone à *Serpentinum*) (cartouche bleu sur Fig. 100) ;

- groupe C regroupant les valeurs négatives du $\delta^{18}\text{O}$ entre -1,2 ‰ et -2,9 ‰ et les valeurs positives du $\delta^{13}\text{C}$ variant entre 1,2 ‰ et 3,5 ‰, valeurs des calcaires bioclastiques (majoritairement *packstone*) du Toarcien moyen (zone à Bifrons) (cartouche rosé sur Fig. 100).

Dans le groupe B, la valeur égale à 0 du $\delta^{13}\text{C}$ de l'échantillon Cu 42, correspondant à D3, est particulière : elle appartient au faciès *grainstone* juste sous la surface de discontinuité.

La courbe d'évolution des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ et les % de CaCO_3 , reportées sur la coupe de Cuers (Fig. 101), est seule interprétée car les variations de valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ mesurées sur roche totale restent très difficiles à interpréter car fortement perturbées par la diagenèse tardive (Morse & Mackenzie, 1990 ; Vincent *et al.*, 2004).

La courbe du $\delta^{13}\text{C}$ indique 4 tendances évolutives :

- Tendance 1, au Pliensbachien terminal, sous D3, de stabilité des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ autour de 1‰ (A sur Fig. 101) ;

- Tendance 2, après une rupture avec excursion négative marquée à 1‰ du $\delta^{13}\text{C}$ au niveau de D3, dérive négative rapide du $\delta^{13}\text{C}$ (de 0‰ à -3‰) au-dessus de D3 dans la zone à *Tenuicostatum* et au début de la zone à *Serpentinum* (B sur Fig. 101). Le début de l'excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$ est ainsi enregistré ici dans D3, et la dérive négative atteint son maximum à la limite zone à *Tenuicostatum* / zone à *Serpentinum*.

- Tendance 3, de retour à des valeurs positives dans la partie supérieure de la zone à *Serpentinum* avec toutefois deux valeurs très négatives (-3,39‰ pour Cu58 et -3,09‰ pour Cu63) (C sur Fig. 101). Les valeurs atteignent un maximum (excursion positive) avec des $\delta^{13}\text{C}$ autour de 2,5‰ à 3‰ dans la partie finale de la zone à *Serpentinum*.

- Tendance 4, de retour à des valeurs stables autour de 1‰, à partir de la zone à Bifrons et dans la zone à *Variabilis* (D sur Fig. 101).

3.II.2.2.3- Matière organique

La teneur en carbone organique est quantifiée et la nature de la matière organique et son degré de maturation sont caractérisés à partir de l'analyse de 46 échantillons prélevés dans l'intervalle Pliensbachien supérieur (zone à *Spinatum*) à Toarcien moyen (zone à Bifrons) de part et d'autre de D3 sur la coupe de Cuers.

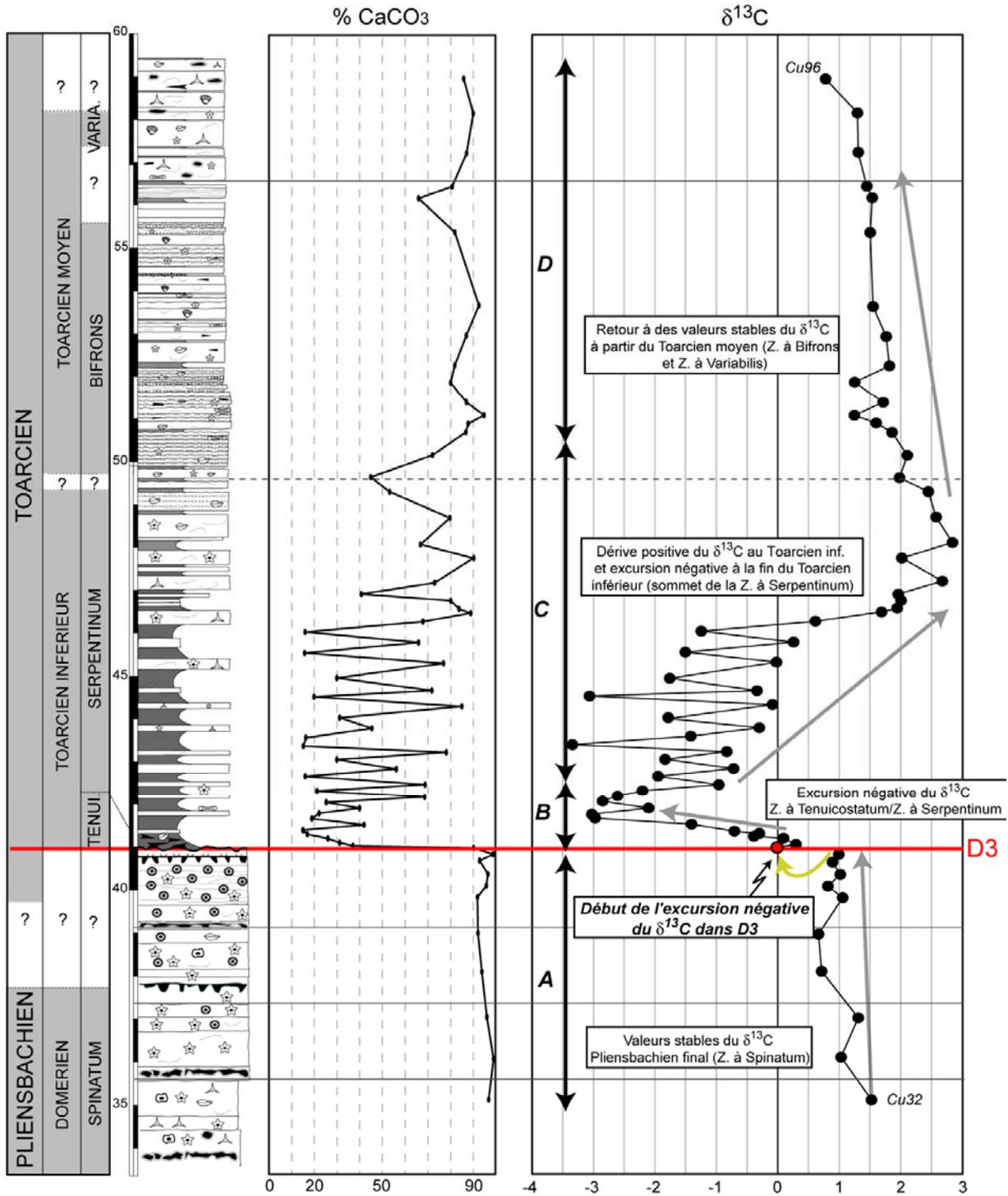


Figure 101 : Courbe d'évolution verticale des compositions isotopiques du carbone et de la composition en carbonate (% CaCO_3) (coupe de Cuers). La discontinuité D3 est marquée par une brusque chute des % CaCO_3 et une forte dérive négative de la courbe du $\delta^{13}\text{C}$.

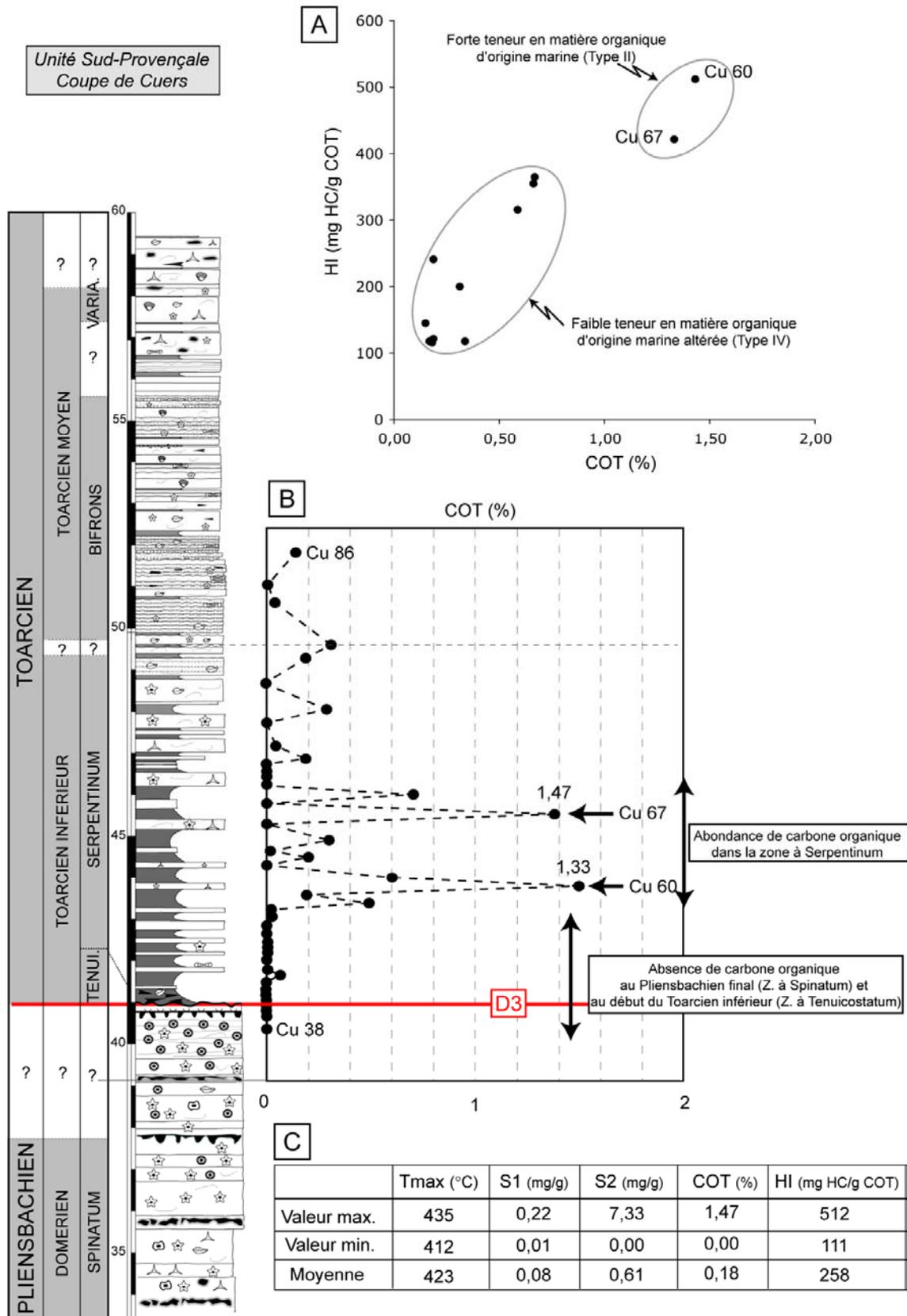


Figure 102 : Teneur en matière organique autour de la discontinuité D3 (coupe de Cuers). A- Diagramme croisé de l'Index d'Hydrogène (HI) et du Carbone Organique Total (COT) définissant l'origine de la matière organique ; B- Évolution verticale des teneurs en COT, D3 étant caractérisée par une absence de COT ; C- Synthèse des résultats obtenus.

Les valeurs de carbone organique total (COT) et d'indice d'hydrogène (HI) calculés, sont reportées sur un diagramme croisé (Fig. 102-A). Les résultats bruts obtenus sont présentés en Annexes C. Les valeurs maximales de Tmax à 423°C (Fig. 102-C) indiquent que la matière organique est immature, et donc qu'elle n'a pas subi une diagenèse thermique très importante. Le paramètre S2 est marqué par des valeurs maximales de 7,3 mg d'hydrocarbure par g de roche. D'après les valeurs de l'index d'hydrogène (HI), les échantillons les plus riches en COT (Fig. 102-A et -B) renferment une matière organique d'origine marine (IH compris entre 400 et 500 mg HC / g COT - type II) et ceux moins riches en COT une matière organique de type IV (sans doute d'origine marine mais altérée présentant des IH < 300 mg HC / g COT).

Les intervalles Cu 60/Cu 61 et Cu 67 (de la zone à *Serpentinum*) sont très nettement enrichis en matière organique de type II, avec des valeurs de COT comprises entre 0,6% et 1,5%. En revanche, l'intervalle d'âge Pliensbachien final (zone à *Spinatum*) et Toarcien inférieur (zone à *Tenuicostatum* et base de la zone à *Serpentinum*) est très pauvre en matière organique (COT = 0%). Ces dernières valeurs sont cohérentes avec l'hypothèse de milieux de dépôt peu profonds et bien oxygénés pour les calcaires *grainstones* d'âge Pliensbachien final (cf. Partie 2-III).

3.II.3- La discontinuité d'âge Pliensbachien / Toarcien dans la série du Bassin Dauphinois

3.II.3.1- La série d'âge Pliensbachien-Toarcien dans le Bassin Dauphinois

3.II.3.1.1- Présentation

La série sédimentaire d'âge Pliensbachien à Toarcien étudiée appartient à la partie sud du Bassin Dauphinois (de Graciansky *et al.*, 1993) (Fig. 103-A). Les deux coupes analysées (La Robine et Marcoux) se situent dans la bordure ouest de la « Nappe de Digne » (Fig. 103-B) (Haccard *et al.*, 1989). Ces coupes, étudiées en détail des points de vues sédimentologiques, biostratigraphiques et géochimiques par Mestre (2001) et Floquet *et al.* (2003), donnent une expression remarquable de la discontinuité Pliensbachien-Toarcien.

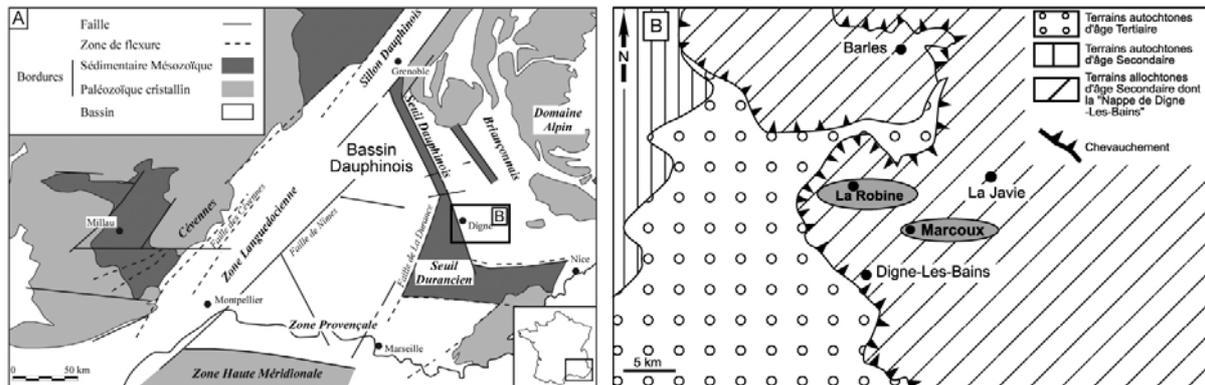


Figure 103 : Situation des coupes de La Robine et de Marcoux dans un schéma structural à l'échelle du Sud-Est de la France (A, modifié d'après Dubois & Delfaud, 1989) et à l'échelle de la région de Digne (B, d'après Floquet *et al.*, 2003).

Mestre (2001) et Floquet *et al.* (2003) reconnaissent les unités lithostratigraphiques suivantes : les « Calcaires Boudinés » d'âge Pliensbachien final (zone à *Spinatum*), les « Marnes Noires Inférieures » d'âge Toarcien inférieur (zone à *Serpentinum*), les « Calcaires Roux Noduleux » d'âge Toarcien moyen (zone à *Bifrons*) et les « Marnes Noires Supérieures » d'âge Toarcien supérieur (zone à *Aalensis*) (Fig. 104).

L'étude est ici focalisée sur 1) sur la discontinuité Pliensbachien-Toarcien et 2) l'évolution des isotopes stables du Carbone et de l'Oxygène et de la matière organique du Pliensbachien supérieur au Toarcien supérieur à des fins de comparaison avec le Bassin Sud-Provençal.

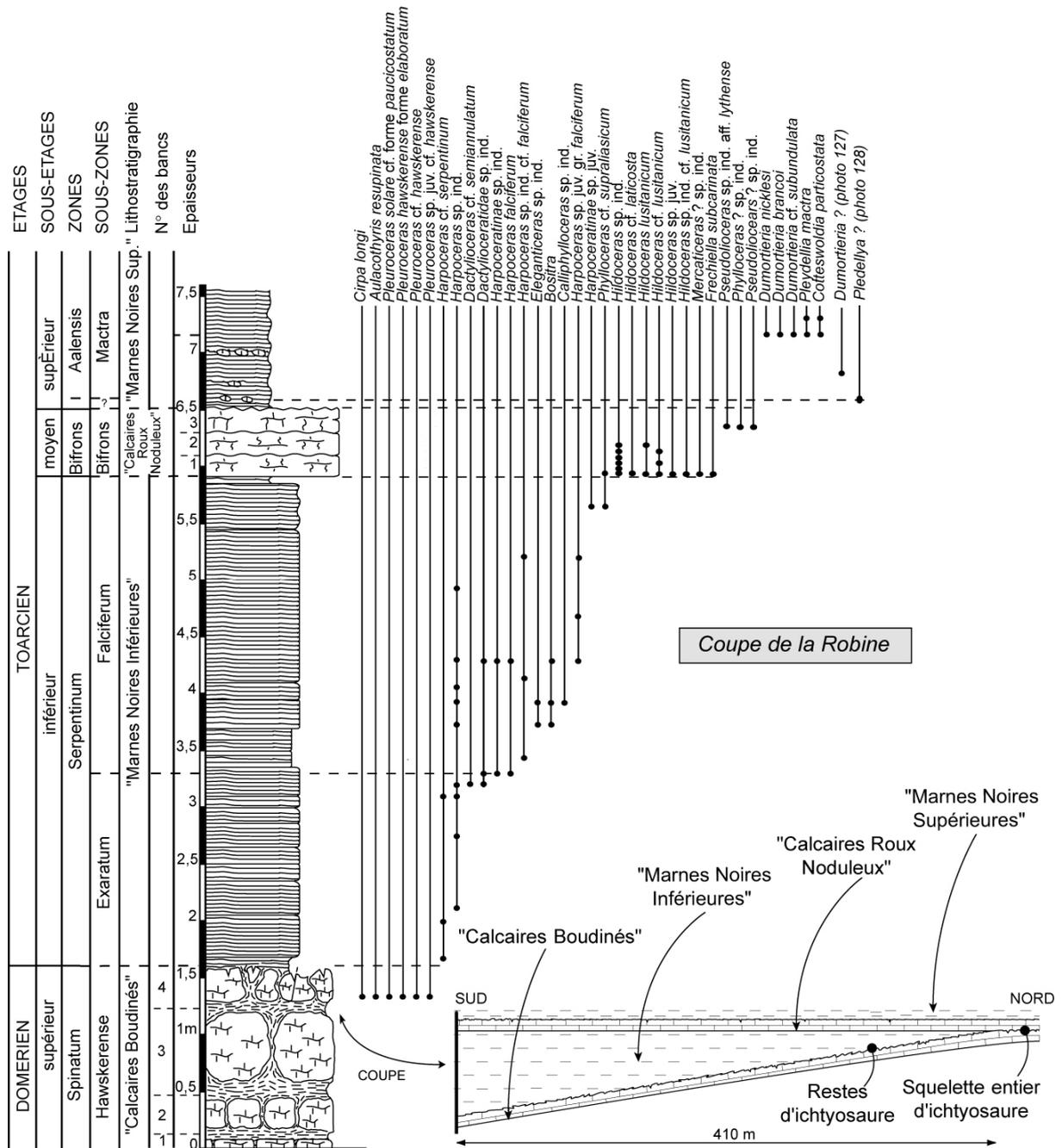


Figure 104 : Biostratigraphie et lithologie de la coupe de La Robine (d'après Floquet et al., 2003). Mise en évidence des variations latérales d'épaisseur des « Marnes Noires Inférieures » formant biseau en direction du Nord.

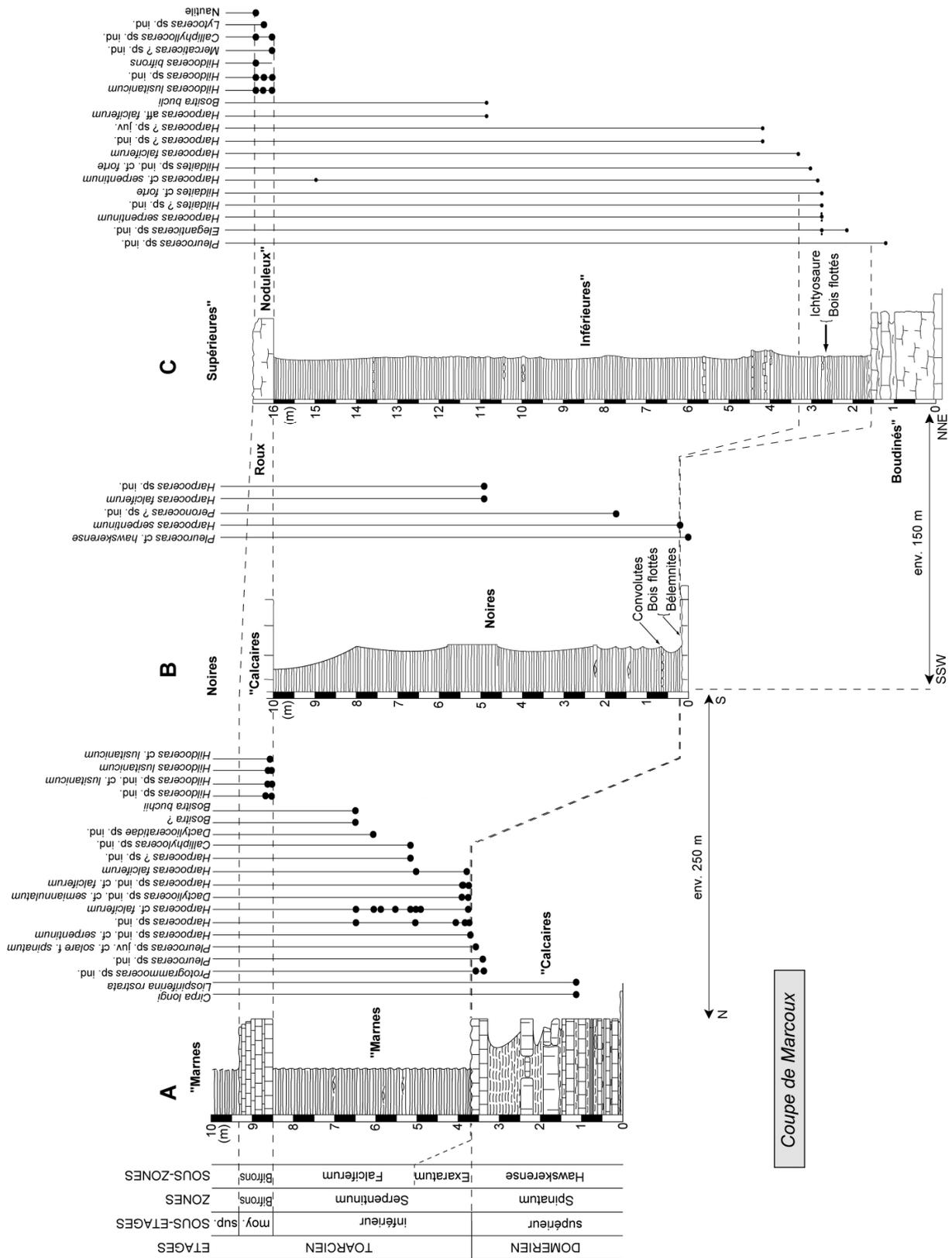


Figure 105 : Corrélations biostratigraphique et stratigraphique des coupes de Marcoux (d'après Floquet et al., 2003).

3.II.3.1.2- La discontinuité Pliensbachien-Toarcien dans les coupes de La Robine et Marcoux

La Robine

Le passage Pliensbachien-Toarcien est marqué par une discontinuité lithologique nette entre les Calcaires Boudinés et les Marnes noires Inférieures (Fig. 106-1, -2). Il s'agit d'une surface durcie affectée par des fractures verticales, ouvertes sur 1 cm maximum, disposées en réseau non organisé d'aspect polygonal et créant une topographie en « marches d'escaliers » (Mestre, 2001 ; Floquet *et al.*, 2003). Les fractures sont remplies d'un sédiment riche en pyrite et la surface ferruginisée est plaquée localement par des restes d'ichtyosaure (Floquet *et al.*, 2003) (Fig. 106-3).

Marcoux

La discontinuité Pliensbachien-Toarcien est une surface durcie, ferruginisée, fracturée et encroûtée par des huîtres (Fig. 107). Elle est plaquée par un sédiment riche en encrines, rostrés de bélemnites, restes ligniteux de bois, nautilus et par des accumulations de pyrite en amas (Floquet *et al.*, 2003).

Lacune de temps associée à la discontinuité

La synthèse des données biostratigraphiques, effectuée par Floquet *et al.* (2003), indique que la lacune de temps comprise dans cette discontinuité peut être estimée à environ 2 Ma, soit l'absence de la base du Toarcien inférieur, en particulier de la zone à *Tenuicostatum* et de l'horizon à *Elegantulum* (base de la sous-zone à *Exaratum* de la zone à *Serpentinum*) (Fig. 104-105).

3.II.3.2- Évolution des valeurs des isotopes de C et O et des teneurs en matière organique

60 analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone et 184 analyses de la matière organique ont été réalisées sur des échantillons des coupes de la Robine et de Marcoux afin de compléter les données géochimiques acquises par Floquet *et al.* (2003) pour la série d'âge Pliensbachien à Toarcien supérieur.

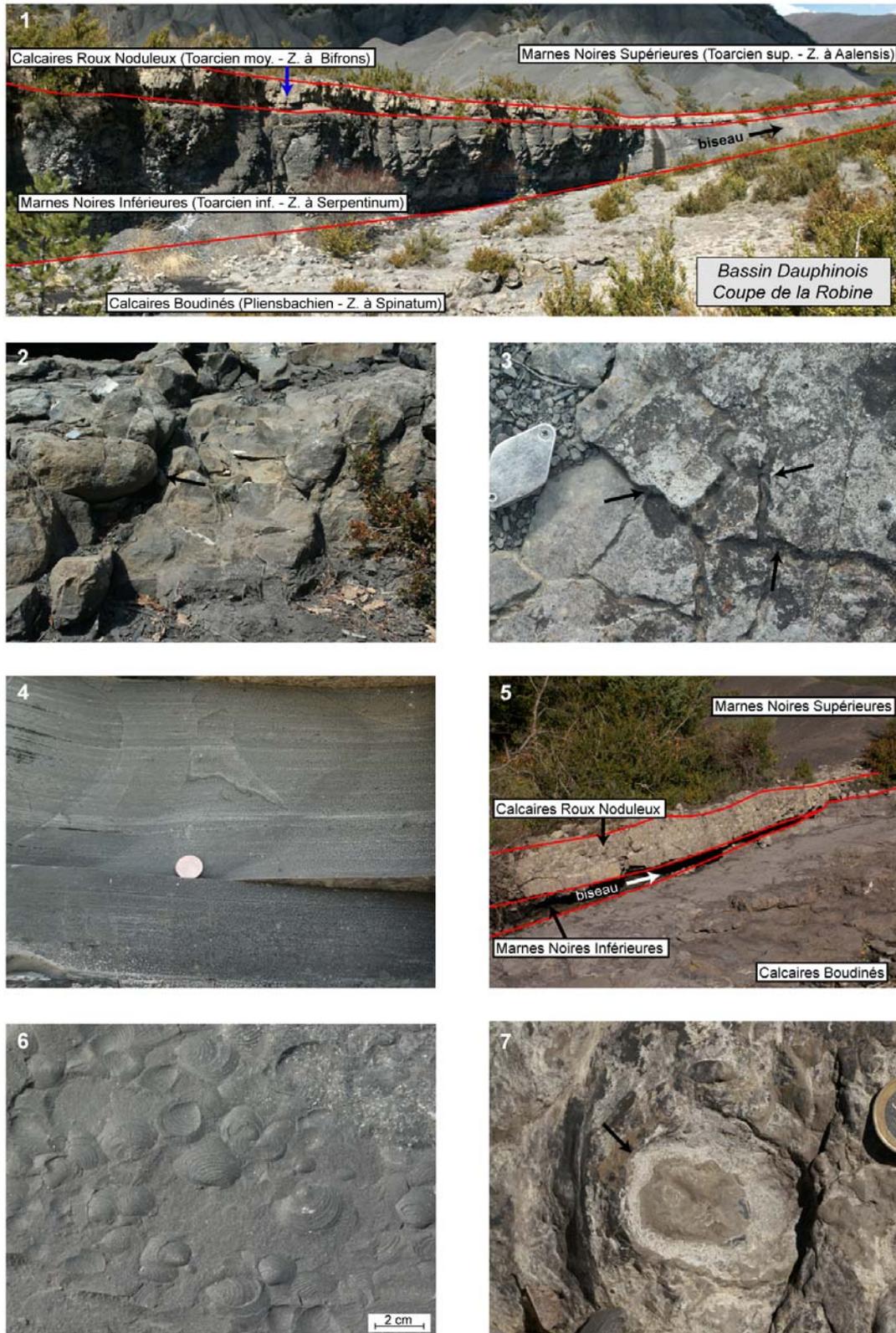


Figure 106 : Les unités lithostratigraphiques de la coupe de La Robine. 1- Les différentes unités et le biseau formé par les « Marnes Noires Inférieures » en direction du Nord-Ouest ; 2- Fracturation précoce (flèche noire) des « Calcaires Boudinés » ; 3- Réseau de fractures ouvertes au toit des « Calcaires Boudinés » ; 4- Lamines horizontales et très faiblement ondulées dans les « Marnes Noires Inférieures » ; 5- Biseau des « Marnes Noires Inférieures » ; 6- Accumulation de posidonies dans les « Marnes Noires Inférieures » ; 7- Encroûtements stromatolitiques au toit des « Calcaires Roux Noduleux ».

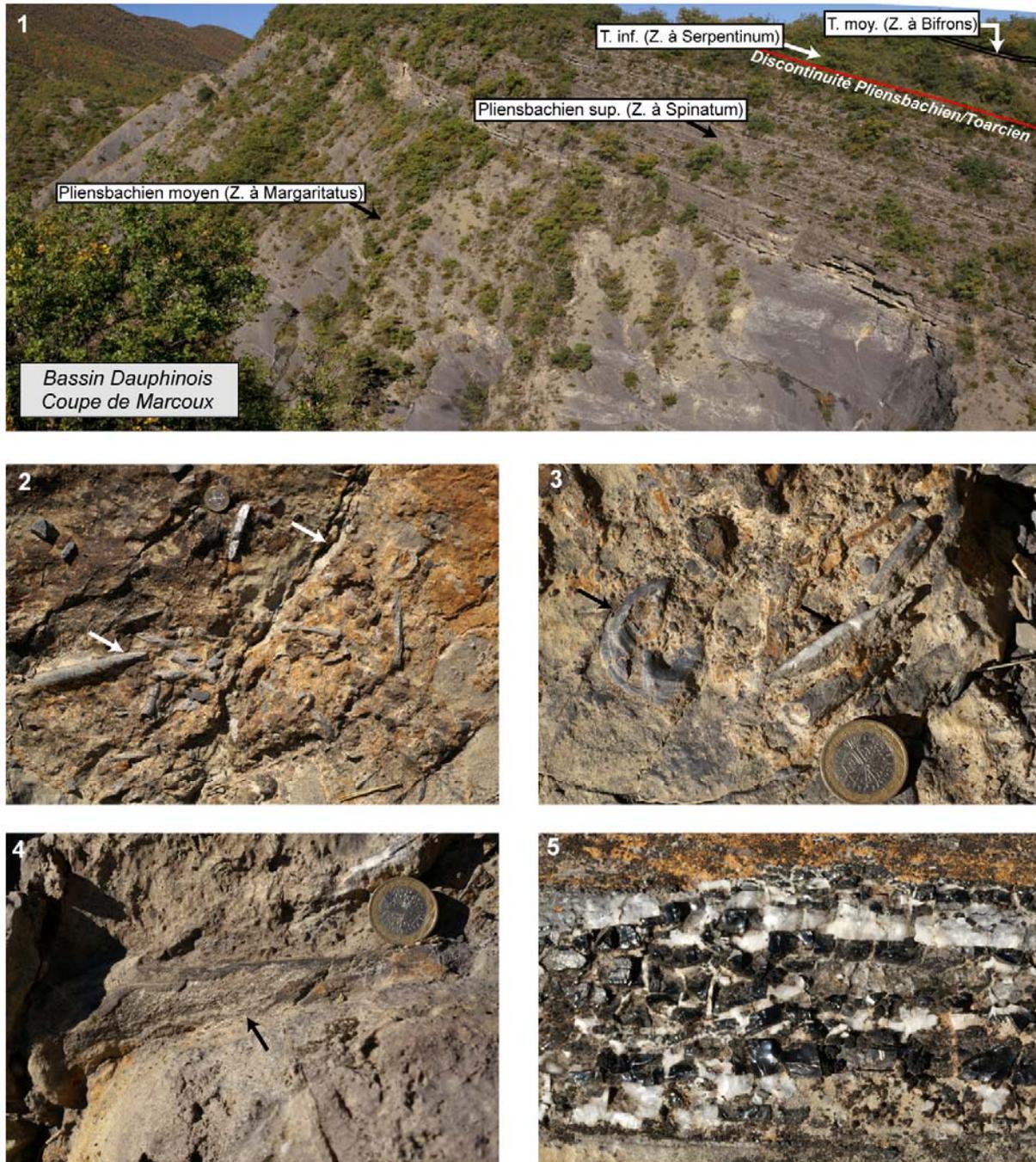


Figure 107 : La coupe de Marcoux. 1- Panorama de la coupe en direction du Nord ; 2- Accumulation de rostrés de bélemnites dans le placage et fractures ouvertes sur la surface des « Calcaires Boudinés » ; 2- Placage de rostrés de bélemnites et encroûtements d'huîtres sur la surface ; 4 et 5- Restes ligniteux de bois dans le placage de la surface des « Calcaires Boudinés ».

3.II.3.2.1- Les isotopes stables de C et O sur roche totale

L'analyse de la composition isotopique du carbone et de l'oxygène sur roche totale a été effectuée à partir de 48 échantillons prélevés sur l'intervalle Pliensbachien supérieur (zone à Spinatum) à Toarcien inférieur (zone à Serpentinum) dans la coupe de Marcoux, et de 8 échantillons prélevés sur l'intervalle Toarcien inférieur (zone à Serpentinum) à Toarcien supérieur (zone à Aalensis) dans la coupe de la Robine.

Coupe de Marcoux

Les résultats des analyses sont reportés sur un diagramme croisé $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ afin de comparer la distribution des valeurs obtenues au diagramme de distribution des compositions isotopiques des carbonates (Fig. 108-1). Deux ensembles s'individualisent : le premier est marqué par des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ entre -6 et -7,6 ‰ et en $\delta^{13}\text{C}$ entre 0,6‰ et -3,4‰. Cet ensemble correspond aux échantillons de l'alternance marno-calcaire d'âge Domérien supérieur (zone à Spinatum). Le second ensemble est constitué de valeurs relativement stables en $\delta^{18}\text{O}$ (autour de -8 ‰) et de valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ variant de 1,7 ‰ à -1 ‰. Cet ensemble correspond aux échantillons de marnes du Toarcien inférieur (zone à Serpentinum).

Les faciès les plus carbonatés du Domérien final s'individualisent par des valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 108-2).

La courbe d'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ dans la coupe de Marcoux montre 3 étapes distinctes (Fig. 108-3) :

- Étape 1 de fortes variations des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, avec de nombreuses excursions négatives au Pliensbachien terminal sous la discontinuité PI-Toa (Fig. 108-3A) ;
- Étape 2 de tendance vers des valeurs positives jusqu'à atteindre un maximum de 1,7 ‰ à la limite entre la sous-zone à Exaratum et la sous-zone à Falciferum, au-dessus de la discontinuité, dans la zone à Serpentinum (sous-zone à Exaratum) (Fig. 108-3B) ;
- Étape 3 de tendance générale de retour à des valeurs négatives dans la sous-zone à Falciferum, avec néanmoins un pic positif (autour de 1‰) et un minimum de -0,8 ‰ au sommet de la sous-zone à Falciferum (Fig. 108-3C).

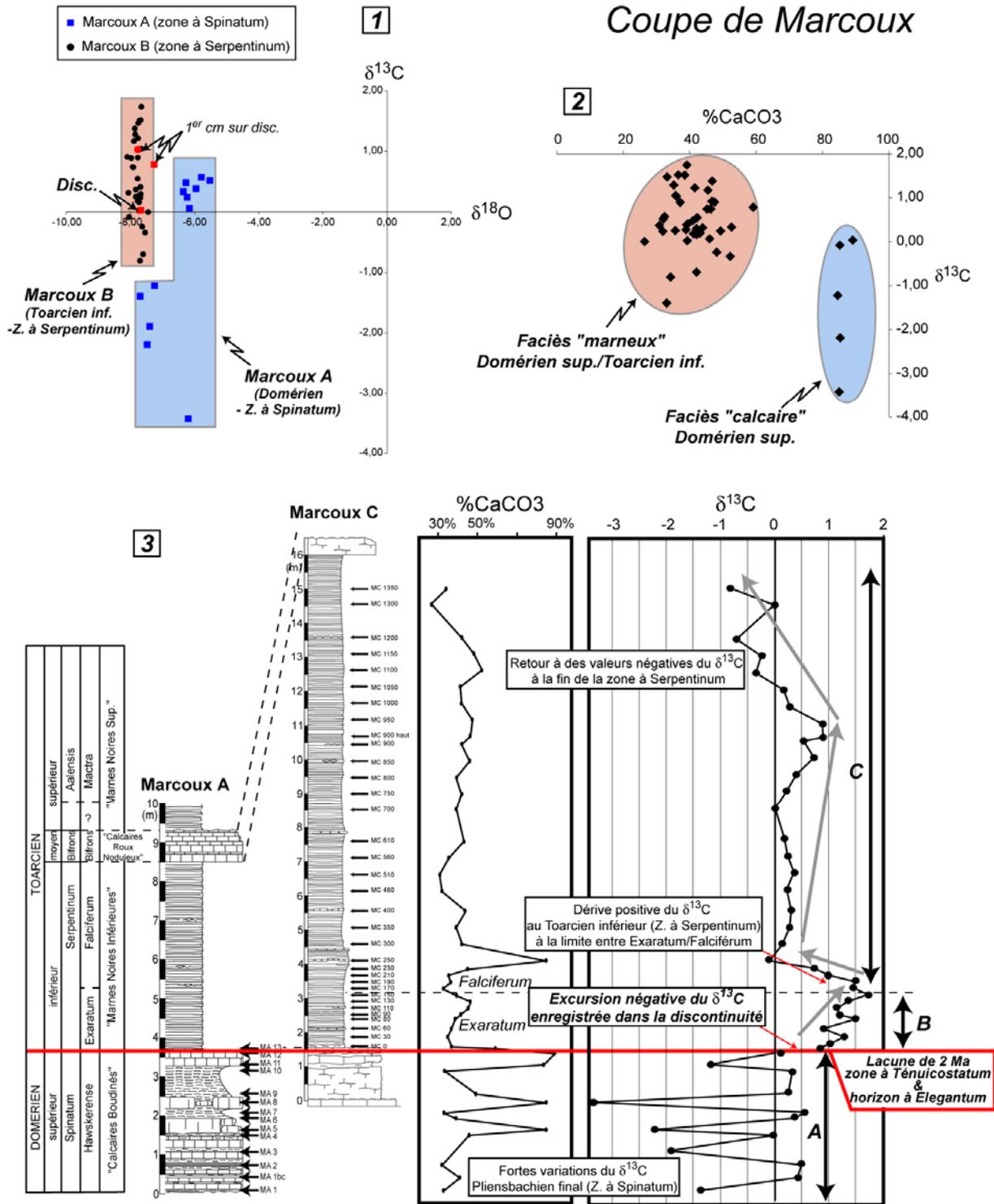


Figure 108 : Les isotopes stables du carbone et de l'oxygène dans la coupe de Marcoux . 1- Diagramme croisé replaçant les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons de roche totale ; 2- Diagramme croisé replaçant les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et du taux de carbonate ($\% \text{CaCO}_3$) ; 3- Courbe d'évolution verticale des compositions isotopiques du carbone et de la composition en carbonate ($\% \text{CaCO}_3$) des dépôts du Pliensbachien final au Toarcien inférieur.

Coupe de La Robine

Les résultats obtenus se regroupent dans un ensemble avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ positives (entre 0,3 ‰ et 1,3 ‰) et des valeurs très négatives de $\delta^{18}\text{O}$ (autour de -7 ‰) sans qu'il n'y ait de relation entre le % de CaCO_3 et le $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 109-1, -2).

La courbe d'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ montre trois étapes distinctes :

- Tendance 1 de stabilité des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ autour de 1,3 ‰ au sommet de la zone à Falciferum (Fig. 109-3A) ;
- Tendance 2 de dérive positive dans la zone à Bifrons (sous-zone à Bifrons), après une lacune de 0,6 Ma (sous-zone à Sublevisoni) (Fig. 109-3B) ;
- Tendance 3 de stabilité des valeurs autour de 0,5 ‰ dans la zone à Aalensis après la lacune de 2,5 Ma du sommet du Toarcien moyen et de toute la base du Toarcien supérieur (Fig. 109-3C).

3.II.3.2.2- Matière organique

184 échantillons ont été prélevés dans l'intervalle Pliensbachien supérieur (zone à Spinatum) à Toarcien supérieur (zone à Aalensis) dans les coupes de Marcoux (intervalle Pliensbachien supérieur à Toarcien inférieur) et de la Robine (intervalle Toarcien inférieur à Toarcien supérieur) afin de quantifier, à haute définition la teneur en carbone organique total (COT) et de caractériser la nature et le degré de maturation de la matière organique.

Les résultats bruts obtenus sont présentés en Annexes C. Les valeurs de carbone organique total (COT) et du % de CaCO_3 sont reportés sur un diagramme croisé (Fig. 110-1). Les échantillons à forte teneur en CaCO_3 apparaissent pauvres en carbone organique total (<0,4%), alors que les échantillons à faible teneur en CaCO_3 sont pauvres ou riches en carbone organique total (entre 0,1% et 1,5%).

Les valeurs de COT en moyenne de 0,6% et au maximum de 1,5%, sont du même ordre que celles reconnues dans d'autres séries d'âge Toarcien inférieur du Bassin Dauphinois (Baudin, 1989). L'absence de pic S2 (Fig. 110) indique que cette matière organique est surmature et qu'elle a subi une diagenèse thermique poussée. Cela est cohérent avec le fait que la série liasique de ces coupes, appartenant à la « Nappe de Digne », a été affectée par une forte diagenèse d'enfouissement. Les teneurs en matière organique devaient être beaucoup plus élevées à l'origine, car une grande part de la matière organique a disparu lors de la maturation thermique (Baudin, 1989). Cette diagenèse a aussi été telle qu'elle a détruit les marqueurs d'origine de cette matière organique.

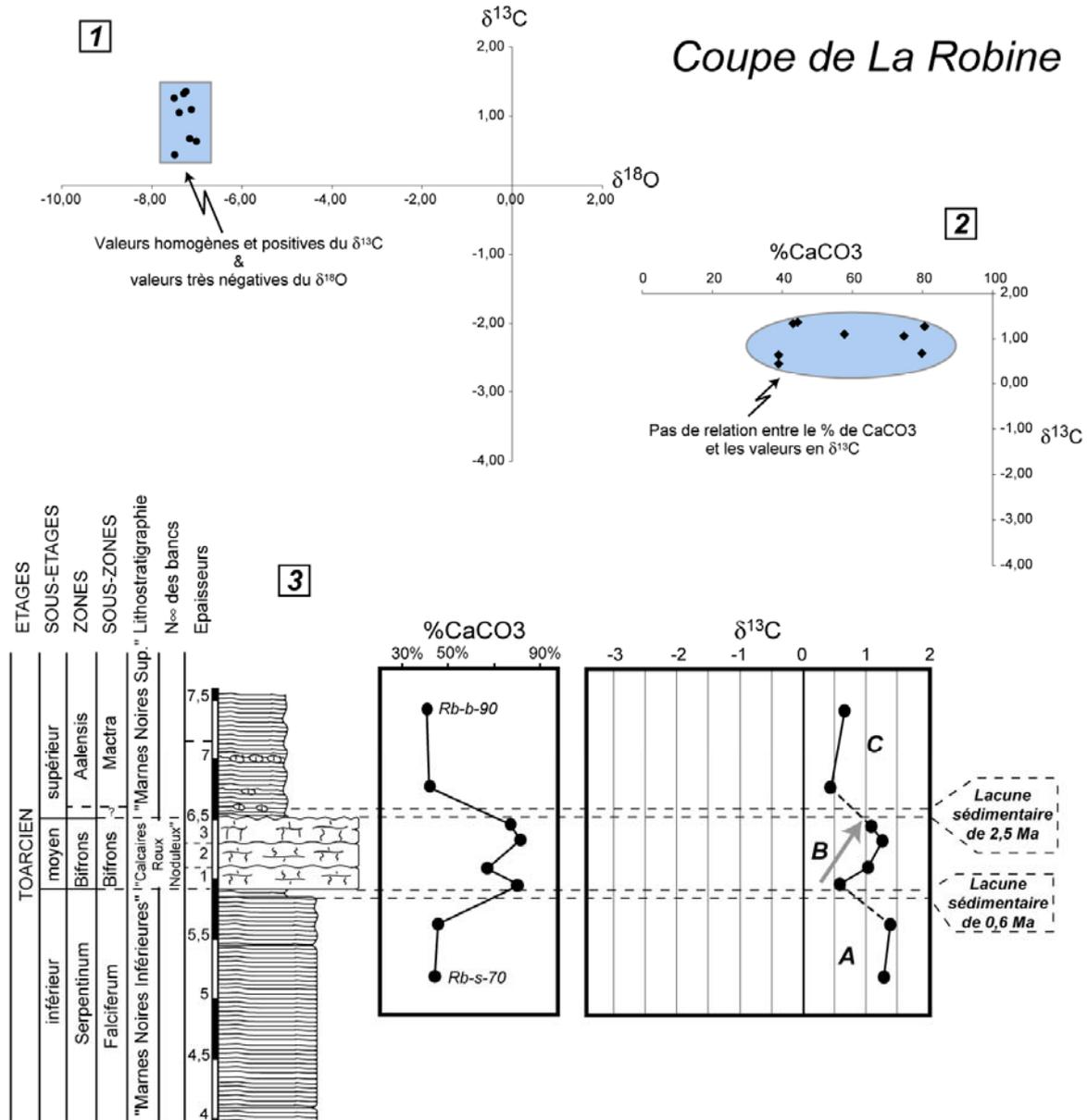


Figure 109 : Les isotopes stables de carbone et de l'oxygène dans la coupe de La Robine. 1- Diagramme croisé remplaçant les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons de roche totale ; 2- Diagramme croisé remplaçant les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et du taux de carbonate (% CaCO_3) ; 3- Courbe d'évolution verticale des compositions isotopiques du carbone et de la composition en carbonate (% CaCO_3) des dépôts du Toarcien inférieur final au Toarcien Supérieur.

L'évolution des valeurs de COT est la suivante (Fig. 110) :

1) Au sein des « Calcaires Boudinés » d'âge Pliensbachien final, les bancs calcaires ne contiennent qu'un faible résidu organique (inférieur à 0,5%). Le dernier banc carbonaté ne contient absolument aucun résidu organique (Fig. 110). Cette absence de résidu organique s'accorde bien avec l'hypothèse de Floquet *et al.* (2003) d'une bonne oxygénation du milieu de dépôt au Pliensbachien terminal, s'accordant avec un maximum de diminution de profondeur ;

2) le contenu en C organique augmente rapidement pour atteindre des valeurs maximales de 1,49% et 1,52 % (Fig. 110) dès la base des « Marnes Noires Inférieures » (Toarcien inférieur non basal). Des valeurs de l'ordre de 1% de C organique se rencontrent dans toute la zone à Serpentinum. Elles sont cohérentes avec les fortes teneurs en matière organique trouvées pour les marnes d'âge Toarcien inférieur dans d'autres bassins (e. g. dans le Bassin de Paris ; Baudin, 1989).

3) Les « Calcaires Roux Noduleux » (Toarcien moyen) sont pauvres en C organique, avec des valeurs de COT proches de 0% (Fig. 110), ce qui marquerait un haut niveau marin relatif, dans des milieux bien oxygénés, comme le suggèrent Floquet *et al.* (2003).

4) les teneurs en C organique sont faibles, mais stables autour de 0,4%, dans les « Marnes Noires Supérieures » (Toarcien supérieur) ce qui indiquerait un retour à des conditions favorables à la préservation de matière organique, peut être lié à un approfondissement (Floquet *et al.*, 2003).

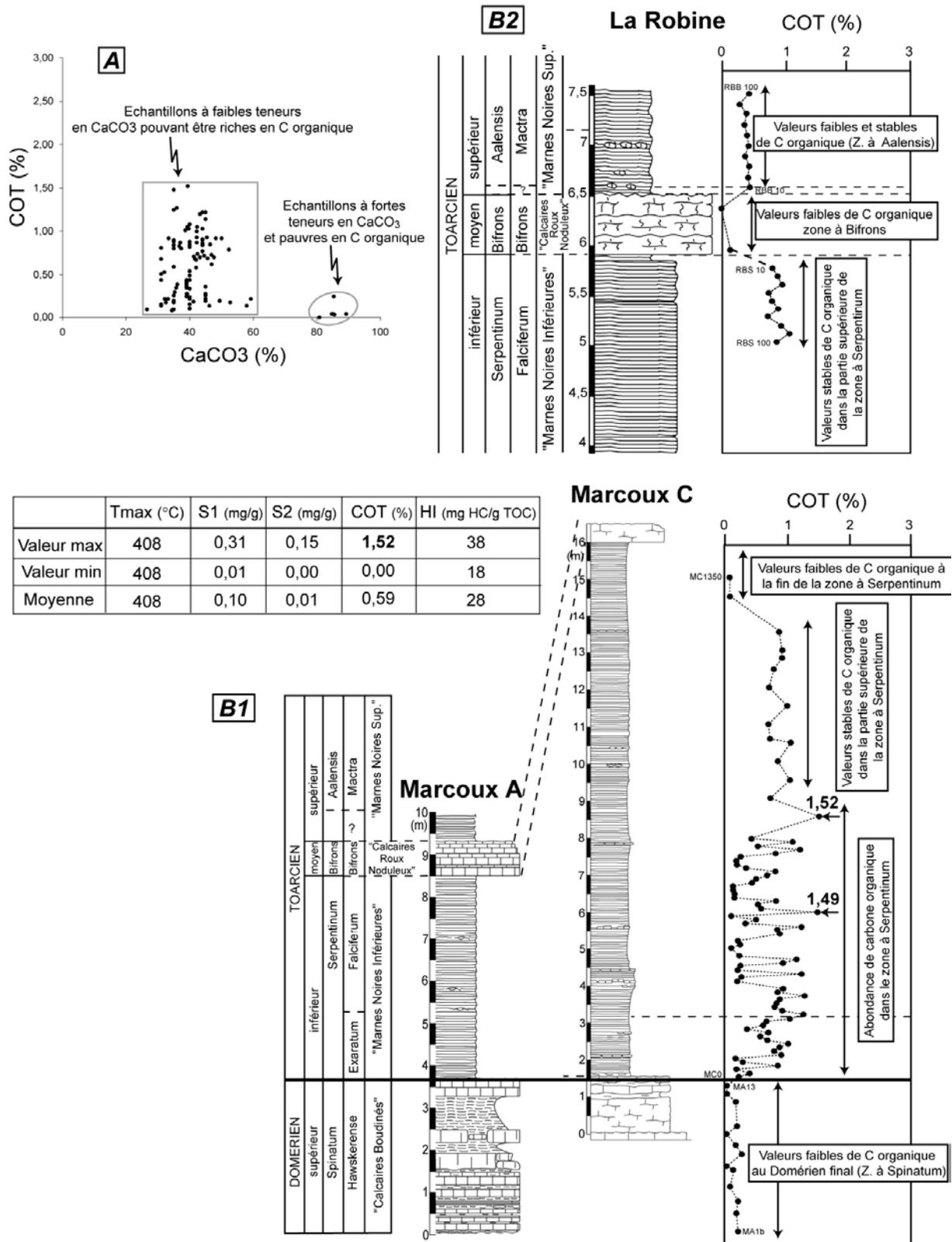


Figure 110 : A- Diagramme croisé Corg-CaCO₃ : une population d'échantillons est riche en COT avec des faibles teneurs en CaCO₃ et une population d'échantillons est pauvre en COT avec de fortes teneurs en CaCO₃ ; B- Courbe de variation des teneurs en carbone organique dans la coupe de Marcoux dans les dépôts du Pliensbachien au Toarcien inférieur (B1) et dans la coupe de La Robine, dans les dépôts du Toarcien inférieur au Toarcien supérieur (B2).

3.II.3.3- Corrélations avec la Basse-Provence

Les corrélations biostratigraphiques couplées aux corrélations chimio-stratigraphiques entre le Bassin Sud-Provençal et le Bassin Dauphinois montrent (Fig. 111) :

1) Une corrélation aisée de la discontinuité entre Pliensbachien et Toarcien, même si elle est exprimée de façon différente dans les deux bassins. Dans le Bassin Sud-Provençal, cette discontinuité est marquée par 2 surfaces dérivées d'érosions, avec ciments précoces ferreux enregistrant probablement des anoxies des eaux (cf. partie 3.II.2). Dans le Bassin Dauphinois, la discontinuité est une simple surface durcie considérée comme façonnée par des courants en milieux sous-marins (Floquet *et al.*, 2003). Alors que la courbe d'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ présente une certaine stabilité dans les calcaires oolitiques du Pliensbachien final dans le Bassin Sud-Provençal (Fig. 111), cette même courbe, dans le Bassin Dauphinois, est marquée par de fortes fluctuations du $\delta^{13}\text{C}$, en valeurs surtout négatives (Fig. 111). Ces fluctuations pourraient 1) soit être attribuées à une diagenèse météorique différentielle (les bancs carbonatés montrent des valeurs plus négatives que les intervalles marneux) lors de l'export de carbonates des plates-formes dans le bassin au Pliensbachien final ; 2) soit indiquer que la cimentation et la stabilisation minéralogique des bancs plus carbonatés du Pliensbachien final sont en partie contemporaines de l'anoxie du Toarcien inférieur et qu'elles sont marquées en conséquent par une signature négative du $\delta^{13}\text{C}$ (Durllet, *com. pers.*) ;

2) Une non-corrélation directe au début du Toarcien, l'enregistrement sédimentaire s'effectuant de façon très différente entre les deux bassins.

- Une nette dérive négative du $\delta^{13}\text{C}$ est enregistrée dans la zone à *Tenuicostatum* au sein même de la discontinuité D3 et dans les premiers centimètres de marnes au-dessus de D3 dans le Bassin Sud-Provençal (Fig. 111). Cette dérive négative se poursuit à la base de la zone à *Serpentinum* (sous-zone à *Exaratum*). Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ remontent alors progressivement jusqu'à un pic positif à la limite des sous-zones à *Exaratum* et *Falciferum*.

- Dans le Bassin Dauphinois, toute la zone à *Tenuicostatum* ainsi que la base de la zone à *Exaratum* sont absentes, incluses dans la discontinuité. Les premiers 1,5 mètres de sédiments enregistrés au-dessus de la discontinuité, datés de la partie supérieure de la sous-zone à *Exaratum*, montrent une nette dérive positive du $\delta^{13}\text{C}$ pour atteindre un pic à la limite des sous-zones à *Exaratum* et *Falciferum* (Fig. 111). L'excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$ à la base du Toarcien inférieur (zone à *Tenuicostatum* + base de la zone à *Serpentinum*) n'est donc pas enregistrée dans le Bassin Dauphinois ;

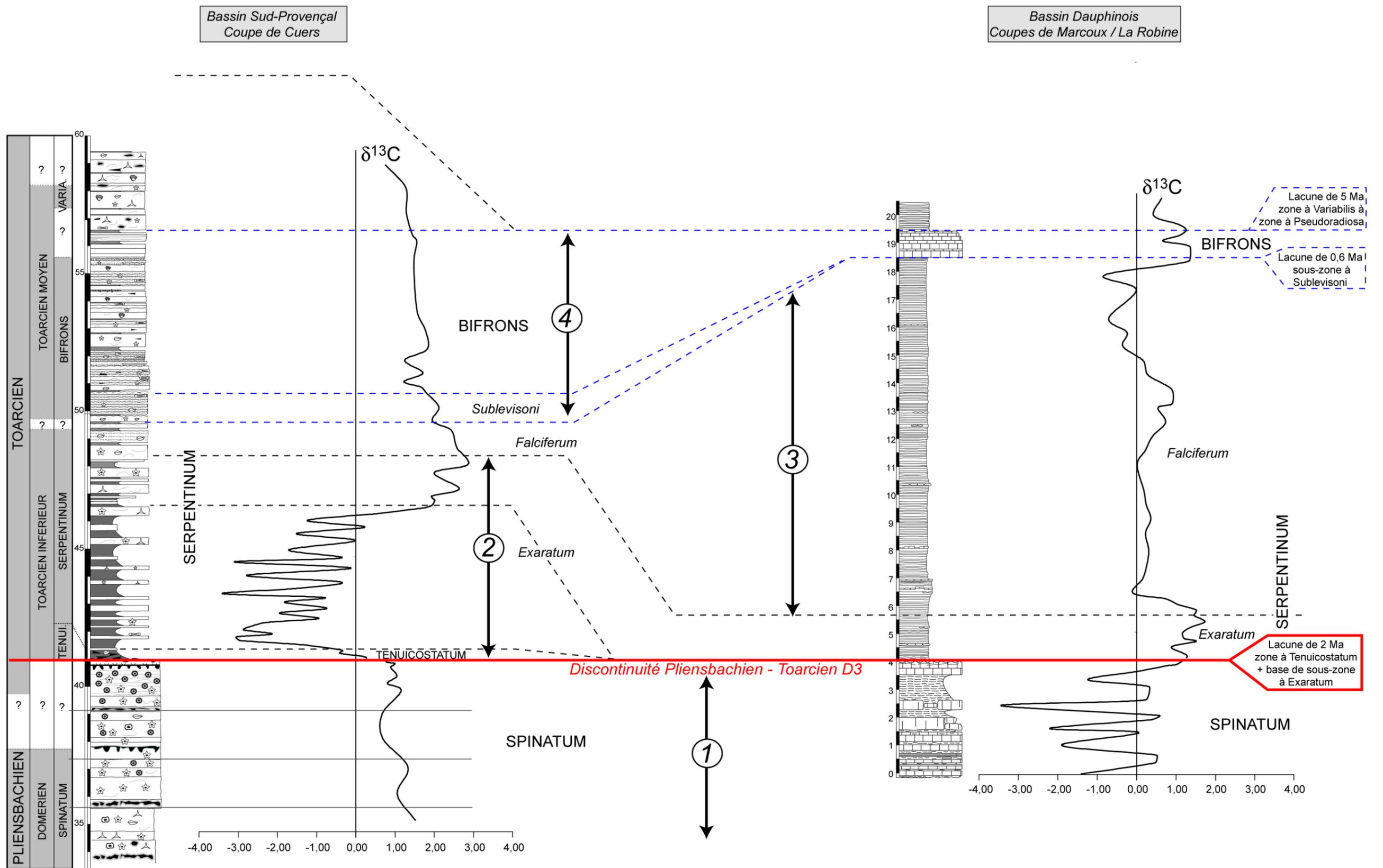


Figure 111 : Corrélation biostratigraphique et chémostratigraphique de la coupe de Cuers (Bassin Sud-Provençal) et d'une coupe synthétique (Marcoux + La Robine) du Bassin Dauphinois. Le signal $\delta^{13}\text{C}$ est fortement perturbé dans les calcaires d'âge Pliensbachien du Bassin Dauphinois (1). La dérive négative du $\delta^{13}\text{C}$ observée dans le Bassin Sud-Provençal n'est pas enregistrée dans le Bassin Dauphinois car contenue dans la Discontinuité Pliensbachienne-Toarcienne (2). Le pic de $\delta^{13}\text{C}$ à la limite de la zone à Exaratum et Falciferum est corrélable entre les deux bassins (3). Le retour à des valeurs stables dans la zone à Bifrons n'est que partiellement corrélable entre les deux bassins du fait de nombreuses lacunes biostratigraphiques dans le Bassin Dauphinois (4).

3) Une bonne corrélation par la même tendance à une diminution des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ dans la zone à *Falciferum* des deux bassins (Fig. 111). Malgré cette corrélation, la courbe du $\delta^{13}\text{C}$ marque une nouvelle dérive négative au sommet de la zone à *Serpentinum* (sous zone à *Falciferum*) dans le Bassin Dauphinois, en relation sous doute avec une nouvelle lacune sédimentaire de 0,6 Ma (sommet de la zone à *Serpentinum* + base de la zone à *Bifrons*, sous-zone à *Sublevisoni* ; Floquet *et al.*, 2003). La différence d'épaisseur des dépôts de la zone à *Falciferum* dans les deux bassins est aussi expliquée par des basculements tectoniques marqués, et la création de petits hémigrabens, dans le Bassin Dauphinois (Floquet *et al.*, 2003), alors que cette tectonique est moindre dans le Bassin-Sud Provençal ;

4) Une non-corrélation dans la zone à *Bifrons*, avec une tendance continue à une diminution des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ dans le Bassin Sud-Provençal (avec des valeurs 2‰ à 1‰), et des valeurs fluctuantes (autour de 1‰) dans le Bassin Dauphinois (Fig. 111). La zone à *Bifrons* est alors marquée par des valeurs stables du $\delta^{13}\text{C}$ (autour de 1,5 ‰), affectée par deux petites dérives de 0,5 à 0,8 ‰ dans le Bassin Sud-Provençal, et une seule dérive négative dans le Bassin Dauphinois où cette zone est très lacunaire (absence de l'horizon à *Apertum* et *Bifrons* ; Floquet *et al.*, 2003).

3.II.4- Discussion

En premier lieu, replacée dans l'architecture sédimentaire du Bassin Sud-Provençal, D3 permet d'appréhender les contrôles tectoniques, climatiques et océanographiques qui ont déterminé l'évolution du bassin autour de la limite Pliensbachien-Toarcien.

En second lieu, la comparaison des expressions de D3 et de ses homologues dans divers bassins de la Téthys Ouest-Européenne devrait aider à discriminer les contrôles locaux, régionaux ou globaux.

3.II.4.1- Signification géodynamique, paléoclimatique, paléocéanographique de D3 dans l'évolution du Bassin Sud-Provençal

Événements géodynamique, climato-eustatiques entre Pliensbachien et Toarcien

La diminution de profondeur, enregistrée dans tout le Bassin Sud-Provençal par la partie supérieure de SD P12 (zones à *Margaritatus* et *Spinatum*, Fig. 112) est interprétée comme résultant du remplissage de l'espace disponible par les sédiments carbonatés alors que l'accommodation positive diminuait.

Les troncatures dérivées d'érosion au sommet de la séquence, soit à la limite Pliensbachien-Toarcien, pourraient être liées à une régression forcée *sensu* Hunt & Tucker (1992). Cette chute du niveau marin serait liée à un contrôle glacio-eustatique. Cependant, rien n'indique une émergence généralisée dans le Bassin Sud-Provençal. Il se pourrait que l'érosion ne résulte que de la seule action des vagues et de la bio-érosion.

La fin de la plate-forme carbonatée d'âge Pliensbachien supérieur est interprétée comme résultant d'eutrophisation du milieu à l'extrême fin du Pliensbachien et au début du Toarcien. Ces perturbations ont été probablement contrôlées par des changements climatiques : 1) un refroidissement au Pliensbachien, puis un réchauffement au Toarcien basal et 2) une augmentation de la pluviométrie entraînant un lessivage important des aires continentales émergées, conduisant à une eutrophisation des eaux par apport de nutriments.

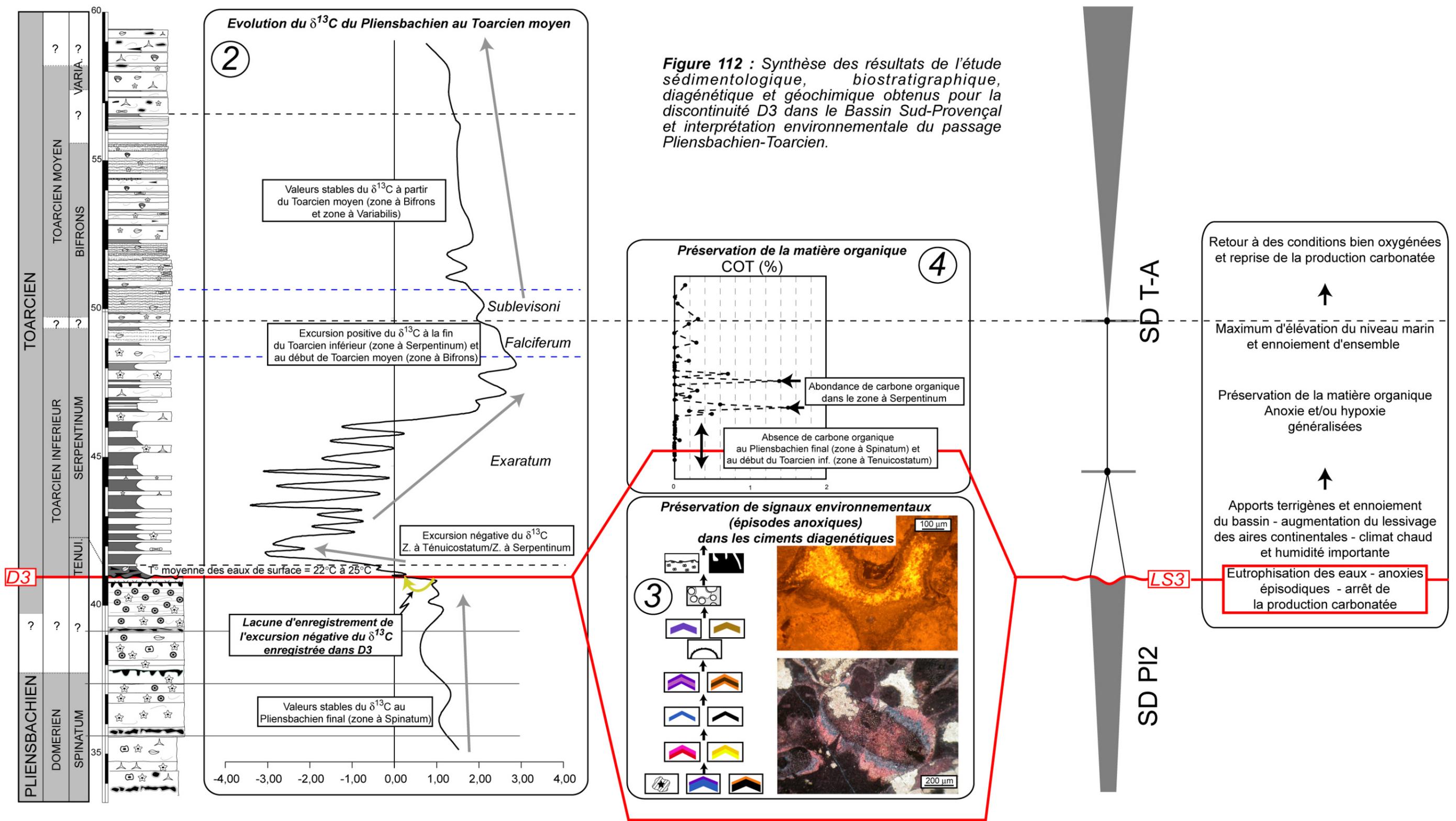
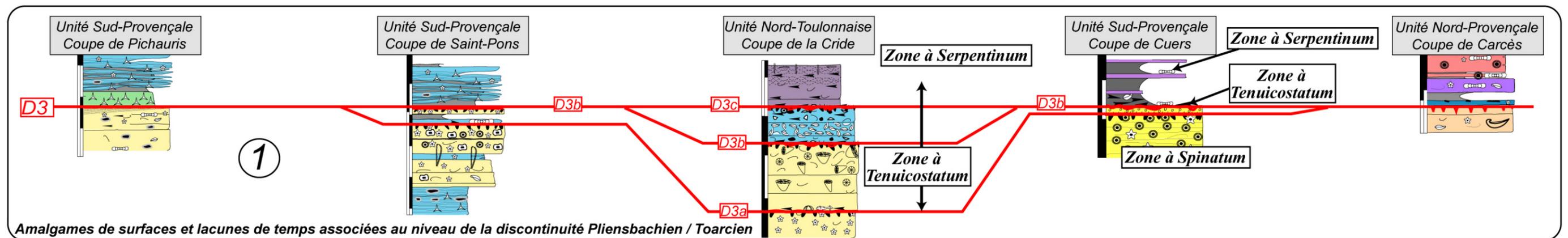


Figure 112 : Synthèse des résultats de l'étude sédimentologique, biostratigraphique, diagenétique et géochimique obtenus pour la discontinuité D3 dans le Bassin Sud-Provençal et interprétation environnementale du passage Pliensbachien-Toarcien.



La surface d'approfondissement à la base de SD T-A (zone à *Tenuicostatum*) et le maximum d'approfondissement d'âge Toarcien inférieur (zone à *Serpentinum*) auraient été contrôlés à la fois par des jeux tectoniques locaux, régionaux et par une augmentation du niveau marin global. La tectonique locale de *tilting* a induit une subsidence différentielle à travers le bassin au Toarcien inférieur, d'où des approfondissements variés. Ces basculements ont aussi contrôlé la préservation du cortège d'approfondissement (marnes noires, argiles, sables), spécifiquement au pied des blocs basculés, sous conditions hypoxiques voire anoxiques. Les sédiments détritiques et les débris ligniteux, accumulés dans ces espaces, étaient d'origine continentale et repris lors de la remontée du niveau marin relatif. Les perturbations climatiques (réchauffements) associées à ces changements de sédimentation (carbonatée à terrigène) ont pu perdurer durant une grande partie du Toarcien inférieur, comme le laissent supposer l'excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$ à la base de la zone à *Serpentinum* puis la dérive et l'excursion positive dans la partie supérieure de la cette même zone (Fig. 112). Les dérives négatives du $\delta^{13}\text{C}$ sont souvent interprétées comme le résultat du recyclage du carbone organique dissous dans des eaux stratifiées anoxiques (Küspert, 1982 ; Jenkyns, 1988 ; Saelen *et al.*, 1996, 1998, 2000 ; Schouten *et al.*, 2000 ; Röhl *et al.*, 2001 ; Schmid-Röhl *et al.*, 2002). Les excursions positives indiquent, elles, des accumulations de carbone organique (Schidlowski, 1987 et 2001), liées à une forte productivité et/ou à des conditions anoxiques et/ou à un taux de sédimentation élevé (Tyson, 1987). Weissert & Mohr (1996) concluent que les fortes précipitations, liées au climat chaud et humide ont entraîné une intensification de l'érosion, le transfert de nutriments des continents aux océans, et l'eutrophisation des milieux de sédimentation et ont été aussi responsables des accumulations de carbone organique.

La fin des apports terrigènes au profit du retour à la sédimentation carbonatée au Toarcien moyen (zone à *Bifrons*) correspond à un haut niveau marin relatif et au débordement côtier sur le Haut-Fond du Moyen Verdon. Ce maximum transgressif est bien exprimé par un faible taux de sédimentation (0,5 à 2,5 mètres de carbonates en 800 Ka), et des horizons condensés (dont les couches à oolites ferrugineuses ou à tempestites) avec concentration et condensation d'ammonites et de brachiopodes. Ce haut niveau marin relatif semble avoir été lié à un réchauffement global entraînant une élévation du niveau marin et à une subsidence effective à l'échelle de la Marge Ouest-Téthysienne (Thierry, 2000).

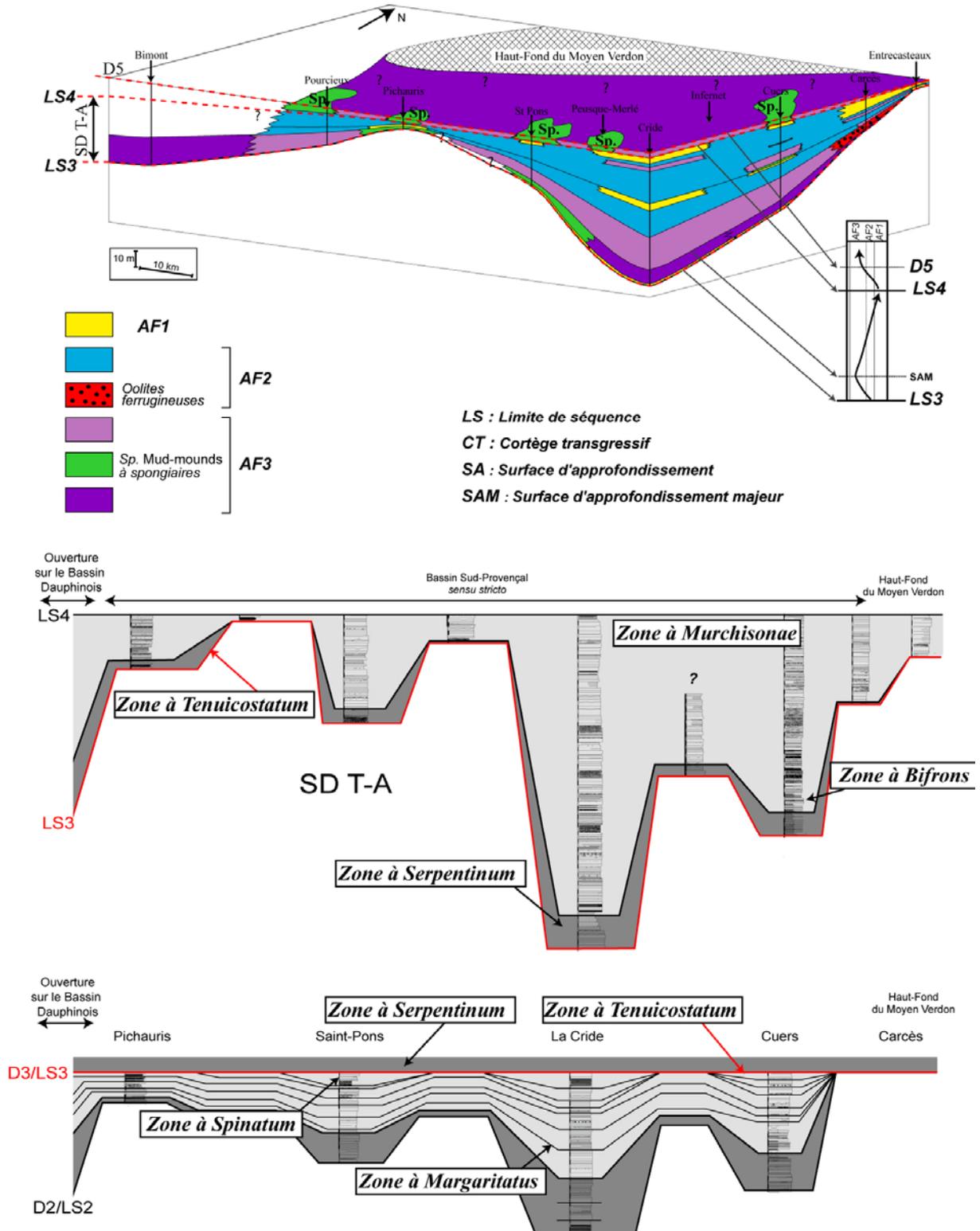


Figure 113 : Reconstitution spatio-temporelle de l'architecture sédimentaire et de l'évolution des séquences de dépôt SD Pl2 et SD T-A du Bassin Sud-Provençal.

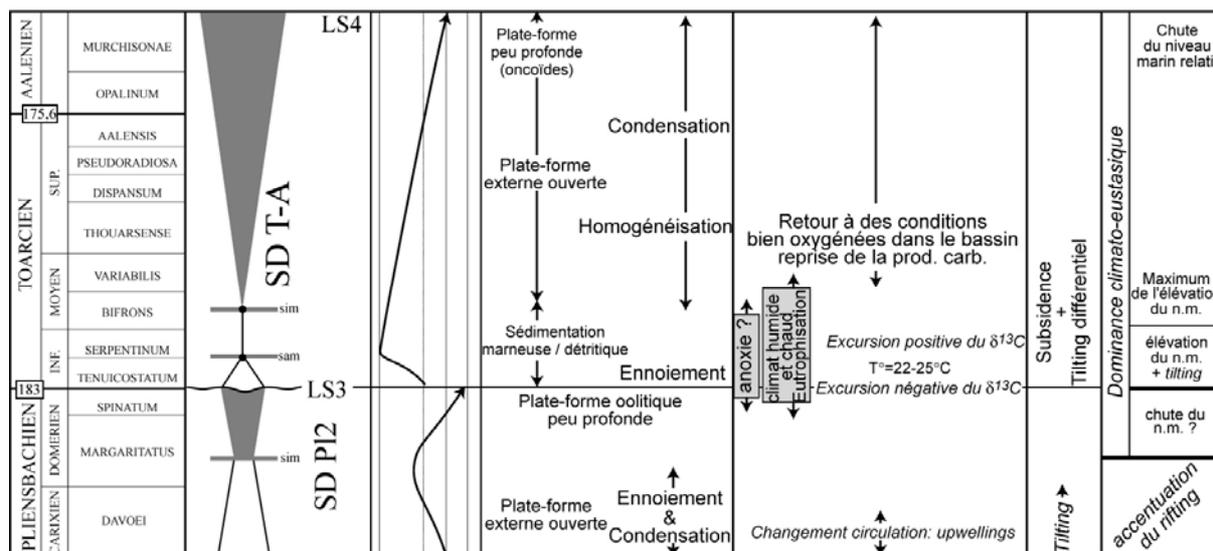


Figure 114 : Synthèse de l'évolution du Bassin Sud-Provençal du Pliensbachien supérieur à l'Aalénien avec les séquences de dépôt, l'évolution des milieux de dépôt dominants et les principaux événements paléocéanographiques et tectoniques.

La tendance à la diminution de profondeur dans la partie supérieure de la séquence SD T-A du Toarcien moyen final (zone à Variabilis) jusqu'à l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae) indiquerait que l'accumulation et la préservation deviendraient légèrement supérieures à l'accommodation toujours positive d'où une géométrie des cortèges sédimentaires à la fois rétrogradante et progradante (Figs. 113 et 114). La retrogradation est bien marquée par les *onlaps* en direction du Haut-Fond du Moyen Verdon pendant les zones à Opalinum et Murchisonae. Le fait que les épaisseurs et les faciès tendent à être homogènes à travers le bassin au Toarcien supérieur indiquerait que l'accommodation était alors plus liée à une subsidence générale de marge qu'à une tectonique locale de basculement (Fig. 114).

3.II.4.2- Intégration à l'échelle de la Téthys Ouest-Européenne

Le cortège de diminution de profondeur de SD PI2, exprimé dans tout le Bassin Sud-Provençal, correspond au cortège régressif R5 de la séquence de second ordre T5/R5 définie par de Graciansky *et al.* (1998) et Jacquin *et al.* (1998) pour le Bassin du Sud-Est de la France et d'autres bassins de la marge Ouest de la Téthys Européenne. La séquence de dépôt SD T-A d'âge Toarcien inférieur à Aalénien moyen est corrélée au cycle transgressif-regressif de second ordre T6/R6 (Fig. 115) défini par de Graciansky *et al.* (1998) et Jacquin *et al.* (1998).

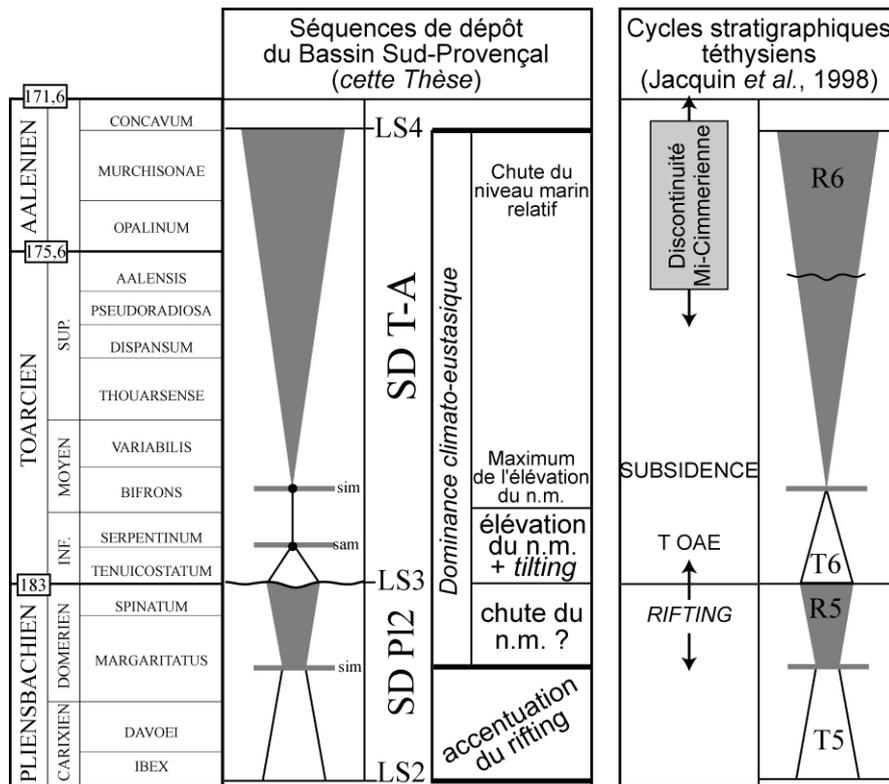


Figure 115 : Comparaison des séquences de dépôt SD P12 et SD T-A du Bassin Sud-Provençal (cette Thèse) et des cycles stratigraphiques (Transgressifs/Régressifs) définis par Jacquin et al. (1998) pour la Téthys Ouest-Européenne.

3.II.4.2.1- Contrôle tectonique

Une phase majeure de tectonique extensive, marquée par une forte subsidence, est connue sur la Marge Ouest-Téthysienne, dans les Bassins de Paris, du Quercy et Dauphinois. Elle est datée du Pliensbachien final (de Graciansky *et al.*, 1998) ou du Toarcien inférieur (Floquet *et al.*, 2003). Cette tectonique est exprimée par du *tilting*, au Toarcien inférieur (zone à Serpentinum), enregistrée par des biseaux des « Marnes Noires Inférieures » dans la région de Digne (Fig. 106 ; Floquet *et al.*, 2003). L'architecture stratigraphique des sédiments d'âge Toarcien inférieur du Bassin Sud-Provençal (cf. Partie 2-III ; Fig. 113) indique tout aussi clairement une activité tectonique de basculement au Toarcien inférieur et perdurant jusqu'au Toarcien moyen.

Une tectonique de basculement de blocs, datée du même âge, est aussi décrite dans d'autres Marges Péri-Téthysiennes (Lallam *et al.*, 1997; Thierry, 2000; El Arabi *et al.*, 2001) de sorte que ce contrôle tectonique découlait de processus géodynamiques affectant non seulement la Téthys Ligure mais aussi l'ensemble des marges Ouest et Sud de la Téthys.

3.II.4.2.2- Contrôle climatique

Le Pliensbachien final est reconnu comme étant une période de régression marine, liée à une chute du niveau marin relatif, à l'échelle de la Téthys Ouest-Européenne (de Graciansky *et al.*, 1998 ; Wignall & Maynard, 1993). Cette chute du niveau marin (Haq *et al.*, 1987), représentée par de nombreuses surfaces d'érosion, sur la marge Ouest Européenne de la Téthys, comme dans les Bassins de Paris et du Quercy (de Graciansky *et al.*, 1998), aurait été contrôlée par un épisode de refroidissement (glacioeustatisme) et une augmentation de la salinité des eaux globales supportés par de nombreuses études sur des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ (Rosales *et al.*, 2004a et b) et de $\delta^{18}\text{O}$ couplée au Mg/Ca (Fig. 116) (Mc Arthur *et al.*, 2000 ; Bailey *et al.*, 2003 ; van de Schootbrugge *et al.*, 2005) effectuées sur des rostres de bélemnites provenant de divers bassins téthysiens.

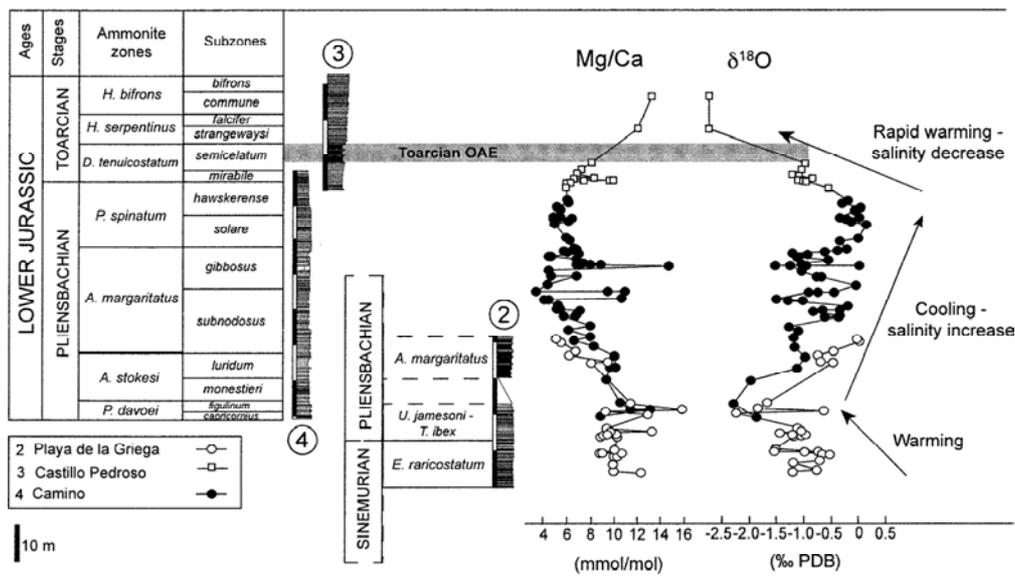


Figure 116 : Courbe d'évolution des valeurs des isotopes de l'oxygène et du rapport Mg/Ca de la calcite de rostres de bélemnites dans les coupes de Playa de la Griega, Castillo Pedroso et Camino du Bassin Basco-Cantabrique (d'après van de Schootbrugge *et al.*, 2005). L'anticorrélation entre le rapport Mg/Ca et les isotopes de l'oxygène indique des changements de température et de salinité du Pliensbachien au Toarcien.

Ce refroidissement aurait engendré le développement, de façon temporaire, de calottes glaciaires, expliquant l'importante chute du niveau marin à cette période (Guex *et al.*, 2001 ; Morard *et al.*, 2003). De plus, Price (1999) décrit la présence de glentonite et de « dropstone » dans les dépôts d'âge Pliensbachien supérieur à hautes latitudes, indiquant le développement de glace sur les continents, arguments d'un refroidissement climatique à cette période.

À travers la Téthys Ouest-Européenne, les sédiments d'âge Toarcien inférieur, connus pour être riches en matière organique (*black shales* à parfois plus de 20% de résidu organique) (Küspert, 1982 ; Schouten *et al.*, 2000 ; Röhl *et al.*, 2001 ; Schmid-Röhl *et al.*, 2002 ; Bucefalo Palliani *et al.*, 2002) indiquent une période de stratification et d'anoxie des fonds marins. Des *black shales* ont été également décrits dans l'Ouest du Canada, au Japon, à Madagascar, en Argentine (Schouten *et al.*, 2000) (Fig. 117). Jenkyns (1988) a proposé que ces sédiments avec augmentation de la teneur en carbone organique témoignent de conditions anoxiques globales, nommées « Événement Anoxique Océanique Toarcien » (T-OAE) (Jenkyns, 1988).

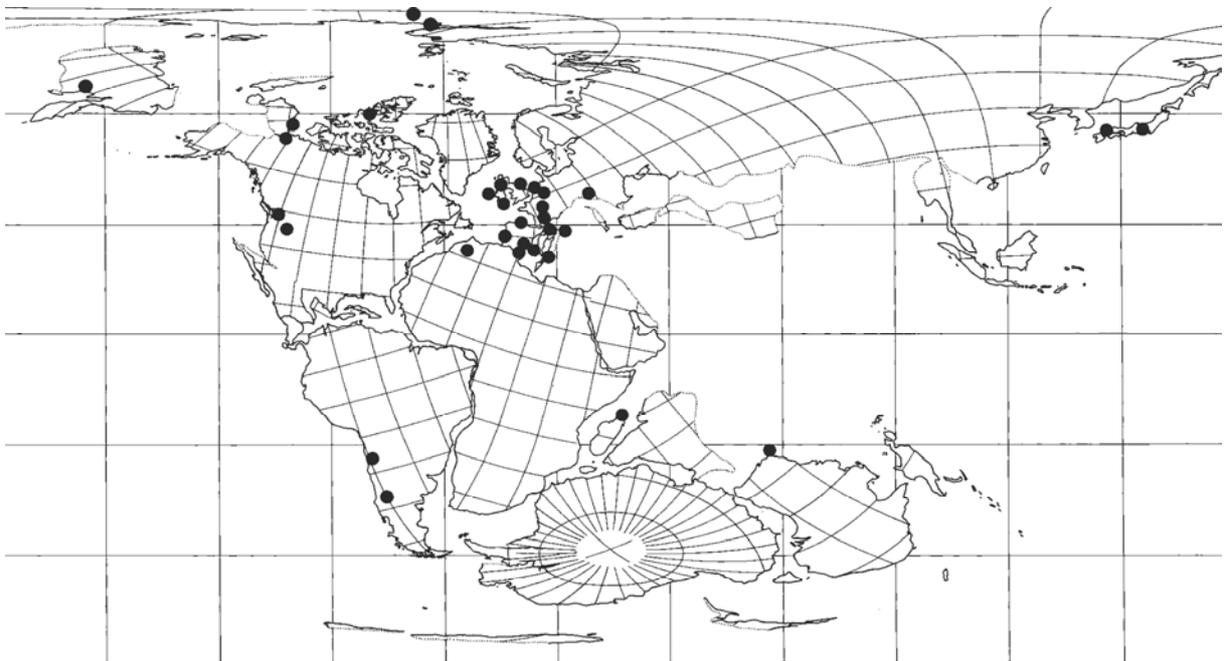


Figure 117 : Répartition des dépôts de Black Shales au Toarcien inférieur (d'après Jenkyns, 1988).

Le dépôt des *black shales* d'âge Toarcien inférieur, à l'échelle de la Téthys Ouest-Européenne, est presque toujours associé à une excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$ (débutant généralement dans la zone à *Tenuicostatum*) suivit d'une excursion positive (au sommet de la sous-zone à *Falciferum*, zone à *Serpentinum*) (Figs. 118) (Küspert, 1982 ; Jenkyns & Clayton, 1986 et 1997 ; Schouten *et al.*, 2000 ; Hesselbo *et al.*, 2000 ; Beerling *et al.*, 2002 ; Jenkyns *et al.*, 2002 ; Kemp *et al.*, 2005 ; Hesselbo *et al.*, 2007).

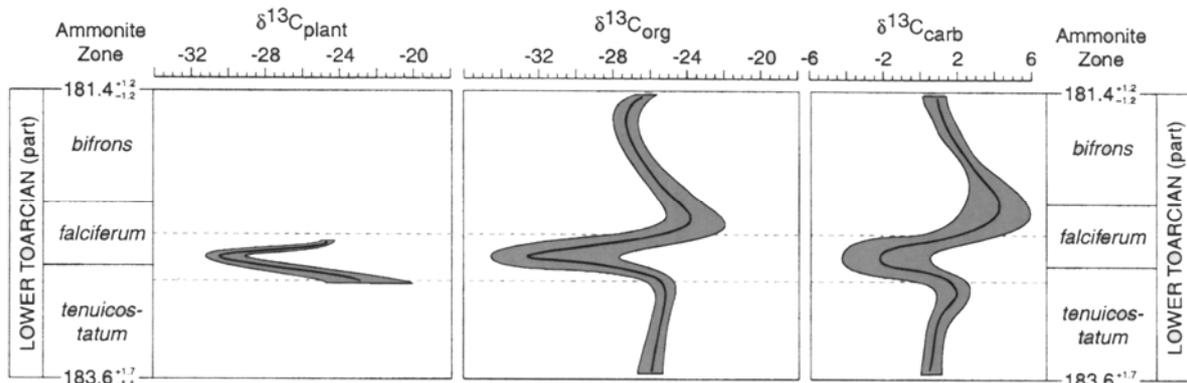


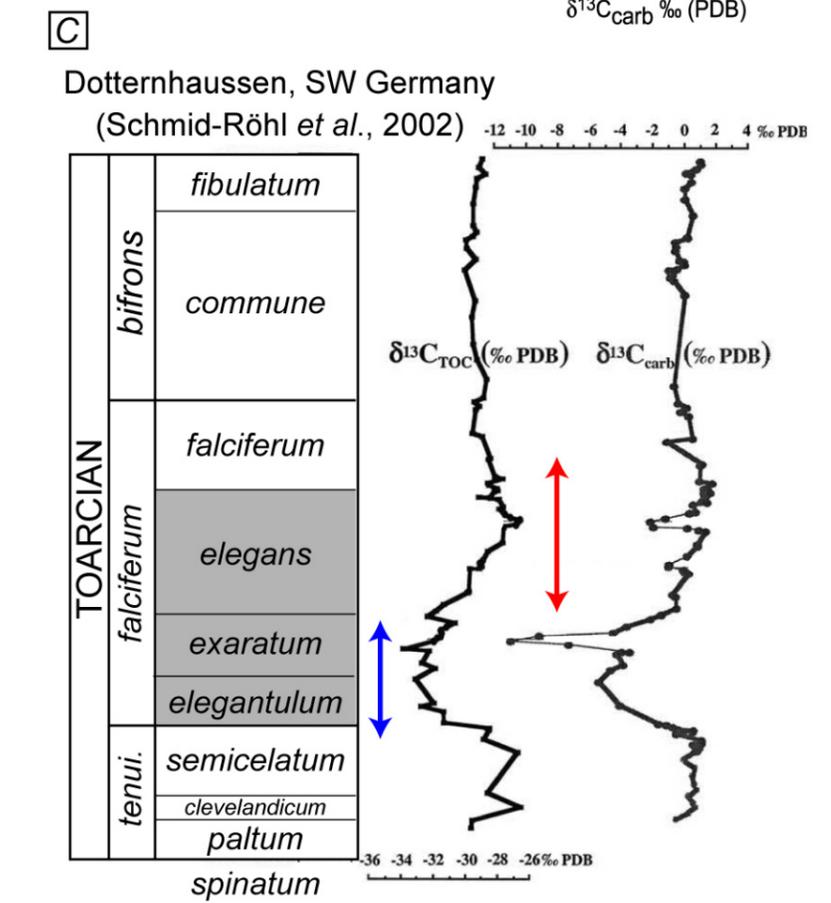
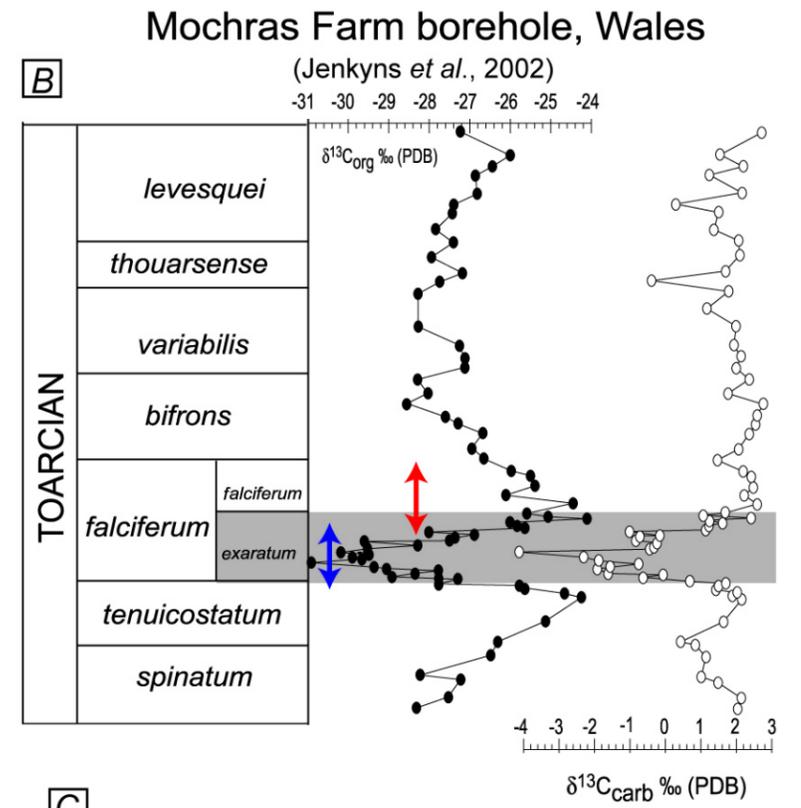
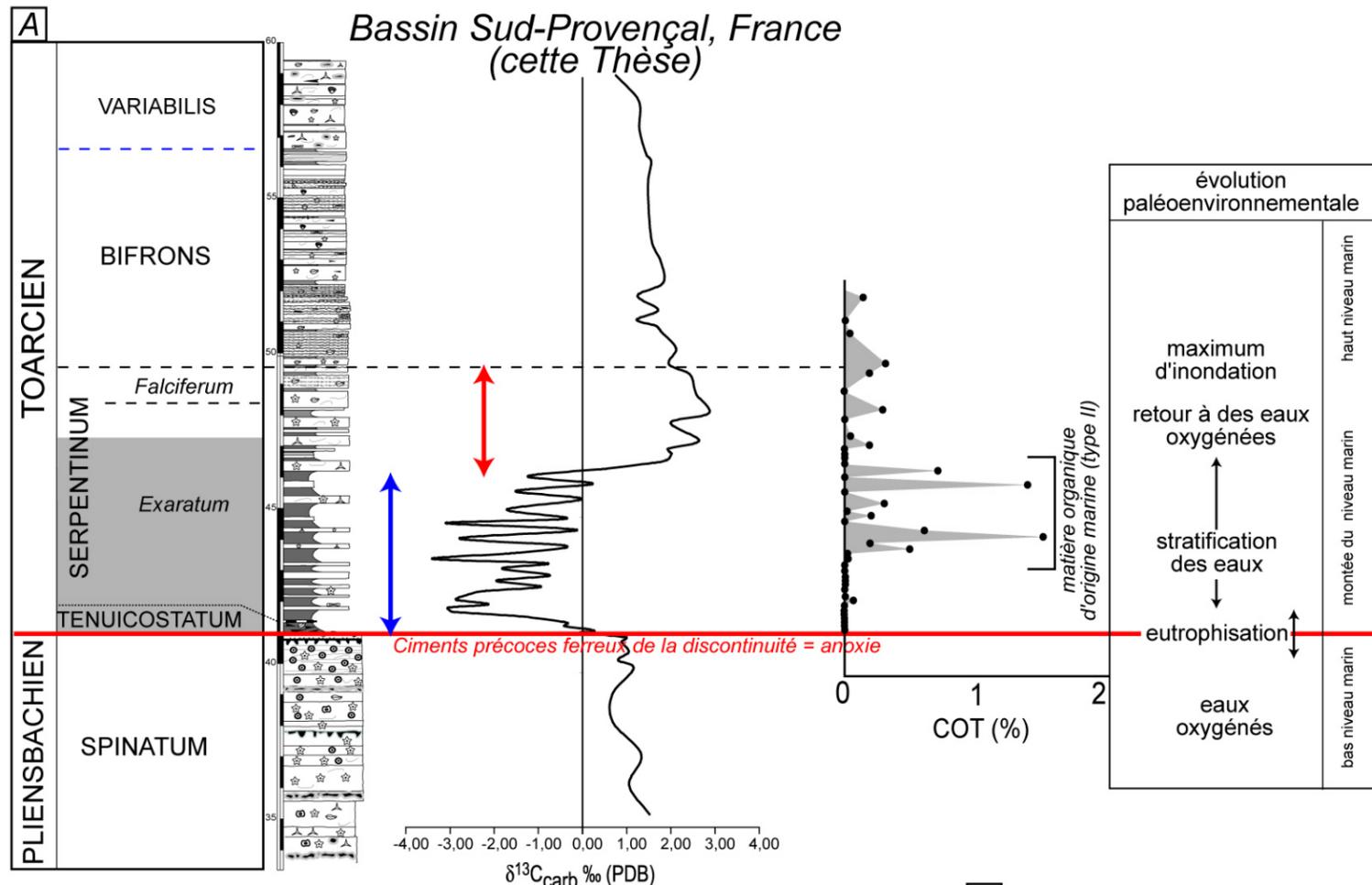
Figure 118 : Variation des valeurs des isotopes stables du carbone durant l'événement anoxique du Toarcien inférieur (d'après Beerling et al., 2002) montrant une forte dérive négative du $\delta^{13}\text{C}$ à la limite entre la zone à *Tenuicostatum* et la zone à *Falciferum* et une excursion positive au sommet de la zone à *Falciferum*. Compilation des données sur les séries de cet âge dans les régions téthysienne et boréale de l'Europe.

La comparaison de la courbe d'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ au passage Pliensbachien-Toarcien dans le Bassin Sud-Provençal et dans d'autres bassins appartenant aux domaines Boréal (Fig. 119) et Sud-Téthysien (Fig. 120) montre que :

- l'excursion négative de 4‰ du $\delta^{13}\text{C}$ (flèche bleue sur Fig. 119-A), débutant dans la zone à *Tenuicostatum* et atteignant son maximum à la base de la zone à *Serpentinum* (sous-zone à *Exaratum*), est parfaitement corrélable avec celles éditées par Jenkyns *et al.* (2002) (Mochras, Pays de Galle ; Fig. 119-B), Jenkyns & Clayton (1997) (North Yorkshire, Angleterre ; Fig. 119-D), Schmid-Rohl *et al.* (2002) (Dotternhausen, Sud-Ouest Allemagne) (Fig. 119- C) ;

- la dérive positive (flèche rouge sur Fig. 119-A), succédant à l'excursion négative et atteignant son maximum au passage entre les sous-zones à *Exaratum* et *Falciferum*, est, elle aussi, corrélable avec celle des bassins du Nord Ouest de l'Europe (Fig. 119-B, -C, -D) ;

- les corrélations sont un peu moins claires avec les bassins Sud-Téthysiens (Fig. 120-B à F). Premièrement, l'amplitude de l'excursion négative de -4‰ dans le domaine Boréal (Figs. 120) est souvent bien plus importante que celle de la même excursion dans les bassins Sud-Téthysiens (de -1‰ à -2‰ pour l'Italie ; Fig. 120-B à E). Deuxièmement, la courbe publiée par Jimenez *et al.* (1996) dans le Bassin Bétique ne montre pas d'excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$ significative au Toarcien inférieur (Fig. 120-D). De plus, cette excursion négative n'est pas non plus reconnue dans les coupes du Bassin de Winterborne (Angleterre) et Dogna (Italie ; van de Schootbrugge *et al.*, 2005), dans la calcite des rostrés de bélemnites d'Angleterre (Saalen *et al.*, 1996 ; Mc Arthur *et al.*, 2000) et d'Allemagne (van de Schootbrugge *et al.*, 2005).



D Synthèse de l'évolution paléoenvironnementale du North Yorkshire (Bucefalo Palliani *et al.*, 2003)

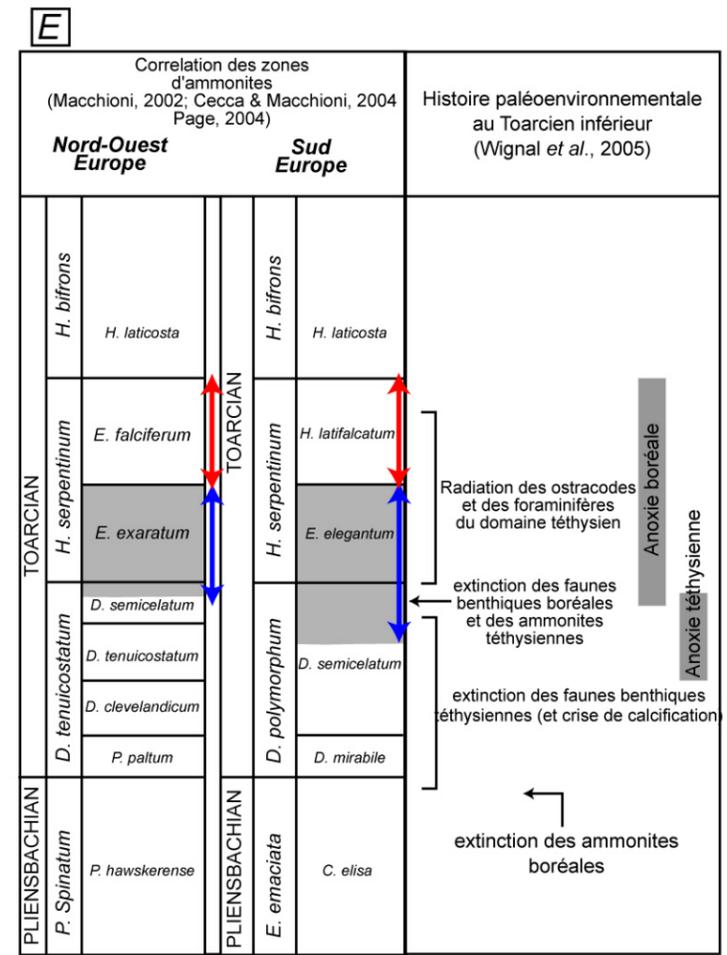
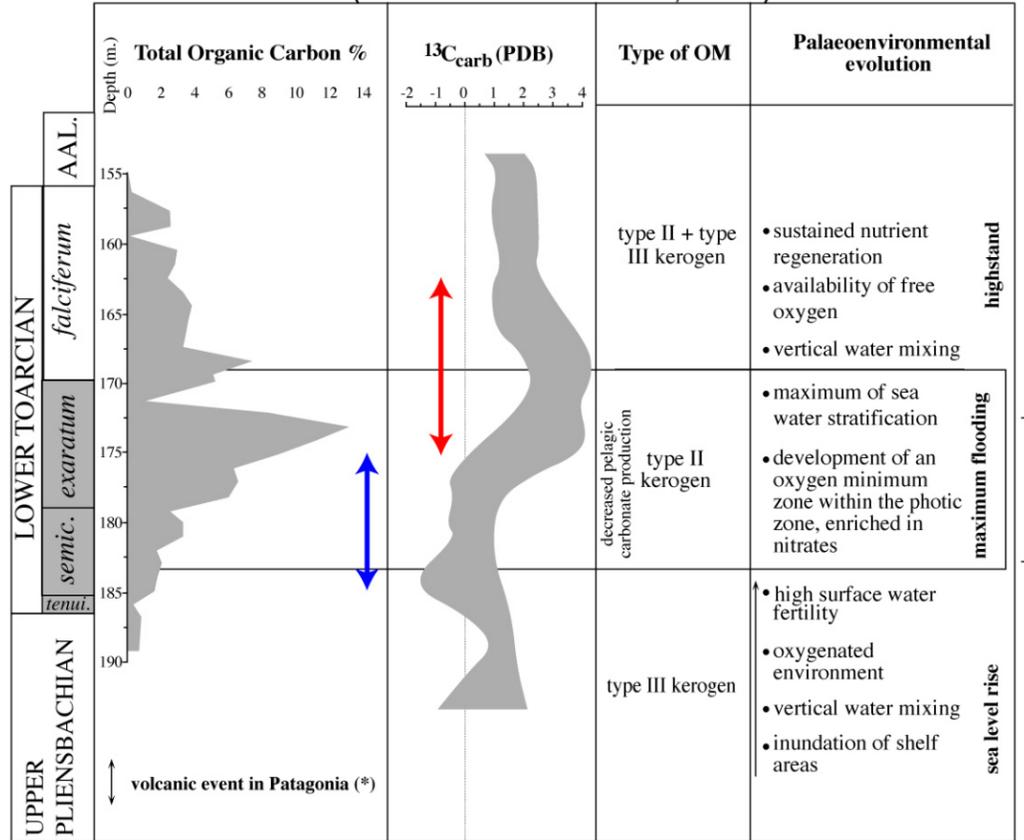
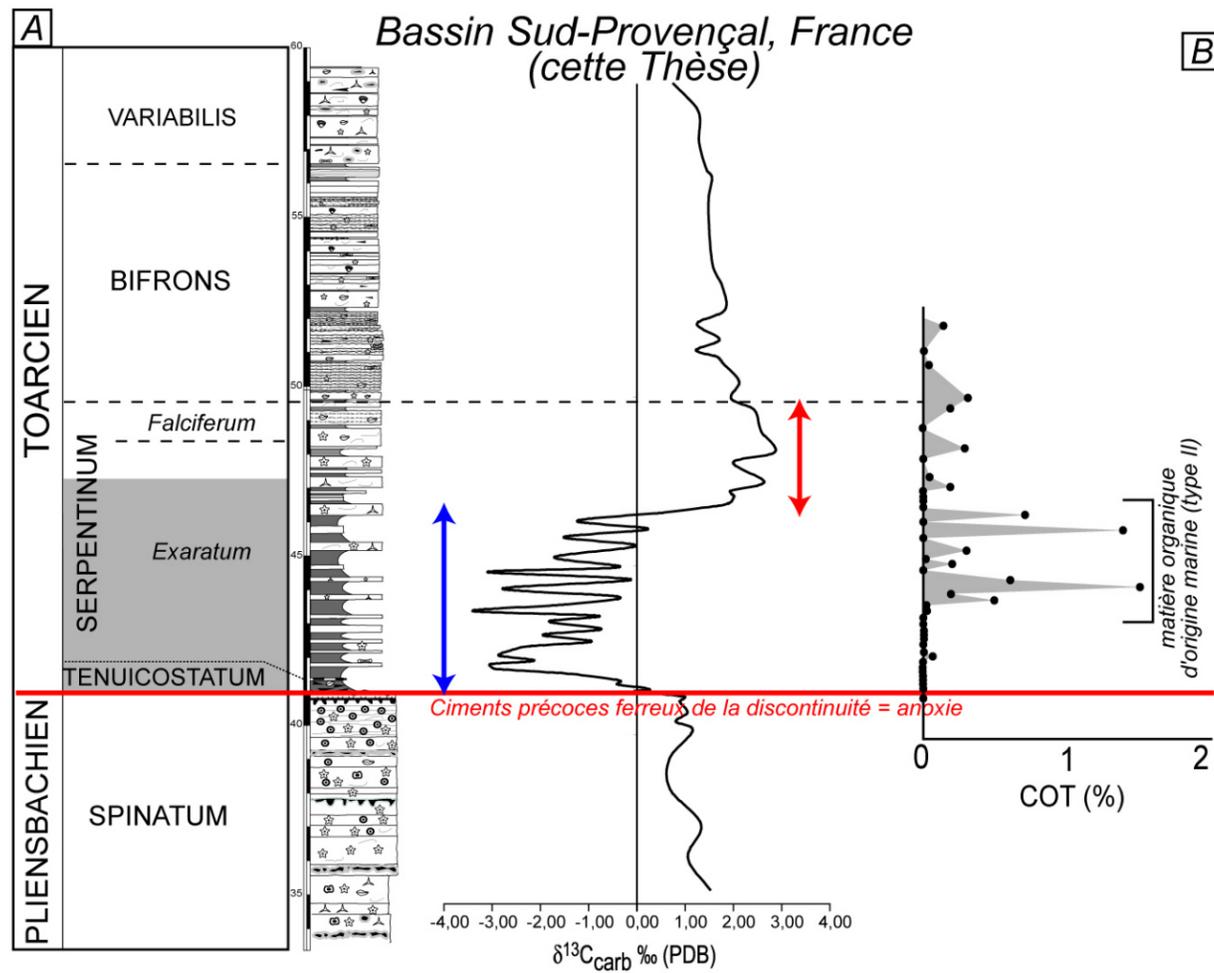
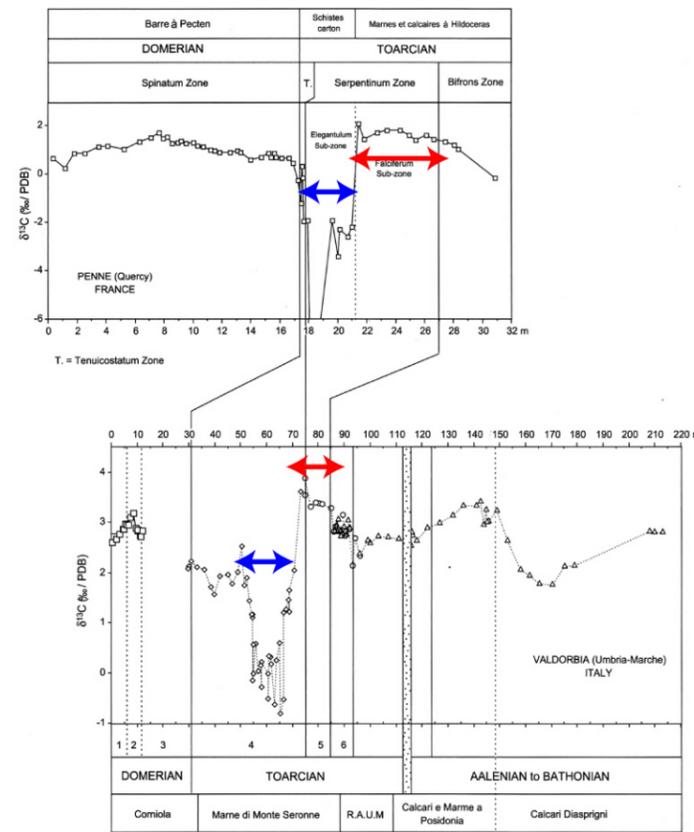


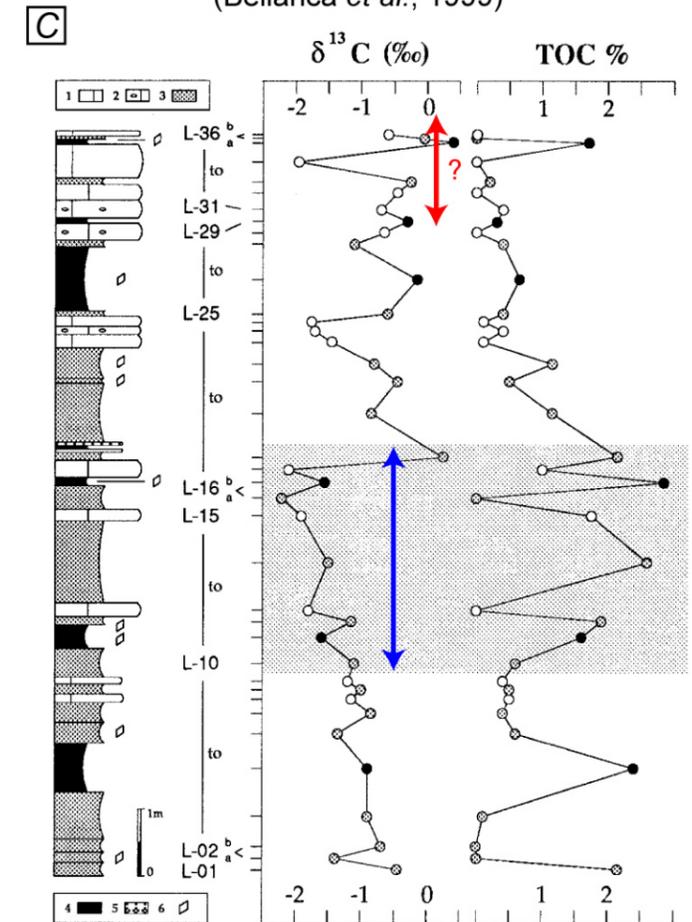
Figure 119 : Synthèse des variations des valeurs des isotopes stables du carbone au Toarcien inférieur pour les Domaines Boréaux et comparaison avec l'évolution paléoenvironnementale du Bassin Sud-Provençal (cette étude) : A- Bassin Sud-Provençal ; B- Bassin de la Baie de Cardigan (Pays de Galles) ; C- Bassin du Dotternhausen, SW Allemagne ; D- Bassin du Yorkshire ; E- Synthèse de l'histoire paléoenvironnementale au Toarcien inférieur (modifié d'après Wignall *et al.*, 2005). La double flèche bleue marque la dérive négative du $\delta^{13}\text{C}$ et la double flèche rouge marque la dérive positive.



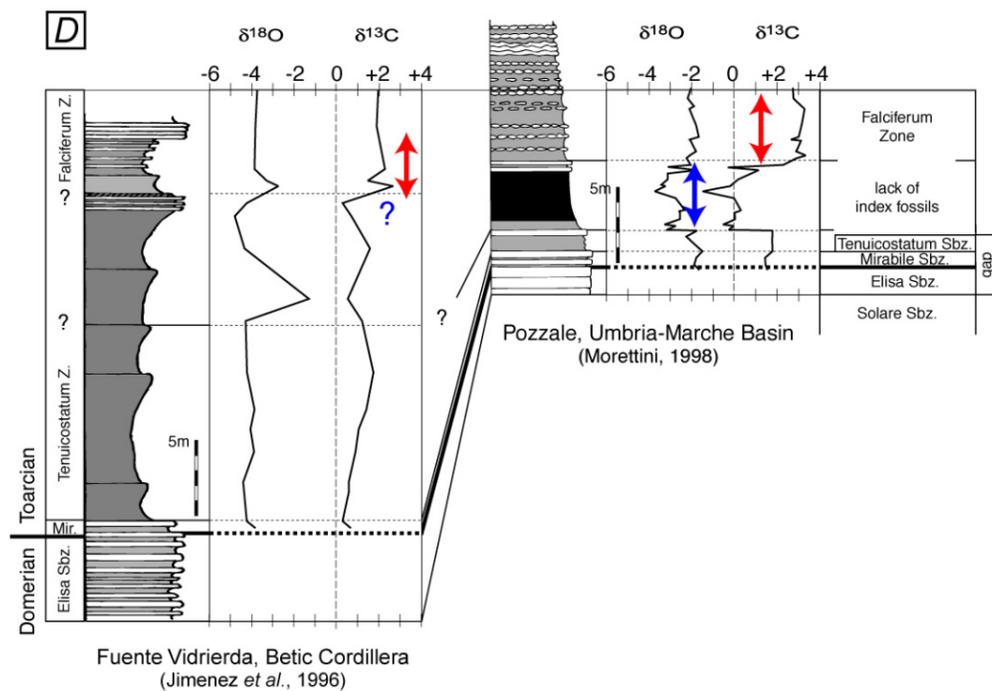
B Comparaison entre le Bassin du Quercy (France) & et le Bassin d'Ombrie-Marches (Italie) (Emmanuel *et al.*, 2006)



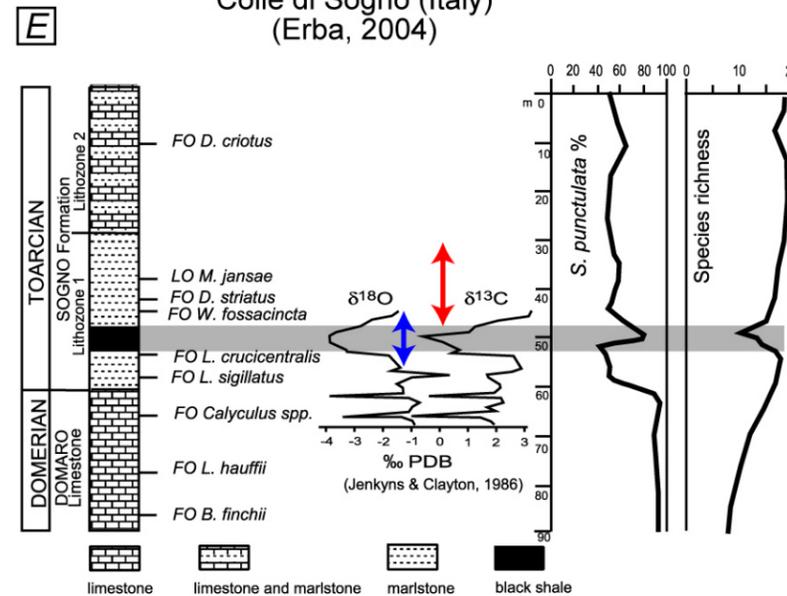
C Belluno Trough, Southern Alps (Italy) (Bellanca *et al.*, 1999)



D Corrélations proposées pour la Téthys (Morard *et al.*, 2003)



E Colle di Sogno (Italy) (Erba, 2004)



F Bassin Lusitanien (Portugal) (Hesselbo *et al.*, 2007)

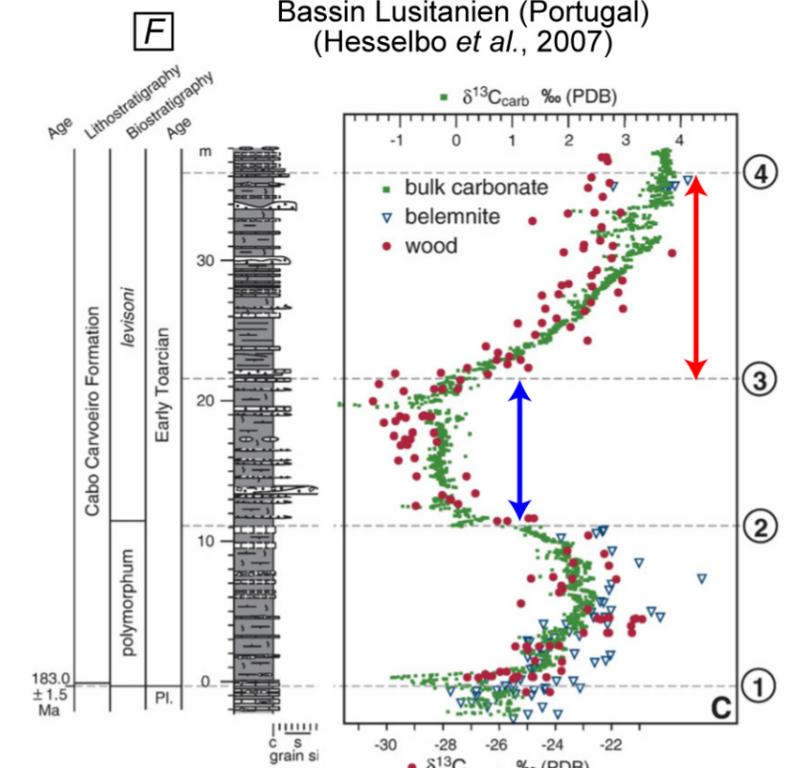


Figure 120 : Synthèse des variations des valeurs des isotopes stables du carbone au Toarcien inférieur pour les régions de la partie sud de la Téthys Ouest-Européenne : A- Bassin Sud-Provençal ; B- Seuil du Quercy et Bassin d'Ombrie-Marches ; C- Alpes du Sud, Italie ; D- Corrélation entre la Cordillère Bétique et le Bassin d'Ombrie-Marches ; E- Italie ; F- Bassin Lusitanien. La double flèche bleue marque la dérive négative du $\delta^{13}\text{C}$ et la double flèche rouge marque la dérive positive. Noter le diachronisme de la dérive négative du $\delta^{13}\text{C}$ entre les bassins les plus méridionaux (e.g. Italie, bassin d'Ombrie-Marches) et les bassins plus septentrionaux (e.g. Bassin Sud-Provençal, Seuil du Quercy).

Enfin, il existe un diachronisme clair dans l'enregistrement de cette excursion négative entre les Bassins Nord-Téthysiens (dont le Bassin Sud-Provençal) et les Bassins Sud-Téthysiens (Bassin des Marches Ombrie ; Fig. 120-A et B), les derniers étant caractérisés par les accumulations de *black shales* et l'excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$ dès la zone à *Tenuicostatum* (Fig. 120-B).

Deux hypothèses sont généralement avancées pour expliquer les perturbations des rapports isotopiques du carbone, les dépôts de *black shales* et les extinctions de faunes.

- La première hypothèse est que l'excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$ résulterait de la combinaison d'une restriction de la circulation océanique et d'une stratification des eaux locales entraînant le recyclage de carbone inorganique dissous dans les eaux de fond anoxiques (Küspert, 1982 ; Jenkyns, 1988 ; Saelen *et al.*, 1996, 1998, 2000 ; Schouten *et al.*, 2000 ; Röhl *et al.*, 2001 ; Schmid-Röhl *et al.*, 2002 ; van de Schootbrugge *et al.*, 2005). Cette hypothèse implique un contrôle paléocéanographique régional et non un contrôle global.

- La deuxième hypothèse est que la forte excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$ serait le résultat de dégazage cataclysmique de méthane biogénique dans les océans et dans l'atmosphère et, par la suite, de son oxydation en CO_2 (Hesselbo *et al.*, 2000), le tout affectant le cycle du carbone à l'échelle globale et entraînant une augmentation massive de gaz à effet de serre (Hesselbo *et al.*, 2000 ; Beerling *et al.*, 2002 et Kemp *et al.*, 2005). Mc Elwain *et al.* (2005) donnent l'hypothèse que le métamorphisme thermique des dépôts organiques du Carbonifère, par intrusion d'énormes quantités de basaltes formés dans la région de Karoo-Ferrar, seraient responsables de la perturbation

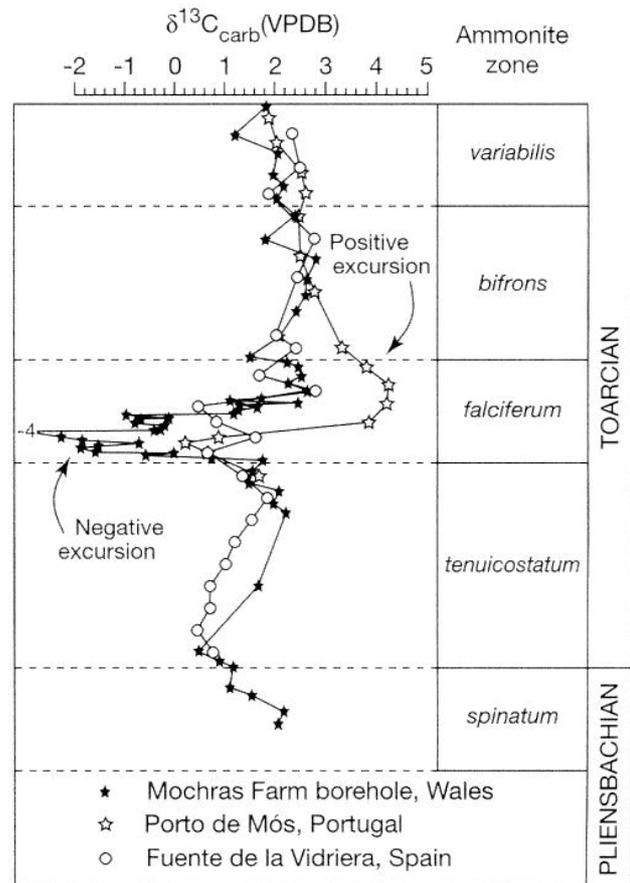


Figure 121 : Comparaison des variations des valeurs des isotopes stables du carbone au Toarcien inférieur entre les Domaines Sud Téthysien et Boréal (d'après Hesselbo et al., 2000).

globale du cycle du carbone. Dans cette hypothèse, l'excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$ devrait être enregistrée simultanément dans les sédiments marins et continentaux à l'échelle du globe (Fig. 121). A partir d'études sur les isotopes du carbone des bélemnites et d'une synthèse des données pour l'ensemble de la Téthys Ouest-Européenne, van de Schootbrugge *et al.* (2005), puis Wignall *et al.* (2005) démontrent que le modèle de relargage d'hydrates de méthane ne semble pas cohérent avec l'ensemble des données aujourd'hui acquises : 1) l'amplitude et l'âge de l'excursion négative, quand elle existe, n'est ni synchrone ni de même ordre (Fig. 120) : l'anoxie se produit plus tôt dans la partie Sud-Occidentale de la Téthys (Italie, Espagne) que dans le Nord-Ouest de l'Europe (Angleterre, Allemagne) (Wignall *et al.*, 2005, Newton *et al.*, 2006) ; 2) la durée de l'excursion négative estimée brève de quelques dizaines de milliers d'années sur la base d'une supposée annualité de la sédimentation de lamines (varves) silteuses épaisses de 50 μm selon Kemp *et al.* (2005), est réfutée par Wignall *et al.* (2005).

Bien que l'origine des perturbations environnementales globales au Toarcien inférieur reste encore largement sujette à débats, le scénario reconstitué à partir des données obtenues dans le Bassin Sud-Provençal est cohérent avec celui proposé récemment par Schmid-Röhl *et al.* (2002), van de Schootbrugge *et al.* (2005) et Wignall *et al.* (2005), comprenant des perturbations climatiques et des anoxies (Fig. 122).

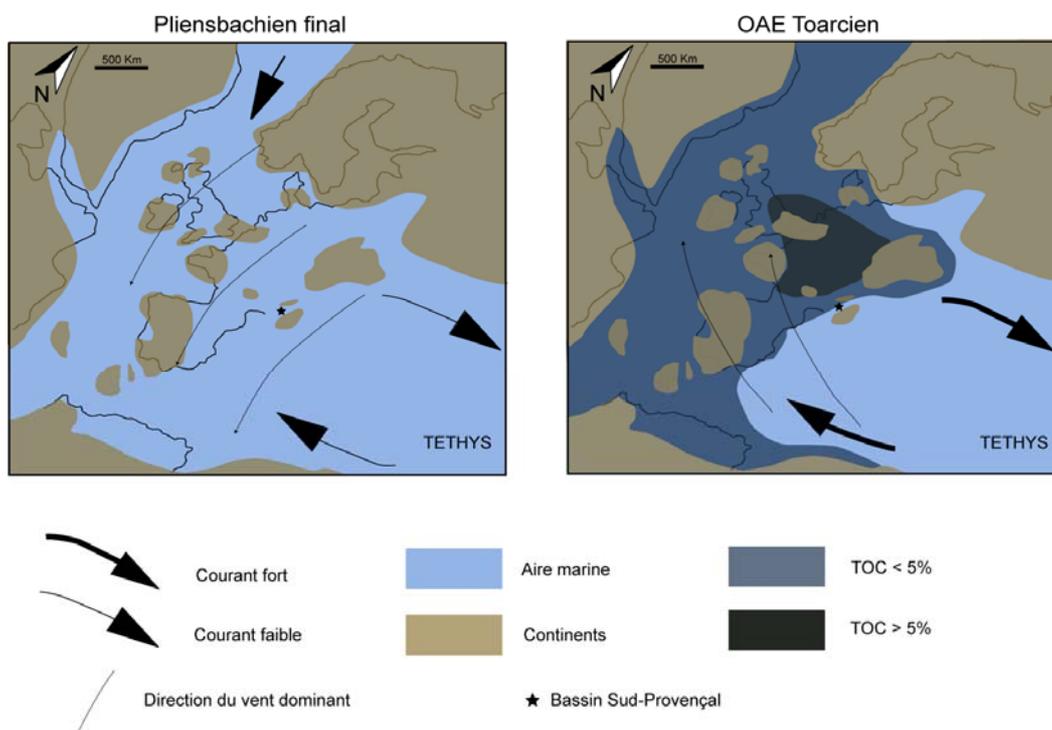


Figure 122 : Reconstitutions paléogéographiques au Pliensbachien supérieur et au Toarcien inférieur montrant les changements de courantologie et l'organisation des vents dominants, expliquant les perturbations climatiques et les variations des taux de carbone organique associées (d'après van de Schootbrugge *et al.*, 2005, modifié).

Perturbations climatiques à la fin du Pliensbachien et au Toarcien inférieur

Un refroidissement est reconnu à la fin du Pliensbachien (Mc Arthur *et al.*, 2000 ; Bailey *et al.*, 2003 ; Rosales *et al.*, 2004a). Dans le Bassin Sud-Provençal, la tendance globalement régressive du sommet de la séquence SD Pl2 pourrait être le résultat d'une chute du niveau marin absolu (régression forcée).

Un réchauffement global dès le début du Toarcien plus l'interaction de processus associés tels que des eutrophisations par lessivage des masses continentales induiraient localement des conditions défavorables à la production carbonatée. Ainsi, les ciments précoces ferreux, généralisés à tout le Bassin Sud-Provençal, au niveau de D3 (cf. Partie 3.III.2-) enregistreraient une forte eutrophisation des eaux, défavorables à la production carbonatée. Une telle eutrophisation, à la limite Pliensbachien-Toarcien, avant l'évènement anoxique du Toarcien inférieur *sensu stricto*, serait le résultat de perturbations climatiques. Selon les reconstitutions paléoclimatiques de Chandler *et al.* (1992) et de Bjerrum *et al.* (2001) pour l'ensemble du Jurassique inférieur, l'Europe aurait été soumise, au passage Pliensbachien-Toarcien, à un climat de type mousson, à fortes précipitations saisonnières. Ces précipitations auraient entraîné une eutrophisation des eaux de surface au Pliensbachien final et au Toarcien (base de la zone à *Tenuicostatum*), eutrophisation accentuée par un réchauffement débutant au Toarcien basal. Ce réchauffement a été reconnu dans de nombreux Bassins Ouest-Européens, comme dans le Bassin Basco-Cantabrique (Rosales *et al.*, 2004b), en Angleterre et en Allemagne (Bailey *et al.*, 2003) (Fig. 123), avec des valeurs de 21°C à 27°C, comparables à celles obtenues dans le Bassin Sud-Provençal (cf. Fig. 123).

Ce réchauffement global au Toarcien inférieur ajouté aux précipitations aurait entraîné une accentuation du lessivage des continents, l'apport d'eaux riches en nutriments sur les plates-formes carbonatées peu profondes, le tout conduisant à une anoxie et une stratification des eaux.

Un consensus existe pour attribuer le réchauffement à l'activité des provinces basaltiques de Karro-Ferrar entraînant un effet de serre accentué par écran de poussières et augmentation des rejets en CO₂ (Hesselbo *et al.*, 2000 ; Pálffy & Smith, 2000 ; Wignall & Newton, 2001 ; Pálffy *et al.*, 2001 ; Courtillot & Renne, 2003). D'autres études basées sur l'analyse isotopique de l'Osmium et du Strontium (Cohen *et al.*, 1999 et 2004 ; Cohen & Coe, 2006) ont aussi montré que le réchauffement, au Toarcien inférieur, a entraîné une augmentation de la pluviosité et en conséquence du lessivage des continents. Dans le Bassin Sud-Provençal, notamment dans sa partie la plus méridionale, l'arrivée de sédiments

détritiques au Toarcien inférieur (marnes silto-quartzeuses ; zone à Serpentinum ; cf. Partie 2.III), reflèterait des tels pluviométries et lessivages.

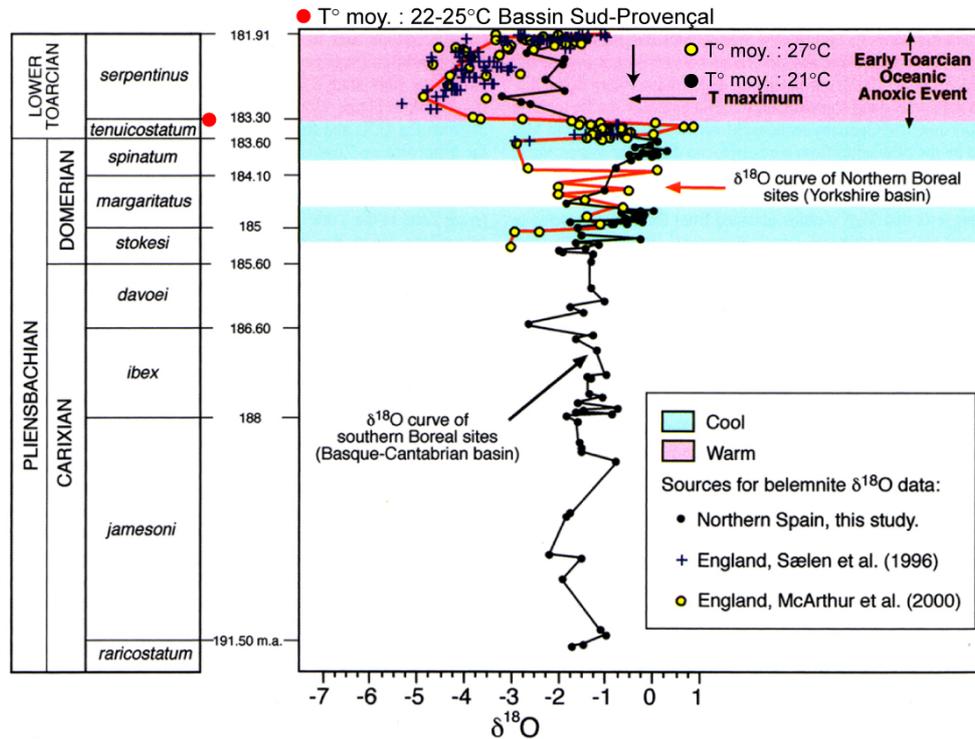


Figure 123 : Comparaison des enregistrements des valeurs du $\delta^{18}O$ au passage Pliensbachien-Toarcien entre l'Angleterre et le Nord de l'Espagne (modifié d'après Rosales et al., 2004b). Ces enregistrements indiquent : 1) deux épisodes de refroidissement aux passages des zones à Stokesi-Margaritatus et Spinatum-Tenuicostatum et 2) un réchauffement net dans la zone à Serpentinum au moment de l'événement anoxique Toarcien. Les températures moyennes estimées avoir été de 22 à 25°C dans le Bassin Sud-Provençal sont concordantes avec un épisode de réchauffement global à partir de la fin de la zone à Tenuicostatum.

Anoxie au Toarcien inférieur

Bien que les perturbations climatiques semblent être prouvées à l'échelle globale au moment de l'« événement anoxique », les mouvements tectoniques régionaux à l'échelle Ouest-Téthysienne (Lallam *et al.*, 1997; de Graciansky *et al.*, 1998 ; Thierry, 2000 ; El Arabi *et al.*, 2001) ont certainement dû moduler fortement les conséquences des changements climatiques. La création et le développement, d'origine tectonique, de bassins bien individualisés, ont sans doute contrôlé localement l'apparition, le maintien, ou la disparition, à des moments différents, de l'anoxie.

Les modèles d'anoxie proposés par van de Schootbrugge *et al.* (2005) (Fig. 123) et Wignall *et al.* (2005) (Fig. 124), combinant les changements climatiques et la réorganisation de la courantomie océanique, sont tout à fait en cohérence avec l'action d'une tectonique intense, réorganisant les masses continentales, induisant de nouvelles voies de circulation

océanique et donc l'amplification de changements climatiques. Ainsi s'expliqueraient le diachronisme et la variation de cet « événement anoxique » au moins à l'échelle de la Téthys Ouest-Européenne.

Enfin, la durée de « l'Événement Anoxique » (même si elle est probablement inférieure à 1 Ma) et la durée des perturbations associées (climatiques, biologiques, océaniques), nettement supérieure à 1 Ma, ne s'accordent pas avec l'hypothèse d'un cataclysme, tel qu'un relargage instantané de méthane, qui aurait été à l'origine de tous les phénomènes survenus au Pliensbachien final - Toarcien inférieur.

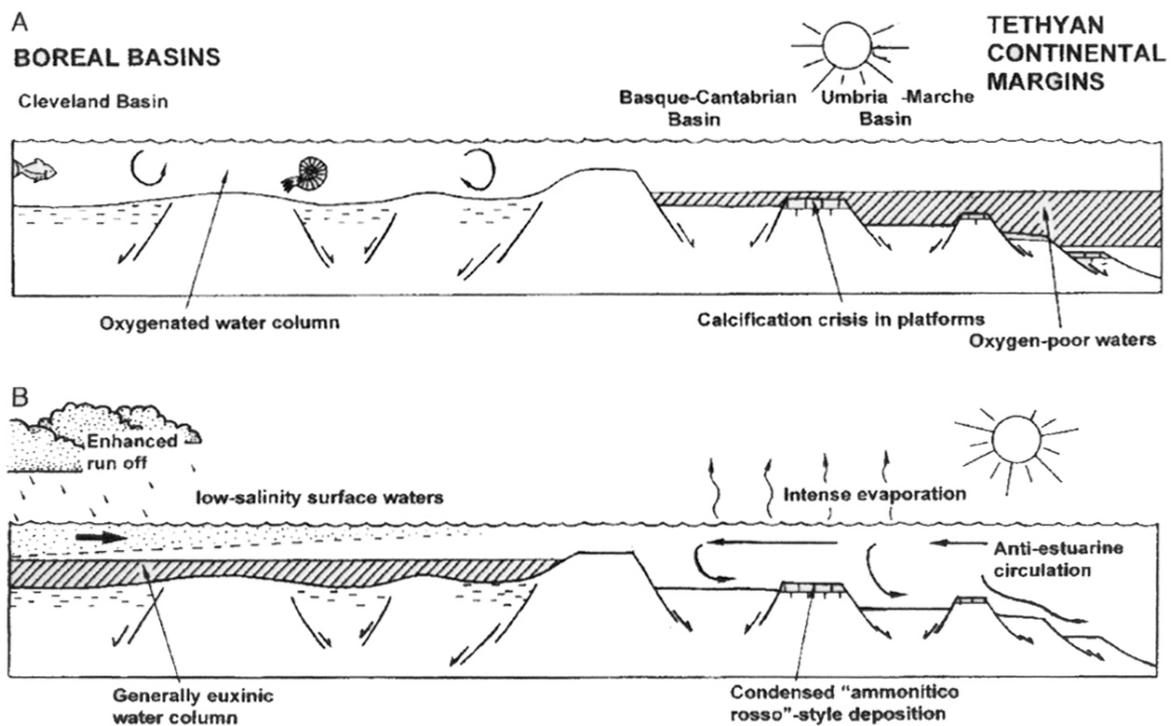


Figure 124 : Reconstitutions schématiques de la circulation océanique et du climat à travers la Téthys Ouest-Européenne (des Marges Continentales Téthysiennes au Sud aux Bassins Boréaux au Nord) durant le Toarcien inférieur expliquant le diachronisme de l'événement anoxique (d'après Wignall et al., 2005). A- Dans la zone à *Tenuicostatum*, les marges continentales montrent le développement d'eaux anoxiques alors que les Bassins Boréaux restent bien oxygénés ; B- Dans la zone à *Serpentinum*, inversion du scénario avec développement d'eaux euxiniques dans les Bassins Boréaux en réponse à une augmentation de la pluviosité sous climat chaud entraînant une diminution de la salinité des eaux de surface et oxygénation de la Téthys grâce à la mise en place d'une circulation océanique plus intense (cf. Fig. 122). Ce scénario met en évidence l'importance de l'organisation des masses continentales (réarrangement tectonique) dans la réponse des bassins aux perturbations climatiques et océanographiques.

3.II.5- Les points clefs

Proposition d'un scénario de réponses aux perturbations du passage Pliensbachien-Toarcien dans le Bassin Sud-Provençal (Fig. 125) :

- Chute du niveau marin liée probablement à un refroidissement global (glacioeustatisme ?) dans la zone à Spinatum (Pliensbachien supérieur) ;
- Disparition de la plate-forme carbonatée d'âge Pliensbachien par eutrophisation enregistrée dans une succession de ciments ferreux précoces sous conditions anoxiques épisodiques ;
- Événement Anoxique Toarcien avec dérives successives des valeurs isotopiques du carbone, accumulations de matière organique exprimant un réchauffement et conduisant 1) à un lessivage des aires continentales, augmentation des apports nutritifs, stratification des eaux et recyclage du carbone organique (excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$) au passage de la zone à Tenuicostatum à la zone à Serpentinum et 2) à une augmentation de la production primaire (bloom phytoplanctonique) et stratification des eaux avec dépôts de *blacks shales* (excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$) dans la zone à Serpentinum ;
- Structuration du Bassin Sud-Provençal en blocs basculés au Toarcien inférieur en relation avec le *Rifting* de la Téthys Ouest-Européenne ;
- Conditions environnementales de reprise de la sédimentation carbonatée du Toarcien moyen à l'Aalénien, associées à un affaissement généralisé du bassin.

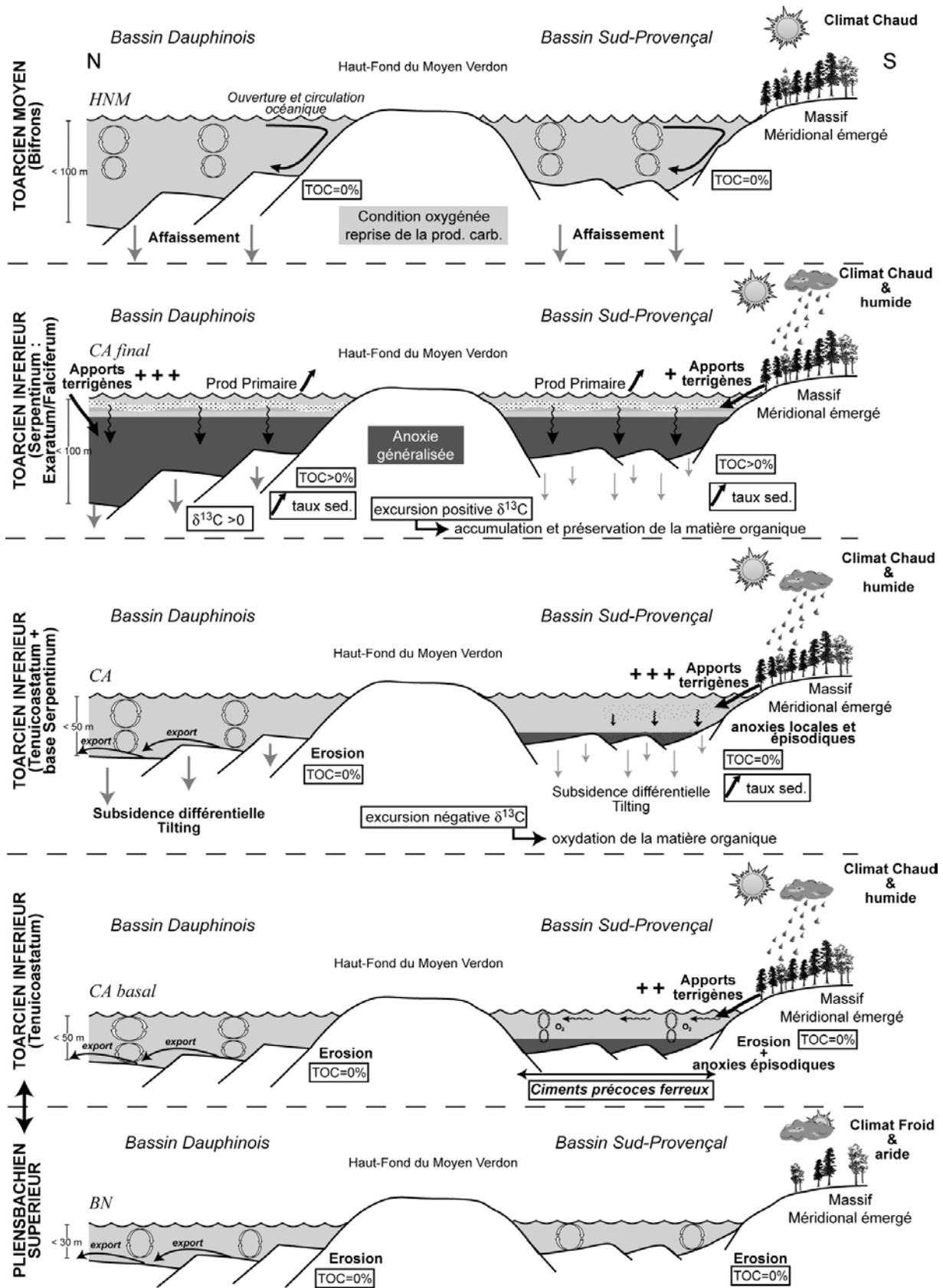


Figure 125 : Modèle proposé des changements paléo-climatiques, paléocéanographiques et tectoniques au passage Pliensbachien-Toarcien et de leurs enregistrements par les Bassins Sud-Provençal et Dauphinois (BN : Bas niveau marin ; CA : Cortège d'approfondissement ; HNM : Haut niveau marin ; sans d'échelle).

Chapitre III

Le passage Aalénien - Bajocien : disparition de la plate-forme carbonatée

<u>3.III.1- Introduction</u>	256
<u>3.III.2- La discontinuité intra-aalénienne (D4) en Basse-Provence</u>	257
3.III.2.1- Datation biostratigraphique	257
3.III.2.2- Description sédimentologique	258
3.III.2.3- Interprétation de D4/LS4 à l'échelle du Bassin Sud-Provençal	261
<u>3.III.3- Signification des mud-mounds d'âge Aalénien dans la séquence aaléno-bathonienne (SD A-B)</u>	265
3.III.3.1- Caractéristiques et répartition des faciès à spongiaires	265
3.III.3.2- Signification géodynamique et océanographique	267
<u>3.III.4- La discontinuité intra-bajocienne (D5) en Basse-Provence</u>	268
3.III.4.1- Datation biostratigraphique	268
3.III.4.2- Description sédimentologique	269
3.III.4.3- Interprétation de D5 à l'échelle du Bassin Sud-Provençal	271
<u>3.III.5- Évolution des isotopes $\delta^{13}\text{C}$ / $\delta^{18}\text{O}$ dans SD A-B</u>	271
3.III.5.1- Les isotopes stables de O de dents de poissons au niveau de D5	271
3.III.5.2- Les isotopes stables de C et O sur roche totale dans SD A-B	273
<u>3.III.6- Discussion</u>	276
3.III.6.1- Signification géodynamique, paléoclimatique, paléo-océanographique de D4 et D5 dans l'évolution du Bassin Sud-Provençal	276
3.III.6.2- Intégration à l'échelle de la Téthys Ouest-Européenne	278
3.III.6.2.1- Comparaison avec une série du Bassin Dauphinois	278
3.III.6.2.2- Tectonisme et eustatisme à l'échelle de la Téthys	281
3.III.6.2.3- Évolution climatique de l'Aalénien supérieur au Bajocien inférieur	284

3.III.7- Les points clefs

288

3.III.1- Introduction

Le passage Aalénien-Bajocien est connu, à l'échelle globale, comme ayant été un moment de profonds changements géodynamiques, incluant l'accélération de la fracturation de la Pangée (Bjerrum & Dorsey, 1995), la naissance de la plaque Pacifique et un pic de subduction associé (Bartolini & Larson, 2001), et plus localement, l'ouverture de l'Océan Liguro-Piémontais et le changement de circulation océanique correspondant (Favre & Stampfli, 1992 ; Bill *et al.*, 1997). Ces changements majeurs se sont accompagnés de l'explosion de la sédimentation radiolaritique, bien caractéristique dans la Téthys (Baumgartner, 1987 ; De Wever *et al.*, 1994) et d'une perturbation globale du cycle de carbone à partir du Bajocien inférieur (Hesselbo *et al.*, 2003 ; O'Dogherty *et al.* 2006). L'ensemble de ces changements induit une « crise de la production carbonatée » décrite dans de nombreux bassins de la Marge Ouest-Téthysienne (Bartolini & Cecca, 1999 ; O'Dogherty *et al.*, 2006).

Ce passage Aalénien-Bajocien est marqué par l'enneiement total du Bassin Sud-Provençal et par l'arrêt progressif de la production carbonatée de plate-forme, au profit d'une sédimentation marneuse de bassin profond. Cette évolution s'est faite en trois étapes, correspondant respectivement à la discontinuité D4, au développement des *mud-mounds* à spongiaires et enfin à la discontinuité D5, marquant la fin de l'histoire carbonatée du Bassin Sud-Provençal au Jurassique inférieur et moyen *pro-parte*.

Les trois étapes sont analysées dans ce chapitre du point de vue sédimentologique et géochimique, dans le but de répondre, en s'appuyant de plus sur des comparaisons régionales et plus générales, aux deux questions suivantes :

- quelle est l'évolution du Bassin Sud Provençal au passage Aalénien-Bajocien ?;
- quels sont les facteurs de contrôle entraînant la disparition de la plate-forme carbonatée?

3.III.2- La discontinuité intra-aalénienne (D4) en Basse-Provence

La discontinuité D4, reconnue partout à travers le Bassin Sud-Provençal et marquant la limite entre le Membre Calcarénitique et Marneux Médian (MC2) et le Membre Calcaire Supérieur (MC3) de la Formation de Calcaires Roux à Chailles, représente la limite de séquence LS4 entre SD T-A et SD A-B (Fig. 126 et cf. partie 2-III).

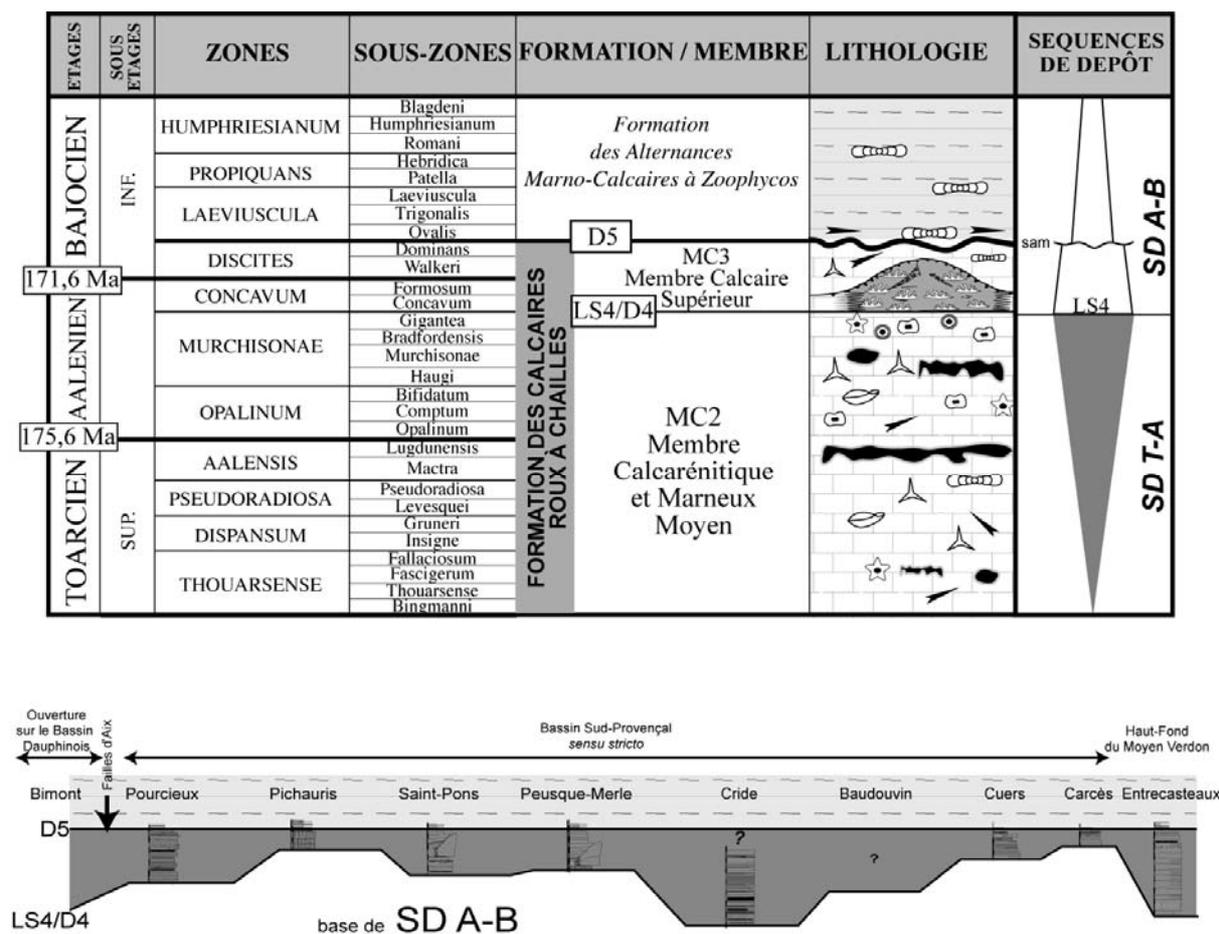


Figure 126 : Les discontinuités D4 et D5 replacées dans et au sommet de la Formation des Calcaires Roux à Chailles et dans les séquences de dépôt SD T-A et SD A-B.

3.III.2.1- Datation biostratigraphique

Sous la discontinuité D4, les ammonites *Ludwigia* sp., *Abbasites* sp., *Haplopleuroceras* sp., *Brasilia* cf. *gigantea* et les brachiopodes *Globirhynchia* cf. *buckmani*, *G. subobsoleta*, *Monsardithyris trilineata*, *Sphaeroidothyris silicea*, *Stroudithyris pisolithica*, *Conarothyris walerti* permettent de dater le sommet de SD T-A de l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae) (Fig. 127).

Au-dessus de D4, les ammonites *Haplopleuroceras* sp., *Ludwigella cornu*, *Graphoceras formosum*, *Graphoceras* sp., *Braunsina* sp., donnent un âge Aalénien supérieur (zone à *Concavum*) pour la base de la séquence SD A-B (Fig. 127). D4 marque donc la limite Aalénien moyen - Aalénien supérieur sans lacune de temps enregistrée.

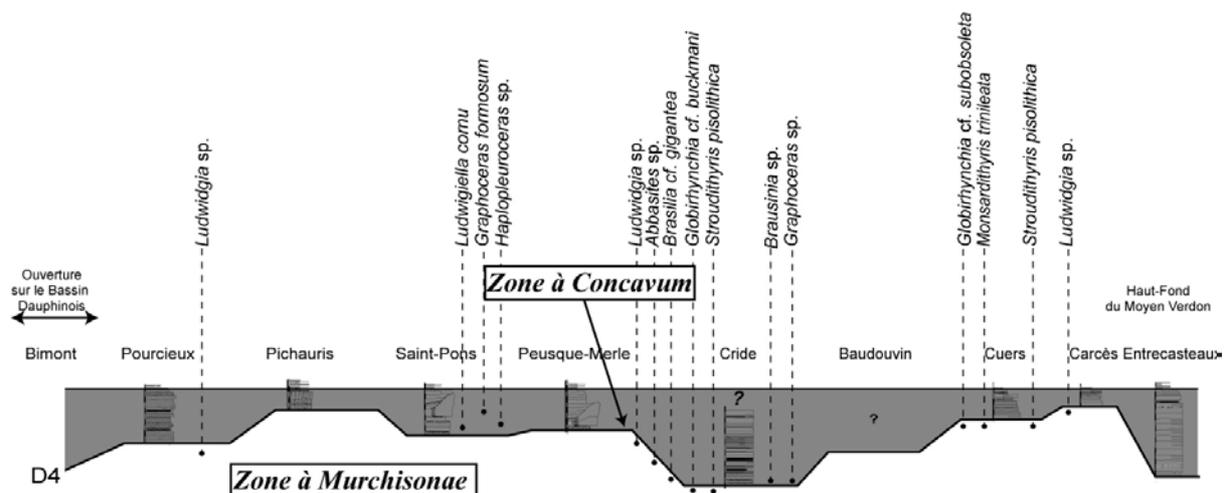


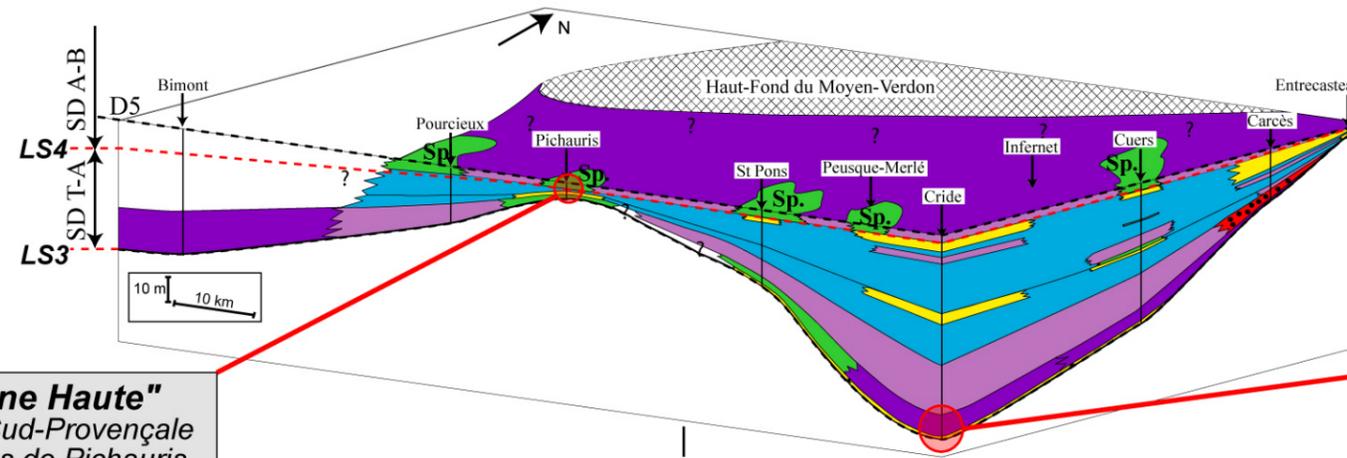
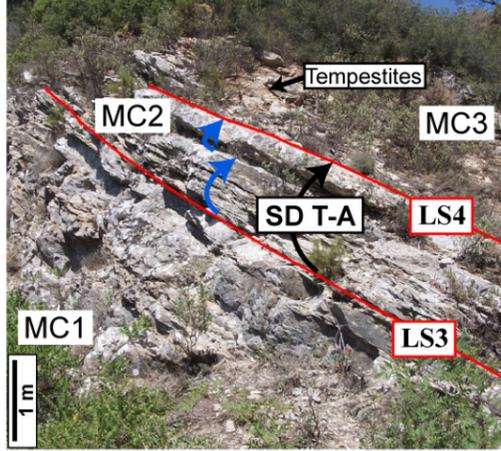
Figure 127 : Datation de D4 dans le Bassin Sud-Provençal et répartition des différents taxons récoltés de part et d'autre de D4.

3.III.2.2- Description sédimentologique

D4 est ici décrite dans trois coupes, respectivement Pichauris, la Cride et Peusque-Merlé, la première représentant une zone basse du Bassin Sud-Provençal, la seconde une zone haute, la troisième une zone intermédiaire (Fig. 128) (descriptions détaillées de D4 dans les autres coupes données en Annexe B).

D4 se met en place, à travers tout le Bassin Sud-Provençal, sur des *grainstones* (AF1) datés de l'Aalénien moyen, zone à *Murchisonae* (Figs. 127 et 128 et cf. partie 2-III-2). Dans une zone haute du bassin, D4 est une simple surface durcie ferrugineuse, perforée et encroûtée par des huîtres (coupe de Pichauris - Auberge ; Fig. 127) ou bien une surface complexe et composite (coupe de Pichauris - col du Terme à 2 km de la coupe précédente ; Fig. 128). Elle a, dans ce dernier cas, une morphologie très irrégulière avec des cavités de taille pluri-décimétrique (Fig. 128) remplies par un *grainstone* à crinoïdes. Elle est recouverte par une brèche à éléments de taille décimétrique de faciès *boundstone* à spongiaires (Fig. 128).

Coupe de Pichauris-Auberge

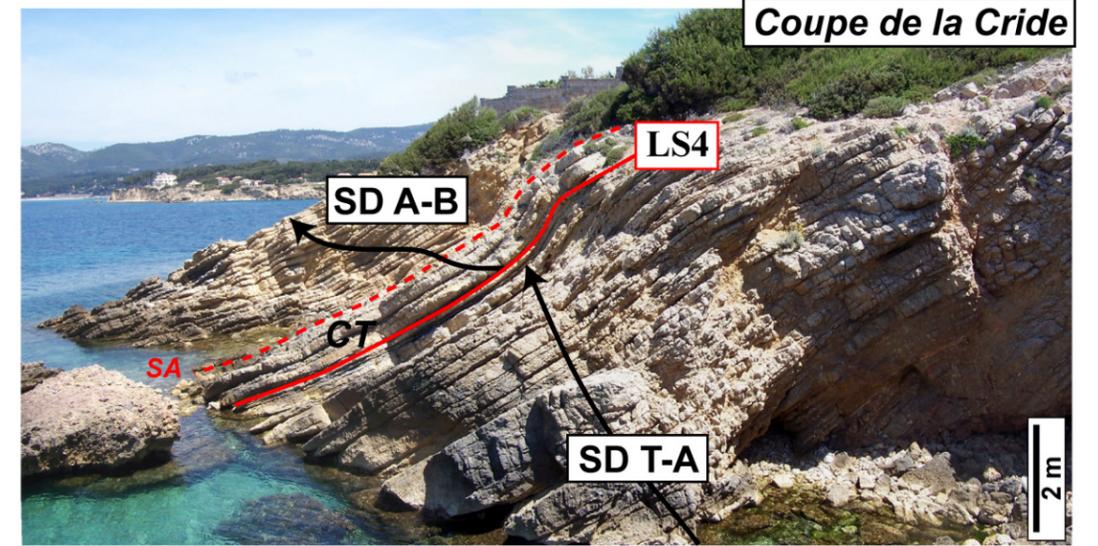
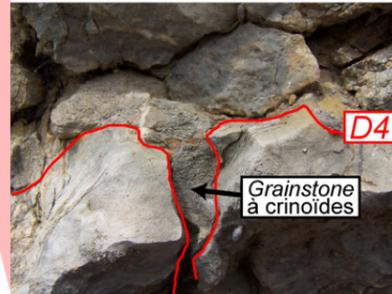
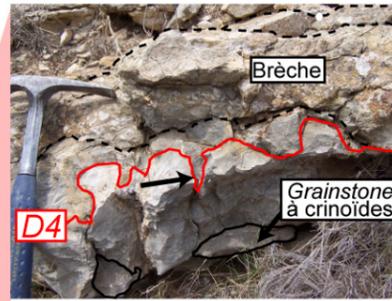
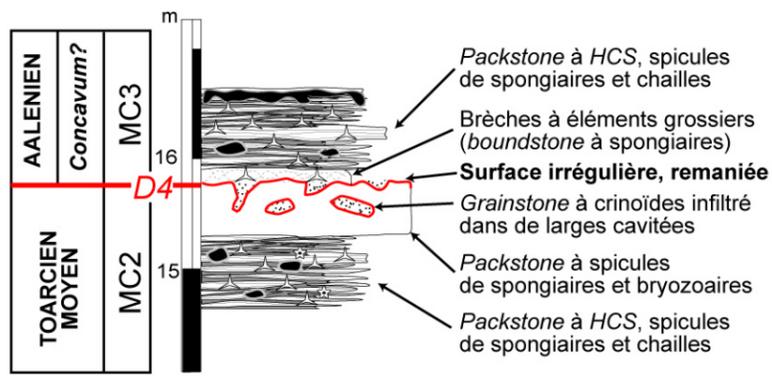


"Zone Haute"
Unité Sud-Provençale
Coupes de Pichauris

"Zone Basse"
Unité Nord-Toulonnaise
Coupe de la Cride

Figure 128 : D4 dans le Bassin Sud-Provençal. Différentes morphologies dans les « zones hautes » (coupe de Pichauris-Col du Terme et Auberge) et dans les « zones basses » (coupe de la Cride).

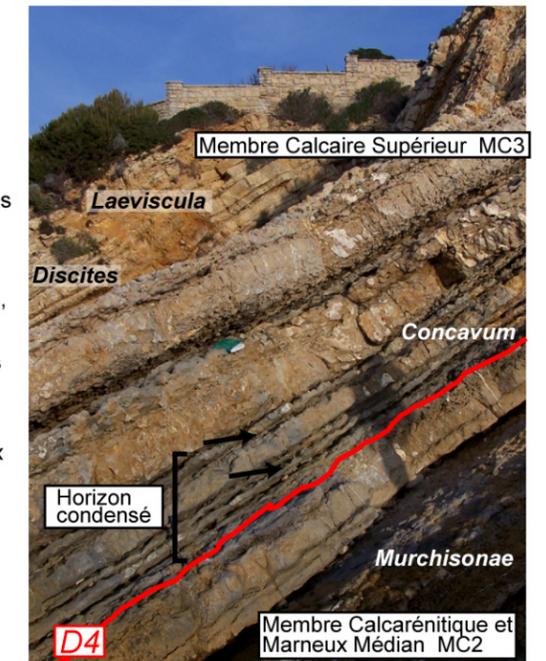
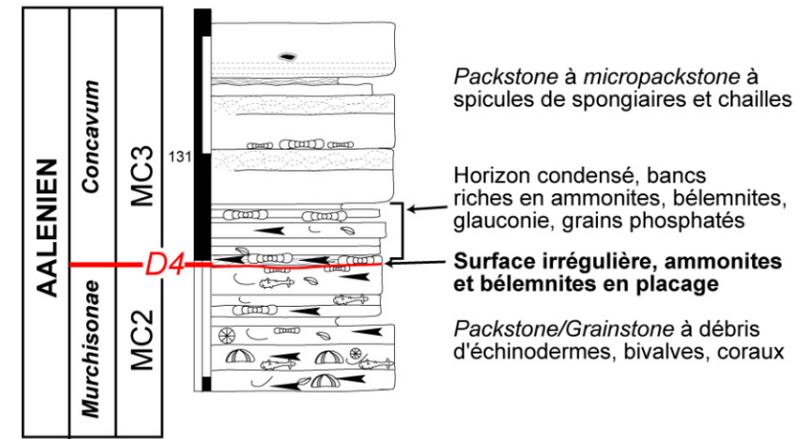
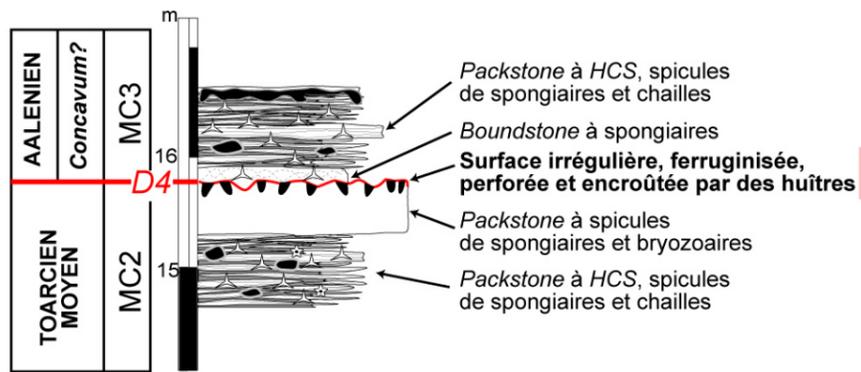
Coupe de Pichauris (Col du Terme)



Coupe de la Cride

2 km

Coupe de Pichauris (Auberge)



Dans une zone basse, D4 est un simple *firmground* plaqué de nombreuses ammonites et bélemnites et surmonté par un horizon à condensation et concentration de faune, de glauconie et phosphate (coupe de la Cride ; Fig. 128).

Dans une zone intermédiaire, comme à Peusque Merlé (Fig. 129), D4 est une surface durcie et perforée (Fig. 129) sur un faciès à spongiaires (F3b). Elle est marquée par des encroûtements stromatolitiques phosphatés (Fig. 129-2 et 3) qui affectent soit la surface, soit des lithoclastes remaniés de la surface au-dessus de celle-ci (Fig. 129-1 et 2). Ces lithoclastes sont perforés, ferruginisés et corrodés (Fig. 129-4). Quelques oolites ferrugineuses (Fig. 129-4) associées aux lithoclastes sont aussi encroûtées par les stromatolites. La surface est encroûtée par des bryozoaires, serpules, et les éléments figurés autres que les lithoclastes sus-jacents, sont tous également corrodés. Du phosphate remplit toujours les loges des foraminifères benthiques.

3.III.2.3- Interprétation de D4/LS4 à l'échelle du Bassin Sud-Provençal

Les condensations et concentrations fossilifères, les minéralisations authigènes formant parfois des croûtes (glauconie ou oxydes de fer), les stromatolites phosphatés et la bioturbation intense traduisent un ralentissement voire un arrêt de sédimentation comme l'ont montré Gomez & Fernandez-Lopez (1994) et Hillgärtner (1998) pour les discontinuités de plate-formes carbonatées peu profondes. Dans le détail, D4 enregistre :

- 1) dans les zones basses, un net ralentissement de sédimentation correspondant directement à l'ennoiement de la plateforme carbonatée préexistante ;
- 2) dans les zones hautes, une phase d'érosion lors d'un bas niveau marin relatif à l'Aalénien moyen (zone à *Murchisonae*) (émersion ?), comme en témoigne le remaniement de la surface dans la coupe de Pichauris-Auberge ; puis l'ennoiement rapide de la plate-forme carbonatée préexistante marqué par la mise en place des brèches à débris de spongiaires ;
- 3) dans les zones intermédiaires, un fort remaniement basal, témoin de taux de sédimentation extrêmement faibles voire nuls, puis l'ennoiement surligné par les stromatolites phosphatés profonds.

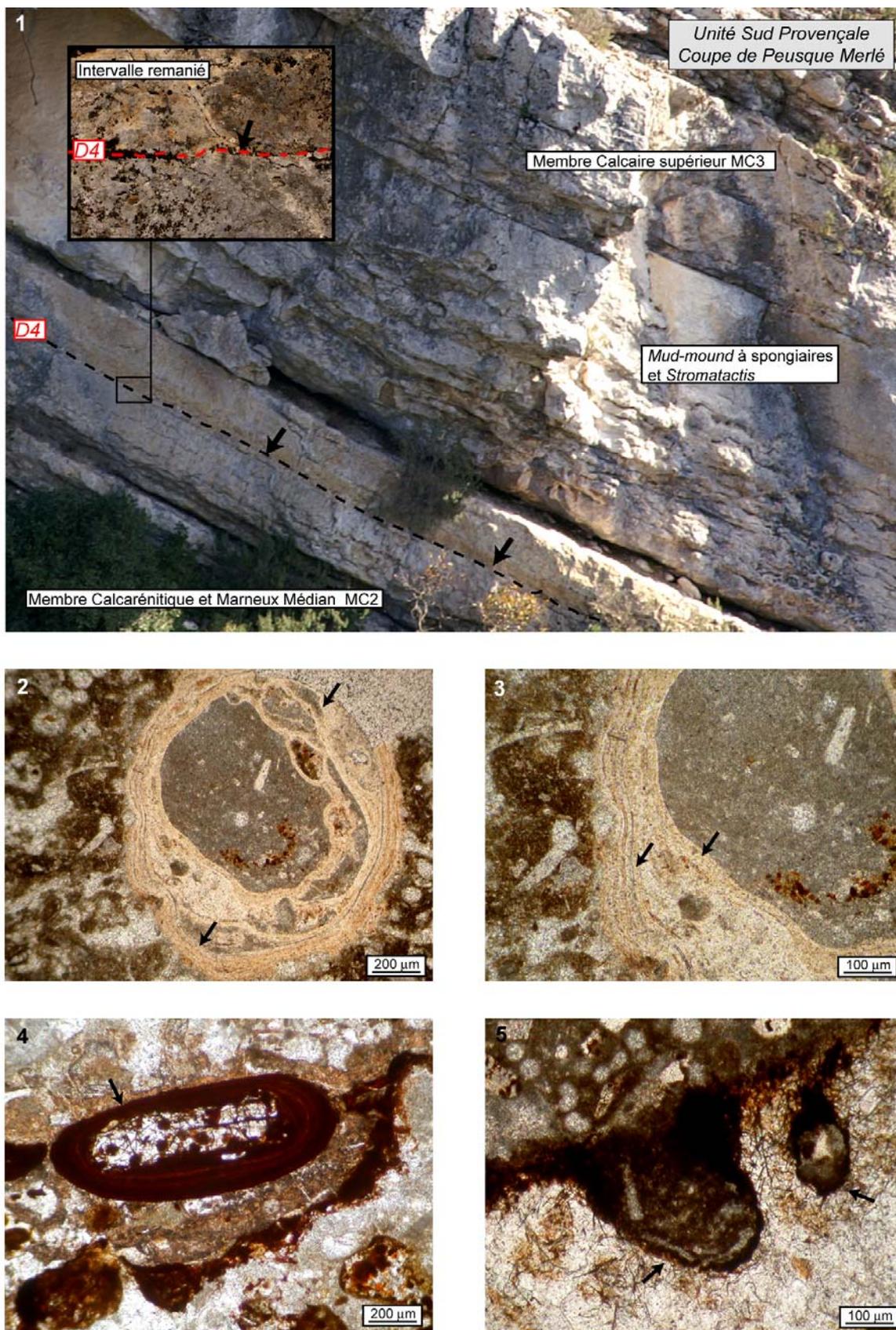


Figure 129 : D4 dans la coupe de Peusque-Merlé (Unité Sud-Provençale). 1- D4 marque la limite entre MC2 et MC3 de la Formation des Calcaires Roux à Chailles (flèches noires) ; 2 et 3- Détail des lithoclastes encroûtés par des stromatolites phosphatés (flèches noires) sur D4 ; 4- Grains corrodés et oolites ferrugineuses (flèche noire) associés à D4 ; 5- Perforations et corrosion de D4.

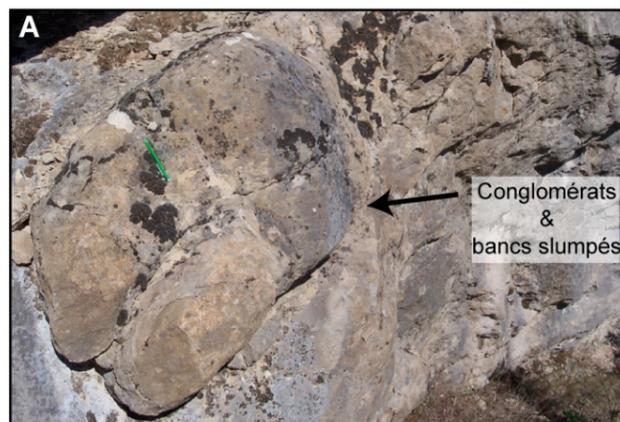


Figure 130 : Les mud-mounds à spongiaires et stromatactis de MC3 dans SD A-B. (coupe de Saint-Pons). Vue panoramique d'un mud-mound affecté par des failles synsédimentaires « en cuillère » à rejet normal (flèches noires ; failles de croissance, en roll-over sensu Floquet et al., 2000) ; détails : A- Conglomérat et bancs slumpés de démantèlement ; B- Stromatactis en réseau et silicifiés ; C- Boudinage sous la zone principale de fracturation synsédimentaire (échelle : Juliette Lamarche).

3.III.3- Signification des mud-mounds d'âge Aalénien dans la séquence aaléno-bathonienne (SD A-B)

3.III.3.1- Caractéristiques et répartition des faciès à spongiaires

Les faciès à spongiaires d'âge Aalénien supérieur (zone à Concavum), décrits en détail dans la coupe de Saint-Pons par Sida (1998) et Floquet *et al.* (2000) (« Monticule Micritique à Spongiaires et *Stromatactis* ») sont des *boundstones* passant latéralement à des *packstones-wackestones* (F3b et F3c décrits en Partie 2-III).

Les principales caractéristiques des *mud-mounds* sont selon Sida (1998) et Floquet *et al.* (2000) :

- 1) composition essentielle de micrite d'origine microbienne ;
- 2) présence de *stromatactis* silicifiés et connectés en réseau (Fig. 130-B) ;
- 3) structuration par des failles normales synsédimentaires (Fig. 130) en cuillère entraînant du « boudinage » (Fig. 130-C) dans les bancs sous-jacents et un démantèlement locale du *mound* sous forme de conglomérat ou de slump (Fig. 130-A).

Ces faciès à spongiaires, dont d'autres *mud-mounds*, sont reconnus, avec ce travail, dans tout le Bassin Sud-Provençal à l'Aalénien supérieur (zone à Concavum) (Fig. 131). La morphologie des corps sédimentaires à faciès à spongiaires et leur répartition ne sont pas aléatoires mais répondent à leur position paléogéographique dans le Bassin Sud-Provençal, notamment par rapport aux failles majeures qui le structurent (Figs. 131 et 132).

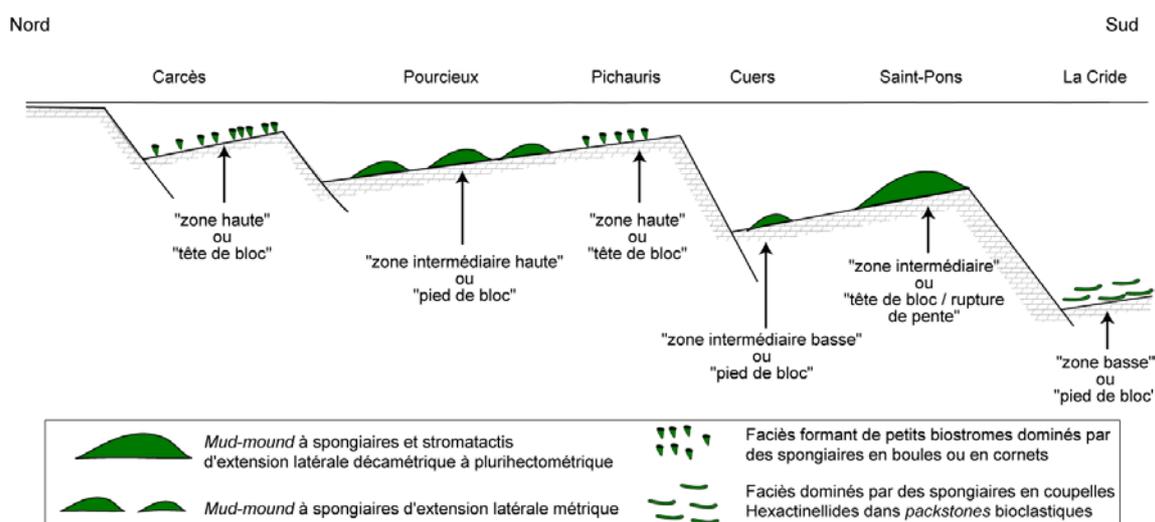


Figure 131 : Répartition des différentes morphologies des faciès à spongiaires sur un profil structural synthétique Nord-Sud du Bassin Sud-Provençal à l'Aalénien supérieur. Les morphologies en biostrome sont typiques des « zones hautes » ou de « tête de bloc » ; Les mud-mounds se situent dans les « zones intermédiaires » ou de « pied de bloc » avec de petites dimensions, en « tête de bloc » avec des tailles plus importantes. Les faciès dominés par des spongiaires en coupelles sont cantonnés aux « zones basses » du bassin.

REPARTITION & MORPHOLOGIES DES FACIÈS À SPONGIAIRES DANS LE BASSIN SUD-PROVENÇAL À L'AALÉNIEN SUPÉRIEUR

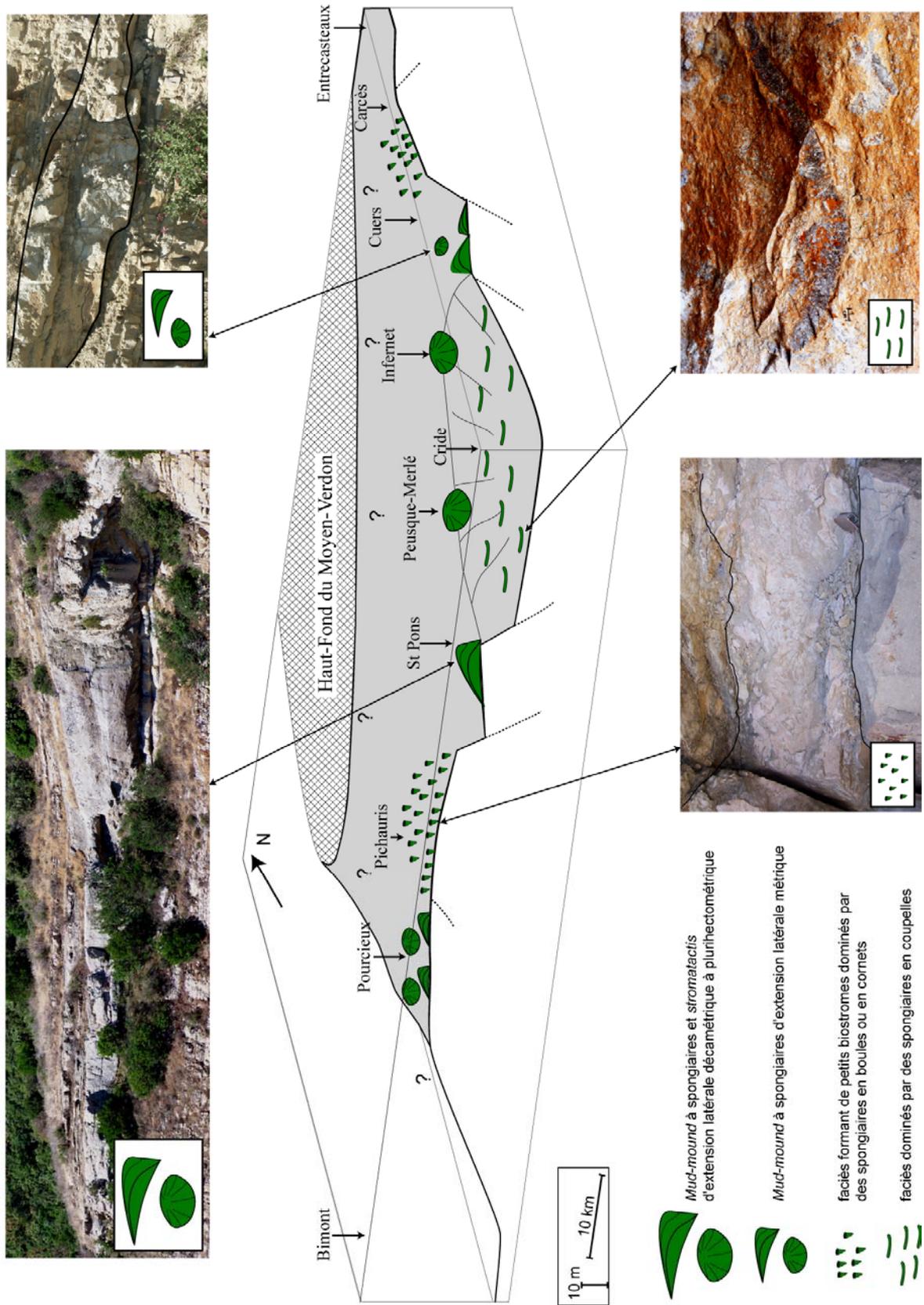


Figure 132 : Illustration et répartition des différentes morphologies des faciès à spongiaires dans le Bassin Sud-Provençal à l'Aalénien supérieur.

Les trois morphologies-types des faciès à spongiaires (cf. Partie 2-III), se répartissent de la manière suivante (Figs. 131 et 132) :

-1) les *mud-mounds* à spongiaires et *stromatactis* d'extension latérale plurihectométrique et d'épaisseur pouvant atteindre 8 mètres, observés dans les coupes de Saint-Pons, Pesque-Merlé, Riboux et les Infernets (Figs. 131 et 132), sont tous situés en bordure de deux accidents majeurs structurant le Bassin Sud-Provençal et ouvrant le bassin en direction du Sud. Ces *mud-mounds* apparaissent typiques de la rupture de pente à la « tête » des blocs basculés (Figs. 131 et 132) ;

-2) les *mud-mounds* à spongiaires et *stromatactis* d'extension latérale métrique et d'épaisseur ne dépassant pas le mètre à morphologie biconvexe, parfois asymétrique, et localement bréchifiés (Figs. 132), apparaissent s'être développés dans les zones intermédiaires, sans relation avec une rupture de pente importante, en « pied » de bloc basculé (coupes de Cuers et Pourcieux ; Figs. 131 et 132) ;

-3) les morphologies en « biostromes » et non en *mounds* dominés par des spongiaires en cornet ou en boule se situent dans les « zones hautes » du Bassin Sud-Provençal, au sommet de blocs (coupe de Pichauris, Carcès ; Figs. 131 et 132) ;

Les faciès à spongiaires évoluent vers des *packstones* fins à chailles noires, dominés par des spongiaires en coupelles, en position plus « distale » et plus profonde, dans les zones dépressionnaires (coupe de la Cride ; Figs. 131 et 132),.

3.III.3.2- Signification géodynamique et océanographique

Les *mud-mounds* à spongiaires et *stromatactis*, présents uniquement à l'Aalénien supérieur (zone à Concavum), et appartenant au cortège transgressif basal de la séquence de dépôt SD A-B (cf. Partie 2-III), sont des marqueurs clairs de l'approfondissement des milieux de dépôt et des prémices de l'« effondrement » du système carbonaté pur au profit d'une sédimentation marno-calcaire de bassin profond (cf. partie 2-III).

Les faits suivants indiquent que les faciès à spongiaires ne reflètent pas uniquement un simple approfondissement des milieux de dépôt :

1) le développement des faciès à spongiaires survient partout dans le Bassin Sud-Provençal à l'Aalénien supérieur et ne se produit pas lors de toutes les autres séquences de dépôt depuis le Sinémurien inférieur ;

2) la répartition des morphologies des « constructions » de spongiaires n'est pas aléatoire mais organisée selon le dispositif morfo-structural.

L'édification des *mud-mounds* à spongiaires comprenait 1) une induration (calcification) précoce du sédiment par précipitation *in situ* de micrite microbienne (Floquet, communication personnelle et travaux en cours) ; 2) la formation de *stromatactis* en relation avec la dégradation de la matière organique des spongiaires par une activité bactérienne précoce (Sida, 1998). Le milieu d'édification était peu agité, peu éclairé, peu turbide mais assez bien oxygéné, d'après l'abondance de la faune associée à ces *mounds* (Sida, 1998 ; Floquet *et al.*, 2000). La prolifération des spongiaires (et des bactéries associées à leur dégradation *post-mortem*) exprime probablement un enrichissement de l'eau de mer en nutriments (Gaillard, 1983; Hammes, 1995; Leindfelder *et al.*, 1996, 2002). L'enrichissement en nutriments a pu être conduit par un changement de circulation océanique, par exemple la mise en place d'*upwellings*. Un tel changement de circulation des eaux dans le Bassin Sud-Provençal a pu être le résultat, à l'Aalénien supérieur, de l'ouverture à des eaux océaniques avec une réorganisation de la courantologie consécutive à un affaissement du Bassin Sud-Provençal.

3.III.4- La discontinuité intra-bajocienne (D5) en Basse-Provence

La discontinuité D5, reconnue partout à travers le Bassin Sud-Provençal et marquant la limite entre la Formation des Calcaires Roux à Chailles (sommet de MC3) et la Formation des Alternances Marno-Calcaires à *Zoophycos*, représente une surface d'approfondissement majeur de la séquence de dépôt entre SD A-B (Fig. 126 et cf. Partie 2-III).

3.III.4.1- Datation biostratigraphique

Sous D5 (Fig. 133), les ammonites *Hyperlioceras* sp., *Trilobiticeras* sp., *Docidoceras* sp., *Fontannesia* sp. et *Platygraphoceras* sp. (Arnaud et Monleau, 1979 ; Sida, 1998 ; Floquet *et al.*, 2000) et le brachiopode *Sphenorhynchia* aff. *plicatella* (Tempier, 1972) permettent de dater le sommet de la Formation des Calcaires Roux à Chailles (sommet de MC3) du Bajocien basal (zone à Discites).

Au-dessus de D5, les premiers centimètres d'argilites livrent les ammonites *Witchellia* sp., *Sonninia sowerbyi* et *Sonninia zurcheri* (Arnaud et Monleau, 1979 ; Sida, 1998 ; Floquet

et al., 2000) donnant un âge Bajocien inférieur (zone à *Laeviuscula*) pour la base de la Formation des Alternances Marno-calcaires à *Zoophycos* (Fig. 132).

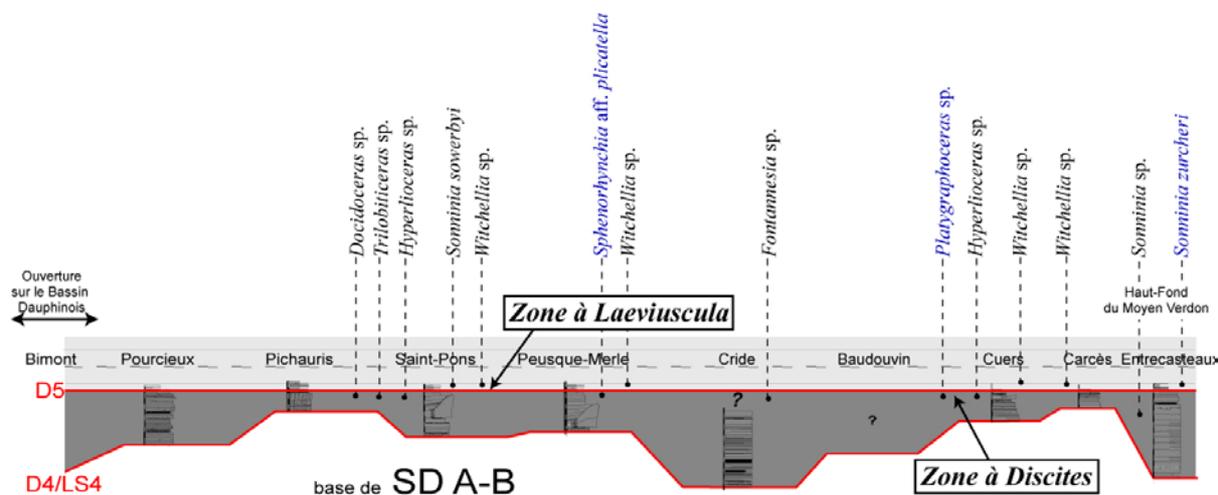


Figure 133 : Datation de D5 dans le Bassin Sud-Provençal et répartition des différents taxons récoltés de part et d'autre de D5 (données bibliographiques en bleu).

3.III.4.2- Description sédimentologique

Dans tout le Bassin Sud-Provençal, D5 est une surface durcie ferrugineuse, perforée et bioturbée (Fig. 134-2 et 3), soulignant la rupture lithologique entre la Formation des Calcaires Roux à Chailles et la Formation des Alternances Marno-Calcaires à *Zoophycos*.

Dans la coupe de Saint-Pons, cette surface est recouverte d'un enduit glauconieux et par 15 à 25 cm d'argilites noires (« *black shales* ») (Sida, 1998 ; Floquet et al., 2000) (Fig. 134-2, 4 et 5). Les *black shales* sont pétries de rostres de bélemnites et riches en ammonites (Fig. 134-2 et 5).

Dans les autres coupes du Bassin Sud-Provençal (cf. Annexe B), les premiers centimètres marno-calcaires recouvrant D5 présentent toujours une concentration faunique (brachiopodes, plagiostomes, rostres de bélemnites, ammonites) et contiennent parfois des oolites ferrugineuses (coupe de Carcès) et des débris ligniteux.

Dans la coupe de la Cride, D5 est spécialement marquée par un horizon condensé de couleur noire, très riche en glauconie authigène.

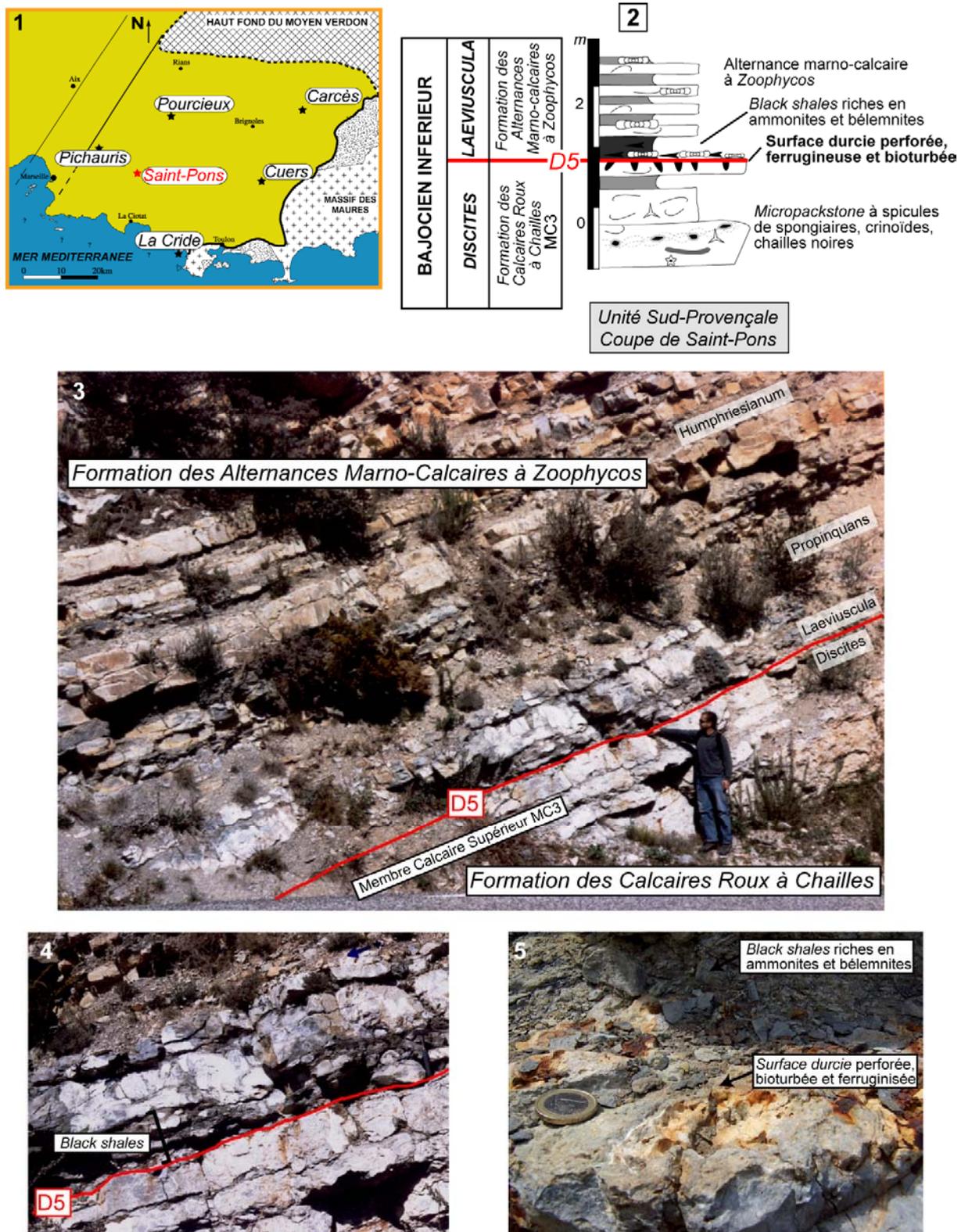


Figure 134 : D5 dans la coupe de Saint-Pons (Unité Sud-Provençale) 1 - Localisation de la coupe de Saint-Pons dans le Bassin Sud-Provençal ; 2 - Log sédimentologique autour de D5 ; 3 - Surface durcie entre la Formation des Calcaires Roux à Chailles et la Formation des Alternances Marno-Calcaires à Zoophycos (échelle : Brahim Sida, 1998) ; 4 - Horizon de black shales recouvrant D5 ; 5 - Perforations et enduit ferrugineux sur D5.

3.III.4.3- Interprétation de D5 à l'échelle du Bassin Sud-Provençal

D5 est interprétée comme étant une surface d'approfondissement majeure du cortège transgressif / d'approfondissement de la séquence de dépôt SD A-B. Elle correspond à la disparition totale de la sédimentation presque purement carbonatée préexistante dans la zone à Discites au profit d'une sédimentation de bassin profond débutant dans la zone à *Laeviuscula* et perdurant durant tout le Bajocien et la partie inférieure du Bathonien.

Les *black shales*, les oolites ferrugineuses, les minéralisations et les concentrations fauniques au-dessus de D5, traduisent de très faibles taux de sédimentation en relation avec l'ennoiement total de la plate-forme carbonatée et l'installation de conditions de bassin au sens strict, localement hypoxiques voire anoxiques, le tout lié à la fois à une transgression et à un approfondissement importants.

3.III.5- Évolution des isotopes $\delta^{13}C$ / $\delta^{18}O$ dans SD A-B

3.III.5.1- Les isotopes stables de l'oxygène de dents de poissons au niveau de D5

Les valeurs isotopiques de l'oxygène du phosphate de dents de chondrichthyens ont été obtenues sur des échantillons provenant de deux lits de *black shales* (Sp6 et Sp7 sur Fig. 135) d'âge Bajocien inférieur (zone à *Laeviuscula*) surmontant D5 dans la Coupe de Saint-Pons. Le nombre de dents échantillonnées par lit varie de 6 à 13, et toutes les dents appartiennent à un même taxon de requin (Fig. 135-3). La taille des dents varie entre 2 et 4 mm (Fig. 135-3), cette petite taille et la fragmentation des dents n'ayant pas permis d'effectuer une détermination précise des espèces de requins et donc de préciser la profondeur d'eau à laquelle ils vivaient. Cependant, les sédiments renfermant ces dents représentent des environnements de dépôt du *lower offshore* (Fig. 135), avec des paléo-profondeurs estimées de l'ordre de 100 mètres (cf. Fig. 10, Partie1).

Les résultats obtenus sont (Fig. 135-4) :

-valeurs du $\delta^{18}O$ du phosphate comprise entre 20,4 ‰ et 20,9 ‰ (Fig. 135-4 et 5), avec une barre d'erreur de 0,2 ‰ ;

-valeurs de températures des eaux comprises entre 17°C et 20°C avec $\delta^{18}O_w = -1$ ‰ (valeur attribuée à l'eau de mer pour une période sans calotte polaire (Marshall, 1992 ; Price & Sellwood, 1997 ; Röhl *et al.*, 2001) (Fig. 135-4).

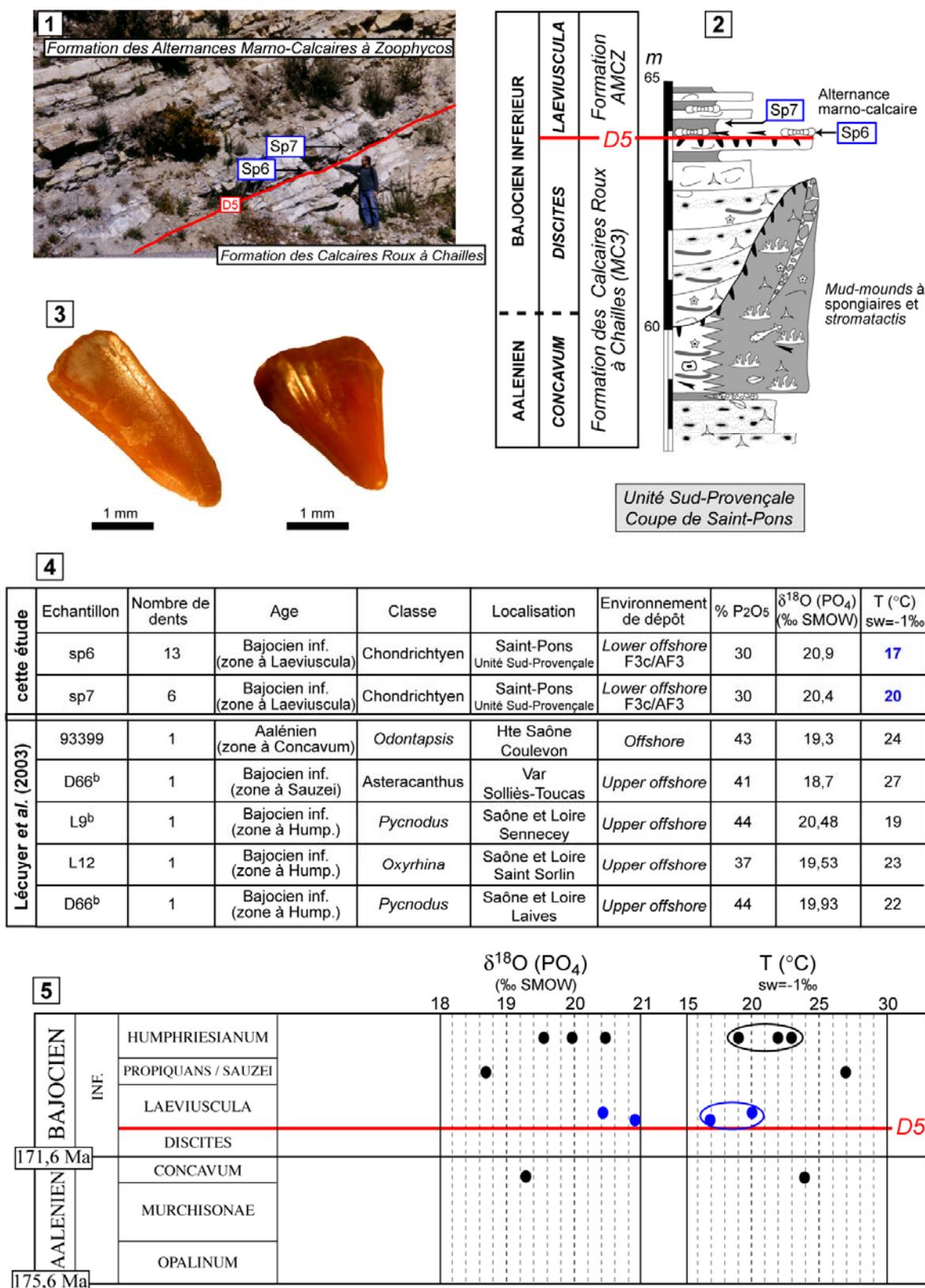


Figure 135 : Les isotopes stables de l'oxygène du phosphate de dents de poissons sur D5. 1 et 2 - Position des échantillons récoltés sur D5 dans la coupe de Saint-Pons ; 3 - Les dents de Chondrichtyens ; 4 - Synthèse des résultats obtenus (en bleu) et comparaison avec les données (en noir) de Lécuyer et al. (2003) ; 5 - Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ et des paléo-températures estimées au-dessus de D5 (données provenant du Bassin Sud-Provençal, cette étude en bleu, de Lécuyer et al. (2003) en noir). Âge absolu d'après Gradstein et al. (2004).

Le fait que ces températures de 17 à 20°C soit plus basses que celles reconnues (24°C selon Lécuyer *et al.*, 2003) lors du développement de la plate-forme carbonatée antérieure (Fig. 135-5), marque l'ouverture du Bassin Sud-Provençal sur le large marin franc, au-dessus de D5, du Bajocien inférieur non basal (zone à *Laeviuscula*).

La comparaison de toutes les paléotempératures des eaux, pendant l'Aalénien supérieur et le Bajocien inférieur, obtenues dans ce travail en Basse-Provence et par Lécuyer *et al.* (2003) ailleurs en Provence (Var) et en Bourgogne (Fig. 135-4 et -5), indique que les paléo-températures calculées pour les *black shales* surmontant D5 dans le Bassin Sud-Provençal étaient inférieures de 2 à 10°C par rapport aux paléotempératures calculées dans le Var et en Bourgogne. L'écart maximum de température (autour de 10°C) est marqué entre la zone à *Laeviuscula* (échantillon Sp6 de ce travail) et la zone à Propiquans (échantillon D66^b de Lécuyer *et al.*, 2003) pour des échantillons provenant du même Bassin Sud-Provençal. Cela semble indiquer qu'un réchauffement marqué a eu lieu dans la partie médiane du Bajocien inférieur (Fig. 135-5). Un refroidissement des eaux de surfaces à la base du Bajocien (zone à *Laeviuscula*) dans le Bassin Sud-Provençal serait cohérent avec une ouverture sur des eaux océaniques (associée à une transgression marine) débutant à l'Aalénien terminal, comme proposée précédemment. Cependant, la correspondance entre un refroidissement des eaux et l'anoxie du bassin marqué par les *black shales* de la zone à *Laeviuscula* n'est pas concordante avec les modèles classiques d'anoxie globale ou régionale (Weissert & Mohr, 1996 ; Jenkyns & Clayton, 1997 ; Podlaha *et al.*, 1998) qui lient ces événements anoxiques à des périodes de réchauffement. Récemment, Rosales *et al.* (2004a et b) ont mis en évidence des événements de refroidissement associés aux dépôts de *black shales* dans le Bassin Cantabrique à la limite Sinémurien-Pliensbachien et au Pliensbachien inférieur, et pour ces auteurs, la relation existante entre refroidissement et anoxie ne peut s'expliquer par les modèles classiques (augmentation de la production primaire, lessivage des aires continentales...).

3.III.5.2- Les isotopes stables C et O sur roche totale dans SD A-B

Les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène ont été calculées sur roche totale de 17 échantillons prélevés de part et d'autre des deux discontinuités majeures D4 et D5 sur la coupe de Cuers.

Les données sont exprimées par rapport au standard PDB, avec une précision analytique des mesures : $\delta^{13}\text{C} \pm 0,04 \text{ ‰}$ et $\delta^{18}\text{O} \pm 0,08 \text{ ‰}$ (résultats bruts en Annexe C). Le diagramme croisé $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$, où sont reportés les résultats, avec comparaison de la

distribution des mesures au diagramme de distribution des compositions isotopiques des carbonates, montre deux ensembles (Fig. 136-A) :

1) un ensemble avec des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ variant de -2 ‰ à -3,3 ‰ et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ variant de 1,5 ‰ à 0,75 ‰, correspondant à des carbonates marins ;

2) un ensemble avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ autour de 0,5 ‰ et de $\delta^{18}\text{O}$ variant entre -2,7 ‰ et -4 ‰, qui correspond aux échantillons situés juste au-dessus de D4 et D5 (Fig. 136-A et B).

L'interprétation du signal isotopique n'est effectuée qu'en fonction des variations du $\delta^{13}\text{C}$ (courbe d'évolution des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ en Fig. 136-B). Il y a corrélation évidente entre les faibles dérives négatives du $\delta^{13}\text{C}$, la limite de séquence D4/LS4 et la surface d'approfondissement majeure D5. Entre D4 et D5, la courbe du $\delta^{13}\text{C}$ est stable autour de 1 ‰, indépendamment du taux de carbonate qui chute rapidement de 90% à 50% au niveau de D5, et indépendamment de la présence des *mud-mounds* à spongiaires qui n'enregistrent pas de variations significatives du signal (Fig. 136-B).

Les deux faibles dérives du $\delta^{13}\text{C}$ de 0,5 ‰, au-dessus des deux discontinuités (Fig. 135-B), seraient donc liées à des changements de la composition isotopique de l'eau lors des ennoiements successifs du Bassin Sud-Provençal. Les encroûtements de stromatolites phosphatés au niveau de D4, considérés comme liés à une eutrophisation du milieu lors de l'ennoisement (cf. Partie 3.III.2 et Fig. 129), pourraient entraîner une dérive vers des valeurs négatives du $\delta^{13}\text{C}$, en suivant les interprétations de Krajewski *et al.* (2000).

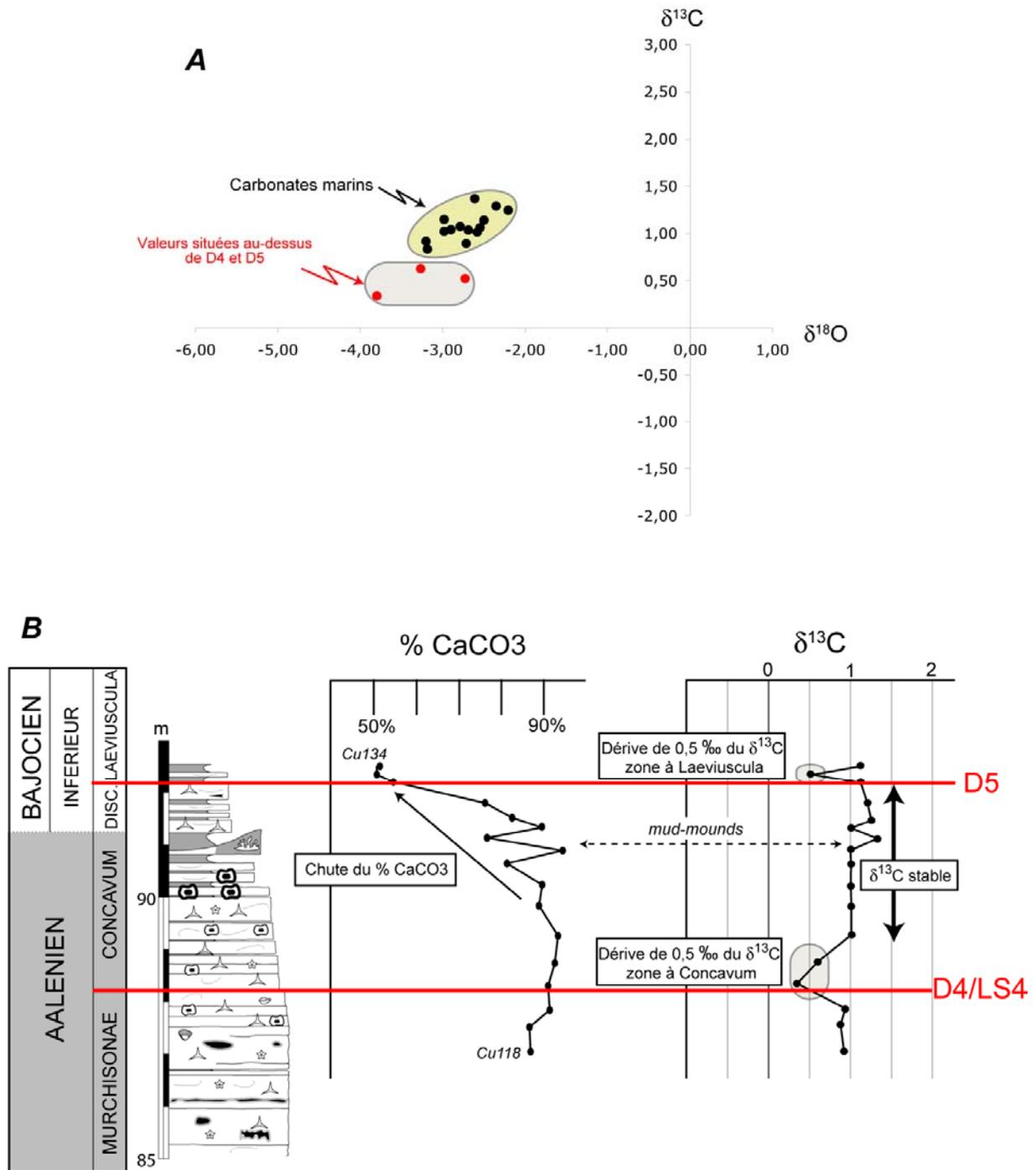


Figure 136 : Les isotopes stables de carbone et de l'oxygène à la base de SD A-B. A- Diagramme croisé des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons de roche ; B- Courbe d'évolution verticale des compositions isotopiques du carbone et de la composition en carbonate (% CaCO_3) (coupe de Cuers). Les dépôts entre D4 et D5 sont marqués par une chute progressive puis accentuée des % de CaCO_3 et par une légère dérive négative du $\delta^{13}\text{C}$.

3.III.6- Discussion

D4 et D5 enregistrent clairement deux étapes dans l'évolution sédimentaire du Bassin Sud-Provençal de l'Aalénien moyen-supérieur au Bajocien moyen, qui conduisent, à la fin de son fonctionnement en aires de dépôt presque purement carbonatées.

3.III.6.1- Signification géodynamique, paléoclimatique, paléo-océanographique de D4 et D5 dans l'évolution du Bassin Sud-Provençal

Ralentissement de l'accommodation avant D4

La tendance progressive à une diminution de profondeur, enregistrée dans tout le Bassin Sud-Provençal par la partie supérieure de SD T-A (zones à Opalinum et Murchisonae, Fig. 137) est interprétée comme résultant du remplissage partiel de l'espace disponible par les sédiments carbonatés alors que l'accommodation diminuait.

Les troncatures dérivées d'érosion, bien exprimées en hauts de blocs (Fig. 128) au sommet de la séquence SD T-A à la limite Aalénien moyen/supérieur, pourraient être liées à une émergence par régression forcée. Cependant, aucune émergence généralisée du Bassin Sud-Provençal n'a pu être mise en évidence. Les érosions pourraient n'avoir été que le résultat de la mise dans la zone d'action des vagues des « zones hautes » du Bassin Sud-Provençal, par le simple remblayage sédimentaire, sans émergence. L'export du matériel carbonaté est aussi bien exprimé par des taux de sédimentation (de préservation) bien plus importants dans les « zones basses » du bassin (dispositif en biseau en direction des zones hautes des sédiments d'âge Aalénien moyen, zone à Murchisonae ; cf. Fig. 46 et 47). Cependant, les producteurs de carbonate de la plate-forme carbonatée d'âge Aalénien moyen en Basse-Provence sont dominés par des crinoïdes et oncoïdes (organismes sciaphiles dominant de type *Heterozoan*) dont le potentiel de production carbonaté est faible. Il est alors peu probable que la baisse du niveau marin relatif à l'Aalénien moyen et la formation de la discontinuité (limite de séquence D4/LS4) soit due à un taux de production qui serait revenu à l'équilibre avec l'accommodation. Une hypothèse avancée pour expliquer cette chute du niveau marin relatif est que l'accommodation ait été négative par soulèvement tectonique (« *uplift* tectonique »).

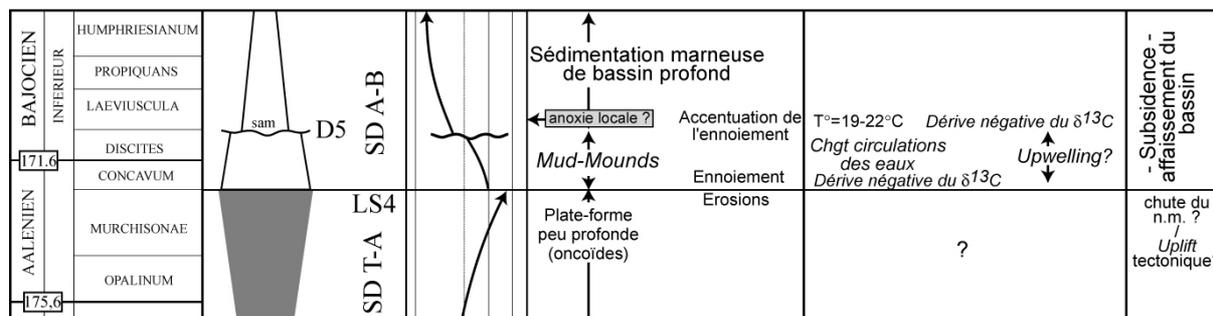


Figure 137 : Évolution du Bassin Sud-Provençal de l'Aalénien au Bajocien inférieur : séquences de dépôt, évolution des milieux de dépôt, événements paléocéanographiques et tectoniques.

Changements paléocéanographiques et accentuation de l'accommodation : ennoiement et disparition des plates-formes carbonatées à l'Aalénien final et au Bajocien inférieur

L'ennoiement de la plate-forme carbonatée préexistante s'est effectuée en trois étapes, enregistrées dans la partie inférieure de SD A-B.

Première étape enregistrée par D4/LS4 avec remaniements intenses, encroûtements phosphatés, témoins de l'activité bactérienne et de l'eutrophisation du milieu, condensation et concentration faunique, sédimentation plus micritique, légère dérive négative du δ¹³C, marquant un ennoiement et un approfondissement.

Seconde étape enregistrée par les *mud-mounds* à spongiaires siliceux et à *stromatactis* à l'Aalénien terminal (zone à *Concavum*) exprimant un enrichissement en nutriments et permettant la prolifération des spongiaires et, lors de la mort et de la décomposition de ces organismes, d'une activité bactérienne induisant la précipitation et la formation de ces *mounds* (Gaillard, 1983 ; Hammes, 1995 ; Leindfelder *et al.*, 1996 ; 2002). Cet enrichissement en nutriments est probablement lié à des *upwellings*, apparus en fonction de la nouvelle structuration du bassin par affaissement des blocs.

Troisième étape enregistrée par D5 avec des horizons de condensation faunique et minéralogique, une légère dérive négative du δ¹³C, une sédimentation marneuse, une baisse des températures des eaux (17-20°C), et des conditions hypoxiques qui signent un approfondissement majeur (zone à *Laeviuscula*).

Le débordement (*onlap*) sur le Haut-Fond du Moyen Verdon, commençant au Toarcien moyen (SD T-A), accentué à l'Aalénien et généralisé au Bajocien inférieur (accompagné d'une homogénéisation des faciès sous alternance marno-calcaire, ainsi que des épaisseurs de dépôt) scelle le dispositif morpho-sédimentaire précédent au profit d'une

architecture plus régulière. Ceci confirme que l'approfondissement général du bassin est lié, dès l'Aalénien et plus encore au Bajocien inférieur, à une subsidence générale, par un régime tectonique d'affaissement et non plus de *tilting*.

3.III.6.2- Intégration à l'échelle de la Téthys Ouest-Européenne

3.III.6.2.1- Comparaison avec une série du Bassin Dauphinois

Présentation de la série

La coupe de la Baume (Fig. 138), près de Castellane (Alpes de Haute-Provence, SE France), en bordure sud du Bassin Dauphinois, levée en détail par De Baets *et al.* (2006) avec un inventaire des ammonites, s'avère riche en informations à propos de la limite Jurassique inférieur-moyen.

La série sédimentaire présente deux discontinuités importantes : la première mettant en contact des calcaires à chailles (dite « Barre à Silex ») d'âge Carixien, et un banc épais de quelques centimètres de calcaires noduleux d'âge Toarcien (moyen ?) ; la seconde mettant en contact ce banc et des alternances marno-calcaires, épaisses de 68 mètres, d'âge Aalénien supérieur à Bathonien moyen (De Baets *et al.*, 2006) (Figs. 138 et 139).

La discontinuité entre Toarcien (moyen ?) et Aalénien supérieur présente les caractéristiques suivantes (Fig. 139) :

- irrégularités de la surface avec des creux et des bosses de plusieurs dizaines de centimètres de hauteur et de plus d'un mètre d'amplitude latérale (Fig. 139-2 et 3) ;
- « morcellement » de la surface suivant un réseau de fractures ouvertes (Fig ; 139-4) ;
- encroûtements omniprésents de stromatolites (Fig. 139-3).

Cette discontinuité est recouverte directement par une alternance marno-calcaire riche en *Zoophycos*, datée de l'Aalénien supérieur (zone à *Concavum*) (De Baets *et al.*, 2006). La lacune de temps, correspondant à la discontinuité, comprend donc, au moins tout le Toarcien supérieur et l'Aalénien inférieur-moyen, soit 7 à 8 Ma.

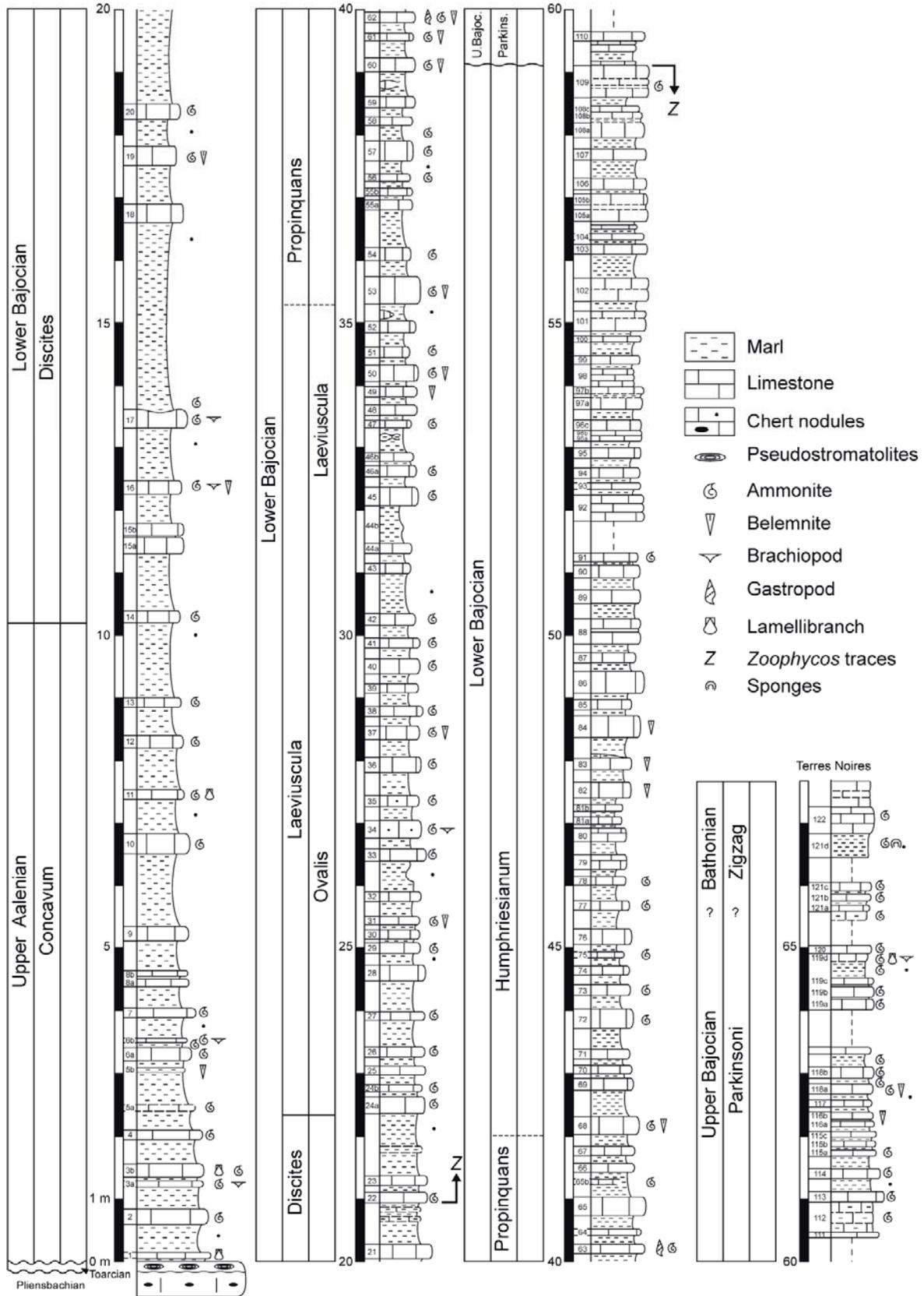


Figure 138 : La coupe de La Baume au passage Jurassique inférieur-moyen, en bordure sud du Bassin Dauphinois (Alpes de Haute-Provence, SE France) (de De Baets et al., 2006).

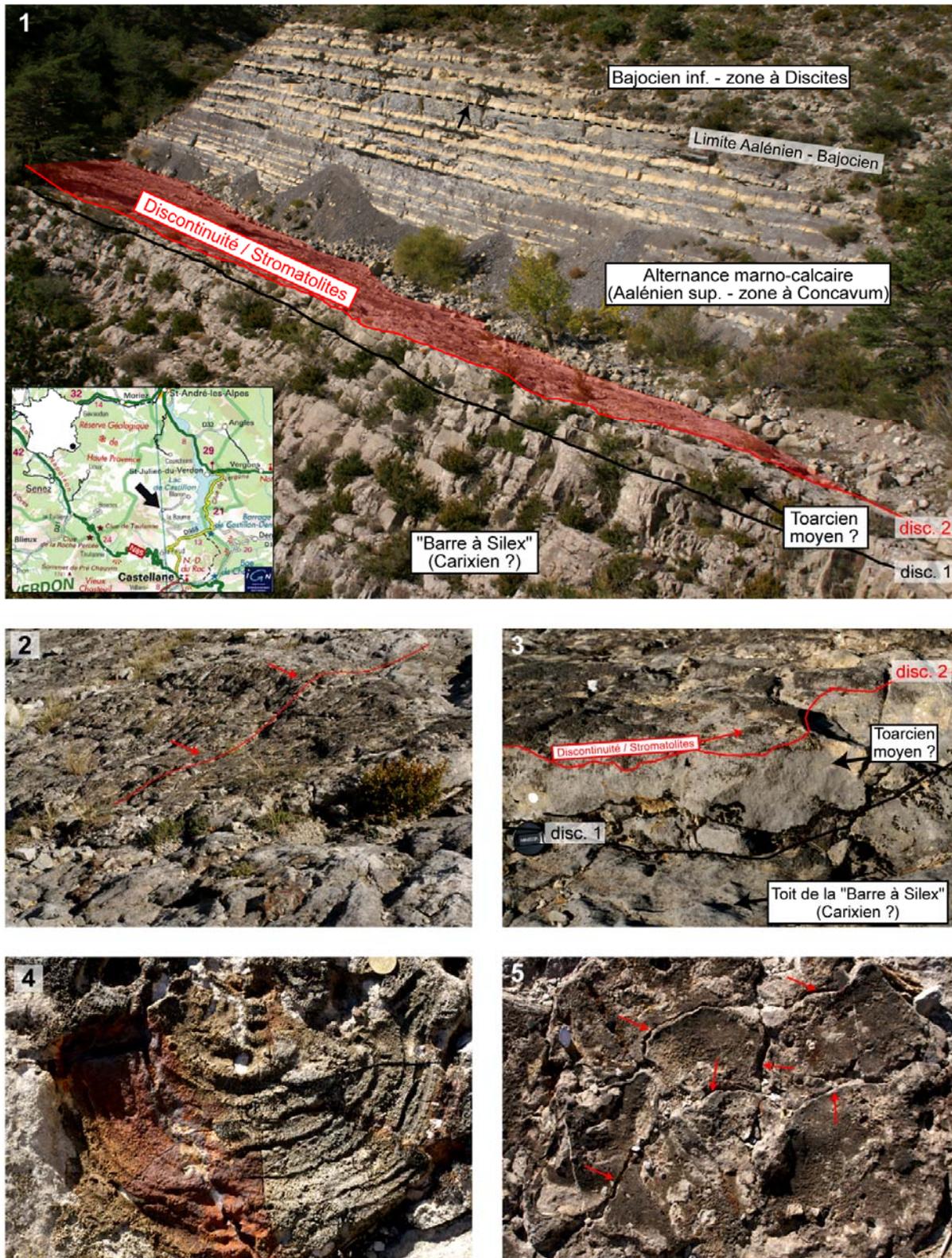


Figure 139 : Aspects de la discontinuité Jurassique inférieur-moyen dans la coupe de la Baume. 1 - Panorama et localisation de la coupe de La Baume ; 2 et 3 – Irrégularités en creux et bosses de la discontinuité d'âge Toarcien (moyen ?)-Aalénien supérieur (zone à Concavum) ; 4 - Encroûtements stromatolitiques sur la discontinuité ; 5 - Réseau de fractures ouvertes de la discontinuité.

Interprétations et corrélations

L'importante lacune de temps (disc. 2 sur Fig. 138) semble correspondre en partie au maximum de régression au toit de l'hémicycle R6 défini par de Graciansky *et al.* (1998) et Jacquin *et al.* (1998), ainsi qu'en partie à la limite de séquence LS4 dans le Bassin Sud-Provençal.

Les caractères de la surface avec évidence d'érosion et de fracturation, développement de stromatolites, recouvrement par des sédiments de « *lower offshore* » sont des marqueurs :

1) d'un ennoiement/approfondissement durant la zone à Concavum d'une amplitude telle que la sédimentation carbonatée n'a pas pu s'installer et que seuls les stromatolites ont pu coloniser un milieu peut-être eutrophisé ;

2) d'un contrôle tectonique en distension probablement responsable de cet ennoiement.

Le « calendrier » de l'ennoiement de cette bordure du Bassin Dauphinois est synchrone de celui du Bassin Sud-Provençal. Bien que le contrôle tectonique semble avoir été déterminant, le fait que le développement des stromatolites, dans cette partie du Bassin Dauphinois soit synchrone de la mise en place des *mud-mounds* microbiens à spongiaires dans le Bassin Sud-Provençal, indique qu'un contrôle océanographique est aussi intervenu. Le développement simultané des bactéries ou voiles bactériens (stromatolites et *mud-mounds* microbiens) implique un net enrichissement des eaux en nutriments et en conséquence une eutrophisation des milieux. Des *upwellings*, liés à une réorganisation de la circulation océanique, pourraient expliquer de tels changements de qualité des eaux marines sur les marges des 2 bassins.

3.III.6.2.2- Tectonisme et eustatisme à l'échelle de la Téthys

La régression enregistrée par LS4 au sommet de SD T-A ne correspond pas à un phénomène local, propre au Bassin Sud-Provençal. Au contraire, cette régression se retrouve dans la plupart des bassins Ouest-Européens (Jacquin *et al.*, 1998). La discontinuité qui en résulte, souvent associée à une longue lacune sédimentaire, appelée « discontinuité Mi-Cimmérienne » (Ziegler, 1988), marque le maximum de régression terminant le cycle transgressif-régressif de 1^{er} ordre appelé « *Ligurian Cycle* » par Jacquin & de Graciansky (1998) (Fig. 140). La formation de cette discontinuité semble contrôlée par la tectonique, par

ralentissement de la subsidence (Fig. 140) voire par des surrections régionales comme en Normandie et au Sud du Dorset (Riout *et al.*, 1991) liées à l'évolution des marges actives de la Téthys (intumescence thermique précède le début du *rifting* de la Mer du Nord) (Jacquin & de Graciansky, 1998).

Dans ce cadre, l'enregistrement de la « discontinuité Mi-Cimmérienne » dans le Bassin Sud-Provençal est l'aboutissement du cortège de diminution de profondeur de SD T-A et par d'intenses érosions sur les « points hauts » du bassin sans jamais atteindre l'émersion, à l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae). Toutefois, aucun argument ne permet d'invoquer des surrections tectoniques régionales dans le Bassin Sud-Provençal comme

responsable de la formation de D4/LS4. L'importante lacune de temps observée dans la série sédimentaire de la bordure Sud du Bassin Dauphinois (coupe de La Baume), pourrait être le résultat de l'émersion de cette bordure du bassin lors de la réorganisation des blocs basculés sur cette marge, fortement structurée comme l'a montré de Graciansky *et al.* (1993), et pourrait donc être une expression de la « discontinuité Mi-Cimmérienne ».

Le cortège d'approfondissement de SD A-B enregistrant l'ennoiement définitif du Bassin Sud-Provençal s'inscrit dans la seconde grande phase de *Rifting* Téthysien daté de la fin du Lias et du début du Dogger (Lemoine *et al.*, 1986, 1989) comprenant une période de *rifting* du Toarcien supérieur au Bajocien basal et une période de subsidence tectonique majeure du Bajocien inférieur (zone à Propinquans) au Bathonien inférieur (de Graciansky *et al.*, 1993).

Ce cortège d'approfondissement se corrèle approximativement avec l'hémicycle transgressif de second ordre (Fig. 141), établi dans les domaines Boréal, Téthysien et du Royaume-Uni par de Graciansky *et al.* (1998) et Jacquin *et al.* (1998).

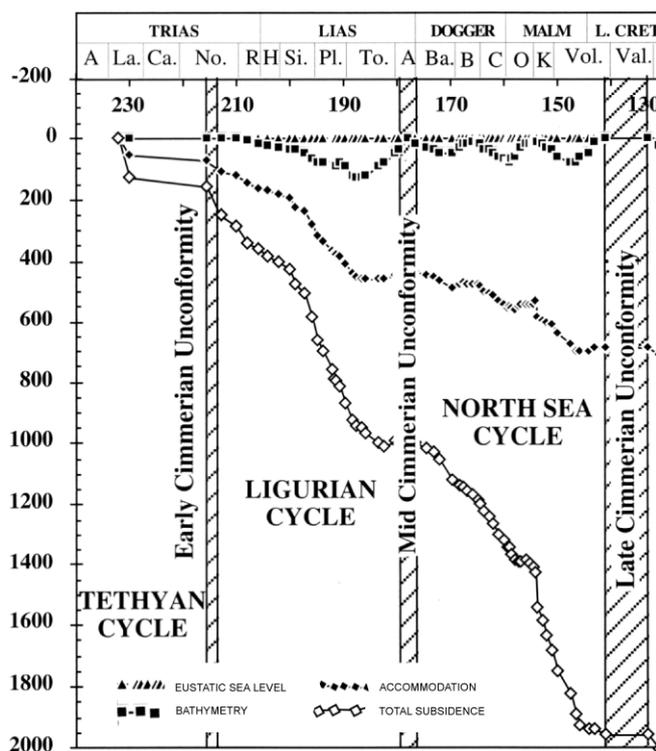


Figure 140 : Courbes de variations du niveau marin, de paléoprosfondeur, d'accommodation et de subsidence du Ladinien au Valanginien. Noter la rupture des pentes correspondant à l'« Événement Mi-Cimmérien » (d'après Jacquin & de Graciansky, 1998).

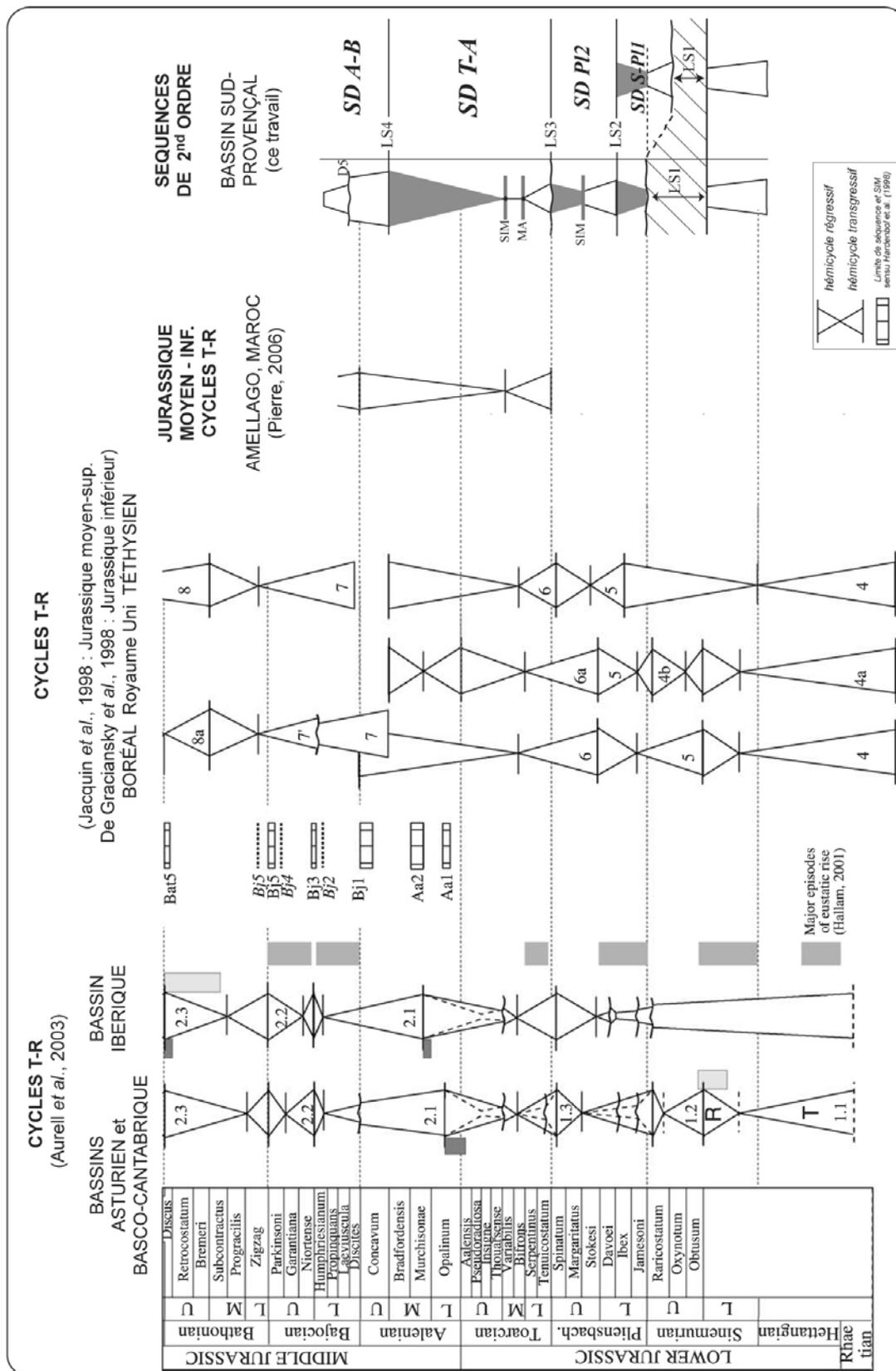


Figure 141 : Comparaison des cycles T/R (transgressifs et régressifs) de 2^{ème} ordre définis dans les Bassins Nord-Ibériques (Bassins des Asturies et Basco-Cantabrique) d'après Aurell et al. (2003), dans les bassins Ouest-Européens (Boréal, R.U. et Téthysien) d'après de Graciansky et al. (1998), du Bassin d'Amellago d'après Pierre (2006) et du Bassin Sud-Provençal (cette thèse) ; modifié d'après Aurell et al. (2003).

Cette corrélation est moins évidente avec les séries du Bloc d'Amellago au Maroc (Pierre, 2006) et clairement absente avec les bassins des Asturies, Basco-Cantabrique et Ibérique qui sont contrôlés par une forte tectonique régionale (Aurell *et al.*, 2003).

Au sein de cet hémicycle transgressif (T7 *sensu* de Graciansky *et al.*, 1998 ; Jacquin *et al.*, 1998), un pic transgressif de 3^{ème} ordre est daté de la zone à Concavum dans le Macônnais (Filak, 1995), sur le Seuil de Bourgogne (Durllet, 1996 ; Durllet & Thierry, 2000), dans le Bassin de Paris (de Graciansky & Jacquin, 2003), dans le Jura Méridional (Ferry & Mangold, 1994) et dans le Bassin Dauphinois (de Graciansky *et al.*, 1993). L'âge de ce pic transgressif correspond dans le Bassin Sud-Provençal, à la mise en place des *mud-mounds* à spongiaires qui marquent une accélération de l'ennoisement qui pourrait alors être contrôlé, en partie, par des variations tectono-eustatiques.

3.III.6.2.3- Évolution climatique de l'Aalénien supérieur au Bajocien inférieur

L'épisode des *mud-mounds* d'âge Aalénien

La présence de *mud-mounds* à spongiaires uniquement dans le cortège d'approfondissement de SD A-B, (absents dans les autres séquences) soulève une question : les *mud-mounds* sont-ils simplement des marqueurs d'approfondissement ou enregistrent-ils à plus grande échelle des changements de conditions océanographiques ?

Si les *upwellings*, particulièrement connus pour enrichir les marges d'un bassin en nutriments, ont joué un rôle dans la genèse des *mud-mounds*, il a été reconnu que de larges zones d'*upwellings* ont pu se mettre en place au Jurassique moyen au regard de la paléogéographie de la Téthys Ouest (De Wever *et al.*, 1994 ; O'Dogherty *et al.*, 2006).

Duarte *et al.* (2001) ont montré, à partir de l'étude de bioconstructions à spongiaires siliceux dans l'Aalénien du Bassin Lusitanien (Portugal), que la profondeur ne jouait pas un rôle déterminant dans la mise en place des *mounds*, mais que la morphologie du fond et leur position sur la pente ainsi que le taux de sédimentation étaient des facteurs prédominants à leur édification. Tout cela indique que la présence de courants (type *upwelling*) est sans doute un facteur primordial dans le développement de ces corps carbonatés.

À une l'échelle plus globale, une augmentation de l'abondance des bioconstructions à spongiaires siliceux est enregistrée à partir de l'Aalénien moyen jusqu'au Bajocien inférieur-moyen (Fig. 142 ; Leindfelder *et al.*, 2002). Cette augmentation peut être attribuée à des changements de la circulation océanique et à une composition chimique des eaux favorables au développement des *mud-mounds* à spongiaires siliceux. De plus, l'abondance des

organismes à squelettes et tests siliceux (éponges et radiolaires) et des épigénies siliceuses qui en dérivent (chailles), dès l'Aalénien dans le Bassin Sud-Provençal, sont des expressions d'une crise de la production carbonatée.

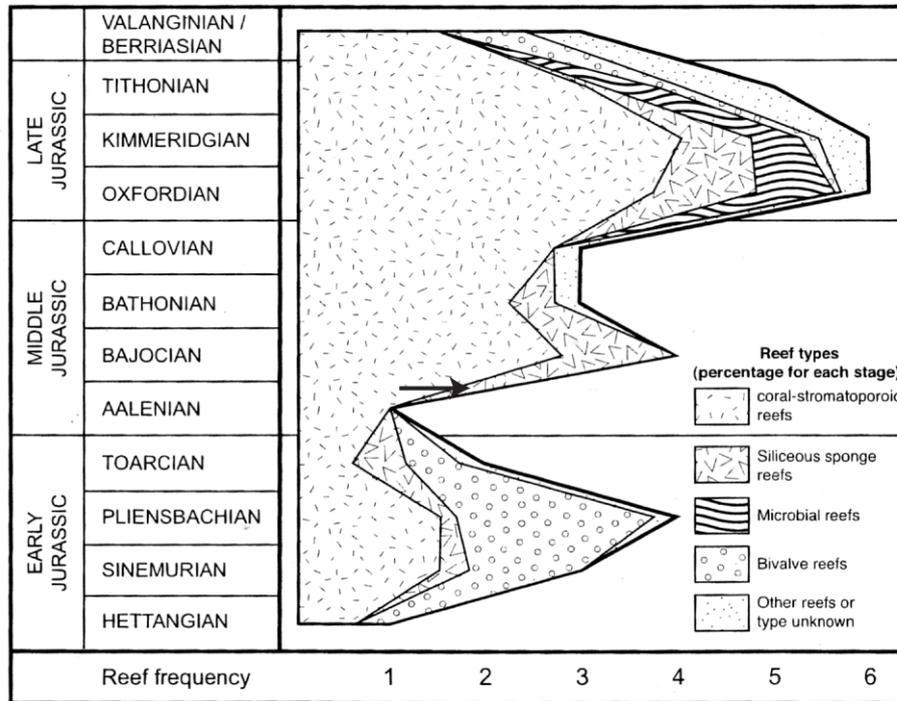


Figure 142 : Variation de l'abondance des différents types de bioconstructions au Jurassique en fonction du temps (d'après Leindfelder et al., 2002 ; modifié). L'abondance des mud-mounds à spongiaires siliceux (« Siliceous sponge reef ») croît fortement à partir de l'Aalénien supérieur pour atteindre un pic au Bajocien moyen.

L'abondance des silicisponges et des radiolaires, à l'Aalénien, pourrait marquer une période froide inhibant la production carbonatée. Selon Tréguer (2002), les études des sédiments marins actuels et du dernier maximum glaciaire montrent que les apports accrus de silice, par voie éolienne et par voie fluviale en période glaciaire, favoriseraient les diatomées (phytoplancton siliceux) au détriment des coccolithophoridés (phytoplancton calcaire). La précipitation des tests siliceux ne libère pas de CO₂ à l'inverse des tests calcaires. Le pompage de la teneur en CO₂ atmosphérique par le phytoplancton siliceux serait à l'origine de la chute des teneurs en CO₂ atmosphérique (Treguer, 2002).

Perturbations du cycle du carbone: causes globales et réponse locale ?

Une perturbation majeure du cycle du carbone est reconnue au Bajocien inférieur comme ayant été de valeur globale. Elle est enregistrée par l'excursion des isotopes du carbone aussi bien en milieu océanique (Corbin, 1994 ; Bartolini *et al.*, 1996 ; Bartolini & Cecca, 1999 ; Jenkyns *et al.*, 2002 et O'Dogherty *et al.*, 2006) qu'en milieu continental

(Hesselbo *et al.*, 2003). Pour ces auteurs, de rapides changements paléoenvironnementaux globaux sont associés à ces perturbations du cycle du carbone.

L'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ au Bajocien inférieur (Fig. 143) est corrélée dans le Domaine Sud de la Marge Ouest Téthysienne à une « crise de la production carbonatée » associée à la mise en place d'une sédimentation biosiliceuse dans de nombreux bassins (Bartolini *et al.*, 1996). Cette « crise de la production carbonatée » est précédée à l'Aalénien supérieur d'une dérive négative du $\delta^{13}\text{C}$ (de 2 ‰) des carbonates marins et du carbone organique d'origine continentale, impliquant des taux élevés du CO_2 atmosphérique pour cette période (O'Dogherty *et al.*, 2006).

Cette perturbation du cycle du carbone peut être due à d'importantes injections de CO_2 dans l'atmosphère associées à une réorganisation importante des plaques lors de l'ouverture de l'Océan Pacifique, à une accélération de la fracturation de la Pangée et des mouvements majeurs de subductions (Bartolini & Larson, 2001), entraînant une intense activité volcanique (Dromart *et al.*, 1996). Des taux importants de CO_2 atmosphérique ont pu entraîner des conditions climatiques chaudes et humides (« greenhouse »), d'où une accélération du transfert de nutriments des continents vers les océans par augmentation du lessivage des sols, et d'où une eutrophisation accrue des océans (Hesselbo *et al.*, 2003).

Bartolini *et al.* (1999) attribuent les mises en place des radiolaires au Bajocien inférieur comme étant le résultat de l'eutrophisation des milieux. O'Dogherty *et al.* (2006) indiquent la

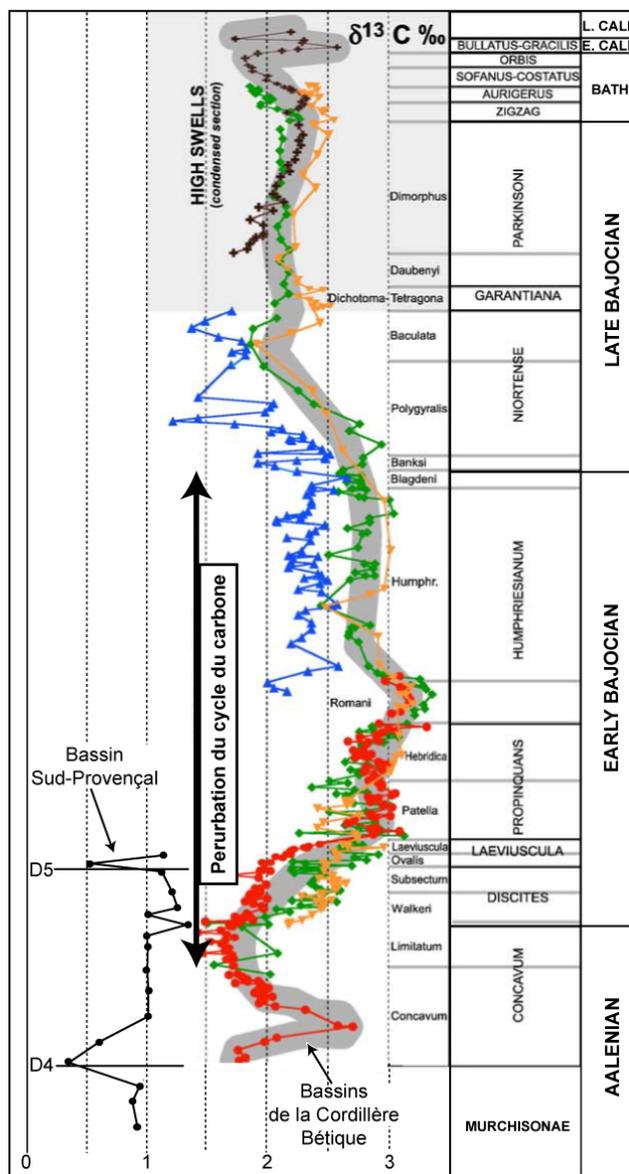


Figure 143 : Courbe d'évolution des isotopes stables du carbone de l'Aalénien au Callovien pour les bassins de la Cordillère Bétique (modifié d'après O'Dogherty *et al.*, 2006), relation avec les perturbations du cycle du carbone daté du Bajocien inférieur et comparaison avec la courbe isotopique du Bassin Sud-Provençal.

possibilité de la mise en place de larges et intenses zones d'*upwelling*, due à la configuration paléogéographique particulière de la Téthys Ouest-Européenne à cette période (De Wever *et al.*, 1994), qui, associée à l'augmentation des conditions de «*greenhouse*», aurait été responsable de l'eutrophisation océanique. Dans ce scénario, l'ouverture de l'Océan Liguro-Piémontais, à cette période, aurait joué un rôle indiscutable dans la réorganisation de la circulation océanique (Favre & Stampfli, 1992 ; Bill *et al.*, 1997).

La comparaison des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ dans les séries du Bassin Sud-Provençal et de la Cordillère Bétique (Sud de l'Espagne), pour l'intervalle Aalénien supérieur - Bajocien inférieur, reste difficile à interpréter (Fig. 143). En effet, le $\delta^{13}\text{C}$ mesuré en Basse-Provence a des valeurs beaucoup plus négatives (de 1 à 2 ‰) que celles obtenues non seulement en Espagne (O'Dogherty *et al.*, 2006), mais aussi dans d'autres bassins de la marge Ouest Téthysienne (Dauphinois, Sub-Alpin, Ombries-Marches ; Bartolini & Cecca, 1999). De plus, les tendances générales du signal du $\delta^{13}\text{C}$ (dérive négative à la limite Aalénien-Bajocien et excursion positive au Bajocien inférieur) ne sont pas retrouvées dans le Bassin Sud-Provençal (Fig. 143).

Deux hypothèses peuvent être émises pour expliquer de telles différences :

1) En ce qui concerne l'excursion positive datée du Bajocien inférieur, le maximum est reconnu partout de la zone à *Laeviuscula* à la base de la zone à *Humphriesianum*. Il est probable que l'échantillonnage réalisé en Basse-Provence ne permette pas de reconnaître cette excursion car la zone à *Laeviuscula* y est extrêmement condensée et seule une mesure a été faite dans les dépôts de cette zone : l'ensemble de l'excursion négative n'a donc pas pu être référée.

2) Les différences de valeurs absolues peuvent résulter du fait que les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont probablement influencées par le type de sédimentation propre au Bassin Sud-Provençal, dominé au niveau des discontinuités sédimentaires par des encroûtements stromatolitiques et dans la zone à *Concavum* par les *mud-mounds* à spongiaires. Les faibles valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ seraient alors induites par une forte activité microbienne marquée au-dessus de D4 et D5 lors des ennoissements avec des taux de sédimentation très faibles.

Le signal isotopique identifie clairement LS4 entre les zones à *Murchisonae* et *Concavum* ainsi que D5, surface d'approfondissement majeure à la limite de la zone à *Discites* et *Laeviuscula*.

Seul le niveau de *black shales* dans la zone à *Laeviuscula* et l'augmentation des températures des eaux au-dessus de cette zone semblent significatifs de profonds

changements paléoenvironnementaux liés à une perturbation globale du cycle du carbone. Une courbe plus complète du $\delta^{13}\text{C}$ dans les zones à Laeviuscula, Propinquans et Humphriesianum permettrait de constater de quelle façon la perturbation globale du cycle du carbone est enregistrée dans le Bassin Sud-Provençal.

À ce stade de l'étude, la courantologie propre au Bassin Sud-Provençal, liée à l'ouverture de l'Océan Liguro-Piémontais et à la réorganisation des masses continentales, semble avoir été le facteur prédominant dans la dynamique sédimentaire et dans la disparition des plates-formes carbonatées préexistantes. De plus, des affaissements se succédant de l'Aalénien terminal au Bajocien basal ont pu entraîner le milieu de dépôt sous la zone photique et augmenter la « crise de la production carbonatée ».

3.III.7- Les points clefs

- La sédimentation purement carbonatée disparaît et le Bassin Sud-Provençal est ennoyé, au passage Aalénien-Bajocien dans un cadre tectonique en affaissement.

- Dans cette évolution, D4 marque 1) un maximum de régression et une érosion des « zones hautes » du bassin par ralentissement de la subsidence rattachée à la dite « phase Mi-Cimmérienne » à l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae) ; 2) le début de l'ennoisement à l'Aalénien supérieur (zone à Concavum).

- Le développement des faciès à spongiaires notamment sous forme de *mud-mounds* à spongiaires et *stromatactis* en bordure de blocs basculés, s'inscrivant dans la séquence d'ennoisement et dans un régime d'*upwellings*.

- D5 marque un approfondissement majeur et une cessation définitive de la sédimentation carbonatée sous conditions hypoxiques voire anoxiques à la limite des zones à Discites-Laeviuscula.

- La « crise » de la production carbonatée est rattachée à une perturbation globale du cycle du carbone, commençant à l'Aalénien terminal et s'exprimant pleinement au Bajocien inférieur (zones à Laeviuscula-Propinquans). L'influence du silicium a sans doute joué un rôle non négligeable dans ces perturbations.

- PARTIE 4 -

Conclusions générales

Conclusions générales

Rappel des objectifs de cette thèse

Les objectifs de la Thèse étaient d'intégrer les données stratigraphiques, sédimentologiques, diagénétiques, biostratigraphiques et géochimiques (Fig. 1) afin de :

- reconstituer les milieux et les processus de dépôt ;
- définir les séquences de dépôt en fonction des discontinuités sédimentaires qui ponctuent la série ;
- dater précisément ces séquences de dépôt et évaluer correctement leur durée;
- dégager la signification des discontinuités biosédimentaires majeures ;
- confronter les données sédimentologiques et biologiques aux données géochimiques (isotopes stables C et O, matière organique).

Ces objectifs avaient pour but final de retracer l'histoire d'un bassin de sédimentation carbonatée au cours d'une période marquée par des perturbations tectoniques, climatiques, océanographiques et d'appréhender les réponses de la sédimentation carbonatée à ces perturbations.

Dynamique sédimentaire du Bassin Sud-Provençal au Jurassique inférieur et moyen

Le Bassin Sud-Provençal, du Sinémurien supérieur au Bajocien inférieur, était le siège d'une sédimentation carbonatée dans des milieux de dépôt de « *shoreface* », d'« *upper offshore* » et de « *lower offshore* » tous caractéristiques d'une « *plate-forme carbonatée externe* » peuplée par des organismes sciaphiles de type *Heterozoan*. La répartition spatiale de ces milieux de dépôt indique que les profils « proximaux-distaux » classiquement utilisés dans l'analyse des bassins anciens ne sont pas applicables au système du Bassin Sud-Provençal. Il est plus adéquat d'utiliser la notion de « *profil en mosaïque* » avec « zones hautes et basses » typiques de bassins structurés en blocs basculés, en relation avec une tectonique de *rifting*. De

ce point de vue, le Bassin Sud-Provençal apparaît structuré comme les autres bassins d'âge Jurassique inférieur de la Marge Ouest-Téthysienne. La distribution temporelle des faciès n'est cependant pas aléatoire et reflète souvent des conditions locales d'hydrodynamisme, de composition chimique et de profondeur des eaux. Cette distribution reflète aussi des conditions au moins régionales comme des températures et des oxygénations favorables à l'extension des faciès oolitiques au Pliensbachien final, un climat plus humide pouvant expliquer le détritisme terrigène marqué au Toarcien inférieur, une baisse des températures et du pH des eaux assurant le développement des spongiaires siliceux à partir de l'Aalénien.

L'évolution verticale et latérale des milieux de dépôt ainsi que la reconnaissance de 5 surfaces stratigraphiques remarquables (dont quatre sont interprétées comme étant des limites de séquences et une comme étant une surface majeure d'approfondissement), permettent de définir quatre séquences de dépôt de second-ordre, datées et corrélées sur la base de la récolte de 45 taxons de brachiopodes et de 58 taxons d'ammonites. Ces séquences de dépôt (SD) sont :

- SD S-P11 d'âge Sinémurien inférieur (zone à *Raricostatum*) à Pliensbachien inférieur (Carixien, zone à *Ibex*) ;
- SD P12 d'âge Pliensbachien (zone à *Davoei*) à Pliensbachien final (zone à *Spinatum*) ;
- SD T-A d'âge Toarcien inférieur (zone à *Tenuicostatum*, sous-zone à *Semicelatum*) à Aalénien moyen (zone à *Murchisonae*) ;
- SD A-B d'âge Aalénien supérieur (zone à *Concavum*) à Bathonien, dans la partie inférieure de laquelle la surface D5 marque l'enneiement et la disparition de la plate-forme carbonatée.

L'architecture stratigraphique et séquentielle du Bassin Sud-Provençal était fortement contrôlée par une dynamique tectonique en extension, qui évolua depuis des épisodes de *rifting* (au passage Sinémurien-Pliensbachien - zone à *Raricostatum* -, au Pliensbachien moyen - zone à *Davoei* -, et au Toarcien inférieur - zone à *Tenuicostatum* -) jusqu'à un affaissement généralisé du bassin (débutant au Toarcien moyen, accusé à l'Aalénien supérieur - zone à *Concavum* - et généralisé au Bajocien inférieur - zone à *Humphriesianum* -).

Réponses des plates-formes carbonatées aux changements climatiques et océanographiques par les « crises de la production » ; significations des discontinuités

Création du Bassin Sud-Provençal au Sinémurien supérieur puis au Pliensbachien moyen

1) Après une émergence du Domaine Provençal supposée durer pendant les zones à Obtusum et Oxynotum après le dépôt de la Formation Dolomitique de Saint-Pons, la discontinuité D1 enregistre la fragmentation tectonique de la plate-forme préexistante pendant la zone à Raricostatum. Cette activité tectonique structure le bassin en blocs basculés selon un réseau de failles orientées N 70° - N 90° et N 20° - N 30°, en relation avec le *rifting* Ouest Téthysien. La comparaison avec d'autres bassins appartenant à la Marge Ouest-Téthysienne indique que ce *rifting* n'est pas synchrone à l'échelle de la marge, mais qu'il migre d'Ouest en Est et du Nord au Sud, entraînant des ouvertures diachrones des différents bassins, plus précoces à l'Ouest et au Nord, plus tardives vers l'Est et le Sud.

Une des conséquences de cette structuration est l'enneigement du Domaine Provençal, la mise en place de milieux de dépôt de plate-forme carbonatée externe, ouverte sur le large marin (soit au Sinémurien terminal - zone à Raricostatum soit au Carixien - zone à Jamesoni). Une autre conséquence est un fort refroidissement des eaux avec des températures de surface de l'ordre de 23°C-25°C, alors que celles de la plate-forme carbonatée antérieure devaient être supérieures à 30°C en moyenne (environnement de sebkha côtière). Ces nouvelles conditions océanographiques vont se traduire par le développement, lors de cet enneigement, de stromatolites phosphatés signant l'eutrophisation du milieu.

2) Une accentuation du *rifting* au Pliensbachien moyen (zones à Ibex/Davoei) selon les mêmes directions de structuration du Bassin Sud-Provençal est à l'origine de la formation de la discontinuité - limite de séquence D2/LS2 par un nouvel enneigement du bassin accompagné d'eutrophisation.

L'eutrophisation des eaux du Bassin Sud-Provençal est à relier soit à des changements de courantologie et à la mise en place d'*upwelling*, soit à une augmentation du lessivage continental en fonction d'un climat plus chaud et humide au Pliensbachien. À partir des comparaisons effectuées par rapport à des séries d'autres bassins de la Téthys Ouest-Européenne, ces changements de courantologie et de climat (?) seraient principalement liés à

l'ouverture de nouvelles voies de circulations océaniques (ex : corridor Hispanique) provoquée par une accentuation du *rifting* téthysien qui réorganiserait la distribution des masses continentales.

Réponses de la sédimentation dans le Bassin Sud-Provençal aux perturbations climatiques et océanographiques du passage Pliensbachien-Toarcien :

La chute du niveau marin dans la zone à Spinatum (Pliensbachien supérieur), pourtant considérée par de nombreux auteurs comme étant liée à un refroidissement global (glacioeustatisme), n'a laissé aucun indice d'émersion dans les dépôts du Bassin Sud-Provençal. Par contre, la première étape de « crise » de production carbonatée, correspondant à la disparition de la plate-forme carbonatée d'âge Pliensbachien, est bien enregistrée dans les ciments les plus précoces préservés dans la discontinuité D3/LS3 à la limite Pliensbachien - Toarcien, ciments successivement ferreux et témoins d'anoxie probablement par eutrophisation des eaux du bassin, et ferriques témoins de conditions oxygénées.

Cette première « crise » est suivie d'un ennoisement du Bassin Sud-Provençal au moment de l'« Événement Anoxique Toarcien » bien marqué par les dérives successives des valeurs isotopiques du carbone, les accumulations de matière organique. Ces phénomènes résulteraient d'un réchauffement et d'une augmentation de la pluviosité conduisant à 1) un lessivage des aires continentales, notamment au Sud du bassin, une augmentation des apports nutritifs, une stratification des eaux et un recyclage du carbone organique (excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$) au passage de la zone à Tenuicostatum à la zone à Serpentinum ; et 2) une augmentation de la production primaire (*bloom* phytoplanctonique ?) et une stratification des eaux avec dépôt (et préservation) de *black shales* (excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$) dans la zone à Serpentinum. L'ensemble de ces perturbations par augmentation du taux de CO_2 et réchauffement global serait lié à l'activité des trapps de Karo-Ferrar.

Ces perturbations se placent toujours dans le cadre du *rifting* qui structure au Toarcien inférieur le Bassin Sud-Provençal en blocs basculés, en conséquence de la distension de la Téthys Ouest-Européenne.

La récupération de la plate-forme carbonatée s'effectue à partir du Toarcien moyen et à l'Aalénien quand les conditions environnementales (oxygénation des eaux, circulations ?) redeviennent favorables en relation avec une subsidence générale atténuée, en affaissement et non plus en différenciation de blocs basculés.

	Au passage Sinémurien-Pliensbachien	Au passage Pliensbachien-Toarcien	Au passage Aaléno-Bajocien
ENREGISTREMENTS	<p>Discontinuité : érosion météorique (D1) + ennoisement</p> <p>↓</p> <p>Condensation Stromatolites profonds phosphatés</p> <p>↓</p> <p>Légère dérive négative du $\delta^{13}C$ T°C = 23-25 °C</p>	<p>Discontinuité : érosion marine (D3) + ennoisement</p> <p>↓</p> <p>Arrêt de la production carbonatée Ciments précoces ferreux</p> <p>+</p> <p>Apport détritique Excursion négative du $\delta^{13}C$ oxydation de la matière organique TOC = 0% T°C = 22-25 °C</p> <p>+</p> <p>Augmentation de la production organique primaire (bloom phytoplanctonique?) Augmentation du taux de sédimentation</p> <p>↓</p> <p>Préservation de matière organique TOC > 0% Excursion positive du $\delta^{13}C$</p> <p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Anoxie générale</p>	<p>Discontinuité : érosion marine (D4/5) + ennoissements successifs</p> <p>↓</p> <p>Condensation Stromatolites profonds phosphatés</p> <p>↓</p> <p>Légère dérive négative du $\delta^{13}C$</p> <p>+</p> <p>Développement des organismes siliceux</p> <p>↓</p> <p>Mud-mounds à spongiaires et stromatactis</p> <p>+</p> <p>Anoxie générale T°C = 19-22 °C</p>
Moteur dominant	<p>⊕ Tectonique (Tilting)</p> <p>+</p> <p>Climatique</p>	<p>⊕ Climatique</p> <p>+</p> <p>Tectonique</p> <p>+</p> <p>⊕ Perturbation du cycle du carbone</p>	<p>⊕ Tectonique (Affaissement)</p> <p>+</p> <p>⊕ Océanisation (Liguro-Piémontais)</p> <p>+</p> <p>⊕ Perturbation du cycle du carbone</p>
Conséquences Majeures	<p>Courantologie nouvelle dans le bassin (upwelling?)</p> <p>↓</p> <p>Eutrophisation</p>	<p>Climat chaud & humide</p> <p>↓</p> <p>Lessivage des aires continentales</p> <p>↓</p> <p>Eutrophisation</p>	<p>Approfondissement</p> <p>↓</p> <p>Courantologie nouvelle dans le bassin (upwelling?)</p> <p>↓</p> <p>Eutrophisation</p> <p>+</p> <p>Cycle de la silice</p> <p>+</p> <p>Réchauffement ?</p>
REPONSES	<p>A l'échelle du bassin Reprise rapide de la production carbonatée</p> <p>Dépôts de plate-forme carbonatée externe</p> <hr/> <p>A l'échelle générale</p> <p>Diachronisme du Tilting & de la reprise ou non de la sédimentation carbonatée</p>	<p>A l'échelle du bassin "Crise de la production carbonatée" enregistré précocement par les PFC</p> <p>Episodes océanographiques (succession d'anoxies et de conditions oxiques) entraînant une reprise lente de la production</p> <hr/> <p>A l'échelle générale</p> <p>"Crise de la production carbonatée" Succession d'anoxies entraînant une reprise lente de la production carbonatée</p> <p>Anoxies synchrones et diachrones selon 1) les types de systèmes (PFC ou bassins: Les PFC, plus sensibles, répondent plus précocement); 2) la position paléo-géographique...</p>	<p>A l'échelle du bassin Ennoissements successifs entraînant une disparition totale de la production carbonatée de type plate-forme</p> <p>non récupération des systèmes carbonatés</p> <hr/> <p>A l'échelle générale</p> <p>"Crise de la production carbonatée"</p> <p>Réponse générale de "crises" des plate-formes carbonatées</p>

Figure 144 : Événements et réponses des plates-formes carbonatées aux perturbations climatiques, océanographiques et tectoniques.

Disparition de la sédimentation carbonatée dans le Bassin Sud-Provençal au passage Aaléno-Bajocien

Au terme du développement de la plate-forme carbonatée d'âge Aalénien moyen, la discontinuité D4 marque d'abord un maximum de diminution de profondeur avec une érosion des « zones hautes » du bassin par ralentissement de l'accommodation, que surpasse le flux sédimentaire carbonaté. Cette chute de l'accommodation est rattachée à la dite « phase Mi-Cimmérienne » à l'Aalénien moyen (zone à *Murchisonae*). Ensuite, la discontinuité D4 marque le début de l'ennoiement à l'Aalénien supérieur (zone à *Concavum*). Le développement des faciès à spongiaires, notamment sous forme de *mud-mounds* à spongiaires et *stromatactis* en bordure de blocs basculés, s'inscrit dans la séquence d'ennoiement à l'Aalénien supérieur et dans un régime d'*upwelling*. Enfin, la sédimentation purement carbonatée disparaît du Bassin Sud-Provençal par ennoiement complet au passage Aalénien-Bajocien dans un cadre tectonique d'affaissement. L'approfondissement majeur est marqué par D5 et est souligné par le lit de *black shales*, indiquant des conditions hypoxiques voire anoxiques à la limite des zones à *Discites* et *Laeviuscula*. Cette dernière « crise » de la production carbonatée dans le Bassin Sud-Provençal est probablement rattachée à une perturbation globale du cycle du carbone, commençant à l'Aalénien terminal et s'exprimant pleinement au Bajocien inférieur (zones à *Laeviuscula* et *Propinquans*). L'océanisation du domaine Liguro-Piémontais, à cette période, a probablement influencé la composition chimique des eaux (rejet de CO₂ et diminution du pH). Ces conditions, couplées à un apport de silicium (qui a pu s'effectuer par voie éolienne, par lessivage ou plus probablement par l'activité océanique de la zone Liguro-Piémontaise), ont pu participer au développement important des organismes à tests siliceux qui ont sans doute joué un rôle dans la perturbation et la modification du taux de CO₂.

Événements et réponses

Les trois réponses du Bassin Sud-Provençal aux événements tectoniques, climatiques et océanographiques, ayant eu lieu du Sinémurien supérieur au Bajocien inférieur, sont synthétisées sur la Figure 144 :

- un contrôle tectonique dominant, au passage Sinémurien-Pliensbachien, a entraîné une réponse rapide et localisée des plates-formes carbonatées. La production carbonatée a ensuite repris place dans les aires de sédimentation définies par la création d'espace

disponible et les facteurs locaux, propres au bassin (courantologie, composition chimique des eaux, profondeur), d'où l'architecture complexe (en mosaïque) des séquences de dépôt.

- un contrôle climatique dominant, au passage Pliensbachien-Toarcien, a entraîné des réponses successives, précoces dans les plates-formes carbonatées plus sensibles aux changements climatiques, tardives dans les bassins profonds moins sensibles aux mêmes changements. L'enregistrement de ce changement climatique et de l'« Événement Anoxique Océanique Toarcien », s'est donc effectué de façon différenciée, en fonction des spécificités de chaque bassin. La reprise de la production carbonatée a été lente et a nécessité une combinaison entre le retour de conditions climatiques et océanographiques plus favorables.

- l'interaction de contrôles tectonique, climatique et océanographique défavorables à la production carbonatée, au passage Aaléno-Bajocien, a entraîné une disparition définitive de la production carbonatée et, dans le cas du Bassin Sud-Provençal, a signé la fin de son fonctionnement au sens strict, acquis dès sa création au Sinémurien supérieur.

Perspectives

Le Bassin Sud-Provençal ayant bien enregistré des « crises » de la production carbonatée, pourrait servir, à l'issue de ce travail, à l'application de méthodes de quantification de la production carbonatée en relation avec des variations climatiques. Pour cela, plusieurs approches peuvent être envisagées :

- par le **nannoplancton** calcaire qui, dans les océans actuels est le seul producteur primaire et en même temps producteur carbonaté. Lors de « crise » de la production carbonatée, comme au passage Pliensbachien-Toarcien, le phytoplancton calcaire semble peu affecté par les événements toarciens en terme de diversité. Par contre, il connaît une diversification au cours de l'intervalle Pliensbachien-Toarcien (Bucefalo Palliani *et al.*, 2002 ; Mattioli *et al.*, 2004a. ; Mattioli *et al.*, 2004b). Puis, il est affecté par une diminution d'abondance et de la taille de certains taxons pendant l'excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$ (Mattioli & Pittet, 2002). Ainsi, les approches quantitatives développées par Mattioli & Pittet (2004) et Mattioli *et al.* (2004a et b) pourraient être appliquées aux séries sédimentaires du Bassin Sud-Provençal, à des fins de comparaison de l'enregistrement des « crises » de la production carbonatée dans divers bassins, notamment à des paléolatitudes et dans des cadres sédimentaires distincts.

- par le matériel **palynologique** qui procure des informations climatiques pour des environnements variés (continental et marin) et pour un même âge. En effet, des facteurs de paléo-climats ont été déduits de l'analyse de données palynologiques (Riding & Hubbard, 1999).

- par la contrainte des **paléotempératures** aux moments des événements reconnus, par l'analyse du $\delta^{18}\text{O}$, soit de coquilles de brachiopodes, soit de rostrés de bélemnites. La signification isotopique de ces deux groupes d'organismes en termes de paléotempératures reste encore aujourd'hui largement débattue. Une approche couplée sur ces deux groupes, abondants dans les dépôts du Bassin Sud-Provençal (avec une analyse au préalable de la diagenèse des coquilles) et une comparaison des résultats avec ceux obtenus dans ce travail sur les phosphates des dents de poisson permettrait 1) de confirmer ou d'infirmer les tendances reportées par Rosales *et al.* (2004) ; 2) d'appréhender les différences de température entre eaux de fond et de surface des océans, approche qui a donné de bons résultats à partir des séries d'âge Jurassique moyen-supérieur (Picard *et al.*, 1998 ; Lécuyer *et al.*, 2003).

- par la généralisation de l'étude des ciments précoces découverts au niveau de la discontinuité Pliensbachien-Toarcien, témoins des premières étapes de « crise » de la production carbonatée et exemple unique d'enregistrement par des discontinuités sur les plates-formes de tels événements d'anoxies/hypoxies. Une **quantification des paléoprofondeurs** par l'étude des inclusions fluides dans ces ciments précoces a été proposée par Mallarino *et al.* (2002) sur une discontinuité homologue du passage Pliensbachien - Toarcien en Sicile. Cette quantification des paléo-profondeurs lors de l'enneigement du Bassin Sud-Provençal devrait être faite, couplée à une analyse isotopique des ciments par microsonde afin de définir plus précisément l'évolution des fluides de précipitation.

Enfin, confronter le **modèle géologique naturel**, assez bien contraint dans le temps et dans l'espace, tel que proposé dans cette Thèse à des **modèles numériques** « basés processus » par l'utilisation de logiciels tels que Dionysos, permettrait de tester des hypothèses sur les processus et la quantification de la production carbonatée, notamment aux moments des « crises » et d'évaluer les différents potentiels de réponse des plates-formes carbonatées.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

-A-

- ABERHAN, M. & BAUMILLER, T. K. (2003) Selective extinction among Early Jurassic bivalves: A consequence of anoxia. *Geology*, **31**, 12, 1077-1080.
- ALMERAS, Y. & MOULAN, G. (1982) Les Térébratulidés liasiques de Provence. Paléontologie, biostratigraphie, paléoécologie, phylogénie. *Document du Laboratoire Géologique de la Faculté des Sciences de Lyon*, **86**, 365 pp.
- ALMERAS, Y. & MOULAN, G. (1988) Les Térébratulidés du Dogger Provençal (Paléontologie, Biostratigraphie, Phylogénie, Paléoécologie). *Document du Laboratoire Géologique de la Faculté des Sciences de Lyon*, **101**, 277 pp.
- ARNAUD, M., EINSENLOHR, B. & MONLEAU, C. (1973) Le jurassique du massif de la Loube. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **277**, 2317-2320.
- ARNAUD, M. & MONLEAU, C. (1973) Le Lias de la région de Cuges, versant Sud de la Sainte-Baume (B. du R., Var). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **276**, 2637-2640.
- ARNAUD, M. & MONLEAU, C. (1974a) Synthèse stratigraphique du Lias et du Dogger inférieur des massifs de la Sainte-Baume et de la Loube. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, **27**, 227-230.
- ARNAUD, M. & MONLEAU, C. (1974b) Etude stratigraphique du Lias et du Dogger inférieur du versant sud-est de la Ste-Baume (Var). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **278**, 3043-3046.
- ARNAUD, M. & MONLEAU, C. (1975), La Lias et le Dogger de bord de mer Varois. *Géologie Méditerranéenne*, **2**, **4**, 147-158.
- ARNAUD, M. & MONLEAU, C. (1976) Découverte de restes d'Ichtyosaure dans l'Aalénien du massif de la Loube. *Bulletin du Muséum d'Histoire Naturel de Marseille*, **36**, 17-18.
- ARNAUD, M. & MONLEAU, C. (1979) Etude de l'évolution d'une plateforme carbonatée: exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien - Oxfordien). *Thèse de doctorat*, Université de Provence, Marseille, **I**: 381pp., **II**: 344pp.
- ARNAUD, M. & MONLEAU, C. (1981) Implications des reconstitutions paleogeographiques dans la delimitation et l'evaluation des déplacements des nappes provençales de l'Eocène supérieur et de l'oligocène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **5-6**, 163-166.
- ARNAUD, M. & MONLEAU, C. (1986) A passive margin platform ecosystem: tectonic, structural, climatic and stress interactions. *Bulletin du Centre de Recherche Exploration et Production Elf Aquitaine*, **10**, 458-466.
- AURELL, M., ROBLES, S., BADENAS, B., ROSALES, I., MELENDEZ, G. & GARCIA-RAMOS, J.C. (2003) Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, **162**, 239-271.

-B-

- BAETS, K. DE, CECCA, F., GUIOMAR, M. & VERNIERS, J. (2006) The Aalenian/Bajocian and Bajocian/Bathonian boundaries in La Baume section near Castellane (Alpes de Haute Provence, SE France). *Volumina Jurassica*, **4**, 145-146.
- BAILEY, R.J. (1998) Stratigraphy, meta-stratigraphy and chaos. *Terra Nova*, **10**, 222-230.
- BAILEY, T.R., ROSENTAL, Y., Mc ARTHUR, J.M., VAN DE SCHOOTBRUGGE, B. & THIRLWALL, M.F. (2003) Paleooceanographic changes of the Late Pliensbachian-Early Toarcian interval: a possible link to the genesis of an Oceanic Anoxic Event. *Earth and Planetary Science Letters*, **212**, 307-320.

- BARTOLINI, A. & CECCA, F. (1999) 20 My hiatus in the Jurassic of Umbria-Marche Apennines (Italy): carbonate crisis due to eutrophication. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **329**, 587-595.
- BARTOLINI, A. & LARSON, R. (2001) The Pacific microplate and the Pangea supercontinent in the Early-Middle Jurassic. *Geology*, **29**, 735-738.
- BARTOLINI, A., BAUMGARTNER, P.O. & HUNZIKER, J.C. (1996) Middle and Late Jurassic carbonate stable-isotope stratigraphy and radiolarite sedimentation of the Umbria-Marche Basin (Central Italy). *Eclogae Geologicae Helveticae*, **89**, 811-844.
- BARTOLINI, A., BAUMGARTNER, P.O. & GUEX, J. (1999) Middle and Late radiolarian palaeoecology versus carbon-isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **145**, 43-60.
- BAUDIN, F. (1989) Caractérisation géochimique et sédimentologique de la matière organique du Toarcien téthysien (Méditerranée, Moyen-Orient). Signification paléogéographique. *Thèse Science*, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. 350 pp.
- BAUDIN, F. (1995) Depositional controls on Mesozoic source rocks in the Tethys. In: *Paleogeography, Paleoclimate, and Source Rocks*. A.Y. Huc (ed), *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **40**, 191-211.
- BAUDRIMONT, A.F., & DUBOIS, P. (1977) Un bassin Mésogéen du domaine péri-alpin: le Sud-Est de la France. *Bulletin du Centre de Recherche Exploration et Production Elf Aquitaine*, **1**, 261-308.
- BAUMGARTNER, P. (1987) Age and genesis of Jurassic Radiolarites. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **80**, 831-8879.
- BEERLING, D.J., LOMAS, M.R. & GRÖCKE, D.R. (2002) On the nature of gas-hydrate dissociation during the Toarcian and Aptian Oceanic Anoxic Event. *American Journal of Science*, **302**, 28-49.
- BELLANCA, A., MASETTI, D., NERI, R. & VENEZIA, F. (1999) Geochemical and sedimentological evidence of productivity cycles recorded in Toarcian black shales from the Belluno Basin, Southern Alps, northern Italy. *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 2, 466-476.
- BERNOULLI, D. & JENKYNS, H.C. (1974) Alpine Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. R. H. Dott & R. W. Shaver (eds), *SEPM Special Publication*, **19**, 129-160.
- BERNOULLI, D., CARON, C., HOMEWOOD, P., KALIN, O & VAN STUIJVENBERG, J. (1979) Evolution of continental margins in the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **59**, 165-170.
- BERTRAND, M. (1885) Coupes de la Chaîne de la Ste-Baume (Provence). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **13**, 115-130.
- BERTRAND, M. (1899) La grande nappe de recouvrement de la Basse-Provence. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de France*, X, **68**, 397-467.
- BERTRAND, L. & HAUG, E. (1912) Sur l'existence d'une grande nappe de charriage dans le nord du département du Var. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **54**, 147-150.
- BJERRUM, C.J. & DORSEY, R.J. (1995) Tectonic controls on deposition of Middle Jurassic strata in a retroarc foreland basin, Utah-Idaho trough, western interior, United States. *Tectonics*, **14**, 962-978.
- BJERRUM, C.J., SURLYK, F., CALLOMON, J.H. & SLINGERLAND, R.L. (2001) Numerical paleoceanographic study of the Early Jurassic transcontinental Laurasian Seaway. *Paleoceanography*, **16**, 390-404.
- BILL M., BUSSY, F., COSTA, M., MASSON, H. & HUNZIKER, J.C. (1997) High precision U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps). *Eclogae Geologicae Helveticae*, **90**, 43-54.

- BLOMEIER, D.P.G. & REIJMER, J.G. (1999) Drowning of a Lower Jurassic carbonate platform : Jbel Bou Dahar, High Atlas, Morocco. *Facies*, **41**, 81-110.
- BORREGO, A.G., HAGEMANN, H.W., BLANCO, C.G., VALENZUELA, M. & SUAREZ DE CENTI, C. (1996) The Pliensbachian (Early Jurassic) « anoxic » event in Asturias, northern Spain : Santa Mera Member, Rodiles Formation. *Organic Geochemistry*, **5-7**, 295-309.
- BOURQUE P-A. & FLOQUET, M. (In Progress) Carbonate-Silica diagenesis, and silica recycling in a Mesozoic stromatolite mud-mound.
- BRAGA, J.C., COMAS-RENGIFO, M.J., GOY, A., RIVAS, P. & YEBENES, A. (1988) El Lias Inferior y Medio en la zona central de la Cuenca Vasco-Cantabrica. In : *Coloquio de Estratigraphia y Paleontologia Del Jurasicode Espana, Logrono*. Instituto de Estudios Riojanos, Ciencias de la Tierra. *Geologia*, **11**, 17-45.
- BUCEFALO PALLIANI, R., MATTIOLI, E. & RIDING, J.B. (2002) The response of marine phytoplankton and sedimentary organic matter to the early Toarcian (Lower Jurassic) oceanic anoxic event in northern England. *Marine Micropaleontology*, **46**, 223-245.
- BUCEFALO PALLIANI, R., MATTIOLI, E. & RIDING, J.B. (2003) Erratum to « The response of marine phytoplankton and sedimentary organic matter to the early Toarcian (Lower Jurassic) oceanic anoxic event in northern England ». *Marine Micropaleontology*, **48**, 167-168.
- C-
- CAMOIN, G., CABIOCH, G., EISENHAEUER, A., BRAGA, J.-C., HAMELIN, B. & LERICOLAIS, G. (2006) Environmental significance of microbialites in reef environments during the last deglaciation. *Sedimentary geology*, **185**, 277, 295.
- CECCA, F. & MACCHIONI, F. (2004) The two early Toarcian (Early Jurassic) extinctions events in ammonoids. *Lethaia*, **37**, 35-56.
- CHANDLER, M.A., RIND, D. & RUEDY, R. (1992) Pangean climate during Early Jurassic: GCM simulation and the sedimentary record of paleoclimate. *Geological Society of American Bulletin*, **104**, 543-559.
- CHARLES, R.P. (1947) Le Lias de Basse Provence Occidentale : étude paléontologique et paléobiologique. *Thèse*, Université de Provence, Marseille, 206 pp.
- COBIANCHI, M. & PICOTTI, V. (2001) Sedimentary and biological response to sea-level and palaeoceanographic changes of a Lower-Middle Jurassic Tethyan platform margin (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **169**, 219-244.
- COHEN, A.S. & COE, A.L. (2006, *In Press, Corrected Proof*) The impact of the Central Atlantic Magmatic Province on climate and on the Sr- and Os-isotope evolution of seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- COHEN, A.S., COE, A.L., BARTLETT, J.M. & HAWKESWORTH, C.J. (1999) Precise Re-Os ages of organic-rich mudrocks and the Os isotope composition of Jurassic seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, **167**, 159-173.
- COHEN, A.S., COE, A.L., HARDING, S.M. & SCHWARK, L. (2004) Osmium isotope evidence for the regulation of atmospheric CO₂ by continental weathering. *Geology*, **32**, 157-160.
- COLLIN, P.-Y. (2000) Environnements, géochimie et processus de formation de séries condensées au Callovo-Oxfordien : du Bassin de Paris à des considérations globales. *Thèse de doctorat*, Université de Bourgogne, Dijon, 288 pp.
- COLLIN, P.-Y., COURVILLE, P., LOREAU, J.-P., MARCHAND, D. & THIERRY, J. (1999) Series condensées et indice de préservation d'unité biostratigraphique : exemple de l'enneigement de la plate-

Références bibliographiques

- forme nord-bourguignonne (France) au Callovo-Oxfordien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **328**, 105-111.
- COLLIN, P.-Y., LOREAU, J.P. & COURVILLE, P. (2005) Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian-Oxfordian, south-eastern Paris basin, France). *Sedimentology*, **52**, 969-985.
- COLLOT, L. (1880) Description géologique des environs d'Aix-en-Provence. Montpellier.
- COQUAND, H. (1865) Description géologique du massif montagneux de la Sainte-Baume. *Mémoire de la Société d'Emulation de Provence*, **3**, 73.
- CORBIN, J.C. (1994) Evolution géochimique du Jurassique du Sud-est de la France : influence des variations du niveau marin et de la tectonique. *Thèse de Doctorat*, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 175 pp.
- CORROY, G. (1935) Présence de l'Aalénien dans les chaînons Nord-Est du cadre montagneux de Marseille. *Compte Rendu de la Société Géologique de France*, **11**, 153-154.
- CORROY, G. (1939) Le Massif de la Sainte-Baume. Etude Géologique. *Bulletin du Service de la Carte géologique de France*, **12**, 201, 34.
- CORROY, G. & STRETTA, E. (1947) Précisions tectoniques concernant le Mont Aurélien et ses abords, à l'ouest de Saint-Maximin (Var). *Compte Rendu Sommaire de la Société Géologique de France*, **17**, 94-95.
- CORROY, G., DURAND, J.-P. & TEMPIER, C. (1964) Evolution tectonique de la montagne Sainte-Victoire en Provence. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **6**, **VI**, 91-106.
- COURTILLOT, V.E. & RENNE, P.R. (2003) On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience*, **335**, 113-140.
- D-**
- DALMASSO, H. (2001) Analyse stratigraphique et modélisation numérique des systèmes carbonatés néritiques tropicaux à subtropicaux : discrimination et quantification des paramètres de contrôle. *Thèse de doctorat*, Université de Provence, Marseille, 457 pp.
- DALMASSO, H. & VINCENDON, C. (1999) Stratigraphie des terrains d'âge Jurassique moyen de l'Unité de Roqueforcade (Basse Provence). *Mémoire de stage d'initiation à la Recherche*, Université de Provence, Marseille, 65 pp.
- DALMASSO, H. & FLOQUET, M. (2001) Relation accommodation-production carbonatée dans le développement de sequences de depot élémentaires de plate-forme carbonatée : la série d'âge Tithonien-Berriasien de basse Provence occidentale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **333**, 209-217.
- DARDEAU, G. (1983) Le Jurassique des Alpes-Maritimes (France). Stratigraphie, paléontologie, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, briançonnais et provençal. *Thèse d'état*, Université de Nice.
- DIEULAFAIT, L. (1871) Distribution des formations triasiques, jurassiques et crétacé dans le département du Var. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **62**, 775-777.
- DICKSON, J.A.D. (1966) Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, **36**, 491-505.
- DROMART, G., ALLEMAND, P., GARCIA, J. P. & ROBIN, C. (1996) Variation cyclique de la production carbonatée au Jurassique le long d'un transect Bourgogne-Ardèche, Est-France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **167**, **3**, 423-433.

Références bibliographiques

- DUARTE, L.V., KRAUTTER, M. & SOARES, A.F. (2001) Bioconstruction à spongiaires siliceux dans le Lias terminal du Bassin Lusitanien (Portugal): stratigraphie, sédimentologie et signification paléogéographique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **172**, 5, 637-646.
- DUBOIS, P. & DELFAUD, J. (1989) Le Bassin du Sud-Est. In : *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires*. Association Des Sédimentologues Français (eds), Editions Technip, Paris, 277-297.
- DUMONT, T. (1988) Late Triassic-early Jurassic evolution of the Western Alps and their European foreland ; initiation of the Tethyan rifting. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 4, 601-611.
- DUMONT, T., LEMOINE, M. & TRICART, P. (1984) Tectonique synsédimentaires triasico-jurassique et rifting téthysien dans l'unité prépiémontaise de Rochebrune au Sud-Est de Briançon. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **26**, 921-933.
- DURLET, C., LOREAU, J.-P. & PASCAL, A. (1992), signature diagenétique des discontinuités et nouvelles représentation graphique de la diagenèse, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **314**, 1507-1514.
- DURLET, C. (1996) Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléo-environnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée : Exemple des « Calcaires à entroques » du Seuil de Bourgogne (Aalénien-Bajocien). *Thèse de Doctorat*, Université de Bourgogne, Dijon, 444 pp.
- DURLET, C. & LOREAU, J.-P. (1996) Séquence digénétique intrinsèque des surfaces durcies : mise en évidence de surface d'émergence et de leur ablation marine. Exemple de la plate-forme bourguignonne, Bajocien (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **323**, 389-396.
- DURLET, C. & THIERRY, J. (2000) Modalités séquentielles de la transgression aaleno-bajocienne sur le sud-est du Bassin parisien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **171**, 3, 327-339.

-E-

- EL KHANCHOUI, A. (1988) Les alternances marno-calcaires du Jurassique inférieur et moyen de Provence. *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 225 pp.
- EL ARABI, H., OUAHHABI, B. & CHARRIERE, A. (2001) Les séries du Toarcien-Aalénien du SW du Moyen-Atlas (Maroc): précisions stratigraphiques et signification paléogéographique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **172**, 6, 723-736.
- EMMANUEL L., RENARD M., CUBAYNES R., DE RAFELIS M., HERMOSO M., LECALLONNEC L., LE SOLLEUZ A. & REY J. (2006) The "Schistes Carton" of Quercy (Tarn, France): a lithological signature of a methane hydrate dissociation event in the early Toarcian. Implications for correlations between Boreal and Tethyan realms, *Bulletin de la Société Géologique de France*, **177**, 5, 237-247.
- EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E. (1971) A late Devonian reef on northeastern banks island. N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19**, 4, 730-781.
- ERBA, E. (2004) Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events, *Marine Micropaleontology*, **52**, 85-106.
- ESPITALIE, E.J., DEROO, G. & MARQUIS, F. (1985-1986) La pyrolyse Rock Eval et ses applications. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **40**, 563-579 ; **40**, 755-784 ; **41**, 73-89.

-F-

- FAVRE, P. & STAMPFLI, G.M. (1992) From rifting to passive margin: the examples of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys. *Tectonophysics*, **215**, 69-97.
- FERRY, S. & MANGOLD, C. (1994) Faciès de dépôt et stratigraphie séquentielle des calcaires bajociens du Jura méridional. *Livret guide d'excursion A.S.F.*, 9-10-11 Juin 1994.

Références bibliographiques

- FILAK, J.M. (1995) Géométrie des séquences de dépôts d'âge Aalénien-Bajocien des Roches de Solutré et Vergisson (Mâconnais). *DEA du Centre des Sciences de la Terre*, Université de Bourgogne, Dijon, 50 pp.
- FLOQUET, M., MARCHAND, D., SIDA, B. & CONTINI, D. (2000) Monticules micritiques à spongiaires et discontinuités sédimentaires marqueurs de l'enneoement de la plate-forme carbonatée de Basse Provence à l'Aalénien supérieur - Bajocien inférieur. In: *Les événements du passage Lias-Dogger*. J. Rey & F. Ronchini (eds), *Strata*, **10**, 83-85.
- FLOQUET, M., CECCA, F., MESTRE, M., MACCHIONI, F., GUIOMAR, M., BAUDIN, F., DURLET, C. & ALMERAS, Y. (2003) Mortalité en masse ou fossilisation exceptionnelle? Le cas des gisements d'âge Toarcién inférieur et moyen de la région de Digne-Les-Bains (Sud-Est de la France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **174**, 2, 159-176.
- FLOQUET *et al.* (2007, en préparation) travaux en cours pour la réalisation de la nouvelle édition de la carte géologique à 1.50000^{ème} Aubagne-Marseille.
- FLUGEL, E. (1982) Microfaciès analysis of limestones. *Springer-Verlag, Berlin*, Heidelberg New-York, 633 pp.
- FOREST, N. (2000) Variation de la préservation des dépôts et signification des séries condensées. Les Séries liaisiques d'une marge en phase de rifting (Alpes) et d'une plate-forme épicontinentale (Bourgogne). *Thèse de Doctorat*, Université de Bourgogne, Dijon, 366 pp.
- FOREST, N., LOREAU, J.P. & MOREAU, P. (1999) Distribution des faciès et préservation des dépôts en relation avec la variation d'espace disponible dans un cadre temps à haute résolution. Exemple des séries condensées de l'éperon bourguignon au Sinémurien supérieur (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **170**, 6, 853-871.
- FREY, R.W. & PEMBERTON, S.G. (1984) Trace fossil facies models. In: *Facies Models*. R.G. Walker (ed), *Geological Association Canada, Geoscience Canada Reprint Series*, **1**, 189-207.
- G-
- GABILLY, J. (1976) Le Toarcién à Thouars et dans le centre-ouest de la France. *C.N.R.S. Les stratotypes français*, 217 pp.
- GAILLARD, C. (1983) Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. *Document du Laboratoire Géologique de Lyon*, **80**, 515 pp.
- GALLUZZO, F. & SANTANTONIO, M. (2002) The Sabina Plateau: A new element in the Mesozoic paleogeography of Central Apennines. *Bollettino della Società Geologica Italiana Special Paper*, **21**, 11, 561-588.
- GARCIN, Y. (2002) Evolution de la Plate-forme Provençale d'âge Pliensbachien à Aalénien : Crises tectoniques, climatiques et de la production carbonatée. *Mémoire de D.E.A.*, Université de Provence, Marseille, 58 pp.
- GOUVERNET, C. (1963) Structure de la région Toulonnaise. *Thèse d'Etat*, Université de Provence, Marseille, 244 pp.
- GOMEZ, J.J. & FERNANDEZ-LOPEZ, S. (1994) Condensation processes in shallow platforms. *Sedimentary Geology*, **92**, 147-159.
- GOURRET, P. (1886) Recherches sur le Lias et l'Oolithe supérieure des environs de Marseille et de Toulon. *Bibliothèque de l'Ecole des Hautes Etudes*, **32**, 7, 52 pp.
- GRACIANSKY, P. C. DE, DARDEAU, G., DUMONT, T., JACQUIN, T., MARCHAND, D., MOUTERDE, R. & VAIL, P.R. (1993) Depositional sequence cycles, transgressive-regressive facies cycles, and extensional tectonics: exemple from the southern Subalpine Jurassic basin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **164**, 709-718.

- GRACIANSKY, P. C. DE, JACQUIN, T. & HESSELBO, S.P. (1998) The Ligurian cycle: an overview of lower Jurassic 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in western Europe. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. P-C. de Graciansky, J. Harenbol, T. Jacquin & P.R. Vail (eds), *Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Special Publication*, **60**, 467-479.
- GRACIANSKY, P. C. DE & JACQUIN, T. (2003) Evolution des structures et de la paleogéographie au passage Lias-Dogger dans le bassin de Paris d'après les données de la subsurface. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **174**, 1, 3-17.
- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SMITH A.G., BLEEKER, W. & LOURENS, L.J. (2004) A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, **27**, 2, 83-100.
- GROUPE FRANÇAIS D'ETUDE DU JURASSIQUE (1997) Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. E. Cariou & P. Hantzpergue (eds), *Bulletin du Centre de Recherche Exploration Production Elf Aquitaine*, **17**, 440 pp.
- GUEX, J., MORARD, A., BARTOLINI, A. & MORETINNI, E. (2001) Découverte d'une importante lacune stratigraphique à la limite Domérien-Toarcien: implications paléo-océanographiques. *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, **87**, 3, 277-284.
- GUIEU, G. (1968) Etude tectonique de la région de Marseille. *Thèse d'Etat*, Université de Provence, Marseille, 2 tomes, 604 pp.
- GUIEU, G. (1971) L'allochtonie de l'Unité de Roqueforcade (Sainte-Baume) définitivement démontrée par un court forage. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **2**, 106-107.
- GUIEU, G. & ROUSSEL, J. (1990) Arguments for the pre-rift uplift and rift propagation in the Ligurian-Provençal basin (Northwestern Mediterranean) in the light of Pyrenean provençal orogeny. *Tectonics*, **9**, 1113-1142.
- GUILLOCHEAU, F. (1991) Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien Armoricaïn) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bulletin du Centre de Recherche Exploration Production Elf-Aquitaine*, **15**, 2, 383-410.
- H-**
- HACCARD, D., BEAUDOUIN, B., GIGOT, P. & JORDA, M. (1989) Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille LA JAVIE (918). *Bureau de recherches géologiques et minières*, Orléans, 152 pp.
- HALLAM, A. (1984) Continental humid and arid zones during the Jurassic and cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **47**, 195-223.
- HALLAM, A. (1985) A review of Mesozoic climates. *Journal of Geological Society*, **142**, 433-445.
- HALLAM, A. (1987) Radiations and extinctions in relation to environmental change in the marine Jurassic of north west Europe. *Paleobiology*, **13**, 152-168.
- HALLAM, A. (2001) A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**, 23-37.
- HALLOCK, P. & SCHLAGER, W. (1986) Nutrient excess and the Demise of Coral reefs and Carbonate platforms. *Palaios*, **1**, 389-398.
- HAMMES, U. (1995) Initiation and development of small-scale sponge mud-mounds, late Jurassic, southern Franconian Alb, Germany. In: *Carbonate mud-mounds: their origin and evolution*. C.L.V. Monty, D.W. Bosence, P.H. Bridgde & B.R. Pratt (eds), *International Association of Sedimentologist Special Publication*, **23**, 335-357.

Références bibliographiques

- HAMON, Y. (2004) Morphologie, évolution latérale et signification géodynamique des discontinuités sédimentaires: Exemple de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est (France). *Thèse de doctorat*, Université Montpellier II, 293 pp.
- HAMON, Y., MERZERAUD, P. & COMBES, J.-P. (2005) Des cycles haute fréquence de variations du niveau marin relatif enregistrés dans les discontinuités sédimentaires : un exemple dans le Lias inférieur de Lodève (Sud-Est de la France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **176**, 1, 57-68.
- HAMON, Y. & MERZERAUD, G. (2007, in press) Facies architecture and cyclicity in a mosaic carbonate platform; effects of fault-block tectonics (Lower Lias, Causses platform, South-East France). *Sedimentology*.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, **235**, 1156-1167.
- HAUG, M. (1925) Les nappes de charriage de la Basse Provence. Première partie : la région Toulonnaise. *Mémoire d'Exploration de la Carte Géologique de France*, 304 pp.
- HENNUY, J. & VALLON, R. (1998) Stratigraphie des terrains d'âge Jurassique moyen et supérieur de l'anticlinal de Carpiagne (Basse Provence). *Mémoire de stage d'initiation à la Recherche*, Université de Provence, Marseille, 53 pp.
- HESSELBO, S.P., GROCKE, D.R., JENKYNS, H.C., BJERRUM, C.J., FARRIMOND, P.L., MORGANS-BELL, H.S. & GREEN, O.R. (2000) Massive dissociation of gas hydrates during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature*, **406**, 392-395.
- HESSELBO, S.P., MORGANS-BELL, H.S., McELWAIN, J.C., McALLISTER REES, P., ROBINSON, S.A. & ROSS, C.E. (2003) Carbone-cycle perturbation in the Middle Jurassic and accompanying changes in the terrestrial paleoenvironment. *The Journal of Geology*, **111**, 258-276.
- HESSELBO, S.P., JENKYNS, H.C., DUARTE, L.V. & OLIVEIRA, L.C.V. (2007) Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth and Planetary Science Letters*, **253**, 455-470.
- HILLGÄRTNER, H. (1998) Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *Journal of Sedimentary Research*, **68**, 1093-1108.
- HOMEWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & CROSS, T. (1992) Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bulletin du Centre de Recherche d'Exploration et Production Elf-Aquitaine*, **16**, 2, 357-381.
- HOWARD, J.D., FREY, R.W. & REINECK, H.E. (1972) Introduction. *Senckenbergiana Maritima*, **4**, 3-14, 7.2.3.
- HUDSON, J.D. (1982) Pyrite in ammonite-bearing shales from the Jurassic of England and Germany. *Sedimentology*, **29**, 5, 639-667.
- HUNT, D. & TUCKER, M.E. (1992) Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. *Sedimentary Geology*, **81**, 1-9.

-I-

- INGARGIOLA, J.F. (1981) Les séries sédimentaires d'âge Bajocien supérieur - Bathonien inférieur et leur organisation dans le Seuil de Bourgogne et ses abords. *Thèse de Doctorat*, Université de Bourgogne, Dijon, 158 p.

-J-

- JACQUIN, T. & DE GRACIANSKY, P.-C. (1998) Major Transgressive/Regressive cycles : the stratigraphic signature of European basin development. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European*

Références bibliographiques

- basins. P-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail (eds), *Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Special Publication*, **60**, 15-29.
- JACQUIN, T., DARDEAU, G., DURLET, C., DE GRACIANSKY, P-C. & HANTZPERGUE, P. (1998) The North Sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive-regressive facies cycles in western Europe. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. P-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail (eds), *Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Special Publication*, **60**, 446-466.
- JAMES, N.P. (1997) The cool-water carbonate depositional realm. In: *Cool-Water Carbonates*. N.P. James & J.A.D. Clarke (eds), *Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Publication*, **56**, 1-20.
- JAMES, N.P., & CHOQUETTE, P.W. (1990) Limestone: Introduction. In : *Diagenesis*. I.A. McIlreath & D.W. Morrow (eds), *Geoscience Canada*, 9-34.
- JARVIS, I. (1992) Sedimentology, geochemistry and origin of phosphatic chalks : the Upper Cretaceous deposits of NW Europe. *Sedimentology*, **39**, 55-97.
- JAUBERT, J.-M. (1864) Note sur les environs de Sollies-Pont (Var). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **2**, 21, 443-460.
- JENKYN, H.C. (1988) The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. *American Journal of Science*, **288**, 101-151.
- JENKYN, H.C. & CLAYTON, C.J. (1986) Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology*, **33**, 87-106.
- JENKYN, H.C. & CLAYTON, C.J. (1997) Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event. *Sedimentology*, **44**, 687-706.
- JENKYN, H.C., JONES, C.E., GRÖCKE, D.R., HESSELBO, S.P. & PARKINSON, D.N. (2002) Chemostratigraphy of the Jurassic system: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society London*, **159**, 351-378.
- JIMENEZ, A.P., JIMENEZ DE CISNEROS, P., RIVAS, P. & VERA, J.A. (1996) The Early Toarcian anoxic event in the westernmost Tethys (Subbetic): Paleobiogeographic and Paleobiogeographic significance. *Journal of Geology*, **104**, 399-416.
- JOACHIMSKI, M.M. (1994) Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbekian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Montains. *Sedimentology*, **41**, 805-824.
- K-**
- KATZ, M.E., WRIGHT, J.D., MILLER, K.G., CRAMER, B.S., FENNEL, K. & FALKOWSKI, P.G. (2005) Biological overprint of the geological carbon cycle. *Marine Geology*, **217**, 323-338.
- KEMP, D.B., COE, A.L., COHEN, A.S. & SCHAWARK, L. (2005) Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period. *Nature*, **437**, 396-399.
- KILLIAN, W. (1914) Sur la bathymétrie des mers Liasiques dans les Alpes Occidentales et le Lias de la région delphino-provençale. *Comptes Rendus du Congrès de la Société Savantes en 1913*, Sciences, 157 pp.
- KIRKLAND, B.L., DICKSON, J.A.D., WOOD, R.A. & LAND L.S. (1998) Microbialite and microstratigraphy: the origin of encrustations in the Middle and Upper Capitan Formation, Guadalupe Mountains, Texas and New Mexico, U. S. A. *Journal of Sedimentary Research*, **68**, 5, 956-969.
- KOLODNY, Y., LUZ, B. & NAVON, O. (1983) Oxygen isotope variation in phosphate of biogenic apatites. 1. Fish bone apatite - rechecking the rules of the games. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**, 298-404.

- KRAJEWSKI, K.P., VAN CAPPELEN, P., TRICHET, J., KUHN, O., LUCAS, J., MARTIN-ALGARRA, A., PREVOT, L., TEWARI, V.C., GASPARD, L., KNIGHT, R.I. & LAMBOY, M. (1994) Biological processes and apatite formation in sedimentary environments. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **87**, 701-745.
- KRAJEWSKI, K.P., LESNIAK, P.M., LACKA, B. & ZAWIDZKI, P. (2000) Origin of phosphatic stromatolites in the Upper Cretaceous condensed sequence of the Polish Jura Chain. *Sedimentary Geology*, **136**, 89-112.
- KÜSPERT, W. (1982) Environmental change during oil shale deposition as deduced from stable isotopic ratio. In : *Cyclic and Event Stratification*. S. Einsele & A. Seilacher (eds), *Springer*, 482-501.
- L-**
- LALLAM, S., SAHNOUN, E., EL HATIMI, HERVOUET, Y. & TEJERA DE LEON, J. (1997) Mise en évidence de la dynamique de la marge téthysienne de l'Hettangien à l'Aalénien dans la Dorsale calcaire (Tétouan, Rif, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **324**, IIa, 923-930.
- LANQUINE, A. (1929) Le Lias et le Jurassique inférieur des Chaînes provençales. *Thèse de Doctorat, Bulletin du Service de la Carte Géologique de France*, Paris, **177**, 381 pp.
- LANQUINE, A. (1932) Transformation profonde des calcaires dolomitiques hettangiens de faciès provençal en roche cargneulisées. *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, **II**, 49.
- LANQUINE, A. (1934) Observations complémentaires sur le Lias et le Jurassique des environs de Salerne et de Sillans (Var). *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, **V**, 138.
- LECUYER, C. (2004) Oxygen isotope analysis of phosphate. In: *Handbook of Stable Isotope Analytical Technics*. P. De Groot (ed), *Elsevier B.V.*, **22**, I, 482-496.
- LECUYER, C., GRANDJEAN, P. & EMIG, C.C. (1996) Determination of oxygen isotope fractionation between water and phosphate from living lingulids: potential application to palaeoenvironmental studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **126**, 101-108.
- LECUYER, C., PICARD, S., GARCIA, J.-P., SHEPPARD, S.M.F., GRANDJEAN, P. & DROMART, G. (2003) Thermal evolution of Tethyan surface waters during the Middle-Late Jurassic : Evidence from $\delta^{18}\text{O}$ values of marine fish teeth. *Paleoceanography*, **18**, 3, 1-16.
- LEFAVRAIS-RAYMOND, A. & LABLANCHE, G. (1985) Contrôle tectonique de la sédimentation du Lotharingien à l'Aalénien sur le Seuil Caussenard. *Cahiers de l'Institut catholique de Lyon*, **14**, 191-201.
- LELEU, S. (2005) Les cônes alluviaux Crétacé Supérieur/Paléocène en Provence : traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision. *Thèse de doctorat*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 222 pp.
- LELEU, S., GHIENNE, J.-F. & MANATSCHAL G. (2005) Upper Cretaceous–Palaeocene basin-margin alluvial fans documenting interaction between tectonic and environmental processes (Provence, SE France). In: *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. A.M. Harvey, A.E. Mather & M. Stockes (eds), *Geological Society of London, Special Publication*, **251**, 217-239.
- LEMOINE, M. (1984) La marge occidentale de la Téthys ligurienne et les Alpes Occidentales. In: *Les marges continentales en mer et autour de la France*. G. Boillot (ed), Paris, 155-248.
- LEMOINE, M. (1985) Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastiques de la Téthys ligurienne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 1, 126-137.
- LEMOINE, M. & GRACIANSKY P.C. DE (1988) History of a passive continental margin: the western Alps in the Mesozoic. Introduction. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 4, 597-600.

- LEMOINE, M., GIDON, M. & BARFETY, C. (1981) Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting Téthysien. *Compte Rendu Sommaire des séances de la Société Géologique de France*, **292**, 917-920.
- LEMOINE, M., BAS, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., DUMONT, GRACIANSKY P.C. DE, RUDKIEWICK, J.L., MEGGARD-GALLI, J. & TRICART, P. (1986) The continental margin of the Mesozoic Tethys in the western Alps. *Marine Petroleum Geology*, **3**, 179-199.
- LEMOINE, M., DELPECH, P.Y., DUMONT, T., GIDON, M., BOURBON, M., GRACIANSKY P.C. DE, GRAHAM, R., JOLIVET, L., ROBERTS, D. & TRICART, P. (1989) Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes occidentales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **309**, 2, 1711-1716.
- LEONIDE, P., FLOQUET, M. & VILLIER, L. (2007, *in press*) Interaction of tectonics, eustasy, climate and carbonate production on the sedimentary evolution of an early/middle Jurassic extensional basin (Southern Provence Sub-basin, SE France). *Basin Research*.
- LEINDFELDER, R.R., WENRER, W., NOSE, M., SCHIMD, D.U., KRAUTTER, M., LATERNSE, R., TAKACS, M. & HARTMANN, D. (1996) Paleoecology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbialite reefs from the late Jurassic. In: *Global and regional controls on biogenic sedimentation*. J. Reitner, F. Neuweiler & F. Gunkel (eds), *Goettinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, **Sb2**, 227-248.
- LEINDFELDER, R.R., SCHIMD, D.U., NOSE, M. & WENRER, W. (2002) Jurassic reef patterns - The expression of a changing globe. In: *Phanerozoic reef patterns*. W. Kiessling, E. Flügel & J. Golonka (eds), *Society of Economic Paleontologist and Mineralogist*, **72**, 465-520.
- LONGINELLI, A & NUTTI, S. (1973) Oxygen isotope measurements of phosphate from fish teeth and bones. *Earth and Planetary Science Letters*, **20**, 337-340.
- LOREAU, J.P. (1982) Sédiments aragonitiques et leur genèse. *Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle*, C, Tome **XLVII**, 312 pp.
- LOREAU, J.P., GELY, J.P. & RAMPOUX, J.P. (1995) Cycles stratigraphiques dans les séries alpines du Lias et de l'Aalénien de part et d'autre du Front pennique (Savoie, France) : Contrôle tectonique et rapport avec l'eustatisme. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **88**, 3, 529-551.

-M-

- MACCHIONI, F. (2002) Myths and legends in the correlation between the Boreal and Tethyan Realms. Implications on the dating of the Early Toarcian mass extinctions and the Oceanic Anoxic Event. *Geobios*, **35** (M.S.24), 150-164.
- MALLARINO, G., GOLDSTEIN, R.H. & DI STEFANO, P. (2002) New approach for quantifying water depth applied to the enigma of drowning of carbonate platforms. *Geology*, **30**, 783-786.
- MARSHALL, J.D. (1992) Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, **129**, 143-160.
- McARTHUR, J.M., DONOVAN, D.T., THIRLWALL, M.F., FOUKE, B.W. & MATTEY, D. (2000) Strontium isotope profile of the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event, the duration of ammonite biozones, and belemnite palaeotemperatures. *Earth and Planetary Science Letters*, **179**, 269-285.
- MARIE, F. (1999) Sédimentologie et analyse séquentielle dans la formation dolomitique d'âge Hettangien dans les coupes des flancs nord et sud du col de l'Espigoulier (Massif de la Sainte Baume). *Mémoire de Maîtrise*, Université de Provence, Marseille, 51 pp.
- MARTIN-ALGARRA, A. & SANCHEZ-NAVAS, A. (2000) Bacterially mediated authigenesis in Mesozoic stromatolites from condensed pelagic sediments (Betic Cordillera, southern Spain). In: *Marine*

- Authigenesis : from Global to Microbial*. C.R. Glenn, L. Prevot-Lucas & J. Lucas (eds), *Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Special Publication*, **65**, 499-525.
- MARZA, P. (1995) Caractérisation du signal eustatique haute fréquence sur une plate-forme carbonatée péritidale, exemple du Lias des Causses, Sud de la France. *Thèse de doctorat*, Université de Montpellier II, 213 pp.
- MARZA, P., SEGURET, M. & MOUSSINE-POUCHKINE A. (1998) Application du Fischer plot et de l'analyse spectrale à la cyclostratigraphie d'une série péritidale discontinue. Exemple du Lias carbonaté, bordure sud du Causse du Larzac, France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **169**, 4, 547-562.
- MATHERON, P. (1839) Essai sur la contribution géognostique du département des Bouches-du-Rhône. *Repertoire des Travaux de la Société Stat. Marseille*, **3**, 134 pp.
- MATHERON, P. (1842) Catalogue méthodique et descriptif des corps organisés fossiles du département des Bouches-du-Rhône. *Repertoire des Travaux de la Société Stat. Marseille*, **6**, 81-396.
- MATTIOLI, E. & PITTET, B. (2002) Contribution of calcareous nannoplankton to carbonate deposition: a new approach applied to the Early Jurassic of central Italy. *Marine Micropalaeontology*, **45**, 175-190.
- MATTIOLI, E. & PITTET, B. (2004) Spatial and temporal distribution of calcareous nanofossils along a proximal-distal transect in the Umbria-Marche basin (Lower Toarcian; Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **205**, 295-316.
- MATTIOLI, E., PITTET, B., BUCEFALO PALLIANI, R., RÖHL, H.-J., SCHMID-RÖHL, A. & MORETTINI, E. (2004a) Phytoplankton evidence for the timing and correlation of palaeoceanographical changes during the early Toarcian oceanic anoxic event (Early Jurassic). *Journal of the Geological Society of London*, **161**, 685-693.
- MATTIOLI, E., PITTET, B., YOUNG, J.R. & BOWN, P.R. (2004b) Biometric analysis of Pliensbachian-Toarcian (Lower Jurassic) coccoliths of the family Biscutaceae: intra- and interspecific variability versus palaeoenvironmental influence. *Marine Micropaleontology*, **51**, 5-27.
- McELWAIN, J.C., WADE-MURPHY, J. & HESSELBO, S.P. (2005) Changes in carbon dioxide during an oceanic anoxic event linked to intrusion into Gondwana coals. *Nature*, **435**, 479-482.
- MESTRE, M. (2001) Evènements biosédimentaires et tectoniques au Domérien supérieur-Toarcien enregistrés dans la série réduite de La Robine-Marcoux (Nappe de Digne, Bassin du Sud-Est, Réserve Géologique de Haute-Provence). *Mémoire de D.E.A. Université de Provence, Marseille*, 38 pp.
- MEYERS, W.J. (1991) Calcite cement stratigraphy : an overview. In: *Luminescence Microscopy: Quantitative and Qualitative Aspects*. C.E. Backer & O.C. Kopp (eds), *Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Short Course*, **25**, 133-147.
- MONACO, P. (1994) Hummocky cross-stratification and trace-fossils in the middle Toarcien of some sequences of Umbria-Marche Apennines. 3^{ème} *Symposium International de Stratigraphie du Jurassique*, Poitiers, 20-29 Sept, 1991. *Geobios*, **M.S.17**, 679-688.
- MONLEAU, C. (1985) Evolution séquentielle et cadre paleogeographique du jurassique inférieur et moyen de Sardaigne (Italie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **301**, II, 425-430.
- MONLEAU, C. (1986) Le jurassique inférieur et moyen de Provence, Sardaigne et Alpes Maritimes : correlations, essai de synthèse paléogéographique. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, **27**, 1, 3-11.
- MORARD, A., GUEX, J., BARTOLINI, E. & DE WEVER, P. (2003) A new senario for the Domerian-Toarcian transition. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **174**, 4, 351-356.

MORESTIN, B. (1986) Sédimentation et diagenèse dans les calcaires à Entroques de Bourgogne. *Thèse de 3ème cycle en Géologie*, Université de Bourgogne, Dijon, 174 pp.

MORETTINI, E., SANTANTONIO, M, CECCA, F., BAUMGARTNER, P.O. & HUNZIKER, J.C. (2002) Carbone isotope stratigraphy and carbonate production during the Early-Middle Jurassic : examples from the Umbria-Marche-Sabina Apennines (central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **184**, 251-273.

MORSE, J.W. & MACKENZIE, F.T. (1990) Geochemistry of sedimentary carbonates, In : *Developments in Sedimentology, Elsevier*, **48**, 707 pp.

-N-

NEWTON, R.J., REEVES, E., KAFOUSIA, N., WIGNALL, P.B. & BOTTRELL, S.H. (2006) Questioning the global nature of the Toarcian carbon isotope excursions. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **70**, 18, A443.

-O-

O'DOGHERTY, L., SANDOVAL, J. & VERA, J.A. (2000) Ammonite faunal turnover tracing sea level changes during the Jurassic (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of the Geological Society of London*, **157**, 281-319.

O'DOGHERTY, L., SANDOVAL, J., BARTOLINI, A., BRUCHEZ, S., BILL, M. & GUEX, J. (2006) Carbon-isotope stratigraphy and ammonite faunal turnover for the Middle Jurassic in the Southern Iberian palaeomargin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **239**, 3-4, 311-333.

-P-

PAGE, K. N. (2004) A sequence of biohorizons for the Subboreal Province Lower Toarcian in northern Britain and their correlation with a Submediterranean standard. *Rivista Italiana di Paleontologica e Stratigrafia*, **110**, 109-114.

PALFY, J. & SMITH, P.L. (2000) Synchrony between Early Jurassic extinction, oceanic anoxic event, and the Karoo-Ferrar flood basalt volcanism. *Geology*, **22**, 747-750.

PALFY, J., SMITH, P.L. & MORTENSEN, J.K. (2000) A U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar time scale for the Jurassic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37**, 923-944.

PALFY, J., DEMENY, A., HAAS, J., HETENYI, M., ORCHARD, M.J. & VETO, I. (2001) Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic/Jurassic boundary from a marine section in Hungary. *Geology*, **29**, 1047-1050.

PECKMANN, J., PAUL, J. & THIEL, V. (1999) Bacterially mediated formation of diagenetic aragonite and native sulfur in Zechstein carbonates (Upper Permian, Central Germany). *Sedimentary Geology*, **126**, 205-222.

PEMBERTON, S.G. & FREY, R.W. (1992) Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: *Facies Models: response to sea level change*. R.G. Walker & N.P. James (eds), *Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series*, **1**, 189-207.

PERES, J.-M. (1961) Océanographie biologique et biologie marine. La vie benthique, 1. *Presse Universitaire de France*, Paris, 541 pp.

PERES, J.-M., & PICARD, J. (1964) Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée. *Recueil des Travaux de la Station Maritime d'Endoume*, **47**, 31, 137 pp.

Références bibliographiques

- PICARD, S., GARCIA, J.-P., LECUYER, C., SHEPPARD, S.M.F., CAPPETTA, H. & EMIG, C. (1998) $\delta^{18}\text{O}$ values of coexisting brachiopods and fish : Temperature differences and estimates of paleo-water depths. *Geology*, **26**, 11, 975-978.
- PICARD, S., LECUYER, C., BARRAT, J.-A., GARCIA, J.-P., DROMART, G. & SHEPPARD, S.M.F. (2002) Rare earth element contents of Jurassic fish and reptile teeth and their potential relation to seawater composition (Anglo-Paris Basin, France and England). *Chemical Geology*, **186**, 1-16.
- PICHON, A. & VEYSSIERE, A. (2000) Stratigraphie des terrains d'âge Jurassique moyen dans le Ravin de Saint-Pons (Massif de la Saint-Baume, Basse Provence). *Mémoire de stage d'initiation à la Recherche*, Université de Provence, Marseille, 65 pp.
- PIERRE, A. (2006) Un analogue de terrain pour les rampes oolitiques anciennes : un affleurement continu à l'échelle de la sismique (falaise Jurassique d'Amellago, Haut Atlas, Maroc). *Thèse de Doctorat*, Université de Bourgogne, Dijon, 232 pp.
- PODLAHA, O.G., MUTTERLOSE, J. & VEIZER, J. (1998) Preservation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions. *American Journal of Science*, **298**, 324-347.
- PRICE, G.D. (1999) The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth Science Reviews*, **48**, 183-210.
- PRICE, G.D. & SELLWOOD, B.W. (1997) « Warm » palaeotemperatures from high late Jurassic palaeolatitudes (Falkland Plateau). Ecological, environmental or diagenetic controls ? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **129**, 315-327.
- PUCEAT, E., LECUYER, C., SHEPPARD, S.M., DROMART, G., REBOULET, S. & GRANDJEAN, P. (2003) Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography*, **18**, 2, 1029.
- PURSER, B.H. (1983) Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. *Publications de l'Institut Français du Pétrole*, T.2, 389 p.

-Q-

- QUESADA, S. & ROBLES, S. (1995) Organic geochemistry, distribution and depositional dynamics of the Liassic organic facies of the Basque-Cantabrian Basin (Northern Spain). In : *Organic geochemistry : Developments and Applications to Energy, Climate, Environment and Human History*. J.O. Grimalt & C. Dorronsoro (eds), *European Association of Organic Geochemistry*, Spain, 36 pp.
- QUESADA, S., DORRONSORO, C., ROBLES, S., CHALER, R. & GRIMALT, J.O. (1997) Geochemical correlation of oil from the Ayeluengo field to Liassic black shale units in the southwestern Basque-Cantabrian Basin (Northern Spain). *Organic Geochemistry*, **27**, 25-40.

-R-

- READ, J.F. (1985) Carbonate platforms facies models. *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, **69**, 1-21.
- READING, H.G. & LEVELL, B.K. (1996) Controls on sedimentary rock record. In: *Sedimentary Environments : Process, Facies and Stratigraphy*. G. Reading (ed), *Blackwell Science*, 5-36.
- RIDING, J.B. & HUBBARD, R.N.L.B. (1999) Jurassic (Toarcian-Kimmeridgian) dinoflagellate cysts and climate. *Palynology*, **23**, 13-28.
- REPELIN, J. (1936) Découverte de fossils dans les dolomies supérieures de la zone à *Avicula Contorta* en Provence. *Association Française, Avancée Scientifique*, 251.

- RIOULT, M, DUGUE, O., JAN DU CHENE, R., PONSOT, C., FILY, G., MORON, J.M. & VAIL, P.R. (1991) Outcrop sequence stratigraphy of the anglo-Paris basin, Middle-Upper Jurassic (Normandie, Main, Dorset). *Bulletin du Centre de Recherche d'Exploration et Production Elf-Aquitaine*, **15**, 101-194.
- RÖHL, H.-J., SCHIMD-ROHL, A., OSCHMANN, W., FRIMMEL, A. & SCHWARK, L. (2001) The Posidonia Shale (Lower Toarcien) of SW-Germany : An oxygen depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **165**, 27-52.
- ROSALES, I., QUESADA, S. & ROBLES, S. (2001) Primary and diagenetic signals in fossils and hemipelagic carbonates: the lower Jurassic of northern Spain. *Sedimentology*, **48**, 1149-1169.
- ROSALES, I., QUESADA, S. & ROBLES, S. (2004a) Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from Basque-Cantabrian basin, northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **203**, 253-275.
- ROSALES, I., ROBLES, S. & QUESADA, S. (2004b) Elemental and oxygen isotope composition of early Jurassic belemnites: salinity vs. temperature signals. *Journal of Sedimentary Research*, **74**, 3, 342-354.
- ROUSSET, C. (1975) Le front de chevauchement nord-provençal à la Barden (Bouches du Rhône), interprétation générales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **208**, 2195-2198.
- ROUSSELLE, B. (1996) Partition stratigraphique des faciès et des volumes de dépôt sur la plateforme carbonatée de l'Aalénien du Sud-Est de la France. *Document du Laboratoire Géologique de Lyon*, **143**, 225 pp.
- RUIZ-ORTIZ, P.A., BOSENCE, D.W. J., REY, J., NIETO, L.N., CASTRO, J.N. & MOLINA J.M. (2004) Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Beltic Codillera, Southern Spain). *Basin Research*, **16**, 235-257.
- S-
- SAELEN, G., DOYLE, P. & TALBOT, M.R. (1996) Stable isotope analyses of belemnite rostra from the Whitby Mudstone Fm., England: surface water conditions during deposition of a marine black shale. *Palaios*, **11**, 97-117.
- SAELEN, G., TYSON, R.V., TALBOT, M.R. & TELNAES, N. (1998) Evidence of recycling of isotopically light CO_{2(aq)} in stratified black shale basins: Contrasts between the Whitby Mudstone and Kimmeridge Clay formations, United Kingdom. *Geology*, **26**, 747-750.
- SAELEN, G., TYSON, R.V., TELNAES, N. & TALBOT, M.R. (2000) Contrasting watermass conditions during deposition of the Whitby Mudstone (Lower Jurassic) and Kimmeridge Clay (Upper Jurassic) formations, UK. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **163**, 163-196.
- SATTLER, U. (2005) Subaerial exposure and flooding surfaces of carbonate platforms. *Phd Thesis*, Vrije Universiteit, Amsterdam, 168 pp.
- SCHIDLowski, M. (1987) Application of stable carbon isotopes to early biochemical evolution on Earth. *Annual Review of Earth Planetary Science*, **15**, 47-72.
- SCHIDLowski, M. (2001) Carbon isotopes as biogeochemical recorders of life over 3.8 Ga of Earth history: evolution of a concept. *Precambrian Research*, **106**, 117-134.
- SCHIMD-ROHL, A., RÖHL, H.-J., OSCHMANN, W., FRIMMEL, A. & SCHWARK, L. (2002) Palaeoenvironmental reconstruction of the Lower Toarcian epicontinental black shales (Posidonia Shale, SW Germany) : global versus regional control. *Geobios*, **35**, 13-20.
- SCHOLLE, P.A. & ULMER-SCHOLLE, D.S. (2003) A Color guide to the petrography of the carbonate rocks: grains, texture, porosity, diagenesis. *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, **77**, 474 pp.

Références bibliographiques

- SCHOUTEN, S., KAAM-PETERS, M.E., RIJPASTRAS, I., SCHOELL, M. & SINNIGHE DAMSTE, J.S. (2000) Effects of an oceanic anoxic event on the stable carbon isotopic composition of an early Toarcian carbon. *American Journal of Science*, **300**, 1-22.
- SCOTESE, C.R., BOUCOT, J.R. & MCKERROW, W.S. (1999) Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal African of Earth Science*, **28**, 99-114.
- SIDA, B. (1998) Monticules micritiques d'âge Aalénien en Provence (Massif de la Sainte-Baume). Modalités d'installation et de développement; signification paléogéographique et géodynamique. *Mémoire de D.E.A.*, Université de Provence, Marseille, 50 pp.
- SMITH, D.G. (1994) Cyclicity or chaos? Orbital forcing versus non-linear dynamics. In: *Orbital forcing and cyclic sequences*. P.L. de Boer & D.G. Smith (eds), *Special Publication of International Association of Sedimentologist*, **19**, 531-544.
- STAMPFLI, G.M. & BOREL, G.D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and resorted synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*, **196**, 17-33.
- T-**
- TEMPIER, C. (1972) Les faciès calcaires du jurassique provençal. *Travaux du Laboratoire des Sciences de la Terre*, Saint Jérôme, Marseille, **4**, 361 pp.
- TEMPIER, C. (1987) Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **III**, 3, 533-540.
- THIERRY, J. (2000) Middle Toarcian. In: *Atlas Peri-tethys, Paleogeographical Maps*. J. Dercourt, M. Geatini, B. Vrielynck, E. Barrier, B. Biju-Duval, M.F. Brunet, J.P. Cadet, S. Crasquin & M. Sandulescu (eds), Paris, 61-70, Map 8.
- TRAVASSAC, F. (2003) Sédimentation de plate-forme carbonatée et accommodation, estimation des paléop profondeurs. Cas de la Formation de la Gineste (Tithonien, Sud Marseille, Provence). *Mémoire de stage d'initiation à la Recherche*, Université de Provence, Marseille, 22 pp.
- TREGUER, P. (2002) Silicia and the cycle of carbon in the ocean. *Comptes Rendus des Geosciences*, **334**, 3-11.
- TUCKER, M.E. (1985) Shallow-marine carbonate facies and facies models. In: *Recent developments and Applied Aspects: Sedimentology*. P.J. Brenchley & B.P.J. Williams (eds), **18**, 147-169.
- TYSON, R.V. (1987) The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. In: *Marine Petroleum Source Rocks*. J. Brooks & J. Fleet (eds), *Geological Society Special Publication*, 47-67.
- V-**
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. (1991) The Stratigraphic signatures of tectonics, euastasy and sedimentology-an overview. In: *Cycles and Events in stratigraphy*. G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (eds), *Springer-Verlag*, Berlin, 617-659.
- VAN DE SHOOTBRUGGE, McARTHUR, J.M., BALEY, T.R., ROSENTAL, Y., WRIGHT, J.D. & MILLER, K.G. (2005) Toarcian Anoxic Event: an assessment of global using belemnite C isotope records. *Paleoceanography*, **20**, 1-10.
- VILLENEUVE-FLAYOSC DE (1856) Description minéralogique et géologique du Var et autres parties de la Provence avec application de la géologie à l'agriculture, au gisement des sources et des cours d'eau. **28**, Paris, 532 pp.
- VINCENT, B, EMMANUEL, L. & LOREAU, J.-P. (2004) Signification du signal isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) des carbonates néritiques : composante diagénétique et composante originelle (Jurassique supérieur de l'Est du Bassin de Paris, France *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **336**, 29-39.

-W-

- WALKER, R.G. (1984) Shelf and shallow marine sands. In: *Facies Models*, R.G. Walker (2nded), *Geoscience Canada Reprint Series*, **1**, 141-170.
- WIGNALL, P.B. (2001) Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Science Reviews*, **53**, 1-33.
- WIGNALL, P.B., NEWTON, R.J. & LITTLE, C.T.S. (2005) The timing of paleoenvironmental change and cause-and-effect relationship during the early Jurassic mass extinction in Europe. *American Journal of Science*, **305**, 1014-1032.
- WIGNALL, P.B. & MAYNARD, J.R. (1993) The sequence stratigraphy of transgressive black shales. In : *Source Rocks in a Sequence Stratigraphic Framework*. B.J. Katz & L. Pratt (eds), *American Association of Petroleum Geologist, Study Geology*, **37**, 35-47.
- WIGNALL, P.B. & NEWTON, R. (2001) Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. *Sedimentary Geology*, **144**, 335-356.
- WEISSERT, H. & MOHR, H. (1996) Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **122**, 27-43.
- WEISSERT, H., LINI, A., FOLLMER, K.B. & KUHN, O. (1998) Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **137**, 189-203.
- WEVER, P. DE, AZEMA, J. & FOURCADE, E. (1994) Radiolarians and radiolarite: primary production, diagenesis and paleogeography. *Bulletin du Centre de Recherche Exploration et Production Elf-Aquitaine*, **18**, 315-379.

-Z-

- ZEMPOLICH, W.G. (1993) The drowning succession in the Jurassic Carbonates of the Venetian Alps, Italy: a record of supercontinental breakup, gradual eustatic rise, and eutrophication of shallow-waters environments. In: *Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*. R.G. Loucks & J.F. Sarg (eds), *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, **57**, 63-105.
- ZIEGLER, P.A. (1988) Post-Hercynian plate reorganisation in the Tethys and Arctic - North Atlantic domains. In : *Triassic-Jurassic rifting*. W. Manspeizer (ed), **22**, 711-755.
- ZIEGLER, P.A. (1992) Plate tectonics, plate moving mechanisms and rifting. *Tectonophysics*, **215**, 9-34.
- ZURCHER, P. (1885) Sur la zone à Ammonites Sowerbyi dans le S.W. du département du Var. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **13-21**, 9.

Annexe A

Article publié en 2007 dans Basin Research

« Interaction of tectonics, eustasy, climate and carbonate production on the sedimentary evolution of an extensional basin (Southern Provence Sub-basin, SE France) », 19, 125-152.

Philippe Léonide, Marc Floquet & Loïc Villier

Interaction of tectonics, eustasy, climate and carbonate production on the sedimentary evolution of an early/middle Jurassic extensional basin (Southern Provence Sub-basin, SE France)

Philippe Léonide, Marc Floquet and Loïc Villier

FRE CNRS 2761 Géologie des Systèmes Carbonatés, Université de Provence, Marseille, France

ABSTRACT

This paper describes the evolution of an extensional basin in regard to the nature and sequence stratigraphic arrangement of its carbonate deposits. The purpose of this study is to evaluate the respective effects of tectonism, eustasy, climate and oceanography on a carbonate sedimentary record. The case study is the early to mid-Jurassic age carbonate succession of the Southern Provence Sub-basin (SE France), located within the southern part of the extensional Western European Tethyan Margin. This work is based on sedimentologic, biostratigraphic (using ammonites and brachiopods) and sequence stratigraphic analysis of the carbonate facies of the Cherty Reddish Limestone Formation (late Sinemurian to earliest Bajocian). These strata were deposited in shoreface to lower offshore depositional environments. The succession of the various environments together with the recognition of key stratigraphic surfaces allow us to define four second-order depositional sequences; of late Sinemurian to earliest Pliensbachian, early Pliensbachian to late Pliensbachian, earliest Toarcian to middle Aalenian and late Aalenian to early Bathonian ages. The architecture of the depositional sequences (thickness and facies variations within the systems tracts, wedge-shaped geometries) reflects a strong tectonic control. The sub-basin was structured by extensional faults (oriented approximately 070–090/250–270). Sea-level variations, fluctuations in carbonate production and preservation, and environmental changes were also significant controlling factors of the carbonate deposition. The interplay of the tectonic control with the other factors resulted in five main phases in the sedimentary evolution of the sub-basin: (1) dominant tectonic control during the initial rifting stage (late Sinemurian to early Pliensbachian); (2) increasing extensional tectonics (mid-Pliensbachian); (3) global climato-eustatic sea-level fall (latest Pliensbachian) and global climato-eustatic sea-level rise plus hypoxia/anoxia (early Toarcian); (4) relative sea-level fall linked to tectonic uplift related to the 'Mid-Cimmerian phase' (mid-Aalenian) and (5) oceanographic events (upwelling) and reduction in carbonate production (hypoxia/anoxia) plus tectonic downwarping (late Aalenian/earliest Bajocian).

INTRODUCTION

Processes controlling the accumulation of carbonate sediments are complex and result from a multitude of interacting factors (Smith, 1994; Bailey, 1998). The most important factors controlling sediment accumulation and preservation in carbonate systems are (1) accommodation resulting from tectonic and eustatic interplay; (2) differential tectonic movements constraining the platform morphology; (3) eustatic sea-level changes modifying water-circulation patterns; (4) environmental conditions (including water

temperature, depth, salinity, chemistry, light penetration and nutrient supply) that influence the *in situ* sediment production by carbonate-generating organisms; (5) base level, rainfall pattern and composition of the hinterland governing allochthonous sediment input; (6) waves and currents responsible for sediment transport and (7) volcanic activity (CO₂ input) perturbing the carbon cycle (Read, 1985; Tucker, 1985; Reading & Levell, 1996). Each of these factors and their interplay vary through space and time with different magnitude and frequency. Marine carbonate systems are very sensitive to any of these factors but their respective responses remain difficult to differentiate (uncertainty over segregation of local, regional and global processes).

The aim of this study is to reconstruct the sedimentary evolution of an extensional basin and to identify the

Correspondence: Philippe Léonide, FRE CNRS 2761 Géologie des Systèmes Carbonatés, Université de Provence, 3 place Victor Hugo, Case 67, 13331 Marseille, Cedex 03, France. E-mail: leonide@up.univ-mrs.fr

respective roles of the driving factors. The Southern Provence Sub-basin is one of the best case studies for such a reconstruction because: (1) it contains a carbonate system that developed continuously during the Hettangian–earliest Bajocian interval and particularly during early Toarcian times, which was generally poor for carbonate production; (2) it is a part of the Western European Margin of which the geodynamic phases are well known (de Graciansky *et al.*, 1998); (3) it offers a relevant opportunity to identify the evolutionary phases of the sub-basin as carbonates provide a good record of even minor environmental changes and (4) it has also good time control from biostratigraphy.

During early–mid-Jurassic times, the development of the Peri-Tethyan basins and related sub-basins occurred in the setting of extensional dynamics (Ziegler, 1992), where tectonic instability and tectono-eustatic variations were decisive in palaeogeographical and palaeoenvironmental evolution. Two ‘carbonate production crises’ affected the sedimentary record and are particularly well documented: (1) during early Toarcian times (Jenkyns, 1988) and (2) during early Bajocian times (Bartolini & Ceca, 1999; Hesselbo *et al.*, 2003). The crises are recorded by spatial reduction of carbonate deposits, benthic community turnovers, perturbations of the carbon cycle and enhanced organic matter accumulation. These crises generally relate global climatic/oceanographic changes (temperature, oceanic circulations) (Dromart *et al.*, 1996) but could also express a local basinal evolution (Schmid-Röhl *et al.*, 2002; Van de Shootbrugge *et al.*, 2005).

METHODS

The basin analysis is mainly based on stratigraphical and sedimentological data obtained from both field and laboratory investigations. Fieldwork focused on 15 sections, up to 280 m thick, selected throughout the Southern Provence Sub-basin in order to optimize the sampling of the sedimentary series and the basinal tectonic architecture. Stacking pattern, sedimentary textures and structures and palaeontological assemblages were analysed in detail in each section allowing a precise definition of lithostratigraphic units and depositional sequences and biostratigraphic dating.

Facies were analysed from thin sections and polished surfaces (around 800) and their textures classified according to Embry & Klovan (1971), modified after Dunham (1962). These were interpreted in terms of depositional environments following the hydrodynamic zonation of Walker (1984), Homewood *et al.* (1992), Rousselle (1996) and Dalmaso (2001). Thus, these depositional environments are (1) shoreface (above the fair-weather wave base); (2) upper offshore (between the fair-weather and the storm wave base) and (3) lower offshore (under the storm wave base).

Macrofauna, especially ammonites and brachiopods, collected for biostratigraphic purpose, were identified by Francesco Macchioni (Université de Provence, ammonites) Pascal Neige (Université de Bourgogne, ammonites)

and Yves Alméras (Université de Lyon I, brachiopods). Age significance of the fauna is given according to the ammonite scale for the Western European Tethyan Province established by the Groupe Français d'étude du Jurassique (1997). The numerical ages of the stratigraphic units was based on the scale of Gradstein *et al.* (2004).

Sequences within the Cherty Reddish Limestone Fm are identified according to the definition of Hunt & Tucker (1992). Sequence boundaries are placed at unconformities or condensed levels that correspond to the shallowest environmental conditions followed by basal deepening-up surfaces. Depositional sequences are defined based on the recognition of trends of increasing–decreasing water depth. These trends are derived from the vertical and lateral evolution of facies associations (deepening vs. shallowing and landward–stepping or retrograding vs. basinward–stepping or prograding). Correlation of the depositional sequences is based on the biostratigraphical framework (Figs 3 and 4) and on the spatial continuity of lithologic and sedimentological markers.

GEOLOGICAL SETTING

Palaeogeography

During the early to mid-Jurassic time, the palaeocontinent Pangaea disintegrated into several continental plates in response to a long-lived extensional period (Stampfli & Borel, 2002). Tethyan rifting led to the extension of the Ligurian marine area and subsequently to the development of the Southeastern France Basin on its western margin (Lemoine & de Graciansky, 1988; Ziegler, 1992; Thierry, 2000) (palaeolatitude: 25–30°N) (Fig. 1a). This basin was approximately triangular and structured in enclosed grabens or sub-basins limited by NNE–SSW major faults. These sub-basins were the *Languedocian*, *Dauphinois* and *Southern Provence* ones (Fig. 1b).

The Southern Provence Sub-basin was bounded northwards by an emerged area, namely the Mid Verdon High, eastwards by the crystalline Maures Massif, and southwards by an assumed Mediterranean emerged land (Fig. 1b) (Baudrimont & Dubois, 1977; Thierry, 2000). Westwards, the Aix-en-Provence Fault delimited the Southern Provence Sub-basin from the deeper Dauphinois Sub-basin (Fig. 1b and c).

According to de Graciansky *et al.* (1998), the early and mid-Jurassic succession of the Dauphinois Basin comprises four second-order depositional sequences (their T4/R4 to T7/R7 Tethyan Stratigraphic Cycles) that record the rifting cycle related to the extension of the Ligurian Tethyan area. Therefore, the Ligurian rifting and related fluctuations of subsidence rates should be recognizable in carbonates of infralittoral to circalittoral environments that accumulated in the Southern Provence Sub-basin.

During Jurassic times, the Southern Provence Sub-basin was structured owing to two main directions of faults, approximately E–W (070–090) and NNE–SSW (250–270)

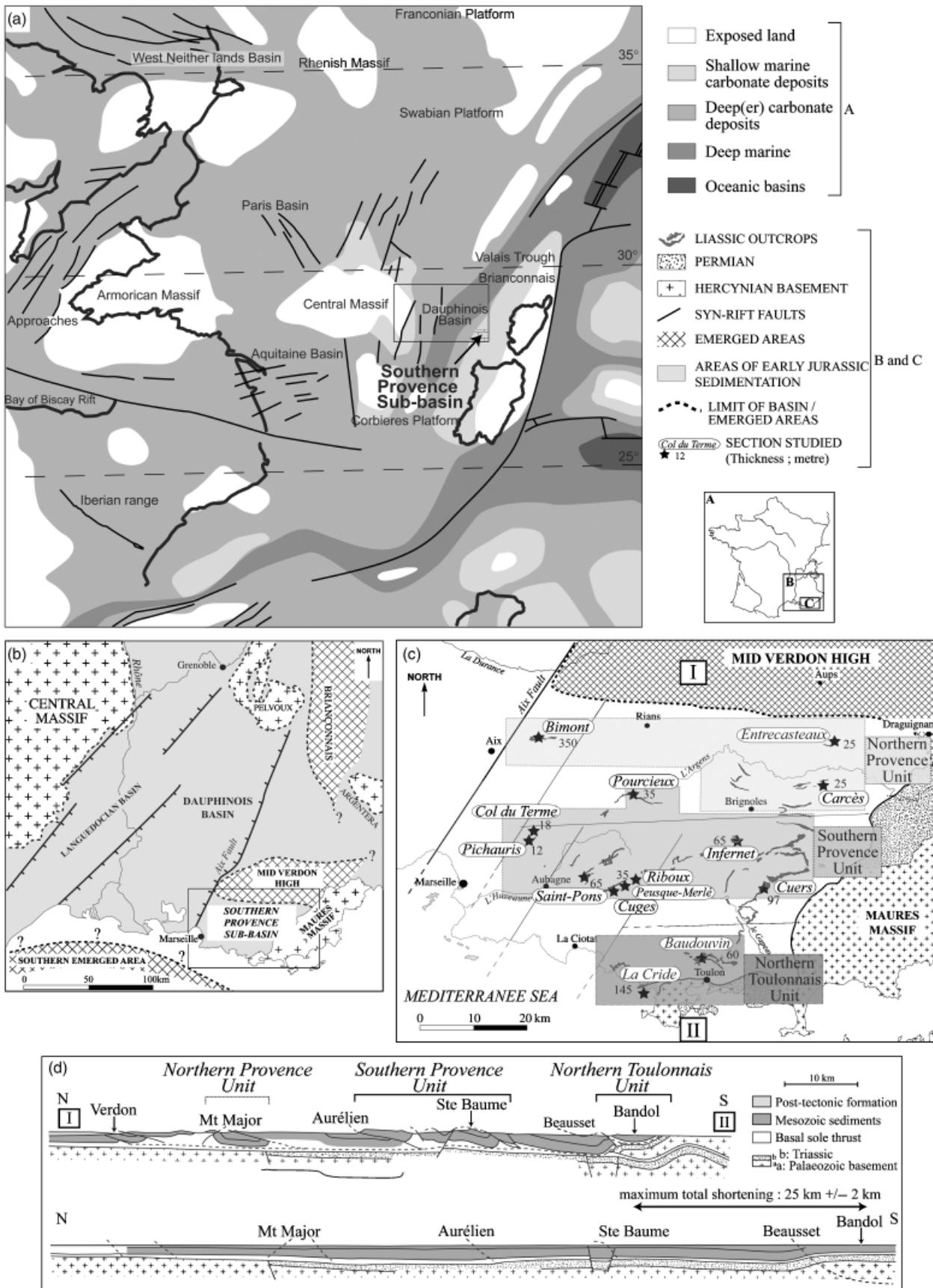


Fig. 1. (a) Palaeogeographic map of the Western European Tethys for the middle Toarcian stage (modified from Thierry, 2000). (b) Palaeogeography of the Southeastern France Basin. (c) Distribution of Lower Jurassic outcrops in the Southern Provence Sub-basin and location of the studied sections. (d) Lithological, balanced and restored cross-sections through Southern Provence (adapted from Tempier, 1987) with position of the three tectonic units.

(Tempier, 1972, 1987). These faults were reactivated as reverse faults during the late Eocene Pyrenean compressive phase that divided the Mesozoic sedimentary strata into three northward-thrust units (Tempier, 1987; Guieu & Roussel, 1990) (Fig. 1d): (1) the Northern Toulonnais Unit; (2) the Southern Provence Unit and (3) the Northern Provence Unit. Balanced and restored cross-sections through Southern Provence Sub-basin (Fig. 1d; Tempier, 1987) show that the shortening due to each of the three thrusts is similar; the total shortening reaching a maximum of 25 ± 2 km (i.e. 25% of the initial area). Therefore, the locations of the Jurassic outcrops are weakly affected by the shortening and today's locations reflect approximately the original palaeogeography.

Lithostratigraphical and biostratigraphical framework

The Hettangian to Bajocian strata of the Southern Provence Sub-basin were studied first by Matheron (1839). Tempier (1972) and Arnaud & Monleau (1979, 1986) provided a lithostratigraphical and biostratigraphical framework, but did not define formal lithostratigraphic units. Sida (1998) and Floquet *et al.* (2000) distinguished three formations: (1) the Saint-Pons Dolomitic Fm (SPD Fm) at the base of the series (dolomitic facies) from shallow subtidal to supratidal depositional environments, of Hettangian to early Sinemurian age; (2) the Cherty Reddish Limestone Fm (CRL Fm) at the mid-part (heterozoan bioclastic limestones, dominated by crinoid, bivalve, brachiopod, ammonite, sponge and radiolarian remains) from sub-tidal shoreface to offshore depositional environments, of late Sinemurian to earliest Bajocian age and (3) the *Zoophycos*-bearing Marls and Clayey Limestones Fm (ZMCL Fm) in the upper part, formed in a deep subtidal, lower offshore muddy environment, of early to late Bajocian age (Fig. 2).

This study focuses on the second formation and on the base of the third one. The CRL Fm is divided here into three members (Fig. 2): the Lower Calcareous Member (CM1), the Middle Calcareous and Marly Member (CM2) and the Upper Calcareous Member in which sponge mud-mounds occur (CM3).

The biostratigraphic data (Figs 3 and 4) yield the following age information: CM1 extends from the late Sinemurian (*varicostatum* Zone) to the late Domerian (*spinatum* Zone); CM2 from the early Toarcian (*tenuicostatum* Zone) to the middle Aalenian (*murchisonae* Zone) and CM3 from the late Aalenian (*concaevum* Zone) to the earliest Bajocian (*dis-cites* Zone) (Figs 2–4).

SEDIMENTOLOGY, SEQUENCE STRATIGRAPHY

Facies associations (FA) and depositional environments

Characteristics of the 11 recognized facies (F1a–F3d) are given in Table 1. These facies are grouped into three facies

associations (FA1, FA2 and FA3; Table 1) that typify three main depositional environments.

Facies association FA1 and shoreface environments

Description. The FA1 facies association comprises oolitic grainstones (F1a; Fig. 5), coral and sponge rudstones (F1b; Fig. 5), encrinite grainstones (F1c; Fig. 5), and oncoïd-bearing grainstones–packstones (F1d; Fig. 5).

These facies form 20–60-cm-thick beds, usually devoid of sedimentary structure, but occasionally showing parallel laminations (F1d) or cross-bedding (F1a and F1c) of low to moderate angles of slope (0–5°) (Fig. 5). The most common components are ooids (F1a), sponges and corals (*Montlivaltia* sp. and *Sidersomilia toarcensis*; Wolfgang Kiessling, pers. comm.) (F1b), crinoid ossicles, oncoïds and benthonic foraminifera (F1c and F1d), together with subordinate echinoids, sponge spicules, brachiopod shells and radiolarians. Fibrous or lamellar isopachous rim cements occur around ooids in the F1a grainstone. F1b corals appear to be reworked, whereas F1c–F1d seem to be more *in situ* deposits. Bioturbation is rare and occurs only in the F1d facies.

Interpretation. The FA1 facies association represents moderate to high hydrodynamic shoreface depositional environments. F1a oolitic grainstones are regarded as deposits from high hydrodynamic shoreface environments of a shallow open platform. According to Loreau (1982), oolites reflect generally warm temperature (> 22 °C) and 0–5 m water depth. Cements indicate a marine water phreatic zone (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). F1b bioclastic rudstones, F1c encrinite grainstones and F1d oncoïd-bearing grainstones–packstones indicate more likely the transition from shoreface to upper offshore environments, probably in deeper setting and under influence of regular currents above or around fair-weather wave base.

Facies association FA2 and upper offshore environments

Description. The FA2 facies association comprises structureless fine bioclastic packstones (F2a; Fig. 6), iron ooids packstones (F2b; Fig. 6) and HCS-bearing reddish packstones (F2c; Fig. 6).

F2a and F2b occur in beds from 10 up to 40 cm thick and are usually structureless or showing rare diffuse parallel laminations (Fig. 6). Bases and tops of most beds present irregular wavy laminations (hummocky-like cross-stratification). Locally, 20-cm-thick beds formed by brachiopod shell accumulations occur and can be organized in 20 cm thick coarsening-upward sequences (Fig. 6). Thin (< 1 cm) argillaceous limestones are interbedded.

In contrast, F2c often exhibits sedimentary structures such as hummocky cross-stratification (from 1 up to 7 cm thick and from 30 up to 60 cm large) in which vertical accretion dominates. Marly laminations are interbedded with these structures (Fig. 6).

Sponge spicules, crinoid ossicles, bivalves, oncoïds, benthonic foraminifera and radiolarians dominate within

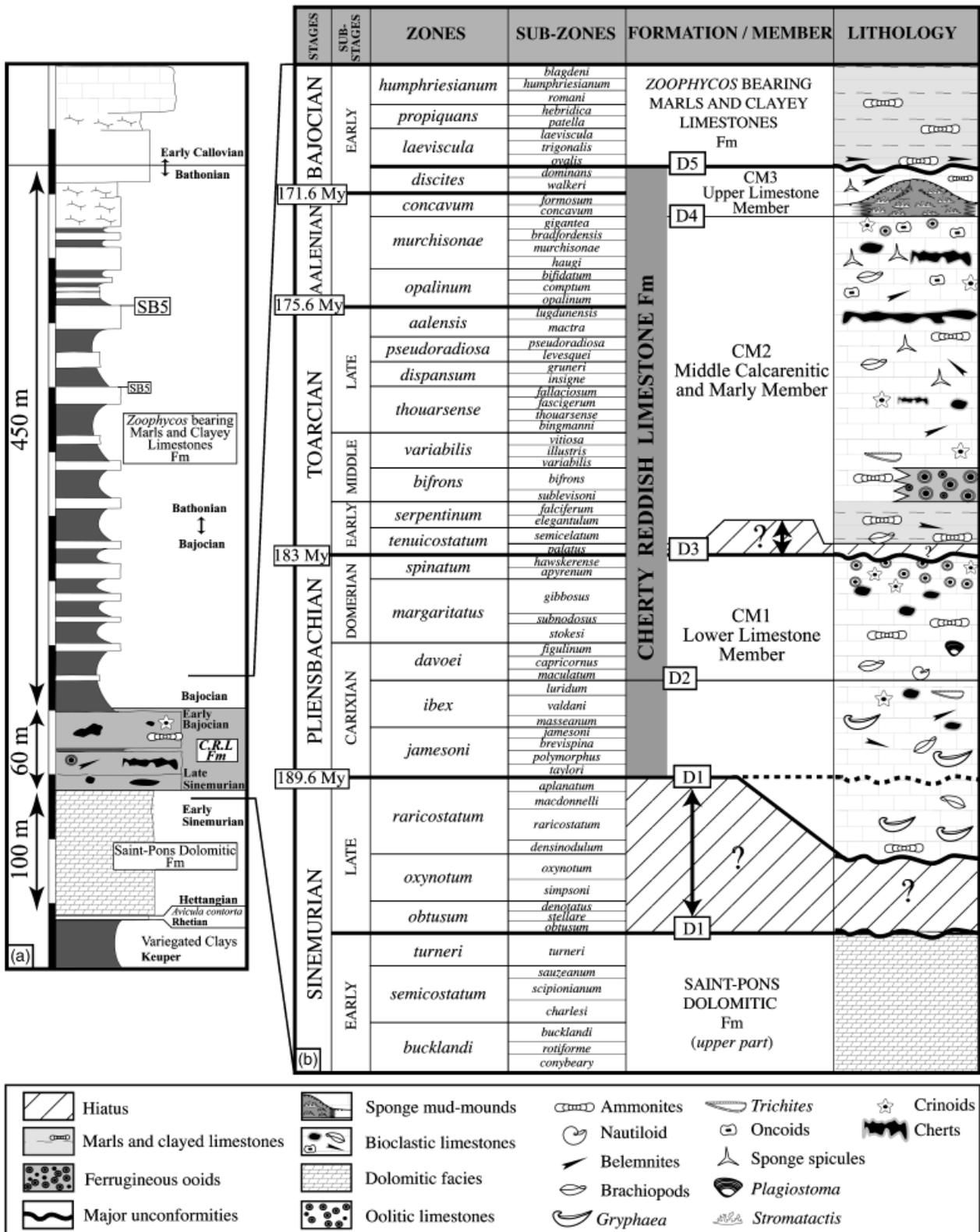


Fig. 2. (a) Synthetic lithostratigraphic log of Jurassic deposits in Southwestern Provence. (b) Chrono-lithostratigraphic diagram of Hettangian–Bajocian deposits from the Southern Provence Sub-basin (ages after Gradstein *et al.*, 2004).

F2a and F2c facies. Brachiopods, bivalves (*Plagiostoma*), ammonites, nautiloids and belemnites constitute the main macrofauna. Vertical and horizontal burrows are frequent. The bioclastic packstones are locally recrystallized to

dolomitic sparite. Blackened grains (due to abundance of framboidal pyrite), phosphatic lithoclasts, glauconite and chert nodules are common (Fig. 6). Quartz grains are also present.

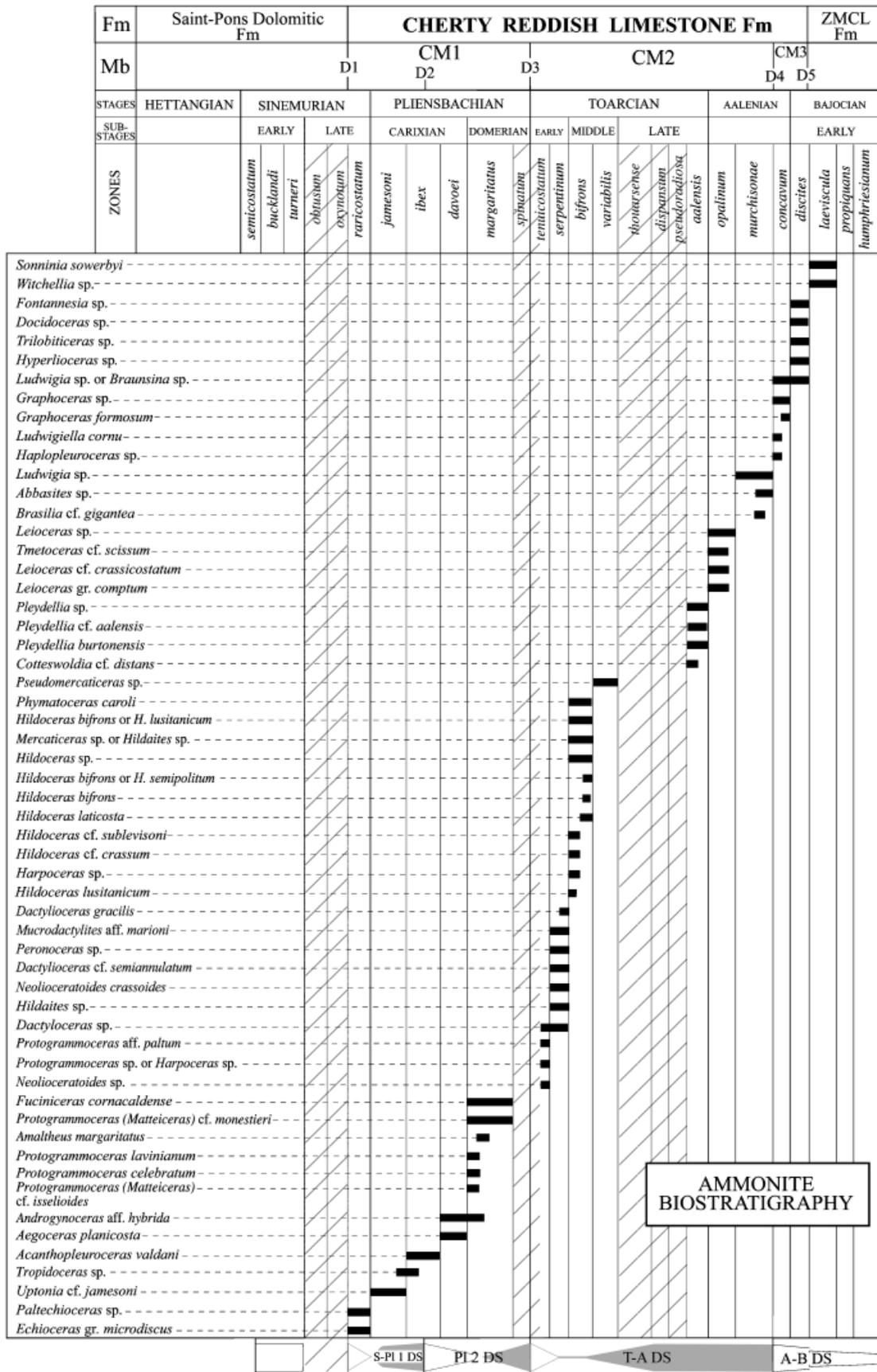


Fig. 3. Stratigraphic ranges of ammonites from the Cherty Reddish Limestone Formation, and correlation with the biostratigraphic scale for Western Europe. Cross hatches: non recorded.

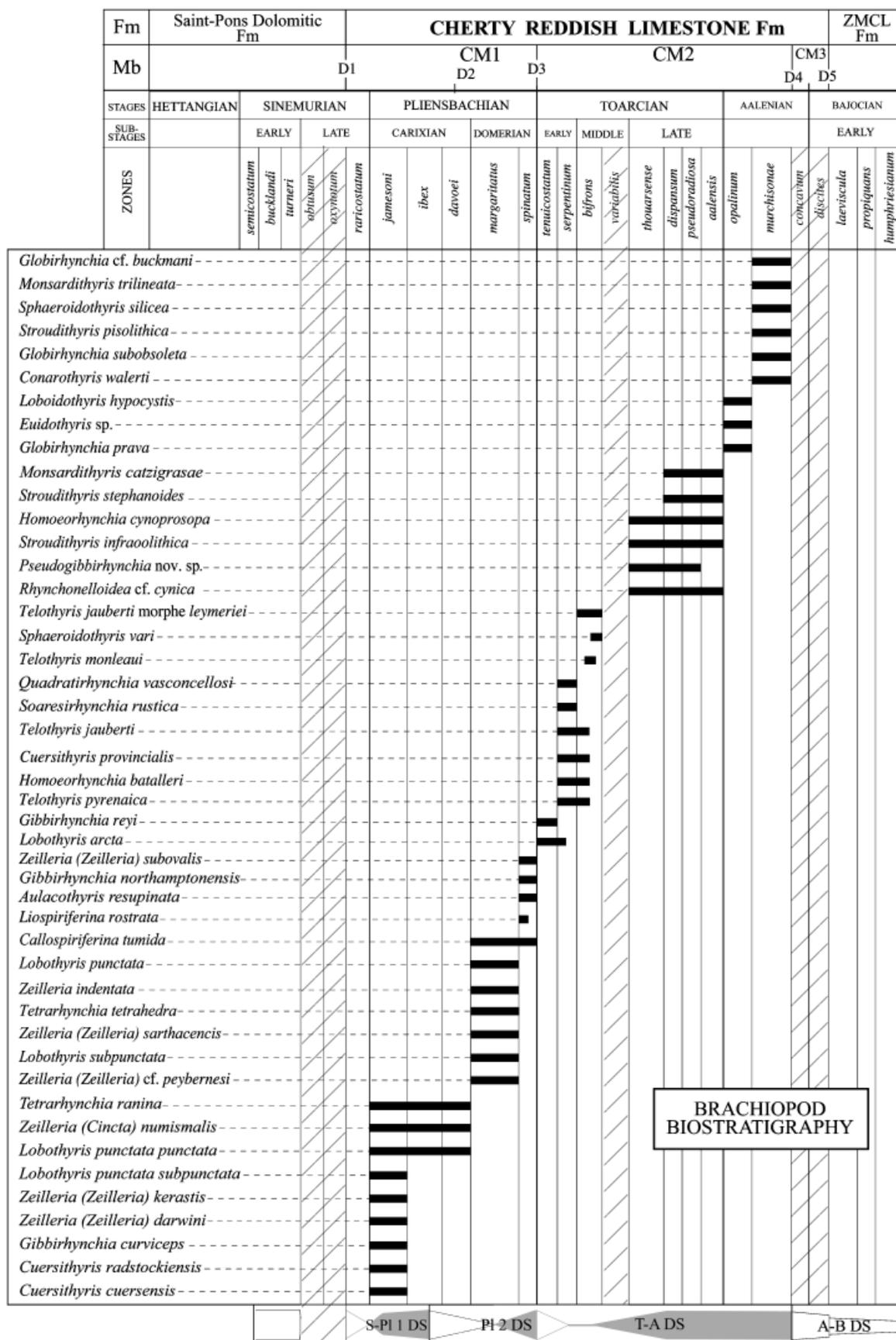


Fig. 4. Stratigraphic range of brachiopods from the Cherty Reddish Limestone Formation, and correlation with the biostratigraphic scale for Western Europe. Cross hachure: non recorded.

Table 1. Facies (F) and facies associations (FA) from the Cherty Reddish Limestone Fm

FA	F	Lithology	Macrofossils	Microfossils (average content)	Sedimentary structures and diagenesis	Mineral phases	Environmental interpretation
FA1 (Fig. 5)	1a	Oolitic grainstone	Crinoids ossicles	Oolites (65%), crinoids (10%), benthonic foraminifera	Cross bedding fibrous and lamellar rim cement	–	High energy, shallow marine
	1b	Corals and sponges rudstone	Corals (<i>Montlivaltia</i> s.s. and <i>Sidersomilia toarvensis</i>), sponges	Sponges spicules (30%), benthonic foraminifera (6%)	–	–	Moderate to high energy, regular currents, above fair-weather wave base
	1c	Encrinite grainstone	Crinoid ossicles	Crinoids (40%), oncoids (20%), oolites (5%), benthonic foraminifera (1%)	Cross bedding, parallel laminations, skeletal material orientated	–	Shoreface
	1d	Oncoids bearing bioturbated grainstone to packstone	Crinoid ossicles, echinoids, sponges, bivalves, brachiopods shells	Oncoids (40%), crinoids (18%), sponge spicules (3%), oolites, radiolaria, annelid calcareous tubes, benthonic foraminifera	Parallel laminations, burrows	–	–
FA2 (Fig. 6)	2a	Fine packstone	Crinoid ossicles, echinoids, sponges, bivalves, brachiopods, belemnites, ammonites, nautiloids	Crinoids (25%), oolites, peloids (5%), bivalves (25%), radiolaria, bryozoans, sponges spicules, benthonic foraminifera	Parallel laminations, 20 cm scale inverse graded parasequences Burrows	Phosphate, glauconite, framboid pyrite, chert	Low to moderate energy, combined traction and suspension deposition, steady currents, between storm wave base and fair-weather wave base; storm-generated event beds, oxygenation of bottom water
	2b	Ferruginous ooid packstone	Ammonites, nautiloids, echinoids, sponges, bivalves, brachiopods, belemnites,	Ferruginous ooids (40%), crinoids (19%), bivalves (9%), benthonic foraminifera, radiolaria, sponge spicules	Truncated oolites	Iron	–
	2c	HCS-bearing reddish packstone	Crinoids, echinoids, lammellibranchs, gastropods, corals	Sponge spicules (27%), crinoids (19%), peloids (5%), radiolaria, oncoids, benthonic foraminifera	Hummocky cross stratification, vertical accretion	–	–

EA3 (Fig. 7)	3a	Packstone to micropackstone, bioturbated micrite, calcareous and silty marls	Ammonites, crinoids, sponges, lamellibranchs, brachiopods shells, belemnites	Bivalves (30%), peloids (30%), crinoids (18%), spicules (6%), benthonic foraminifera, radiolaria, lignite fragments	Parallel laminations, hummocky with vertical accretion, erosional surfaces, erosional breccia Burrows	Phosphate, glauconite, framboidal pyrite, cherts	Low energy, below storm wave base, combined traction and suspension deposition, regular currents; storm-generated event beds, oxygenation of bottom water	Lower offshore
	3b	Microbial micrite, wackestone to boundstone	Silicisponges	Sponges spicules (9%), bivalves, ostracods and benthonic foraminifera (10%) Microbial micrite (55%)	Asymmetric and lenticular mud-mounds, Stromatactis	–		
	3c	Laminated marls and marly limestones, micropackstone	Ammonoids, brachiopods, belemnites, sponges	Crinoids (7%), peloids (17%), spicules (12%), bivalves (7%), radiolaria, benthonic foraminifera	Zoophycos	Organic matter, pyrite, quartz (7%)	Low energy, below the storm wave base, suspension deposition, regular currents; hypoxic to anoxic bottom waters	
	3d	Silty sandstones	–	–	Vertical and horizontal burrows	Quartz (> 40%)		

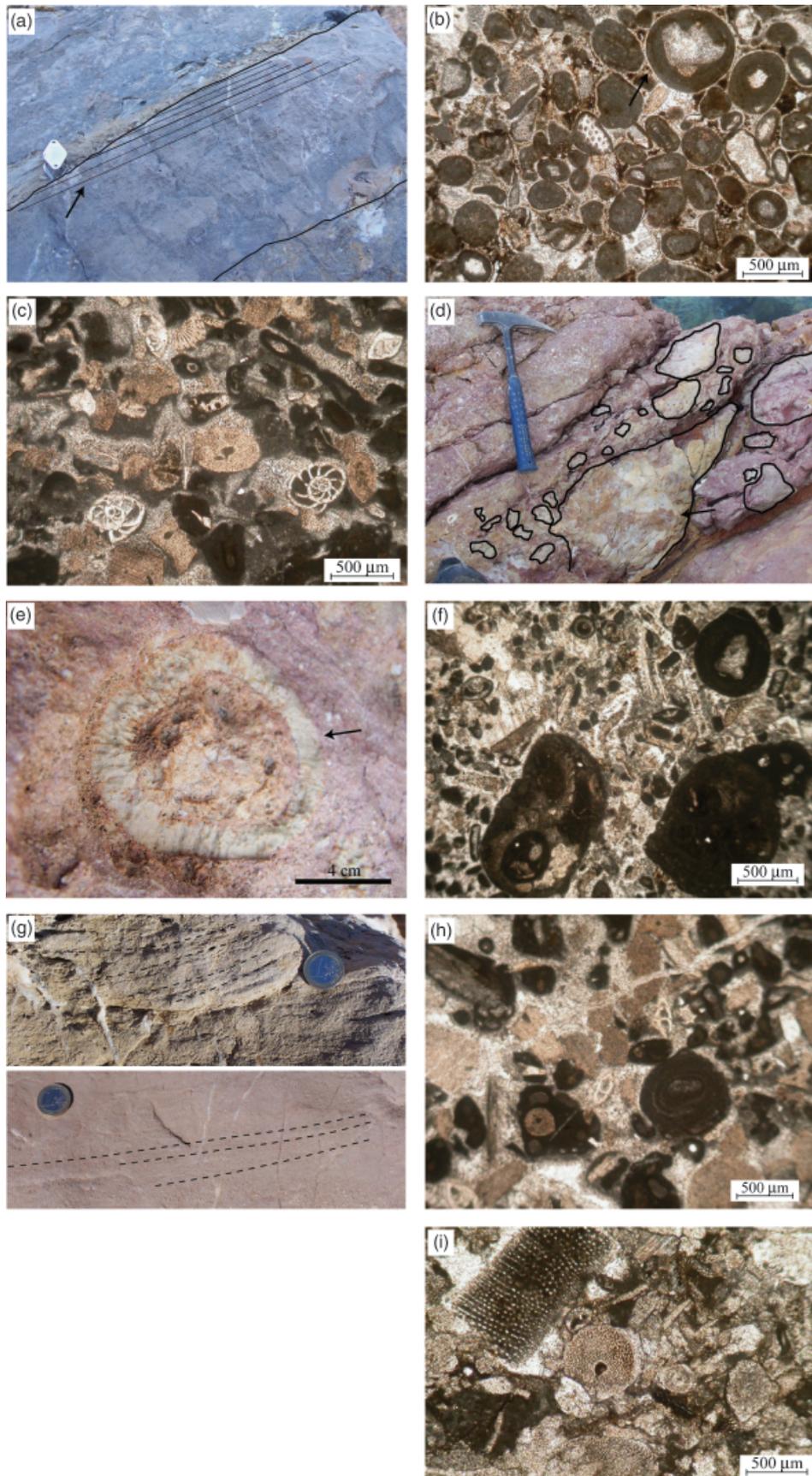


Fig. 5. Photo mosaic of facies association 1 (FA1): F1a Oolitic grainstone with planar cross bedding (a), rim cement around ooids (b), crinoid ossicles and benthonic foraminifera (c); F1b Corals and sponges rudstone with *Montlivaltia* sp. and *Sidersomilia toarciensis* corals (d), siliceous sponges (e), benthonic foraminifera and oncoids (f); F1c Encrinrite grainstone with tangential curved cross-bedding (g), oncoids grainstone (h), crinoid ossicles (i).

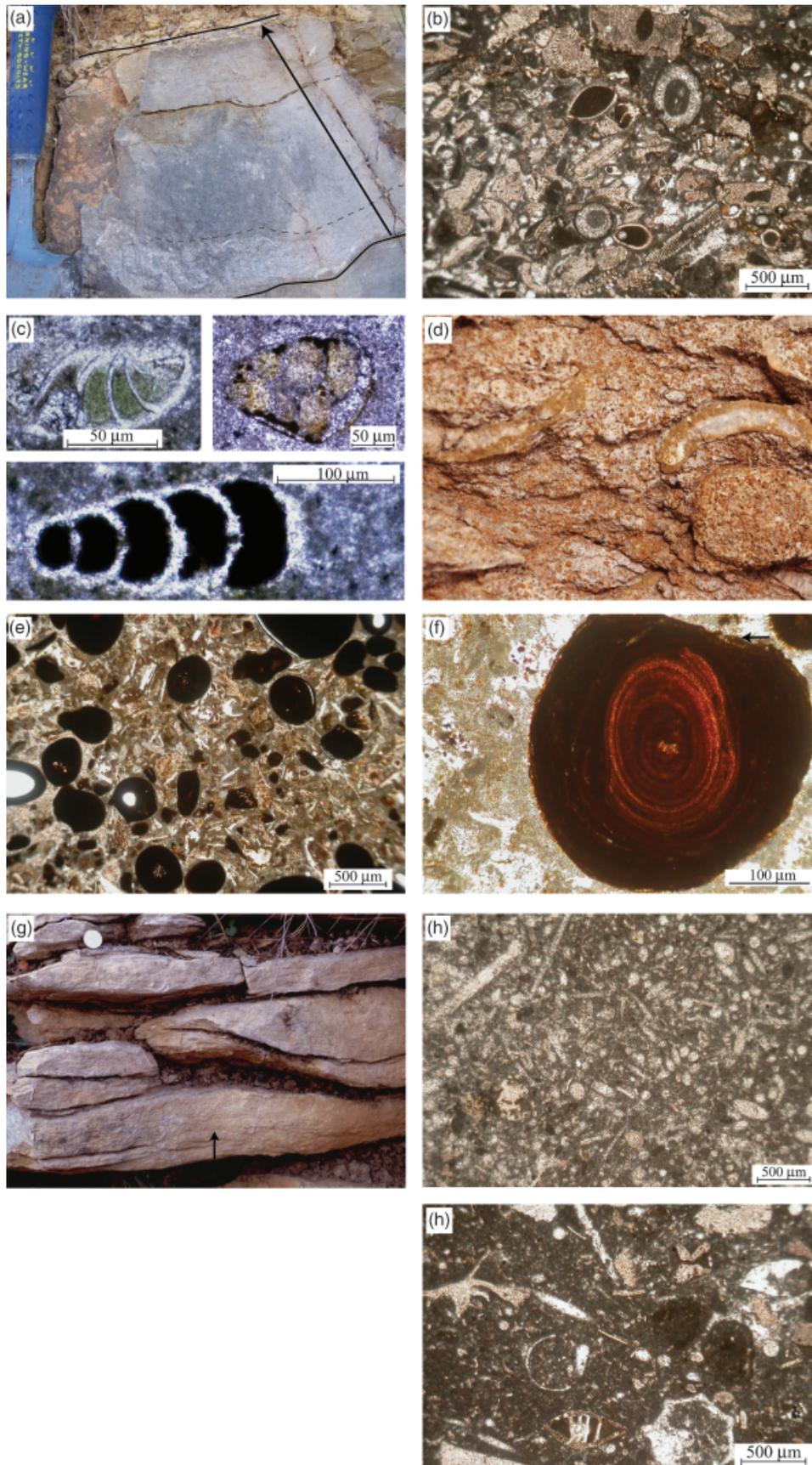


Fig. 6. Photo mosaic of facies association 2 (FA2): F2a Fine packstone arranged in a 20 cm thick inverse graded sequence (a), crinoid ossicle dominated packstone (b), glauconitic, pyritic and phosphatic filling of foraminifera (c); F2b Iron oolitic microfacies including shell remains (d), ferruginous ooids packstone microfacies (e), abraded ferruginous ooids (f); F2c Reddish packstone with hummocky cross stratification (g), sponge spicules microfacies (h), crinoid ossicle and sponge spicule microfacies (i).

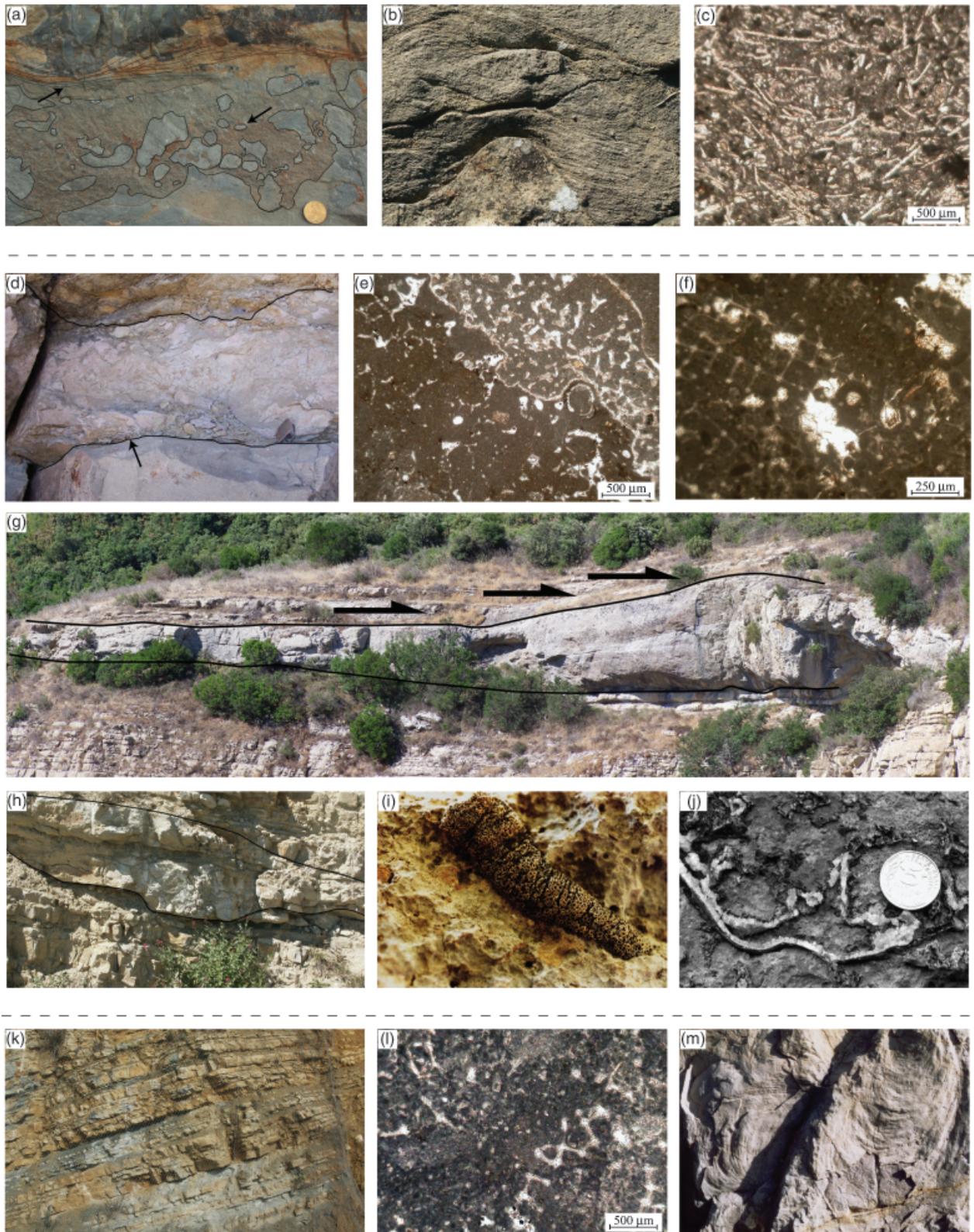


Fig. 7. Photo mosaic of facies association 3 (FA3): F3a bioclastic packstone to micropackstone and erosional breccia, hummocky laminations (a), hummocky laminations and cherts (b), sponge spicules microfacies (c); F3b wackestone to sponge boundstone macrofacies (d), microbial micrite textures (e, f), asymmetric and lenticular mud-mound (g, h) (black arrows show the onlap of *discites* Zone deposits), silicisponge (i), *Stromatactis* (j); F3c Interbedded marls and clayed limestones macrofacies (k), sponge spicule and peloids microfacies (l), *Zoophycos* ichnofacies (m).

F2b is predominantly made of elliptical ferruginous, ooids (40% in abundance), from 50 µm up to 1 mm in diameter, most of them being polyphased and truncated (Fig. 6). The nuclei are often crinoid or bivalve remains. F2b macrofauna comprises mainly ammonites and secondarily nautiloids, brachiopods and bivalves. The most common microfossils are sponge spicules, benthic foraminifera, crinoid ossicles, corals and radiolarians.

Interpretation. The FA2 facies association is interpreted as forming in low to moderate hydrodynamic upper offshore depositional environments, between fair-weather wave base and storm wave base.

F2a bioturbated bioclastic packstones represent oxygenated open-marine, moderate hydrodynamic depositional environments. Macrofauna (mainly suspension-feeding organisms) and microfauna assemblages reflect a silty sea floor with steady currents. Brachiopod shell beds, inverse graded beds and horizontal laminations also indicate events of high hydrodynamics such as storms. The combination of differential compaction and leaching within bioturbated sediments leads to the irregular wavy laminations (tempestite-like structures *sensu* Forest *et al.*, 1999), hiding the initial traces of the depositional process. The occurrence of nodular cherts is related to diagenesis and silica remobilization from a high concentration of sponge spicules in the sediment. Epigenesis of glauconite, pyrite and phosphate indicates low sedimentation rates.

F2b ferruginous ooid packstones were generated in oxidizing conditions, open-marine, upper offshore depositional environments with low sedimentation rate according to Collin (2000) and Collin *et al.* (2005). Truncation of ooids reflects high hydrodynamic storm events.

F2c small-scale hummocky cross-bedded packstones are interpreted as accumulating under open-marine upper offshore depositional environments, probably their lower part, just above storm weather wave base. The marly laminations are related to clay decantation during calm periods (Forest *et al.*, 1999).

Facies association FA3 and lower offshore environments

Description. The FA3 facies association comprises bioclastic packstones–micropackstones (F3a; Fig. 7), sponge-bearing wackstones to boundstones (F3b; Fig. 7), argillaceous limestones (F3c) and very rare quartzose silt-sandstones (F3d).

Usually, F3a packstones–micropackstones are organized in massive structureless beds, 10–50 cm thick. They rarely show diffuse or obvious parallel/hummocky laminations, arranged in 10-cm-thick beds (Fig. 7). Thin interbedded argillaceous limestones (<1 cm thick) contain brachiopods and belemnites. Locally, 20-cm-thick brachiopod shell beds occur. Dominant bioclasts are spicules of siliceous sponges and debris of crinoids, bivalves, benthonic foraminifera and radiolarians. Macrofauna comprises brachiopods, bivalves including *Plagiostoma*, ammonites and belemnites. Cherty nodules or cherty

beds, from 5 up to 30 cm thick, occur in areas of high sponge spicule density. Lignite fragments, phosphatic lithoclasts, and glauconite are common (Fig. 7), as well as framboidal pyrite and silty quartz.

F3b mostly consists of greyish sponge wackstones to boundstones, locally including sponge mud-mounds (Sida, 1998; Floquet *et al.*, 2000; P-A. Bourque & M. Floquet, in progress, pers. comm.). The micritic matrix is commonly peloidal (Fig. 7). The mounds are asymmetrical/lenticular, and vary in thickness from a few centimetres up to 6–7 m and from a few metres to 200–300 m in lateral extent (Fig. 7). They grade laterally into biostromal sponge units and into well-bedded argillaceous bioclastic packstones (F3a). The sponge spicules, primarily siliceous, are diagenetically transformed into calcite. *Stromatactis* are very abundant and their origin appears to be linked to the presence and decay of the sponges (Sida, 1998; Floquet *et al.*, 2000) (Fig. 7). The great majority of the sponge specimens belong to the Hexactinosa (Class Hexactinellida) (Fig. 7). The macrofauna consists of crinoids, brachiopods, belemnites, echinoids and ammonites. Encrusting organisms are serpulids, bryozoans and foraminifera.

F3c corresponds to an alternation of beds of limestones or argillaceous limestones, 10–40 cm thick, and of marly interbeds (Fig. 7). Marly interbeds display a thinning upward stacking pattern from 1 m to a few centimetres thick (Fig. 7 F3c i). The calcareous facies are bioclastic micropackstones including sponge spicules, crinoids and bivalves remains, radiolarians and peloids (Fig. 7). Macrofauna is made of brachiopods, ammonites, belemnites and siliceous sponges. The top of the calcareous beds yields some lignite fragments. The *Zoophycos* ichnofacies is very common (Fig. 7). Pyrite and quartzose silts are also present.

F3d is composed of quartzose silts and fine sands reworked by vertical and horizontal burrows. Traces of *Zoophycos* are recognizable.

Interpretation. FA3 facies association represents low hydrodynamic lower offshore depositional environments, below storm wave base.

F3a bioturbated packstones–micropackstones are interpreted as representative of oxygenated open marine, low hydrodynamic energy, lower offshore depositional environment. However, the shell beds, breccias, small scale HCS, reflecting episodic high hydrodynamics, suggest that this environment likely belongs to the upper part of the lower offshore. As well as for F2a, epigenesis of glauconite, pyrite and phosphate plus a strong bioturbation indicate low sedimentation rates.

The F3b wackstones–boundstones were generated in a similar open marine, low hydrodynamic, lower offshore environment. In contrast to F3a that is rich in reworked components, F3b deposits comprise autochthonous sponge mud mounds that probably are related to higher sedimentation rates. The peloidal micritic matrix could be of microbial origin (Kirkland *et al.*, 1998) and the microbial

activity related to the sponge decay (Bourque & Gignac, 1983).

F3c alternation of marls and argillaceous limestones is interpreted as an open marine, low hydrodynamic deeper lower offshore environment. The abundance of pyrite, occasional organic matter concentration, the scarcity of bioturbation and endofauna suggest hypoxic conditions (or even episodically anoxic). According to Frey & Pemberton (1984) and Pemberton & Frey (1992), the *Zoophycos* ichnofacies is representative of circalittoral to bathyal, quiet water conditions, below storm wave base to fairly deep water.

Sedimentary unconformities and condensed levels: natures and ages

Five key surfaces of sedimentary discontinuities as well as condensed levels (Fig. 2) are recognized in all the analysed sections:

- D1 at the boundary between the SPD Fm (early Sinemurian) and the CM1 lower Mb (latest Sinemurian/early Carixian) of the CRL Fm;
- D2 within CM1 (late Carixian, *ibex* and *davoei* Zones);
- D3 at the boundary between CM1 (latest Domerian) and CM2 (early Toarcian);
- D4 at the boundary between CM2 (middle Aalenian, *murchisonae* Zone) and CM3 (latest Aalenian, *concarum* Zone) and
- D5 at the boundary between CM3 (earliest Bajocian) and the base of the ZMCL Fm (early Bajocian).

Unconformity D1

The D1 sedimentary unconformity has different aspects depending on its location in the Southern Provence Sub-basin. In the Northern Provence Unit (Figs 1d and 8a), D1 is an angular unconformity. The top of the SPD Fm is a ferruginous and bored hardground. This surface is affected by vertical open fractures filled with the overlying sediments of the CM1 Mb (Fig. 8a). In addition, it is locally eroded and blocks are reworked in the CM1 Mb. In the Southern Provence Unit, and specifically at the Cuers section, D1 is an irregular surface displaying topographic variations of 10–80 cm (Fig. 8b). This surface is also affected by vertical open fractures and sealed by phosphatized or binding phosphatic grain stromatolites. Breccias including dolomitic fragments resulting from at least three phases of erosion and reworking of the SPD Fm fill the surface cavities (Fig. 8b). In the Saint-Pons section (Figs 1c and 8c), D1 is an irregular ferruginous hardground, bored and encrusted by oysters, and affected by vertical open fractures (a few centimetres deep) (Fig. 8c). Below D1, the SPD Fm is assumed to be of Hettangian to early Sinemurian age (Arnaud & Monleau, 1979). *Echioceras* gr. *microdiscus* and *Paltechioceras* sp. are found in a few sections (e.g. the Cride section) directly lying on D1 and give a latest Sinemurian age (*varicostatum* Zone), whereas the ammonite

Uptonia cf. *jamesoni* and brachiopods *Zeilleria* (*Z.*) *darwini*, *Z.* (*Z.*) *kerasis*, *Tétrarhynchia ranina* are found a few centimetres above D1 in most sections and give an early Carixian age (*jamesoni* Zone). Therefore, D1 corresponds to a time span that includes, at most, the late Sinemurian (*obtusum*, *oxynotum* and *varicostatum* Zones, ~3.5 Myr), and at least, the *obtusum* and *oxynotum* Zones (~2 Myr).

Condensed level D2

D2 is a condensed phosphatic and glauconitic level <1 m thick and outlined by concentration and condensation of ammonites, nautiloids and belemnites. Below D2, the ammonites *Uptonia* cf. *jamesoni*, *Tropidoceras* sp., and the brachiopods *Lobothyris punctata*, *Zeilleria* (*Cincta*) *numismalis*, *T. ranina*, *Gibbirhynchia curviceps*, *Cuersithyris cuersensis* give an early Carixian age (*jamesoni* Zone). Within D2, the occurrence of the ammonites *Aegoceras planicosta* and *Androgynoceras* aff. *hybrida* give a late Carixian age (*davoei* Zone). Above D2, the ammonites *Protogrammoceras* (*Metteiceras*) cf. *isselioides*, *P.* (*M.*) cf. *monestieri*, *P. celebratum*, *P. lavinianum*, *Amaltheus margaritatus*, and brachiopods *L. punctata* give an early Domerian age (*margaritatus* Zone). The time span that corresponds to this D2 condensed level is, at most, a part of mid- and late-Carixian (*ibex* Zone and *davoei* Zones *pro parte*, ~2 Myr) and, at least, only a part of late Carixian (*davoei* Zone *pro parte*, ~1 Myr).

Unconformity D3

D3 is in all sections a ferruginous, bored hardground, commonly encrusted by oysters. In most sections the surface results from erosional truncation. In the Northern Provence Unit (e.g. Carcès section), this hardground is affected by an irregular network of 5–10-cm-deep vertical open fractures filled with the overlying CM2 black marls (Fig. 9a). In the Southern Provence Unit (e.g. Cuers and Saint-Pons sections), D3 truncates the CM1 oolitic limestones and the hardground is overlain by the CM2 marls and marly limestones (Fig. 9b and c). In the Northern Toulonnais Unit (e.g. La Cride section), D3 is overlain by a syn-sedimentary breccia including both reworked CM1 coral and sponge rudstones and CM2 bioclastic packstones. Below D3, the brachiopods *Zeilleria* (*Z.*) *subovalis* (Cuers section), *Gibbirhynchia northamptonensis*, *Aulacothyris resputina* (Saint Pons section) allow dating of the top of the CM1 Mb as late Domerian age (*spinatum* Zone). Above D3, the first ammonites *Neolioceratoides* sp. and *Protogrammoceras* aff. *paltum* (Cuers section), *Harpoceras* sp., *Dactyloceras* sp. (Carcès section) and the brachiopod *Gibbirhynchia reyi* (Cuers section) provide an early Toarcian age (*tenuicostatum* Zone) (Figs 3 and 4). D3 represents the Pliensbachian–Toarcian boundary (Fig. 2b), including a stratigraphic gap of the earliest Toarcian *paltus* Sub-zone, which is estimated to 200–300 kyr (Guex *et al.*, 2001).

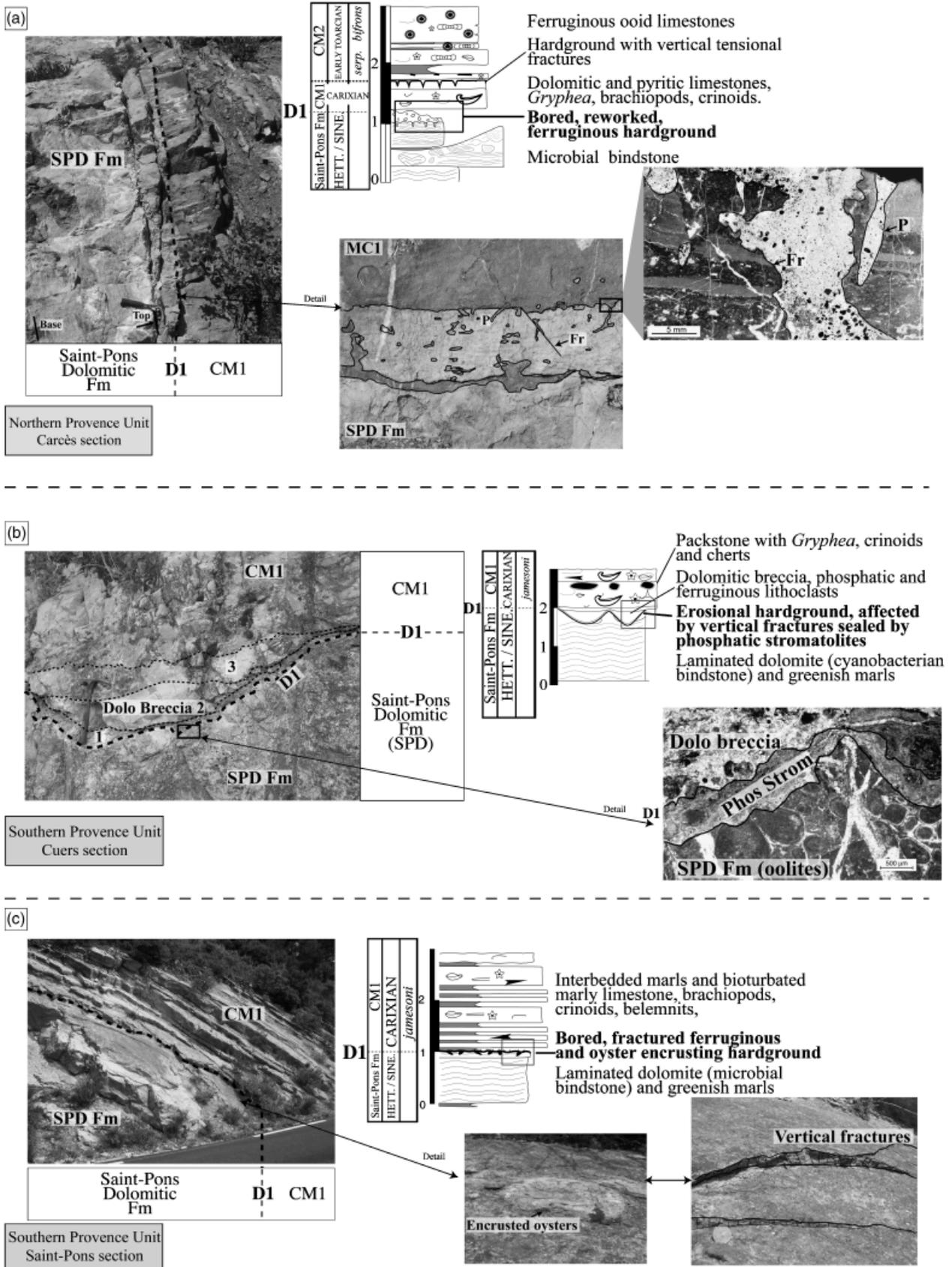


Fig. 8. Illustration of the basal D1 unconformity of the Cherty Reddish Limestone Fm. (a) Reworked, fractured, bored and ferruginous hardground (Carcès section, Northern Provence Unit); (b) Erosional hardground sealed by phosphatic stromatolites (Cuers section, Southern Provence Unit); (c) Fractured, bored, oyster encrusted, ferruginous hardground (Saint-Pons section, Southern Provence Unit).

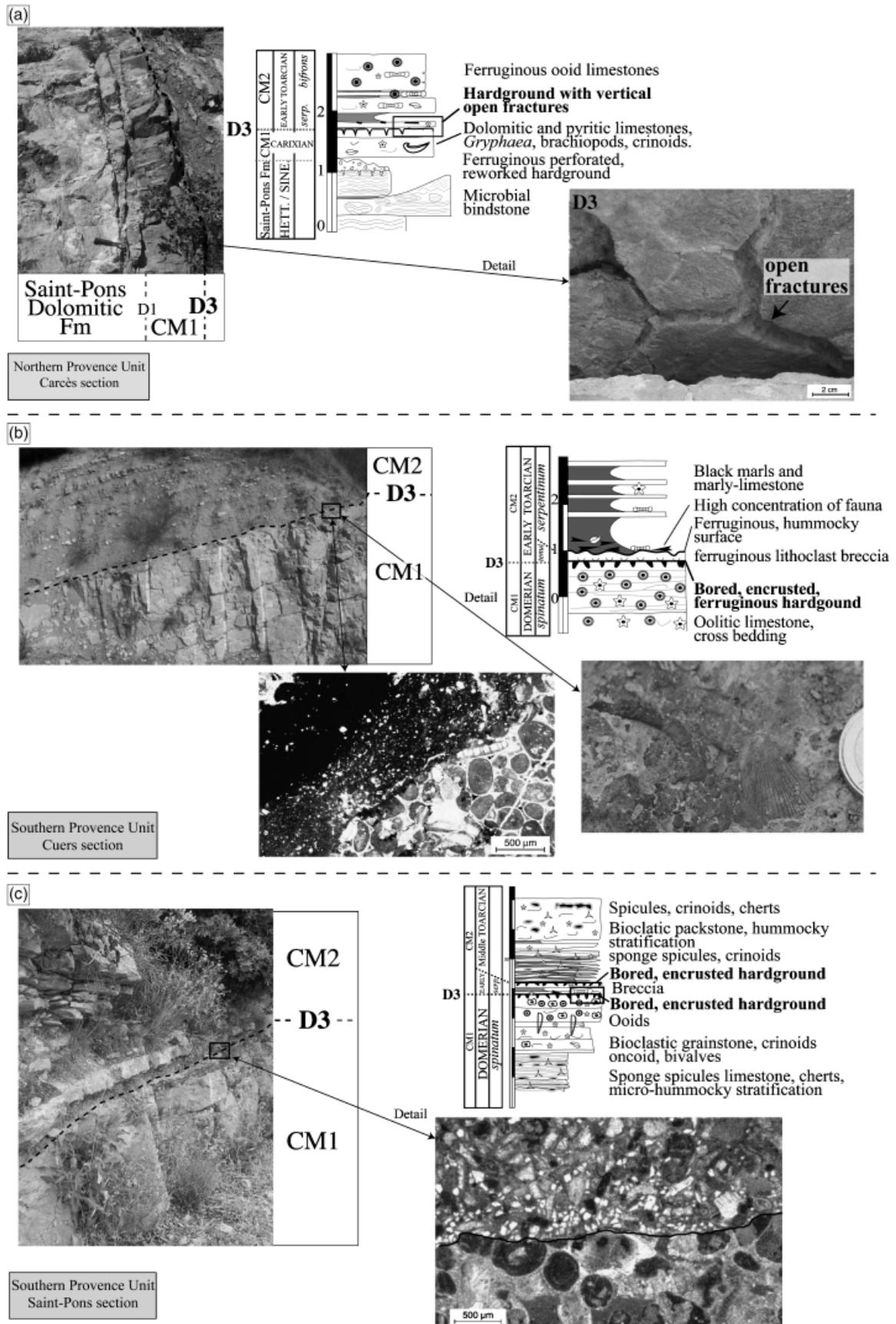


Fig. 9. Illustration of D3 unconformity within the Cherty Reddish Limestone Fm. (a) Hardground with vertical open fractures (Carcès section, Northern Provence Unit), (b) bored and encrusted ferruginous hardground (Cuers section, Southern Provence Unit), (c) erosional and bored hardground (Saint-Pons section, Southern Provence Unit).

Condensed level D4

D4 is generally a ferruginous and glauconitic condensed level (e.g. Cuers, La Cride and Pourcieux sections). In some places, it is a ferruginous, bored and encrusted hard-ground (e.g. Pichauris section, Fig. 10a) or a simple firm-ground covered with numerous belemnite rostra (e.g. Saint Pons section). Below D4, we collected middle Aalenian ammonites (*Ludwigia* sp., *Abbasites* sp., *Haplopleuroceras* sp., *Brasilia* cf. *gigantea*) and brachiopods (*Globirhynchia* cf. *buckmani*, *G. subobsoleta*, *Monsardithyris trilineata*, *Sphaeriodothyris silicea*, *Stroudithyris pisolithica*, *Conarothyris malerti*). Above D4, the first beds yield the ammonites *Haplopleuroceras* sp., *Ludwigiella cornu*, *Graphoceras formosum*, *Graphoceras* sp., *Braunsina* sp., of late Aalenian age (*concaum* Zone) (Sida, 1998; Floquet *et al.*, 2000). D4 is dated as the mid- to late-Aalenian boundary without a chronostratigraphic gap recorded (Figs 3 and 4).

Unconformity D5

D5 is a ferruginous, bored and burrowed, greenish, glauconitic-coated hardground overlain by a 10-cm-thick bed of black shale that fills in the borings and burrows (Fig. 10b). Ammonites and belemnite rostra are concentrated in the shale bed. In Carcès section, shales also contain ferruginous ooids. Below D5, the ammonites *Hyperlioceras* sp., *Trilobiticeras* sp., *Docidoceras* sp., *Fontannesia* sp. give an earliest Bajocian age (*discites* Zone) and above D5, the ammonites *Witchellia* sp., *Sonninia somerbyi* give an early Bajocian age (*laeviscula* Zone) (Sida, 1998; Floquet *et al.*, 2000). D5 is dated as the earliest Bajocian (Figs 3 and 4) and no sedimentary gap is recognized.

Facies architecture, palaeogeography and depositional sequences

There is no sedimentological evidence of shorelines along the Southern Provence Sub-basin margins. Although this basin opened westward into the deep Dauphinois Sub-basin and southeastwards to more distal environments (Fig. 1b), recognition of the proximal–distal polarity remains difficult and relies locally on subtle changes from deeper to shallower depositional environments. The integration of the internal architecture of the depositional sequences (systems tracts distribution and geometry) allows us to propose tectono-sedimentary reconstructions of the sub-basin history (Fig. 11). Four deepening–shallowing depositional sequences are distinguished (Figs 11–14): (1) a late Sinemurian–early Pliensbachian depositional sequence (S–P11 DS) separated from the basement by the sequence boundary SB1/D1; (2) a Pliensbachian depositional sequence (P12 DS) bounded at its base by SB2/D2; (3) a Toarcian–mid-Aalenian depositional sequence (T–A DS) bounded at its base by SB3/D3 and (4) a late Aalenian–early Bathonian depositional sequence (A–B DS) bounded at its base by SB4/D4.

Late Sinemurian to early Pliensbachian depositional sequence S–P11 DS

This sequence, between SB1 (unconformity D1) and SB2 (condensed level D2), corresponds to the lower part of CM1 Mb (Fig. 2) of late Sinemurian (*varicostatum* Zone) to mid-Carixian (*ibex* Zone) age (Figs 3 and 4).

SB1/D1 features (stratigraphic gap, angular unconformity, syndepositional fractures, sedimentary breccias overlain by development of FA2; see Fig. 8) indicate a significant erosion of the early Sinemurian dolomitic strata.

Owing to the distribution of the facies associations, S–P11 DS can be divided into a deepening systems tract (basinally restricted) and a retrograding–prograding/shallowing systems tract (Fig. 11a). The basinal wedge (on the western and southeastern parts of the studied area, e.g. the Cride section, during the late Sinemurian, *varicostatum* Zone) was deposited during the initial fragmentation of the Southern Provence Sub-basin. The basinal compartmentalization into tilted blocks (Fig. 11c) is regarded as a result of extensional tectonics as suggested by the angular unconformity and tensional (open) fractures

While this wedge formed, no shallow-water sediment was deposited on the shelves (Figs 12 and 13). The composite phosphatic encrustations together with the breccias record the drowning and deepening in the whole area during the late Sinemurian (*varicostatum* Zone) and the earliest Carixian (base of *jamesoni* Zone) (Figs 12 and 13).

The retrograding–prograding/shallowing systems tract, as recorded by the succession of lower-upper offshore (FA3/FA2) and upper offshore to shoreface depositional environments (FA2/FA1), is reported for all sections in the upper part of S–P11 DS, ranging from the earliest Carixian (*jamesoni* Zone) to the middle Carixian (*ibex* Zone) (Figs 11a, 12 and 13). The Flc encrinite grainstones just below SB2/D2, that characterize the shallowest depositional environments, caps the prograding systems tract.

Pliensbachian depositional sequence P12 DS

This sequence, between SB2 (condensed level D2) and SB3 (unconformity D3), corresponds to the upper part of CM1 Mb (Fig. 2) dated from the late Carixian (*davoei* Zone) to the late Domerian (*spinatum* Zone) interval (Figs 3 and 4).

At its base, the condensed level SB2/D2, dated from the *davoei* Zone (Figs 3 and 4), is regarded as a result of depositional starvation due to a major deepening and drowning as indicated by the facies change and the faunal content. The time span corresponding to this starvation is about 1.1–2.2 Myr.

The deepening–upward and retrograding systems tract is recorded by the vertical succession of FA2 upper offshore to FA3 lower offshore depositional environments from the late Carixian *davoei* Zone to early Domerian *margaritatus* Zone. Maximum deepening and drowning occurred during the middle *margaritatus* Zone (Figs 11a, 12 and 13).

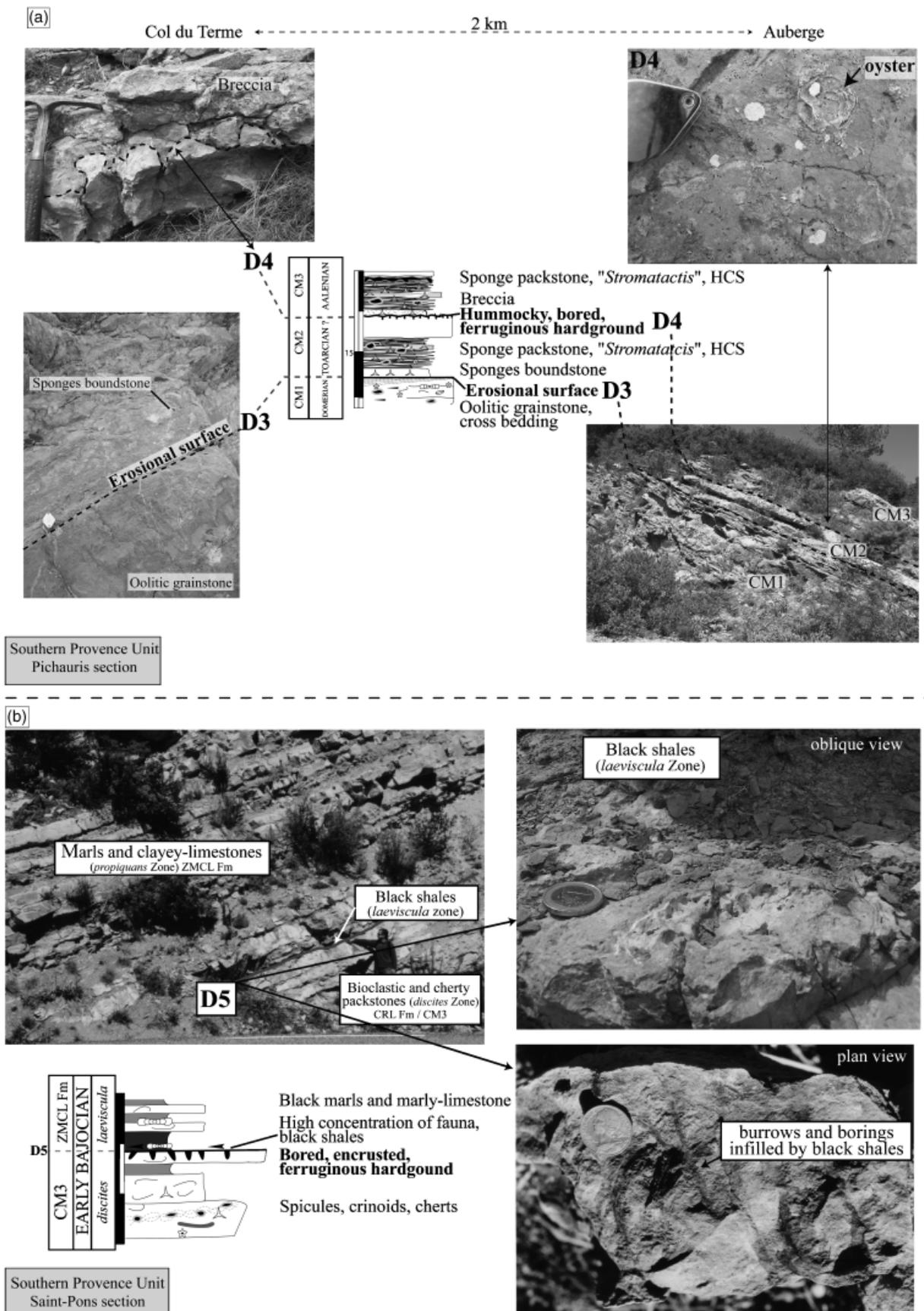


Fig. 10. Illustration of D3, D4 and D5 unconformities at the top of the Cherty Reddish Limestone Fm. (a) Erosional surface (D3) and reworked and oyster encrusted surface (D4) (Pichauris section, Southern Provence Unit), (b) Bored, encrusted, ferruginous hardground (D5) filled by black shales of *laeviscula* Zone (Saint-Pons section, Southern Provence Unit).

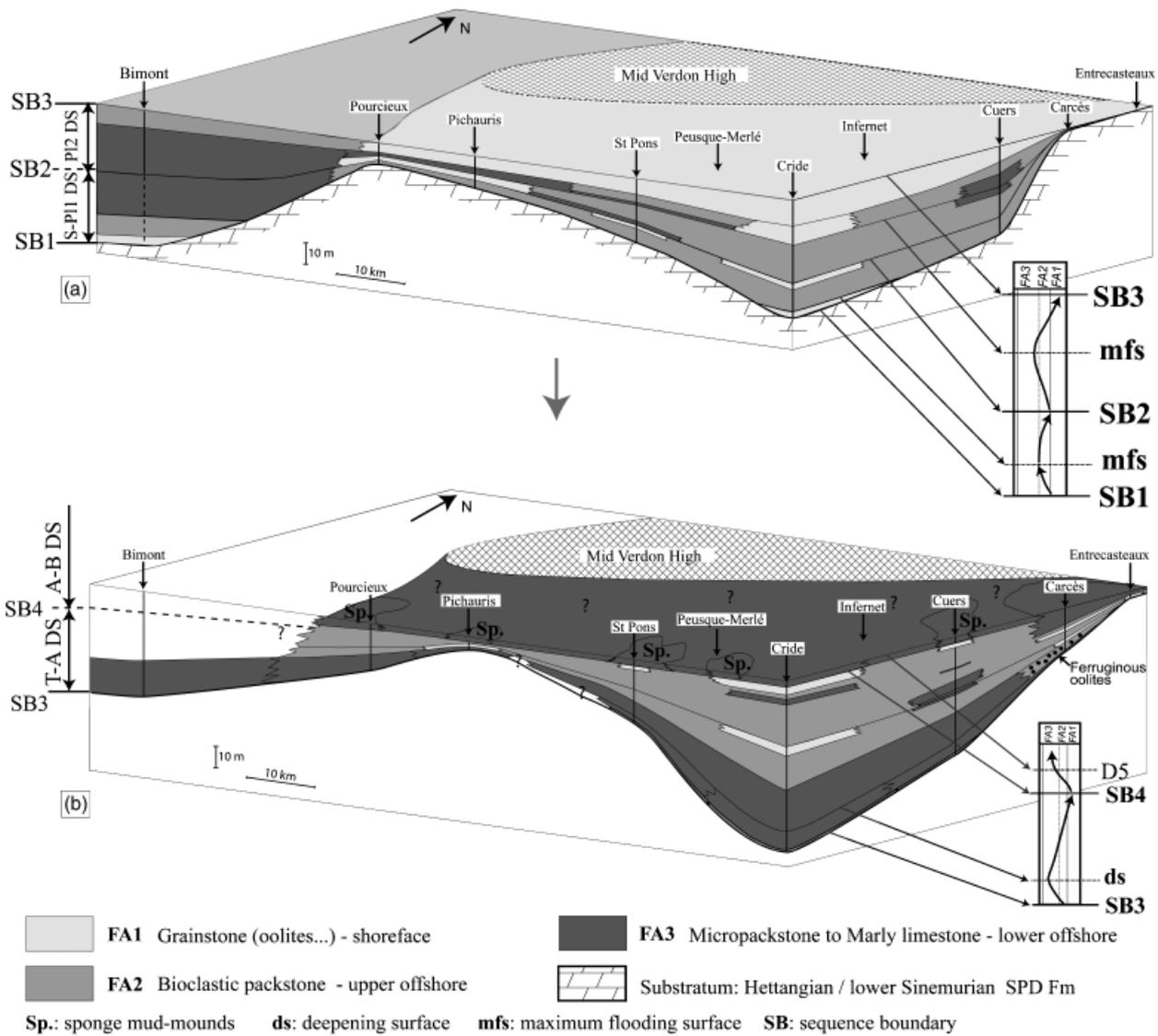


Fig. 11. Tectono-sedimentary reconstructions for the Sinemurian–Pliensbachian (S–Pl) DS and Pliensbachian (Pl) DS sequences (a); and for the Toarcian–Aalenian (T–A) DS and the basal part of Aalenian–Bathonian (A–B) DS sequences (b). Tilted blocks of the Pliensbachian Southern Provence Sub-basin (c). Major faults are orientated 070–090 and 250–270.

The shallowing upward and prograding systems tract is formed by a succession of offshore (FA3/FA2) and shoreface depositional environments (FA1), from early Domesian (middle *margaritatus* Zone) to late Domesian (*spinatum* Zone) (Figs 11a, 12 and 13). The FA1 oolitic grainstones and FA2 coral rudstones express the shallowing and pro-

gradation maxima (Fig. 5). This systems tract ends up with a major erosion of the CM1 carbonate platform of late Domesian age (Fig. 9). The erosional surface is one of the main features that characterize SB3/D3.

The compartmentalization into tilted blocks (Fig. 11c) and the location of depocentres (Fig. 11a) remained the

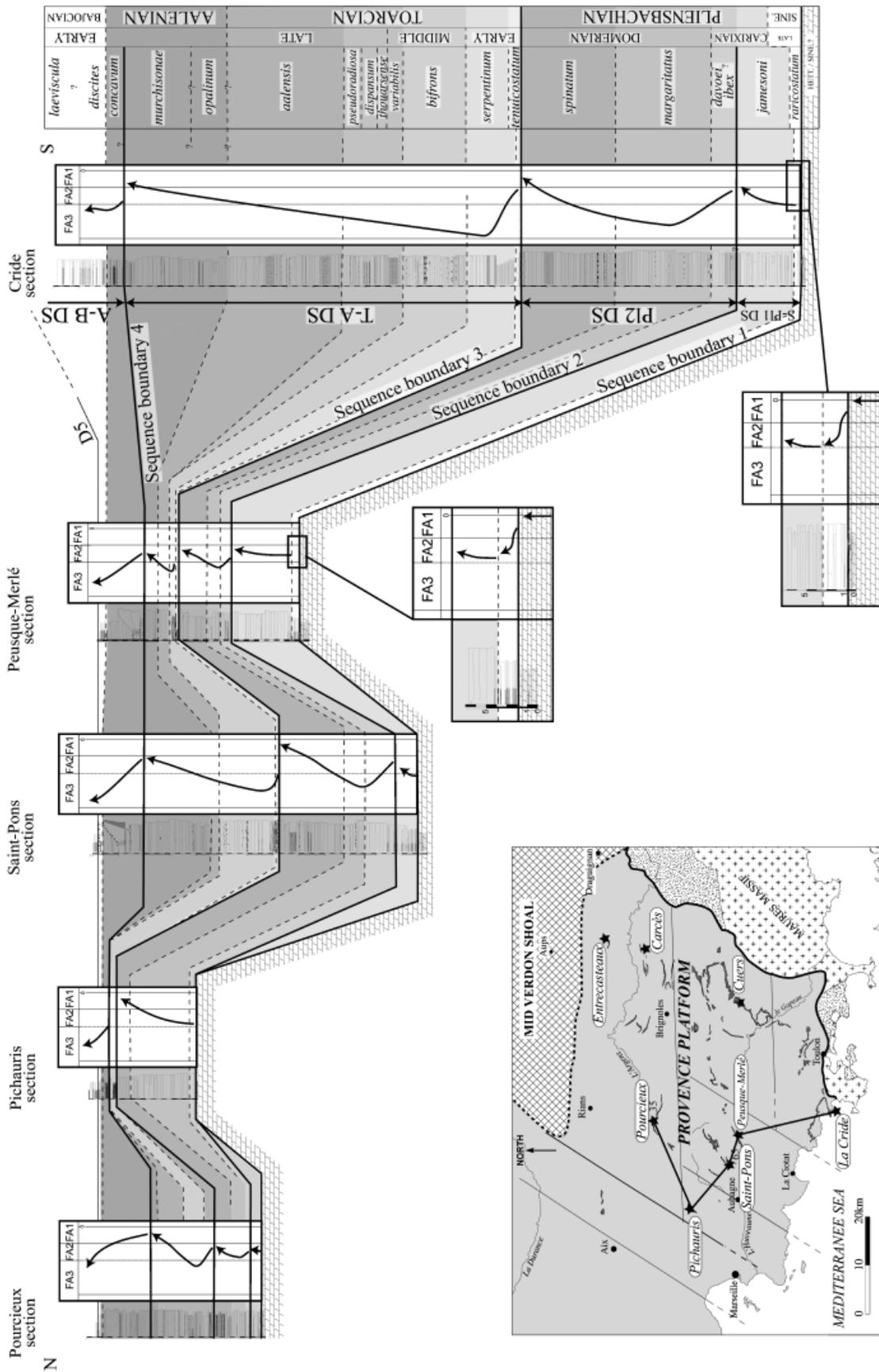


Fig. 12. Biostratigraphic and depositional sequences correlations within the Cherty Reddish Limestone Fm along a NW–SE transect through the Southern Provence Sub-basin.

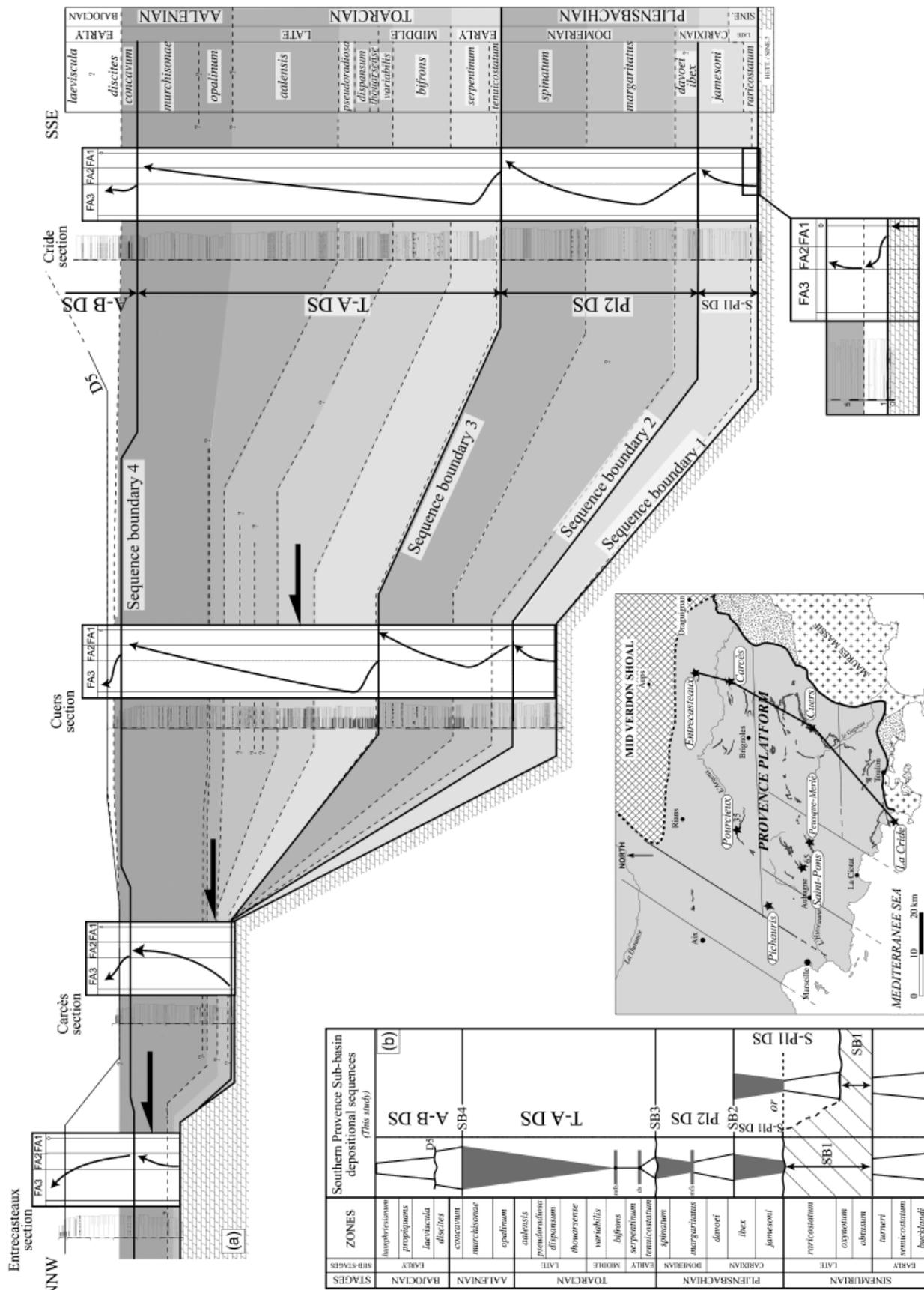


Fig. 13. (a) Biostratigraphic and sequence boundary correlations within the Cherty Reddish Limestone Fm along a NE-SW transect through the Southern Provence Sub-basin (black arrows represent the northward onlap of the depositional sequences on the Mid Verdon High). (b) Diagram of the depositional sequences recognized in the Southern Provence Sub-basin.

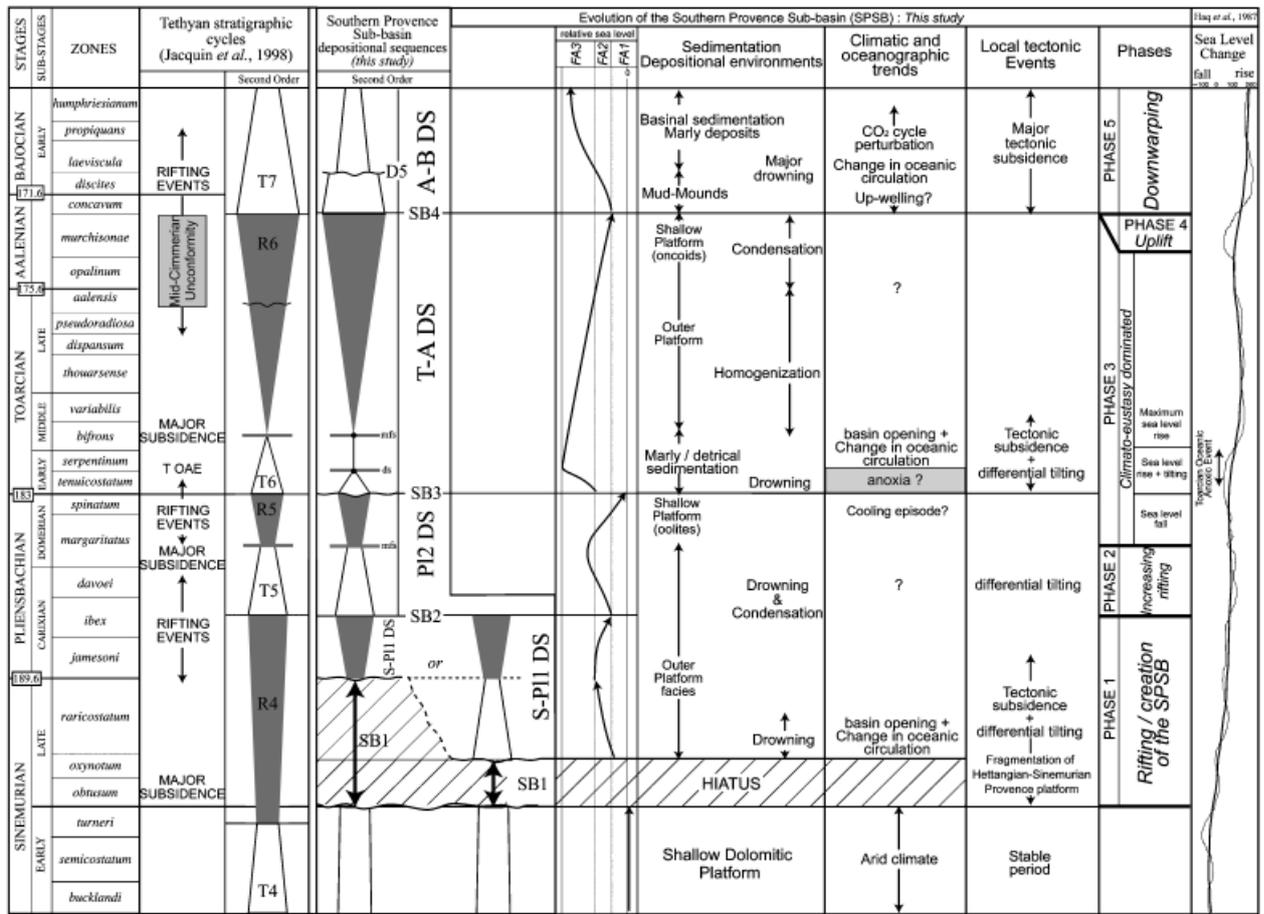


Fig. 14. Synthesis of the Southern Provence Sub-basin evolution from the Sinemurian to early Bajocian times: depositional sequences, environmental changes, climatic, oceanographic and tectonic events. Comparison with the Western Tethyan stratigraphic cycles defined by Jacquin *et al.* (1998).

same as during S–P11 DS so that similar extensional tectonism played a major role in depositional architecture of this sequence.

Toarcian to mid-Aalenian depositional sequence T–A DS

This sequence, between SB3 (unconformity D3) and SB4 (condensed level D4), corresponds to the CM2 Mb (Fig. 2) from early Toarcian to mid-Aalenian age (Figs 3 and 4).

The mineralogic and biologic encrustation of SB3/D3 just above the erosional surface is interpreted as a transgressive and deepening surface at the base of T–A DS. This event, dated to the *tenuicostatum* Zone, corresponds to the drowning of the late Domerian carbonate platform. The vertical (open) tensional fractures (Fig. 9a) affecting the erosional surface probably indicate extensional tectonics.

The FA3 marls of lower offshore depositional environments (*serpentinum* Zone) are the deepest facies of this sequence (Figs 11b, 12 and 13). However, the corresponding deepening is not coeval to the maximum flooding that occurred later, during the *bifrons* Zone, as indicated by a wide

onlap towards the Mid Verdon High (black arrow within *bifrons* Zone on Fig. 13).

The vertical succession of facies associations from low-offshore to shoreface depositional environments is indicative of a shallowing upward and prograding systems tract, from late middle Toarcian (*variabilis* Zone) to middle Aalenian (*murchisonae* Zone) age (Fig. 11b).

In almost all sections, the F1c encrinite grainstones and F1d oncolid bearing grainstones–packstones express the maximum extent of shallowing and progradation (Fig. 5). An erosional surface marks the top of the sequence in some places (e.g. Pichauris section) (Fig. 10a).

Late Aalenian to early Bathonian depositional sequence A–B DS

This sequence develops between the sequence boundary SB4 (condensed level D4) of late Aalenian age (*concaevum* Zone) and the sequence boundary SB5, which corresponds to a change from marly to calcareous sedimentation, of early Bathonian age (Fig. 2). Here, we only discuss the lower part of A–B DS, between SB4 and the key surface D5, which marks the end of the purer carbonate strata. The studied interval corresponds to the upper part of CRL

Fm (CM3 Mb) and to the basal part of ZMCL Fm (Fig. 2) from late Aalenian to early Bajocian age (*humphriesianum* Zone) (Figs 3 and 4).

Above the grainy facies and the erosional surface (top of T–A DS) the condensed level (D4/SB4) express a clear deepening (*concauum* Zone) as evidenced by the development throughout the basin of F3b sponge mud-mounds (*concauum* Zone, *formosum* sub-Zone) (Figs 7 and 11b) and by the F3a fine packstones onlapping the mounds (earliest Bajocian, *discites* Zone) (black arrows on Fig. 7).

The D5 hardground and the overlying condensed black shales bed indicate a new deepening tied to a major flooding of earliest Bajocian age (*laeviscula* Zone). This event corresponds to the end of the purer carbonate sedimentation due to the drowning of the previous outer carbonate platform (Fig. 10b).

Thus, the studied interval represents only the deepening/retrograding systems tract of this A–B DS, as recorded by the vertical succession of lower offshore and of deeper depositional environments of the *Zoophycos* bearing marls and argillaceous limestones of early Bajocian age (*propinquans* and *humphriesianum* Zones) (Figs 2 and 11b). The slight variations in facies and thickness of this retrograding systems tract in the whole sub-basin may indicate that the extensional tectonic subsidence changed from local tilting to general downwarping.

Comparison between Southern Provence Sub-basin depositional sequences and Western Tethyan second-order stratigraphical cycles

The deepening systems tract of S–P11 DS expressed by the SB1 surface and dated as late Sinemurian (*varicostatum*) zone is not recognized at the European scale (Fig. 14), this suggesting the probable influence of local tectonics. The shallowing systems tract of S–P11 DS roughly corresponds to the R4 regressive systems tract of the T4/R4 second order sequence defined by de Graciansky *et al.* (1998) and Jacquin *et al.* (1998) for the Southeastern France Basin and other western European basins. P12 DS (*lavoei* to *spinatum* Zones), T–A DS (*enuicostatum* to *murchinsonae* Zones) and the deepening systems tract of A–B DS (*concauum* to *parkinsoni* Zones) are correlated respectively to the transgressive–regressive T5/R5, T6/R6 second order cycles and to the transgressive part of the T7 second-order cycle as defined by de Graciansky *et al.* (1998) and Jacquin *et al.* (1998) (Fig. 14).

DISCUSSION: CONTROLLING FACTORS ON SEDIMENTARY EVOLUTION OF THE SOUTHERN PROVENCE SUB-BASIN

The sedimentary evolution of the Southern Provence Sub-basin can be subdivided into five main phases, each phase being controlled by specific prevailing factors. The consequences of extensional tectonism are recognized at

all times. However, the effects of global or of western Tethyan environmental changes are superimposed during specific episodes.

Phase 1 – Rifting tectonics and the creation of the sub-basin, (late Sinemurian/early Pliensbachian)

During the Hettangian and the early Sinemurian, the Southern Provence Sub-basin was a wide, flat, homogeneous and very shallow carbonate platform where early dolomitized facies accumulated (SPD Fm) (Arnaud & Monleau, 1979). Such shallow carbonate platforms grew under arid climatic conditions as was the case in most parts of the Western European Tethyan Domain (Arnaud & Monleau, 1979; Marza, 1995; Marza *et al.*, 1998).

During the latest Sinemurian, drastic changes in sedimentation are recorded throughout Western Europe. Outer shelf carbonate facies became dominant in response to a major rise in relative sea level on the one hand, and to the partitioning of the shelves into depressions and highs on the other hand. Tectonic deformation of the homogeneous shallow platform before the S–P11 DS sequence deposition is evidenced by: (1) the differential subsidence that generated various depositional environments from upper offshore to lower offshore at the base of the sequence throughout the basin; (2) the subsequent diachronism of the flooding that is dated as latest Sinemurian (*varicostatum* Zone) in the more subsident and deeper areas, and as early Carixian (*jamesoni* Zone) in the less subsident areas and (3) the tensional (open) fractures that occurred at the top of the SPD Fm (SB1). Above SB1, carbonate production and accumulation became very low. It is likely that a large tectonically originated accommodation space was generated quickly enough to inhibit carbonate production as the sea floor subsided below the euphotic zone and the range of maximum carbonate production. The extreme condensation or absence of carbonate deposits during the latest Sinemurian (S–P11 DS) was a consequence of a reduced carbonate production, the phosphatic stromatolites overlying SB1 representing a condensation peak. However, the basin structuration also could have resulted in upwelling and subsequent eutrophication of the bottom water, hence phosphatic deposits (Krajewski *et al.*, 2000). Condensation of late Sinemurian deposits is not peculiar to the Southern Provence Sub-basin. For example, the *obtusum* to *varicostatum* Zones are recorded in Burgundy by < 2 m of carbonate strata (Forest *et al.*, 1999). According to this author, the maximum condensation is related to regional tectonism that drove lateral variations of subsidence rates. After the initial flooding, the overall shallowing trend of S–P11 DS (both retrograding and prograding systems tracts with low sedimentation rates in upper offshore to shoreface environments) corresponded to a balance between accommodation and carbonate accumulation and preservation (Figs 11–13).

Lateral variations of bed thickness and northward pinching out against the Mid Verdon High of the late

Sinemurian and early Pliensbachian deposits indicate a clear tectonic control on the stratigraphic architecture (Figs 11–13). Two main lineaments, oriented 020–030 (Aix en Provence Fault) and 250–270 (Mid Verdon High Fault; Tempier 1972, 1987; Arnaud & Monleau, 1979; Guieu & Roussel, 1990) control the basin structure and sedimentation. This fault network was related to the E–W rifting of the western European margin of the Tethyan Ocean (Lemoine, 1984) and persisted from the Triassic to the Jurassic (Fig. 1b, c; Baudrimont & Dubois, 1977; Lemoine & de Graciansky, 1988). Palaeogeographic and geometric reconstructions of the Southern Provence Sub-basin from outcrop are consistent with the structural pattern of tilted blocks that controlled the distribution of shoals and depressions (Fig. 11c). The distribution of carbonate sedimentary facies displays a ‘mosaic-like’ pattern. Such a mosaic-like distribution controlled by tectonics was defined by Hamon (2004, *in press*) in the close Ardechois Sub-basin for sediments of Sinemurian age. Numerous early Jurassic carbonate platforms of Western Tethys are also affected by synsedimentary block faulting (Bernoulli & Jenkyns, 1974; de Graciansky *et al.*, 1998).

Phase 2 – Increasing rifting (middle Pliensbachian)

The second major flooding event (evidenced by SB2, *ibex–davoiei* Zones) and the variations in thickness of P12 DS, indicate an enhancement of tectonic tilting and differentiation in accumulation rates (Figs 12 and 13). The northern depositional areas (e.g. Carcès and Entrecasteaux sections) and the western ones (e.g. Pichauris and Pourcieux sections) remain high with shallow-water deposits, whereas subsidence rates increased in depressed areas (Figs 11–13). The uneven sea-floor topography caused by the block tilting might have affected tidal/oceanographic currents resulting in environmental and hydrodynamic changes that locally impeded accumulation of carbonates. Concentrations of phosphate and glauconite, and abundant bioturbation, reflect very low sedimentation rates in high depositional settings (top of tilted blocks, Fig. 11a and c).

Similar block tilting is known during the same time interval in the sub-Alpine area, the Paris Basin (de Graciansky *et al.*, 1998) and the Betic Cordillera (Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004), and is related to an acceleration of the Tethyan rifting (Fig. 14).

Phase 3 – Global climato-eustatic events of the Pliensbachian–Toarcian transition

The progressive shallowing upward pattern recorded in the whole study area by the upper part of P12 DS (*margaritatus* and *spinatum* Zones, Figs 12–14) is regarded as a result of the infill of the available space by carbonate sediments probably owing to a decrease in accommodation. In comparison, the erosional truncation at the top of P12 DS (SB3), at the Pliensbachian–Toarcian transition, was likely linked to a forced regression *sensu* Hunt and Tucker (1992).

Forced regressions, expressed by such erosional surfaces, are well known at the same time in the Paris Basin and the Quercy Basin (de Graciansky *et al.*, 1998). This similarity in stratigraphic architecture during the Pliensbachian–Toarcian transition strongly suggests that an eustatic sea-level fall also controlled the SB3 unconformity in the Southern Provence Sub-basin (Fig. 14). This involved sea-level fall should be driven by a global climatic cooling as argued by Price (1999), Guex *et al.* (2001), Morard *et al.* (2003) and Rosales *et al.* (2004).

The earliest Toarcian drowning surface at the base of T–A DS (*tenuicostatum* Zone, above SB3) and the early Toarcian deepening pulse (*serpentinum* Zone) are controlled by both local–regional tectonics and the assumed global sea-level rise (Haq *et al.*, 1987, Fig. 14). Tectonic tilting induced differential subsidence through the sub-basin in the early Toarcian (Fig. 14) that resulted in local flooding and deepening. This tilting controlled the preservation of the T–A DS deepening systems tract including terrigenous sediments (black marls and shales) especially in the bottoms of the tilted blocks, in hypoxic to anoxic conditions. The detrital sediments and lignite remains trapped in these depocentres came from the reworking of continental minerals and vegetation during the relative sea-level rise over the previously emergent shelves.

A major phase of extensional tectonics, marked by a strong subsidence, is also known in the Paris, Quercy and Dauphinois Basins, where it is dated of the latest Pliensbachian (de Graciansky *et al.*, 1998) or earliest Toarcian (Floquet *et al.*, 2003). Tectonic events similar and coeval to those of the Southern Provence Sub-Basin are described in other Peri-Tethyan Margins (Lallam *et al.*, 1997; Thierry, 2000; El Arabi *et al.*, 2001). This suggests that the extensional tectonism of the Southern Provence Sub-basin is not only local but is related to the geodynamic processes affecting other western margins of the Ligurian Tethys.

An eustatic sea-level rise resulting in deposition of the black shales in the Southern Provence Sub-basin during early Toarcian times is reflected in many basins all around the world. The shales characterize the Toarcian Oceanic Anoxic Event (T OAE), first described by Jenkyns (1988) and well documented throughout the Western European Tethyan Margin (Jenkyns & Clayton, 1997; McArthur *et al.*, 2000; Jenkyns *et al.*, 2001, 2002; Rosales *et al.*, 2004). This T OAE has been related to global warming (Bailey *et al.*, 2003) caused by an increase in atmospheric CO₂ concentration (Beerling *et al.*, 2002) due to major trap volcanism (Courtillot & Renne, 2003).

The maxima of relative sea-level rise and of coastal on-lap coincided with the disappearance of terrigenous input in favour of carbonate sedimentation during middle Toarcian times (*bifrons* Zone). These maxima are expressed by a low rate of sedimentation (between 0, 50 and 2–5-m-thick limestones deposited during ~800 kyr), sedimentary condensation (e.g. ferruginous ooids in the coastal Carcès section, tempestite stacking in intrabasinal sections), faunal condensation (ammonites and brachiopods). This sea-level highstand corresponded to open-marine and

well-oxygenated waters as proven by the abundance of benthonic fauna and bioturbation.

This highstand is thought to form from the combination of sea-level rise driven by a global warming and subsidence of the Western Tethyan and other Peri-Tethyan margins (Thierry, 2000).

The slight shallowing trend of T–A DS, from the late middle Toarcian (*variabilis* Zone) to the middle Aalenian (*murchisonae* Zone) times, corresponded to a carbonate accumulation exceeding the creation of available space so that the second-order highstand systems tract is both retrograding and prograding (Figs 11–13). A northward onlap on the Mid Verdon High, particularly during *opalinum* and *murchisonae* Zones, characterizes the retrogradation (Fig. 13); the development to the south of the shallowest depositional environment (FA1) indicates the progradation (Fig. 12b, Crède section). Sedimentation rates remained low and stratal thicknesses and facies tend to be homogeneous throughout the sub-basin in early Toarcian times. From this, it is assumed that tectonic accommodation is more related to general subsidence than to local tilting (Fig. 14).

Phase 4 – Tectonic uplift, ‘Mid-Cimmerian phase’ (middle Aalenian)

The truncation at the top of T–A DS is interpreted as a consequence of a relative sea-level fall following the Toarcian–Aalenian shallowing trend. Erosion surfaces are particularly obvious over crests of tilted blocks in the Pichauris and Pourcieux sections (Figs 10a, 11 and 12), and could be linked to sub-aerial exposure. Analogous erosion surfaces are well known in the Paris Basin, Burgundy area, in the Quercy Basin and in many areas of the western European margin (Durllet & Thierry, 2000; Lezin *et al.*, 2000; de Graciansky & Jacquin, 2003). The relative sea-level fall (forced regression and erosion) is attributed to a tectonic uplift, related to the Aalenian Mid-Cimmerian Phase, in accordance with the interpretations of de Graciansky *et al.* (1993), Durllet & Thierry (2000) concerning the Aalenian unconformity in most series of the Western Tethyan Margin.

Phase 5 – Episodic subsidence and palaeoceanographic changes: the late Aalenian and earliest Bajocian drownings, and the end of carbonate sedimentation

The deepening-upward pattern recorded by the lower offshore depositional environments above D4/SB4 and the deep offshore depositional environments above D5 indicate an increase in tectonic subsidence (Fig. 14). The subsidence is more likely related to episodic subsidence at the sub-basin scale rather than to local block tilting. Since the latest Aalenian deepening and flooding and the earliest Bajocian drowning are well recorded in almost all series of Western Europe (de Graciansky *et al.*, 1998; Durllet & Thierry, 2000), the subsidence episodes may be attributed to enhanced extension of the Western Tethyan Margin.

The occurrence of sponge mud-mounds, unknown in earlier sequences, may indicate changes in water mass circulations and the presence of upwelling currents. An enrichment of nutrients can lead to sponge development and subsequent microbial carbonate fabrics to build-up mounds (Gaillard, 1983; Hammes, 1995; Leindfelder *et al.*, 1996, 2002). Changes in water circulation could have resulted from opening to oceanic water owing to the sinking of the Southern Provence Sub-basin. Siliceous sponge mounds of Aalenian age are also described in the Lusitanian basin (Portugal) (Duarte *et al.*, 2001). Furthermore, an increase in siliceous sponge build-ups abundance is recorded at a global scale from the middle Aalenian up to the early/middle Bajocian (Leindfelder *et al.*, 2002, p. 483), and could therefore be attributed to changes in oceanic circulation.

The anoxic/hypoxic event (black shales of the *laeviscula* Zone) argues also for palaeoceanographic changes in the Southern Provence Sub-basin that led to a carbonate crisis and to the end of the carbonate sedimentation. Bartolini & Cecca (1999) and Hesselbo *et al.* (2003) have shown that a change in palaeoenvironmental conditions during early Bajocian times coincide with a major carbon cycle perturbation due to an increase in volcanic activity (Dromart *et al.*, 1996). The high CO₂ in the atmosphere led to greenhouse conditions (warm and humid climate) and seawater eutrophication, due to weathering and runoff from the continents (Hesselbo *et al.*, 2003). At a regional scale, the early- mid-Jurassic opening of the Liguro-Piemontese basin led to a rearrangement of the prevailing oceanic current circulations (Favre & Stampfli, 1992; Bill *et al.*, 1997). Global and regional causes act jointly in the Western Tethys during mid-Jurassic to generate environmental conditions unfavourable to carbonate productivity (Bartolini & Cecca, 1999). In addition, the local episode of subsidence could have led the sea floor below the photic zone and thus enhanced the carbonate production crisis.

CONCLUSIONS

Five main stratigraphic key surfaces (D1–D5) are recognized in the late Sinemurian–earliest Bajocian Cherty Reddish Limestone Fm of the Southern Provence Sub-basin. Four of them (D1–D4) are interpreted as sequence boundaries (SB1–SB4) and delineate four second-order depositional sequences (S–PL1 DS, P12 DS, T–A DS and A–B DS). The fifth surface (D5) is regarded as a major drowning surface in the lower part of the sequence A–B DS. The depositional sequences reflect five main phases in the evolution of the Southern Provence Sub-basin. These phases depended on the interplay of numerous factors (extensional tilting and subsidence, eustasy, climatic and oceanographic events and subsequent changes in carbonate production and drowning). The relative contribution of these factors on the evolution of the sedimentary systems changed substantially during the sub-basin history.

- Phase 1. The creation of the Southern Provence Sub-basin that occurred during the late Sinemurian times was due to basement fragmentation controlled by a 250–270 and 020–030 orientated fault network. This fragmentation was related to Western Tethyan rifting.
- Phase 2. Increase in extensional tectonics along the same faults, reinforced the organization in tilted blocks during mid-Pliensbachian times and led to a highly differentiated depositional pattern through the Southern Provence Sub-basin.
- Phase 3. Global climato-eustatic events were dominant factors that drove (1) a sea-level fall and forced regression during a late Pliensbachian cooling period; (2) a sea-level rise and a related anoxic event (warming period) coeval with differential tilting during early Toarcian times and (3) a maximum sea-level rise (increased warming) coupled with a general tectonic subsidence during middle Toarcian times.
- Phase 4. A tectonic uplift related to the ‘Mid-Cimmerian tectonic Phase’ during middle Aalenian times led to a relative sea-level fall.
- Phase 5. The end of the carbonate sedimentation resulted from episodic subsidence and from palaeoceanographic changes associated with perturbations in global CO₂ cycle during late Aalenian and earliest Bajocian times.

As in other early–mid-Jurassic carbonate basins of Western Tethys, the Southern Provence Sub-basin sedimentation was strongly controlled by tectonism. Two tectono-sedimentary regimes can be distinguished in accordance with the evolution of the Western Tethyan Margin. In a first stage, extensional tilting was the prevailing factor on basin evolution from the late Sinemurian up to the late Toarcian. In a second stage, regional subsidence affect the sub-basin during Aalenian–Bajocian times. In addition, major palaeoceanographic and climatic changes were superimposed on the tectonic control. The two main drownings (early Toarcian and early Bajocian) and the associated crisis of carbonate production in the Southern Provence Sub-basin are linked to global carbon cycle perturbations and palaeoceanographic changes.

ACKNOWLEDGEMENTS

We greatly thank Dan Bosence, Stephen Hesselbo and Moyra Wilson for their thorough reviews and useful suggestions for improving the manuscript.

This study was supported by the CNRS ECLIPSE II project ‘Sedimentary crises of carbonate systems and biotic crises: the role of palaeoclimates’. We warmly acknowledge Francesco Macchioni, Pascal Neige, Yves Almeras and Wolfgang Kiessling for their valuable palaeontological determinations and biostratigraphical dating. Thanks to Lionel Marié for making the thin sections and polished slabs.

REFERENCES

- ARNAUD, M. & MONLEAU, C. (1979) Etude de l'évolution d'une plateforme carbonatée: exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien – Oxfordien). *Thèse d'Etat*, Université de Provence, Marseille, I: 381pp., II: 344pp., (unpublished).
- ARNAUD, M. & MONLEAU, C. (1986) A passive margin platform ecosystem: tectonic, structural, climatic and stress interactions. *Soc. Nat. Elf Aquitaine*, **10** (2), 458–466.
- BAILEY, R.J. (1998) Stratigraphy, meta-stratigraphy and chaos. *Terra Nova*, **10**, 222–230.
- BAILEY, T.R., ROSENAL, Y., MC ARTHUR, J.M., VAN DE SCHOOTBRUGGE, B. & THIRLWALL, M.F. (2003) Paleooceanographic changes of the Late Pliensbachian–Early Toarcian interval: a possible link to the genesis of an Oceanic Anoxic Event. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **212**, 307–320.
- BARTOLINI, A. & CECCA, F. (1999) 20 My hiatus in the Jurassic of Umbria–Marche Apennines (Italy): carbonate crisis due to eutrophication. *CR. Acad. Sci. Paris*, **329**, 587–595.
- BAUDRIMONT, A.F. & DUBOIS, P. (1977) Un bassin Mésogéen du domaine péri-alpin: le Sud-Est de la France. *Bull. Cent. Rech. Explo. Elf Aquitaine*, **1**, 261–308.
- BEERLING, D.J., LOMAS, M.R. & GRÖCKE, D.R. (2002) On the nature of gas-hydrate dissociation during the Toarcian and Aptian Oceanic Anoxic Event. *Am. J. Sci.*, **302**, 28–49.
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1974) Alpine Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation* (Ed. by R.H. Dott & R.W. Shaver), *SEPM Spec. Publ.*, **19**, 129–160.
- BILL, M., BUSSY, F., COSTA, M., MASSON, H. & HUNZIKER, J.C. (1997) High precision U–Pb and 40Ar/39Ar dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps). *Eclogae Geol. Helv.*, **90**, 43–54.
- BOURQUE, P.-A. & GIGNAC, H. (1983) Sponge-constructed stromatolitic mud mounds, Silurian of Gaspé Peninsula, Québec. *J. Sediment. Petrol.*, **53**, 521–532.
- COLLIN, P.Y. (2000) Environnements, géochimie et processus de formation de séries condensées au Callovo–Oxfordien: du Bassin de Paris à des considérations globales. PhD Thesis, University of Burgundy, 288pp. (unpublished).
- COLLIN, P.Y., LOREAU, J.P. & COURVILLE, P. (2005) Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian–Oxfordian, south-eastern Paris basin, France). *Sedimentology*, **52**, 969–985.
- COURTILLOT, V.E. & RENNE, P.R. (2003) On the ages of flood basalt events. *CR. Geosci.*, **335**, 113–140.
- DALMASSO, H. (2001) Analyse stratigraphique et modélisation numérique des systèmes carbonatés néritiques tropicaux à subtropicaux: discrimination et quantification des paramètres de contrôle. PhD Thesis, Université de Provence, Marseille, 457pp. (unpublished).
- DROMART, G., ALLEMAND, P., GARCIA, J.P. & ROBIN, C. (1996) Variation cyclique de la production carbonatée au Jurassique le long d'un transect Bourgogne–Ardèche, Est-France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **16**(3), 423–433.
- DUARTE, L.V., KRAUTTER, M. & SOARES, A.F. (2001) Bioconstructions à spongiaires siliceux dans le Lias terminal du Bassin Lusitanien (Portugal): stratigraphie, sédimentologie et signification paléogéographique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **172**(5), 637–646.
- DUNHAM, R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG Mem.*, **1**, 108–121.

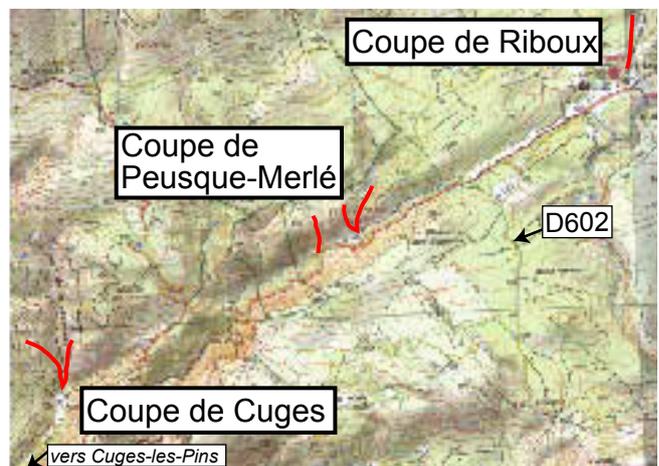
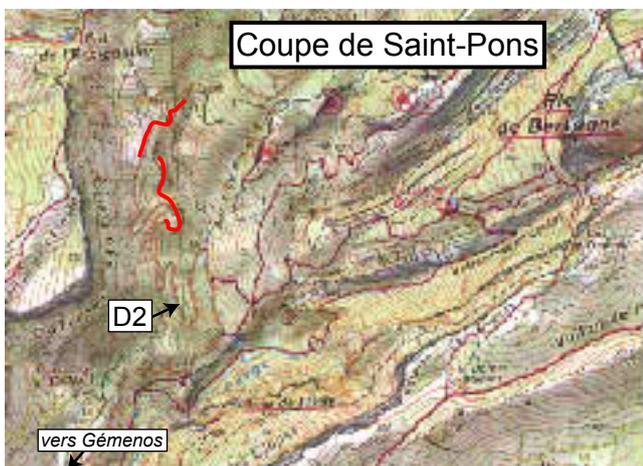
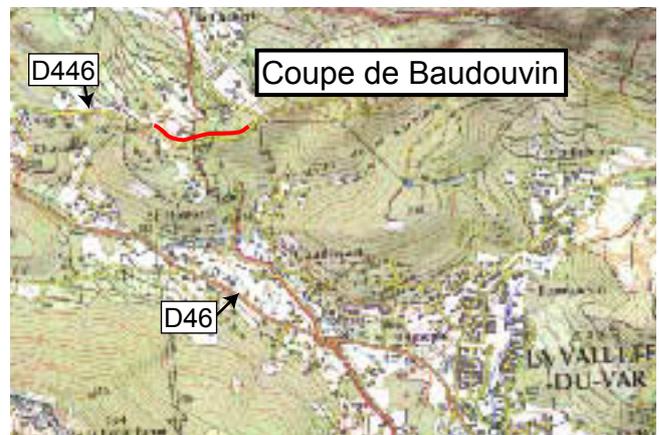
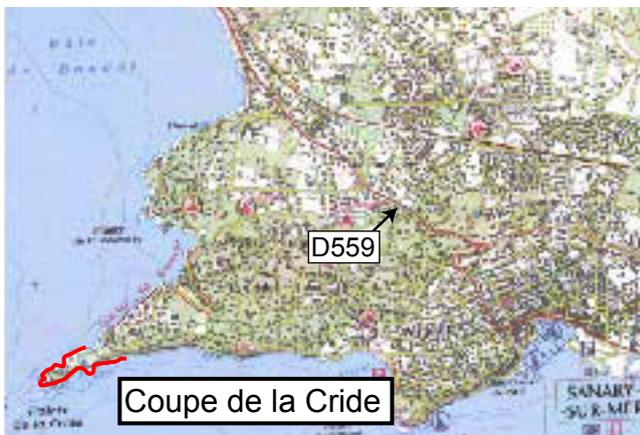
- DURLET, C. & THIERRY, J. (2000) Modalités séquentielles de la transgression aaleno-bajocienne sur le sud-est du Bassin parisien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **171**(3), 327–339.
- EL ARABI, H., OUAHABI, B. & CHARRIERE, A. (2001) Les séries du Toarcien-Aalénien du SW du Moyen-Atlas (Maroc): précisions stratigraphiques et signification paléogéographique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **172**(6), 723–736.
- EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E. (1971) A late Devonian reef on northeastern banks island. N.W.T. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **19**(4), 730–781.
- FAVRE, P. & STAMPFLI, G.M. (1992) From rifting to passive margin: the examples of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys. *Tectonophysics*, **215**, 69–97.
- FLOQUET, M., CECCA, F., MESTRE, M., MACCHIONI, F., GUIOMAR, M., BAUDIN, F., DURLET, C. & ALMERAS, Y. (2003) Mortalité en masse ou fossilisation exceptionnelle? Le cas des gisements d'âge toarcien inférieur et moyen de la région de Digne-Les-Bains (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **174**(2), 159–176.
- FLOQUET, M., MARCHAND, D., SIDA, B. & CONTINI, D. (2000) Monticules micritiques à spongiaires et discontinuités sédimentaires marqueurs de l'ennoisement de la plate-forme carbonatée de Basse Provence à l'Aalénien supérieur – Bajocien inférieur. In: *Les événements du passage Lias-Dogger* (Ed. by J. Rey & F. Ronchini). *Strata*, **10**, 83–85.
- FOREST, N., LOREAU, J.P. & MOREAU, P. (1999) Distribution des faciès et préservation des dépôts en relation avec la variation d'espace disponible dans un cadre temps à haute résolution. Exemple des séries condensées de l'éperon bourguignon au Sinémurien supérieur (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **170**(6), 853–871.
- FREY, R.W. & PEMBERTON, S.G. (1984) Trace fossil facies models. In: *Facies Models* (Ed. by R.G. Walker), *Geol. Assoc. Canada, Geosci. Canada Reprint Ser.*, **1**, 189–207.
- GAILLARD, C. (1983) Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, **80**, 515pp.
- DE GRACIANSKY, P.C., DARDEAU, G., DUMONT, T., JACQUIN, T., MARCHAND, D., MOUTERDE, R. & VAIL, P.R. (1993) Depositional sequence cycles, transgressive-regressive facies cycles, and extensional tectonics: example from the southern Subalpine Jurassic basin. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **164**, 709–718.
- DE GRACIANSKY, P.C. & JACQUIN, T. (2003) Evolution des structures et de la paléogéographie au passage Lias-Dogger dans le bassin de Paris d'après les données de la subsurface. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **174**(1), 3–17.
- DE GRACIANSKY, P.C., JACQUIN, T. & HESSELBO, S.P. (1998) The Ligurian cycle: an overview of lower Jurassic 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in western Europe. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins* (Ed. by P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail), *SEPM Spec. Publ.*, **60**, 467–479.
- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SMITH, A.G., BLEEKER, W. & LOURENS, L.J. (2004) A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, **27**(2), 83–100.
- GRUPE FRANÇAIS D'ÉTUDE DU JURASSIQUE. (1997) Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonation parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Ed. by E. Cariou & P. Hantzpergue), *Bull. centre Rech. Elf Explor. Prod.*, **17**, 440pp.
- GUÉX, J., MORARD, A., BARTOLINI, A. & MORETINNI, E. (2001) Découverte d'une importante lacune stratigraphique à la limite Domérien-Toarcien: implications paléo-océanographiques. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, **87**(3), 277–284.
- GUIEU, G. & ROUSSEL, J. (1990) Arguments for the pre-rift uplift and rift propagation in the Ligurian-Provençal basin (North-western Mediterranean) in the light of Pyrenean provençal orogeny. *Tectonics*, **9**, 1113–1142.
- HAMMES, U. (1995) Initiation and development of small-scale sponge mud-mounds, late Jurassic, southern Franconian Alb, Germany. In: *Carbonate Mud-Mounds: Their Origin and Evolution* (Ed. by C.L.V. Monty, D.W. Bosence, P.H. Bridge & B.R. Pratt), *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **23**, 335–357.
- HAMON, Y. (2004) Morphologie, évolution latérale et signification géodynamique des discontinuités sédimentaires: exemple de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est (France). PhD Thesis, Université Montpellier II, 293pp., (unpublished).
- HAMON, Y. & MERZERAUD, G. (2007) Facies architecture and cyclicity in a mosaic carbonate platform; effects of fault-block tectonics (Lower Lias, Causses platform, South-East France). *Sedimentology*, **56**, 1–22.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, **235**, 1156–1167.
- HESSELBO, S.P., MORGANS-BELL, H.S., McELWAIN, J.C., REES, P.M., ROBINSON, S.A. & ROSS, C.E. (2003) Carbon-cycle perturbation in the Middle Jurassic and accompanying changes in the terrestrial paleoenvironment. *J. Geol.*, **111**, 258–276.
- HOMEWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & CROSS, T. (1992) Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, **16**, 357–381.
- HUNT, D. & TUCKER, M.E. (1992) Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. *Sediment. Geol.*, **81**, 1–9.
- JACQUIN, T., DARDEAU, G., DURLET, C., DE GRACIANSKY, P.-C. & HANTZPERGUE, P. (1998) The North Sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive-regressive facies cycles in western Europe. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins* (Ed. by P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail), *SEPM Spec. Publ.*, **60**, 446–466.
- JENKYN, H.C. (1988) The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. *Am. J. Sci.*, **288**, 101–151.
- JENKYN, H.C. & CLAYTON, C.J. (1997) Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event. *Sedimentology*, **44**, 687–706.
- JENKYN, H.C., GRÖCKE, D. & HESSELBO, S.P. (2001) Nitrogen isotope evidence for water mass denitrification during the early Toarcian Anoxic Event. *Paleoceanography*, **16**, 593–603.
- JENKYN, H.C., JONES, C.E., GRÖCKE, D.R., HESSELBO, S.P. & PARKINSON, D.N. (2002) Chemostratigraphy of the Jurassic system: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *J. Geol. Soc. Lond.*, **159**, 351–378.
- KIRKLAND, B.L., DICKSON, J.A.D., WOOD, R.A. & LAND L, S. (1998) Microbialite and microstratigraphy: the origin of encrustations in the middle and upper capitan formation, guadalupe mountains, Texas and New Mexico, U.S.A. *J. Sediment. Res.*, **68**(5), 956–969.
- KRAJEWSKI, K.P., LESNIAK, P.M., LACKA, P. & ZAWIDSKI, P. (2000) Origin of phosphatic stromatolites in the Upper

- Cretaceous condensed sequence of the Polish Jura Chain. *Sediment. Geol.*, **136**, 89–112.
- LALLAM, S., SAHNOUN, E., EL HATIMI HERVOUET, Y. & TEJERA DE LEON, J. (1997) Mise en évidence de la dynamique de la marge téthysienne de l'Hettangien à l'Aalénien dans la Dorsale calcaire (Tétouan, Rif, Maroc). *CR. Acad. Sci. Paris*, **324**, 923–930.
- LEMOINE, M. (1984) La marge occidentale de la Téthys ligure et les Alpes Occidentales. In: *Les Marges Continentales en Mer et Autour de la France* (Ed. by G. Billiot), pp. 155–248. Masson, Paris.
- LEMOINE, M. & DE GRACIANSKY, P.C. (1988) History of a passive continental margin: the western Alps in the Mesozoic. Introduction. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**(4), 597–600.
- LEZIN, C., BONNET, L., REY, J., CUBAYNES, R. & THIERRY, J. (2000) Contribution de l'analyse quantitative des faciès aux corrélations stratigraphiques, exemple du Toarcien supérieur-Aalénien dans le Quercy (SW France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **171**(1), 91–102.
- LEINFELDER, R.R., SCHIMD, D.U., NOSE, M. & WENNER, W. (2002) Jurassic reef patterns – The expression of a changing globe. In: *Phanerozoic Reef Patterns* (Ed. by W. Kiessling, E. Flügel & J. Golonka), *SPEM*, **72**, 465–520.
- LEINFELDER, R.R., WENNER, W., NOSE, M., SCHIMD, D.U., KRAUTTER, M., LATERNER, R., TAKACS, M. & HARTMANN, D. (1996) Paleocology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbialite reefs from the late Jurassic. In: *Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation* (Ed. by J. Reitner, F. Neuweiler & F. Gunkel), *Goettinger Arb. Geol. Paläont.*, **Sb2**, 227–248.
- LOREAU, J.P. (1982) Sédiments aragonitiques et leur genèse. *Mém. Muséum National d'Histoire Naturelle*, C, Tome XLVII, 312pp.
- MCCARTHUR, J.M., DONOVAN, D.T., THIRLWALL, M.F., FOUKE, B.W. & MATTEY, D. (2000) Strontium isotope profile of the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event, the duration of ammonite biozones, and belemnite palaeotemperatures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **179**, 269–285.
- MARZA, P. (1995) Caractérisation du signal eustatique haute fréquence sur une plate-forme carbonatée péritidale, exemple du Lias des Causses, Sud de la France. PhD Thesis, Université de Montpellier II, 213pp. (unpublished).
- MARZA, P., SEURET, M. & MOUSSINE-POUCHKINE, A. (1998) Application du Fischer plot et de l'analyse spectrale à la cyclostratigraphie d'une série péritidale discontinue. Exemple du Lias carbonaté, bordure sud du Causse du Larzac, France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **169**(4), 547–562.
- MATHERON, P. (1839) Essai sur la contribution géognostique du département des Bouches-du-Rhône. *Repert. Trav. Soc. Stat. Marseille*, **3**, 134pp.
- MORARD, A., GUEX, J., BARTOLINI, E. & DE WEVER, P. (2003) A new scenario for the Domesian-Toarcian transition. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **174**, 351–356.
- PEMBERTON, S.G. & FREY, R.W. (1992) Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: *Facies Models: Response to Sea-Level Change* (Ed. by R.G. Walker & N.P. James), *Geol. Assoc. Canada, Geosci. Canada Reprint Ser.*, **1**, 189–207.
- PRICE, G.D. (1999) The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth Sci. Rev.*, **48**, 183–210.
- READ, J.F. (1985) Carbonate platforms facies models. *AAPG Bull.*, **69**, 1–21.
- READING, H.G. & LEVELL, B.K. (1996) Controls on sedimentary rock record. In: *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*, 3rd edn, (Ed. by H.G. Reading). Blackwell Science, Oxford, 5–36.
- ROSALES, I., QUESADA, S. & ROBLES, S. (2004) Paleotemperature variations of early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from Basque-Cantabrian basin, northern Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **203**, 253–275.
- ROUSSELLE, B. (1996) Partition stratigraphique des faciès et des volumes de dépôt sur la plateforme carbonatée de l'Aalénien du Sud-Est de la France. *Docum. Lab. Géol. Lyon.*, **143**, 225pp.
- RUIZ-ORTIZ, P.A., BOSENCE, D.W.J., REY, J., NIETO, L.N., CASTRO, J.N. & MOLINA, J.M. (2004) Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Beltic Codillera, Southern Spain). *Basin Res.*, **16**, 235–257.
- SCHMID-ROHL, A., RÖHL, H.-J., OSCHMANN, W., FRIMMEL, A. & SCHWARK, L. (2002) Palaeoenvironmental reconstruction of the Lower Toarcian epicontinental black shales (Posidonia Shale, SW Germany): global versus regional control. *Geobios*, **35**, 13–20.
- SCHOLLE, P.A. & ULMER-SCHOLLE, D.S. (2003) A Color guide to the petrography of the carbonate rocks: grains, texture, porosity, diagenesis. *AAPG Memoir*, **77**, 474pp.
- SIDA, B. (1998) Monticules micritiques d'âge Aalénien en Provence (Massif de la Sainte-Baume). Modalités d'installation et de développement; signification paléogéographique et géodynamique. *Mém. de D.E.A.*, Marseille, 50pp., (unpublished).
- SMITH, D.G. (1994) Cyclicity or chaos? Orbital forcing versus non-linear dynamics. In: *Orbital Forcing and Cyclic Sequences* (Ed. by P.L. de Boer & D.G. Smith), *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, **19**, 531–544.
- STAMPFLI, G.M. & BOREL, G.D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and resorted synthetic oceanic isochrones. **196**, 17–33.
- TEMPIER, C. (1972) Les faciès calcaires du jurassique provençal. *Trav. Lab. Sci. Terre*, St. Jérôme, Marseille, **4**, 361pp.
- TEMPIER, C. (1987) Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **III**(3), 533–540.
- THIERRY, J. (2000) Middle Toarcian. In: *Atlas Peri-tethys, Paleogeographical Maps. Map. 8* (Ed. by J. Dercourt, M. Geatini, B. Vrielynck, E. Barrier, B. Biju-Duval, M.F. Brunet, J.P. Cadet, S. Crasquin & M. Sandulescu), pp. 61–70. Paris.
- TUCKER, M.E. (1985) Shallow-marine carbonate facies and facies models. In: *Recent Developments and Applied Aspects: Sedimentology* (Ed. by P.J. Brenchley & B.P.J. Williams). Blackwell Scientific Publications, Oxford, **18**, 147–169.
- VAN DE SHOOTBRUGGE, MCCARTHUR, J.M., BAILEY, T.R., ROSEN-TAL, Y., WRIGHT, J.D. & MILLER, K.G. (2005) Toarcian anoxic event: an assessment of global causes using belemnite C isotope records. *Paleoceanography*, **20**, 1–10.
- WALKER, R.G. (1984) Shelf and shallow marine sands. In: *Facies Models*, 2nd edition, Ed. by R.G. Walker, *Geosci. Canada Reprint Ser.*, **1**, 141–170.
- ZIEGLER, P.A. (1992) Plate tectonics, plate moving mechanisms and rifting. *Tectonophysics*, **215**, 9–34.

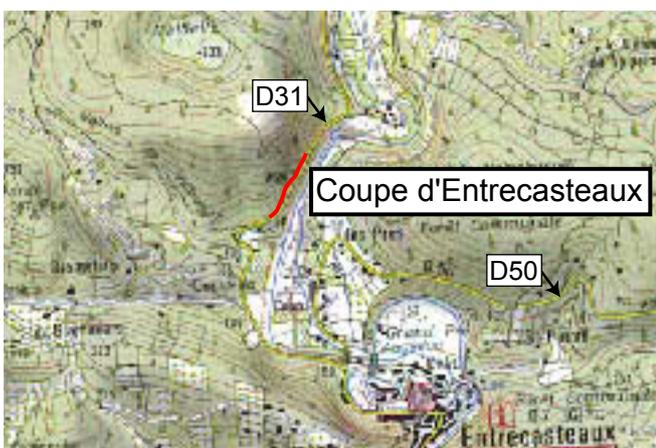
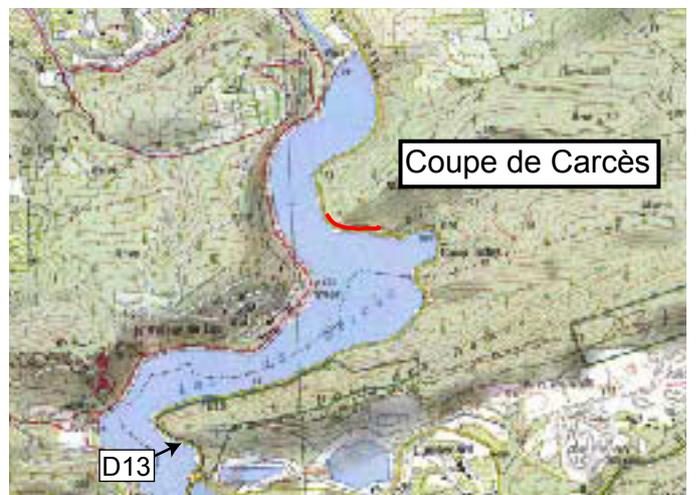
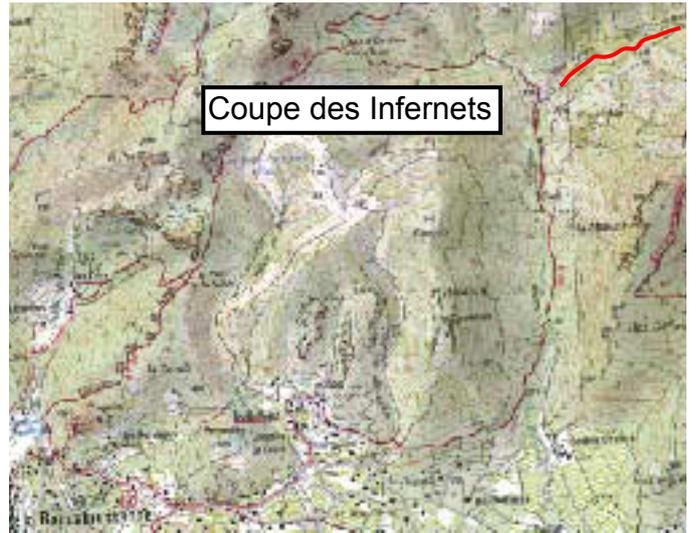
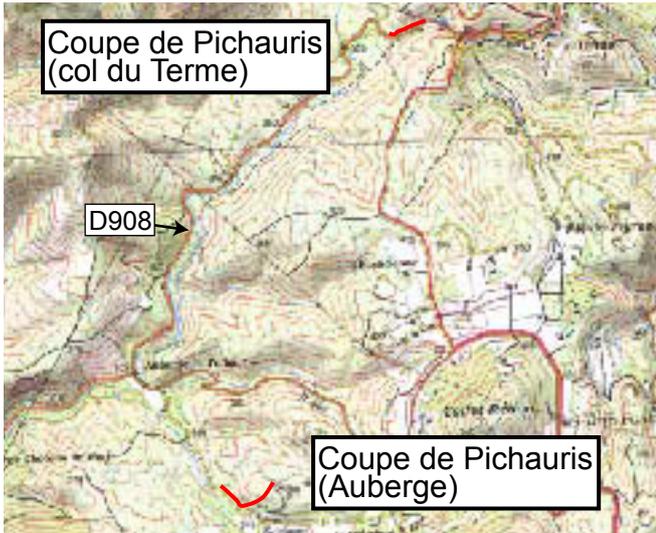
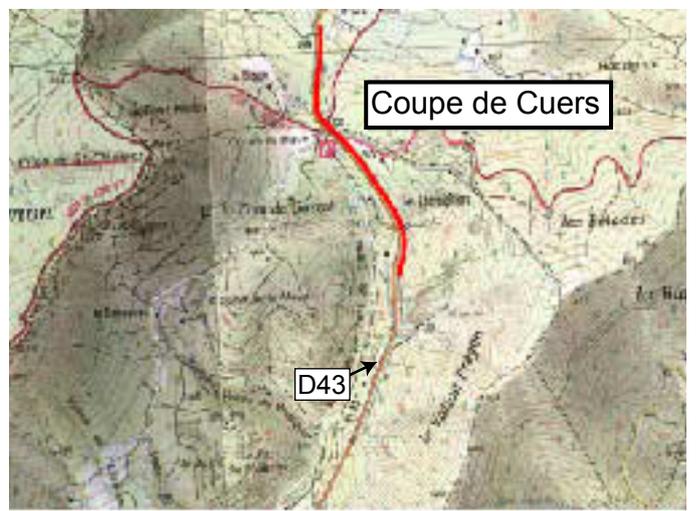
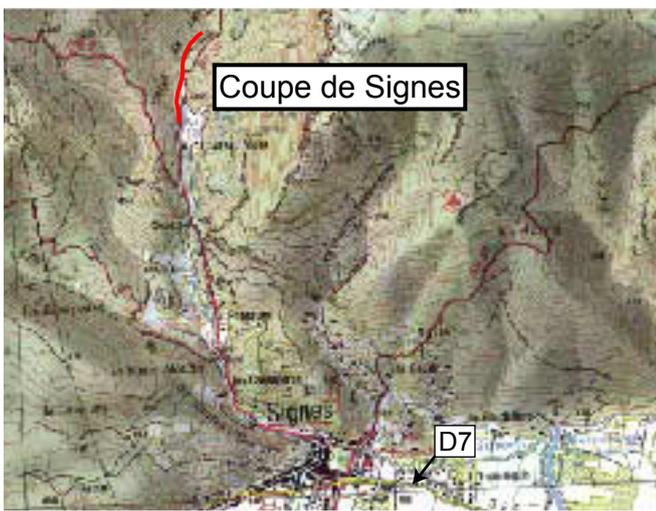
Manuscript received 18 May 2006; Manuscript accepted 12 January 2007.

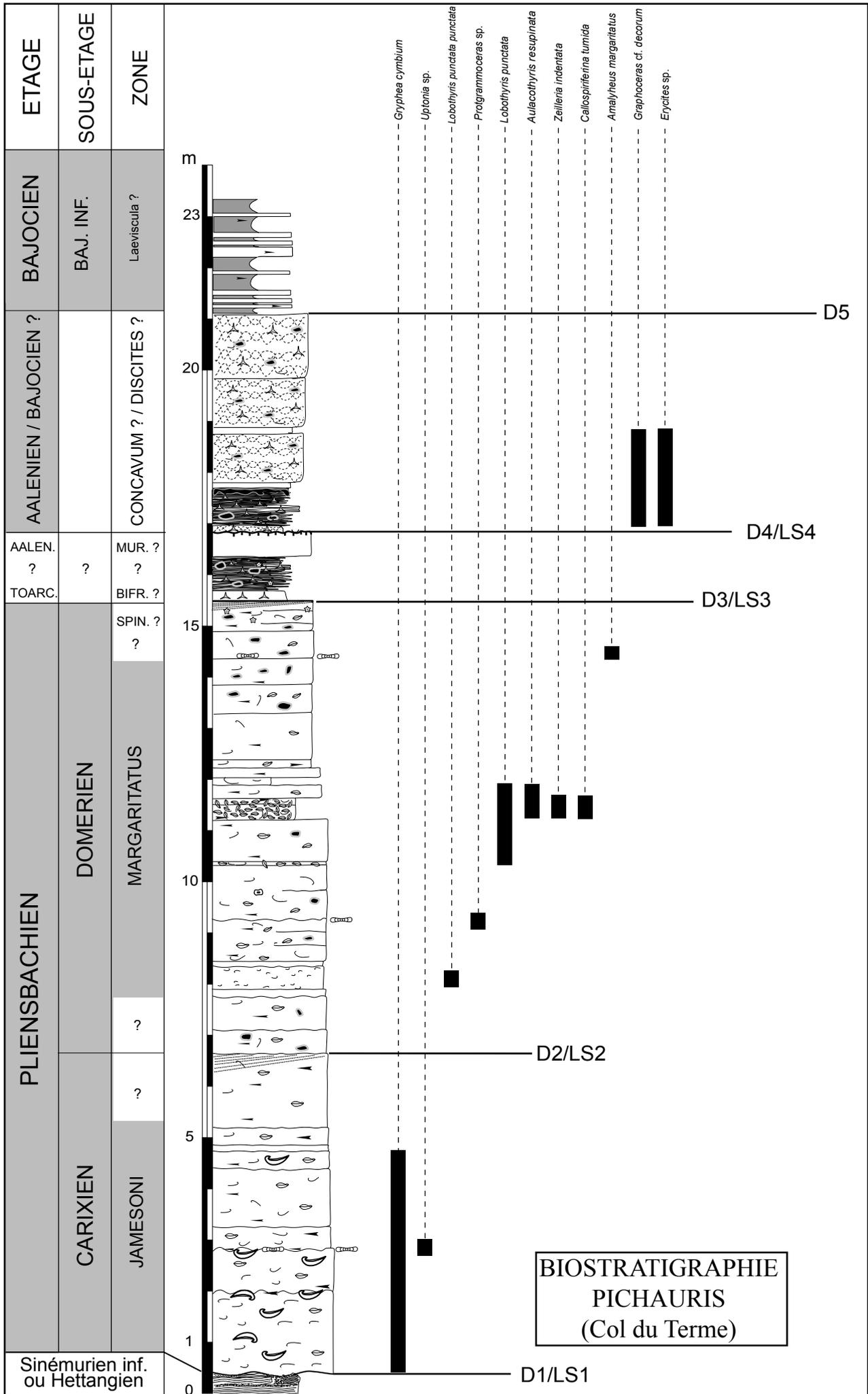
Annexe B

Atlas des Coupes



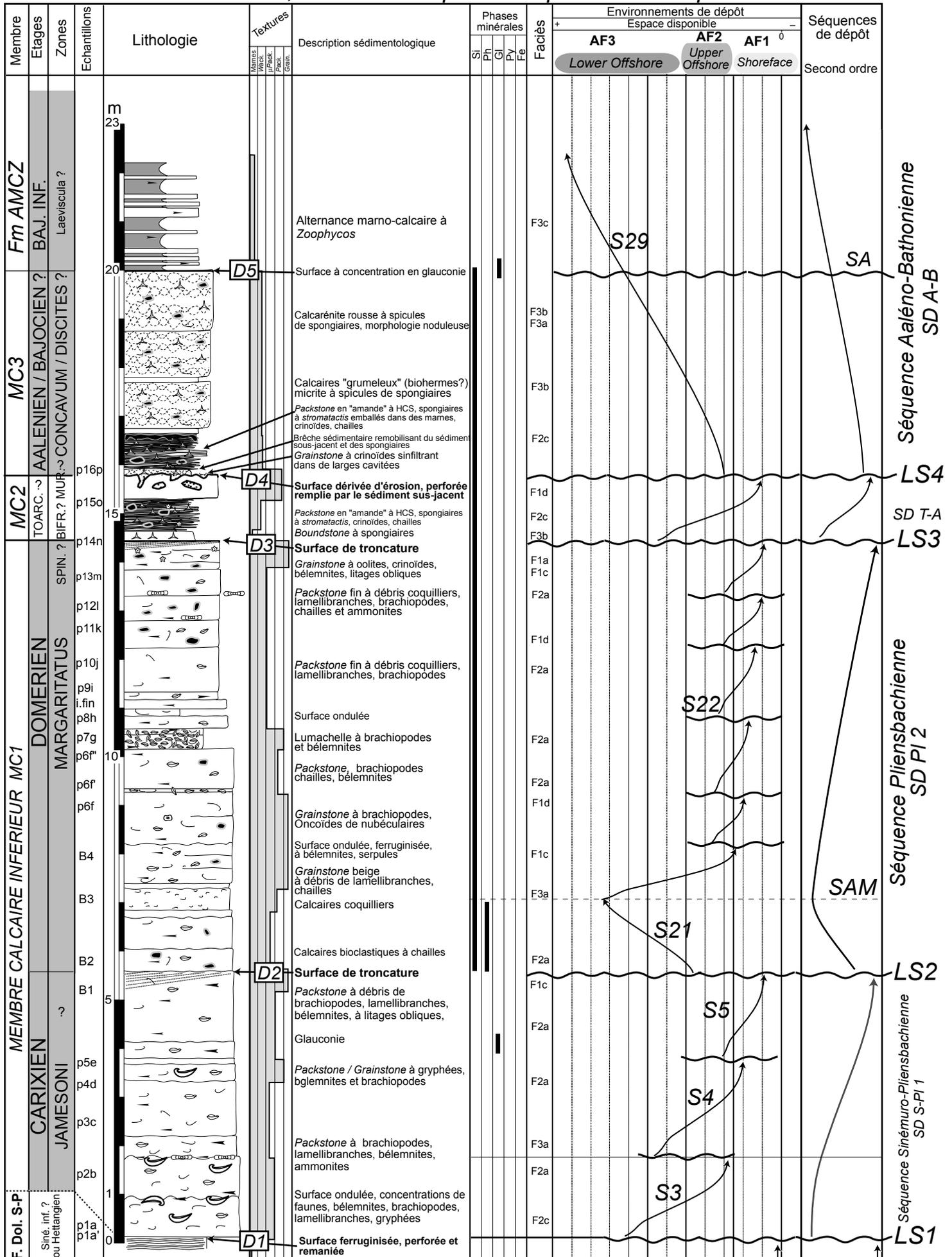
Annexe B-1 : Localisation des coupes





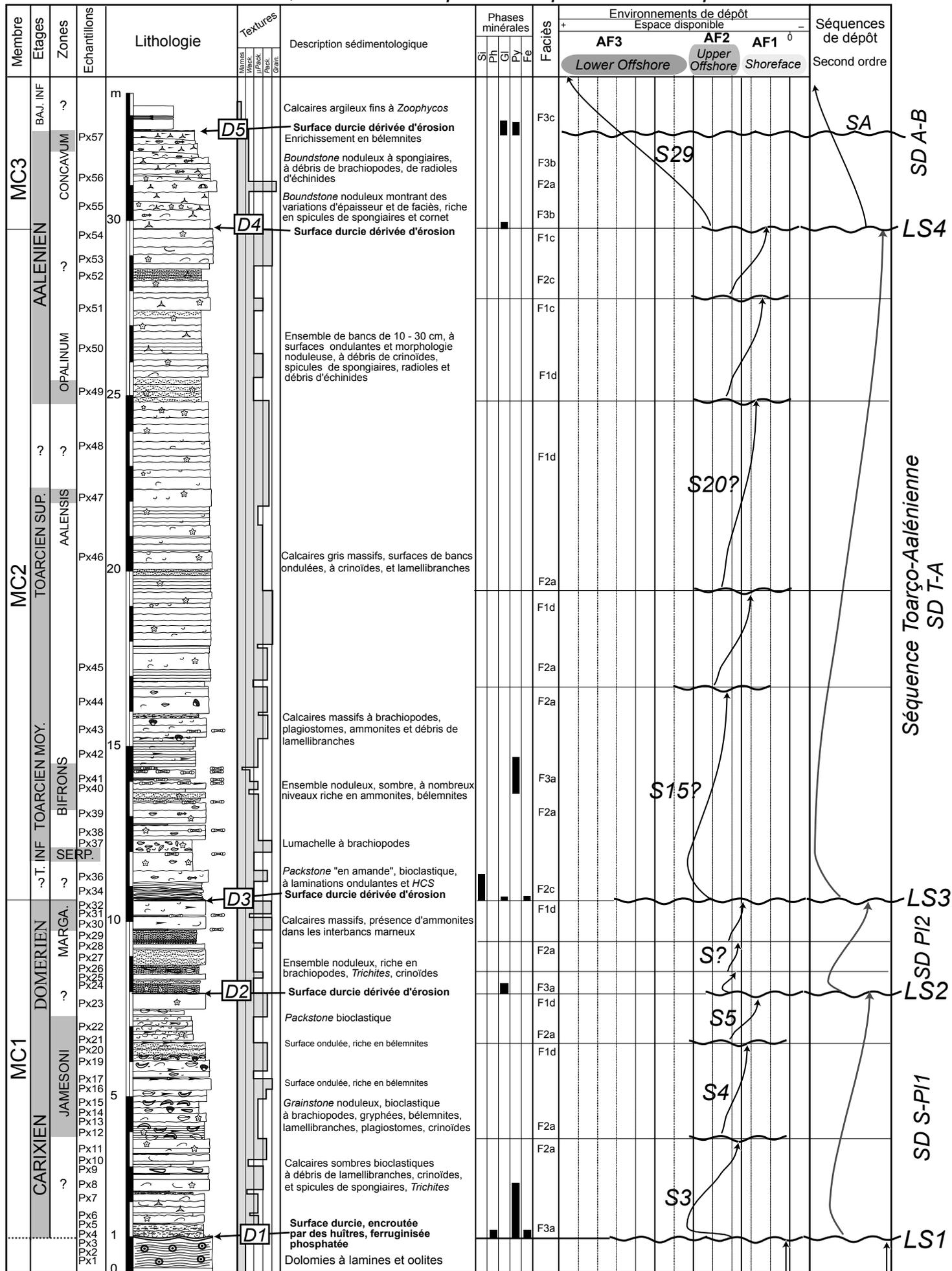
Coupe de Pichauris (Col du Terme)

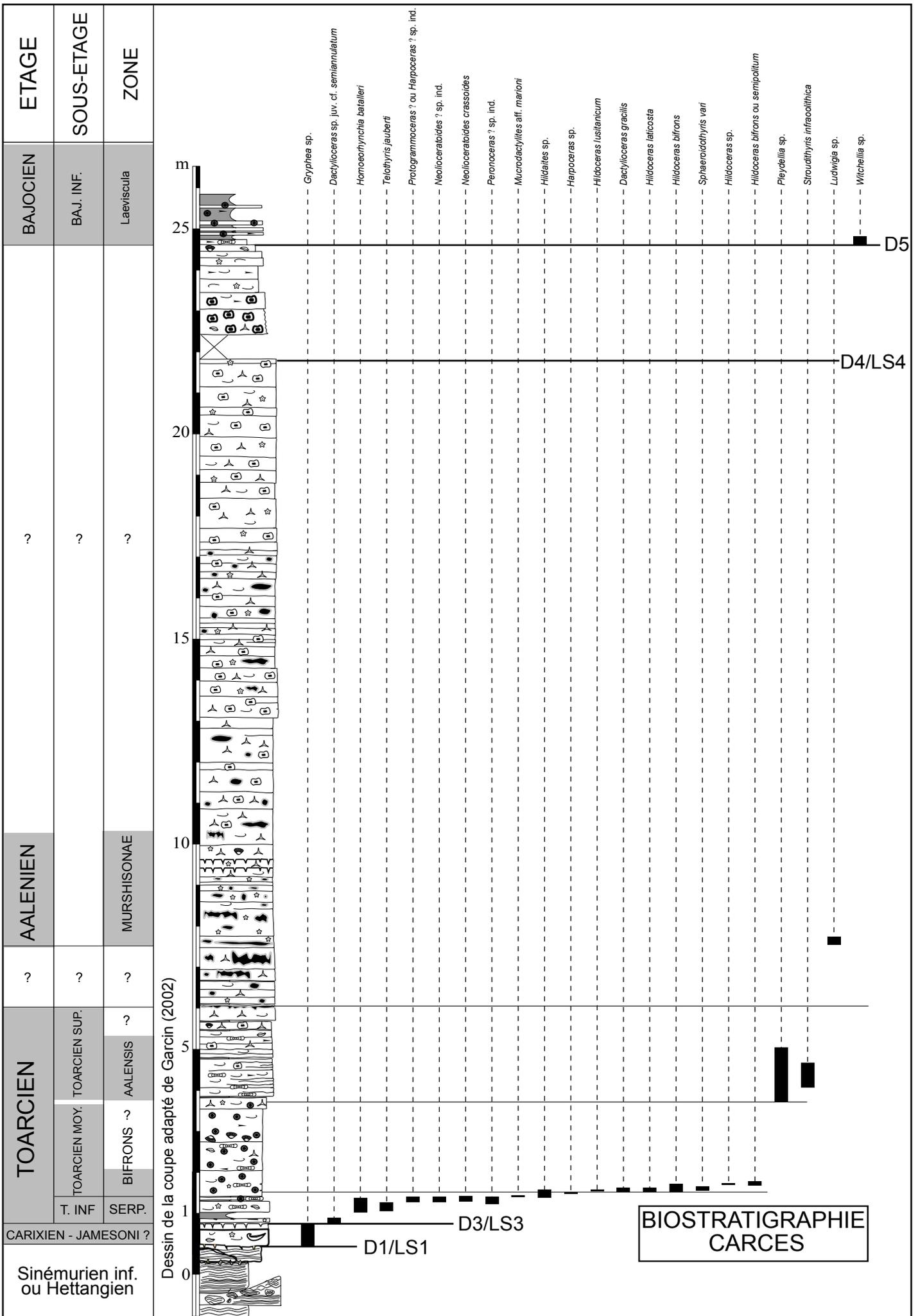
Faciès, Milieux de dépôt et Séquences de dépôt



Coupe de Pourcieux

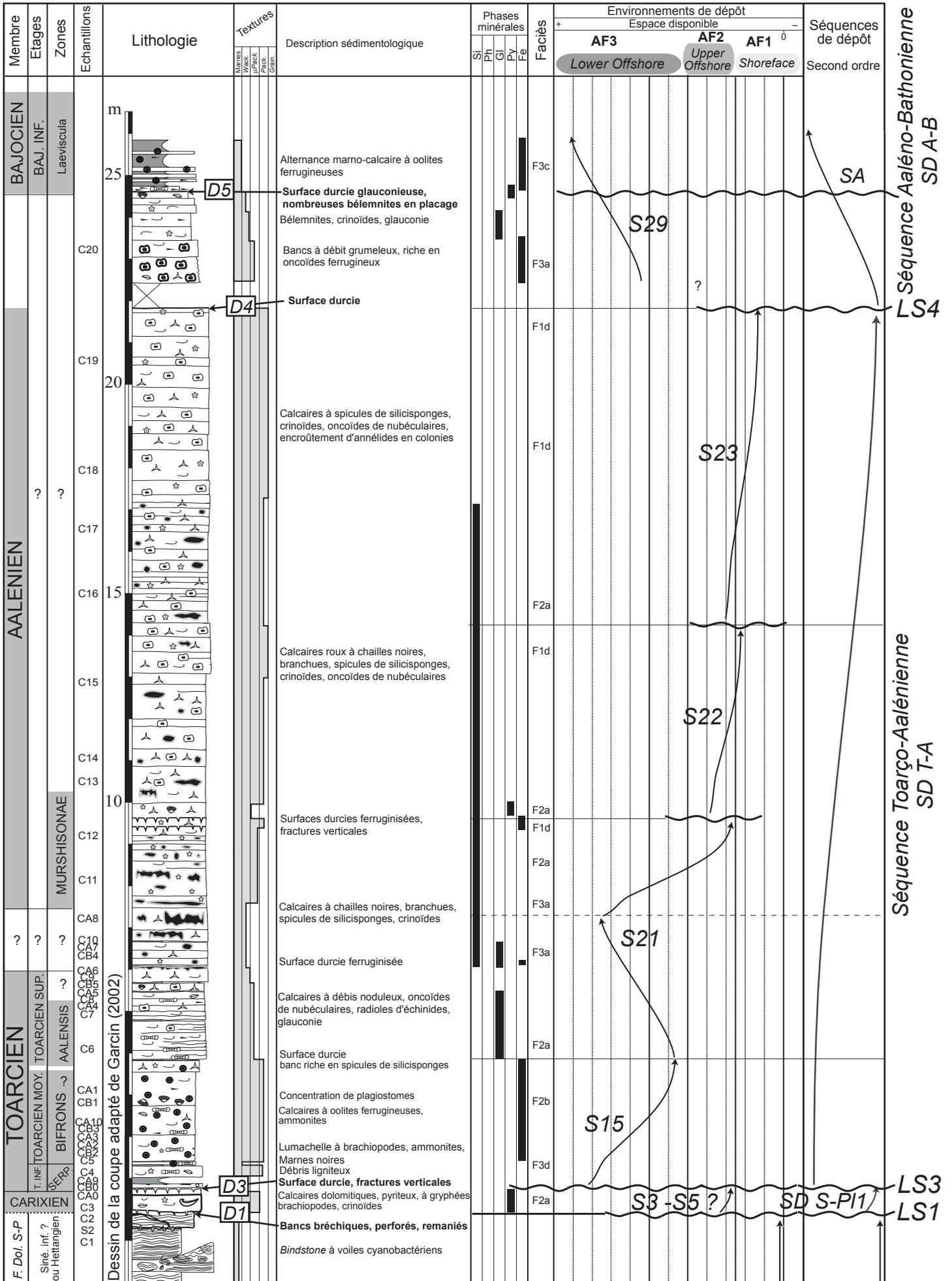
Faciès, Milieux de dépôt et Séquences de dépôt

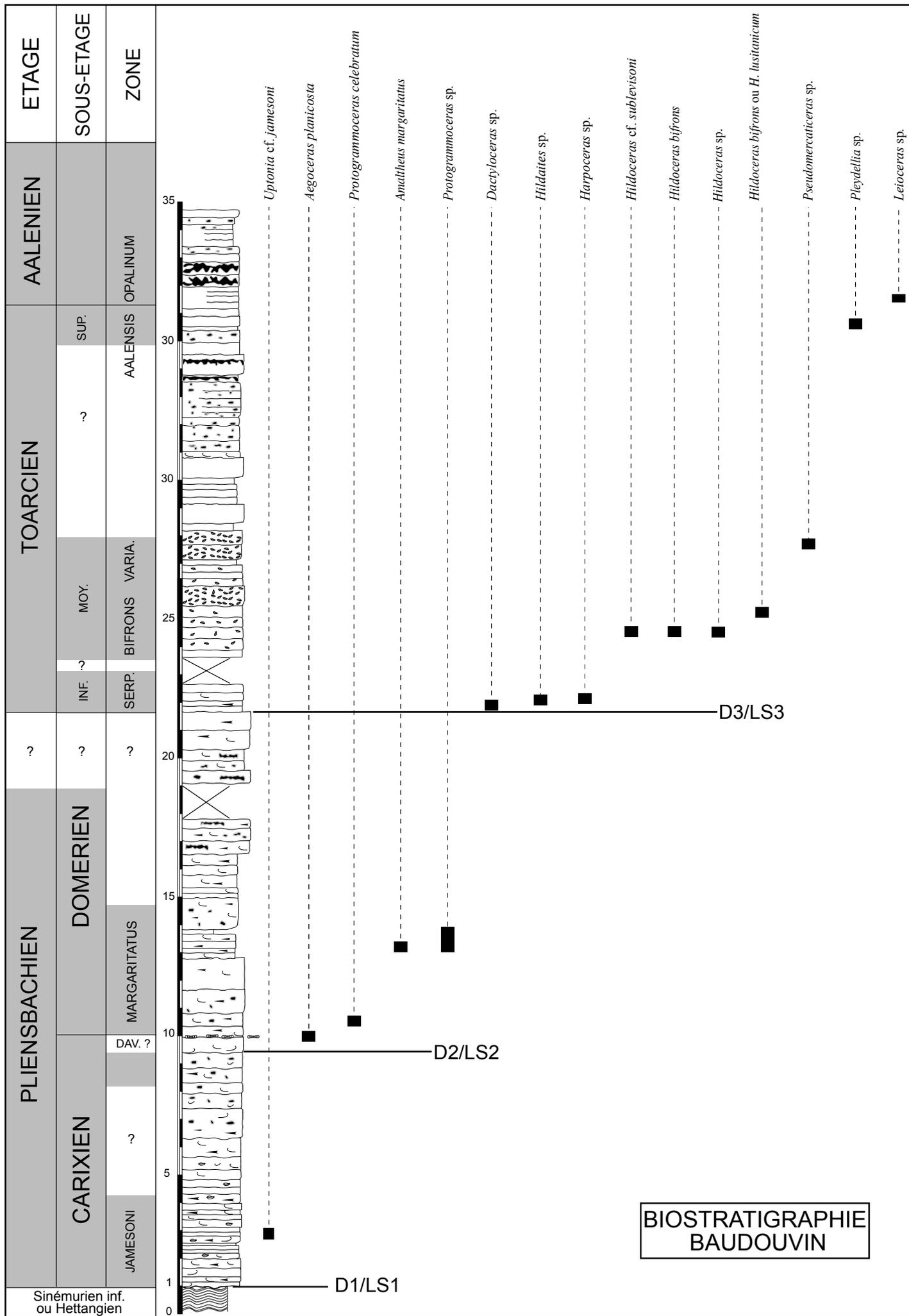




Coupe de Carcès

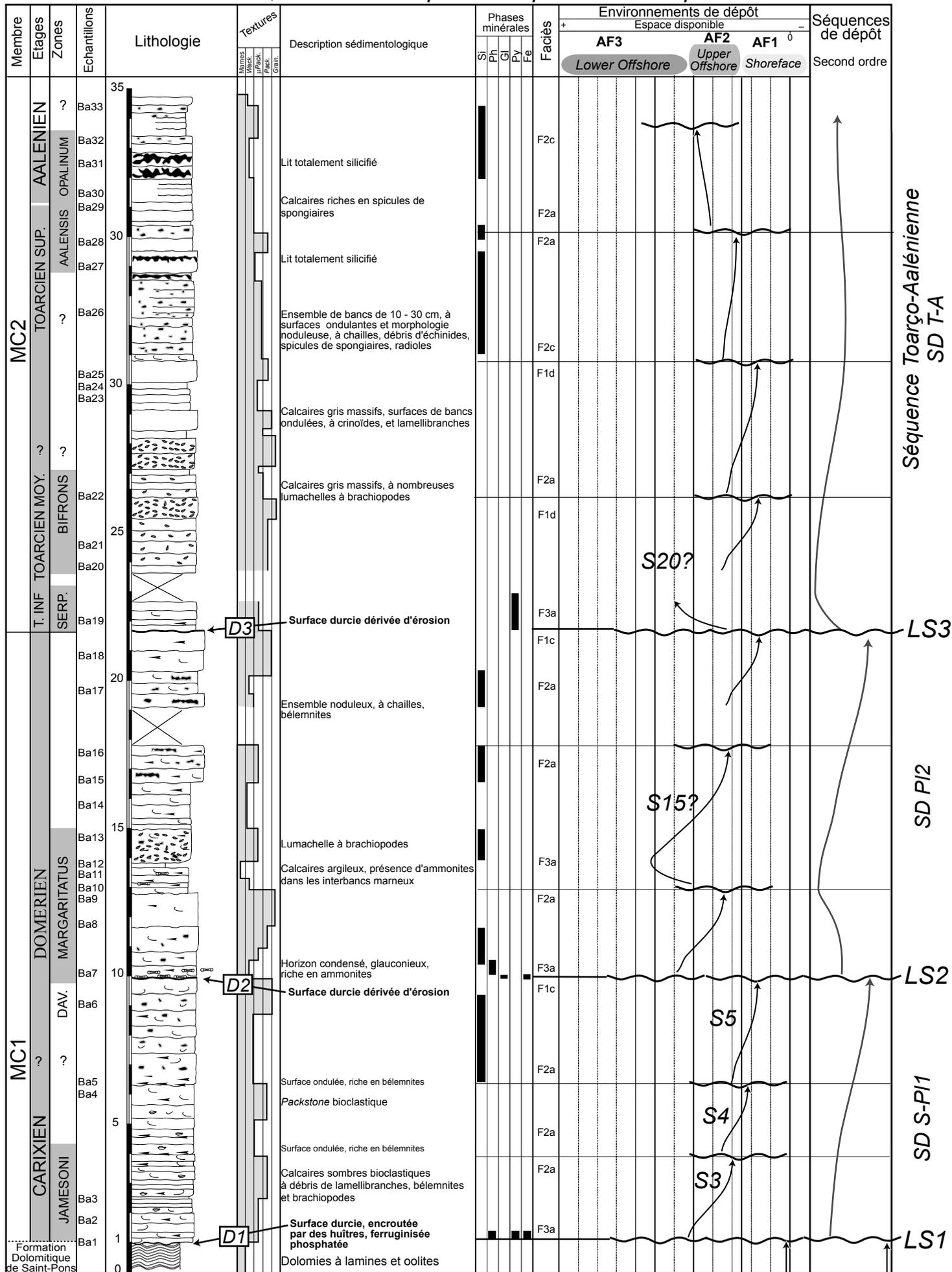
Faciès, Milieux de dépôt et Séquences de dépôt

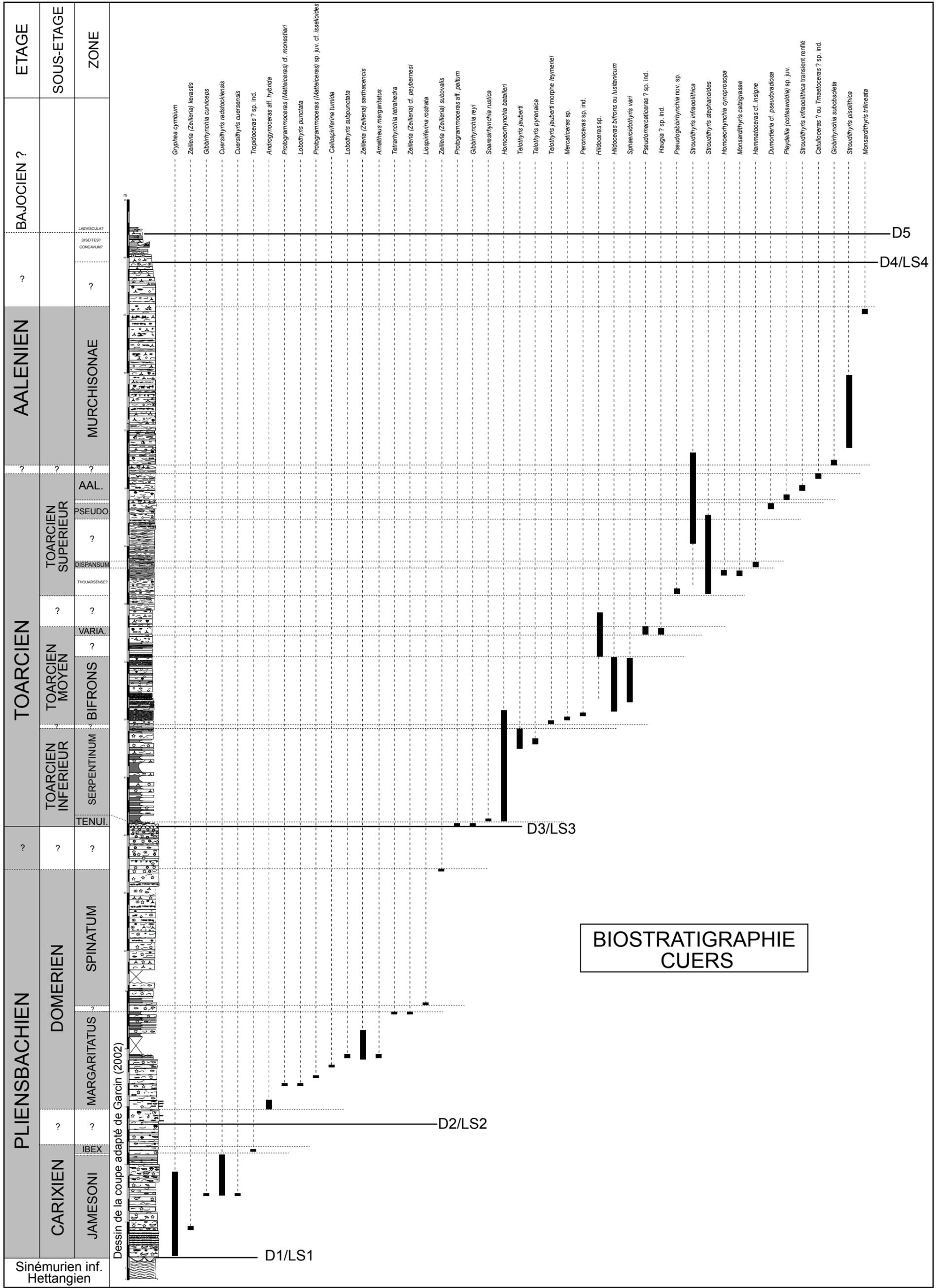




Coupe de Baudouvin

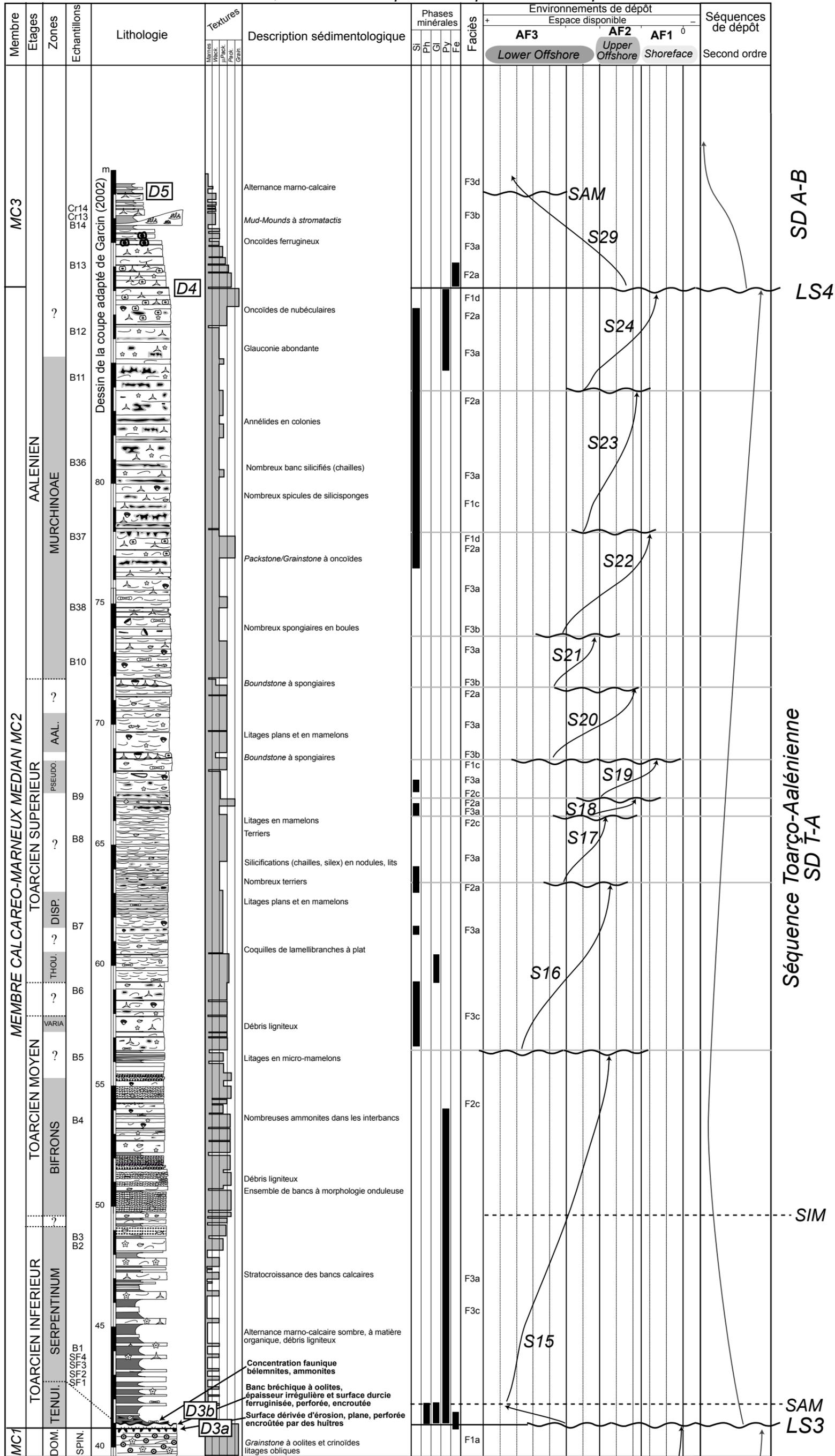
Faciès, Milieux de dépôt et Séquences de dépôt

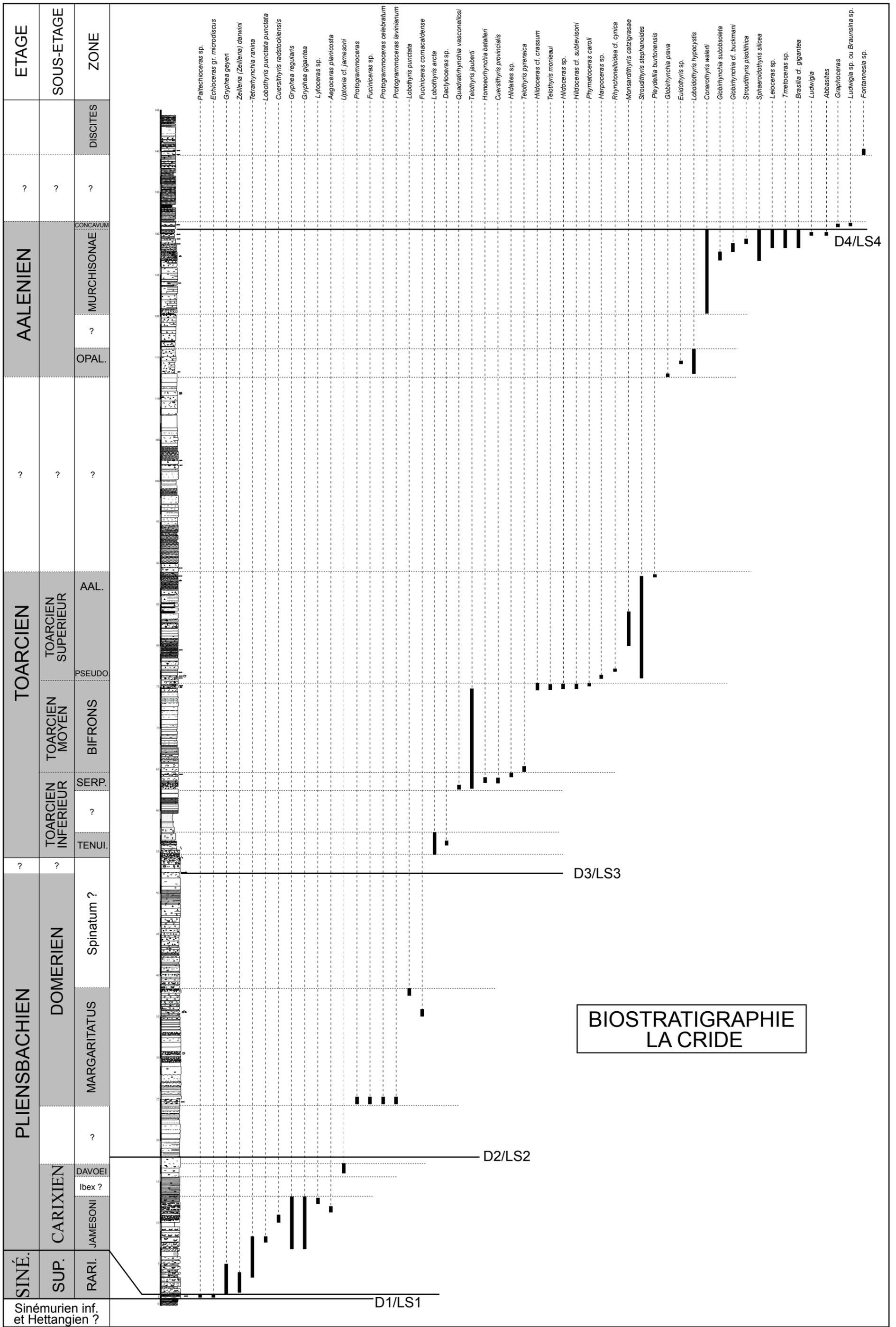




Coupe de Cuers (partie supérieure)

Faciès, Milieux de dépôt et Séquences de dépôt





- *Palechoceras* sp.
- *Echoceras* gr. *microdiscus*
- *Gryphaea* *geyeri*
- *Zelleria* (*Zelleria*) *darwini*
- *Tetralithyris* *ranina*
- *Lobothyris* *punctata punctata*
- *Cuersithyris* *raetocokiensis*
- *Gryphaea* *regularis*
- *Gryphaea* *gigantea*
- *Lycoceras* sp.
- *Aegoceras* *planicosta*
- *Uptonia* cf. *Jamesoni*
- *Protogrammoceras*
- *Fuciceras* sp.
- *Protogrammoceras* *celebratum*
- *Protogrammoceras* *levinianum*
- *Lobothyris* *punctata*
- *Fuciceras* *cornacaldense*
- *Lobothyris* *arctica*
- *Dactyloceras* sp.
- *Quadralithyris* *vasconelliosi*
- *Tetothyris* *jauberti*
- *Homoeolithyris* *batalleri*
- *Cuersithyris* *provincialis*
- *Hildaites* sp.
- *Tetothyris* *pyrenaica*
- *Hildoceras* cf. *crassum*
- *Tetothyris* *morleaui*
- *Hildoceras* sp.
- *Hildoceras* cf. *sublevisoni*
- *Phymatoceras* *caroli*
- *Herpoceras* sp.
- *Rhynchonelloidea* cf. *cynica*
- *Monsardithyris* *cazigrasae*
- *Stroudithyris* *stephanoides*
- *Pleydella* *burtonensis*
- *Globirhyris* *prava*
- *Eudithyris* sp.
- *Lobodithyris* *hypocystis*
- *Conarthyris* *walerti*
- *Globirhyris* *subboleta*
- *Globirhyris* cf. *buckmani*
- *Stroudithyris* *pisalithica*
- *Sphaerodithyris* *silicea*
- *Leioceras* sp.
- *Tmetoceras* sp.
- *Brasilia* cf. *gigantea*
- *Ludwigia*
- *Abbasites*
- *Graphoceras*
- *Ludwigia* sp. ou *Braunsina* sp.
- *Fontannesia* sp.

D4/LS4

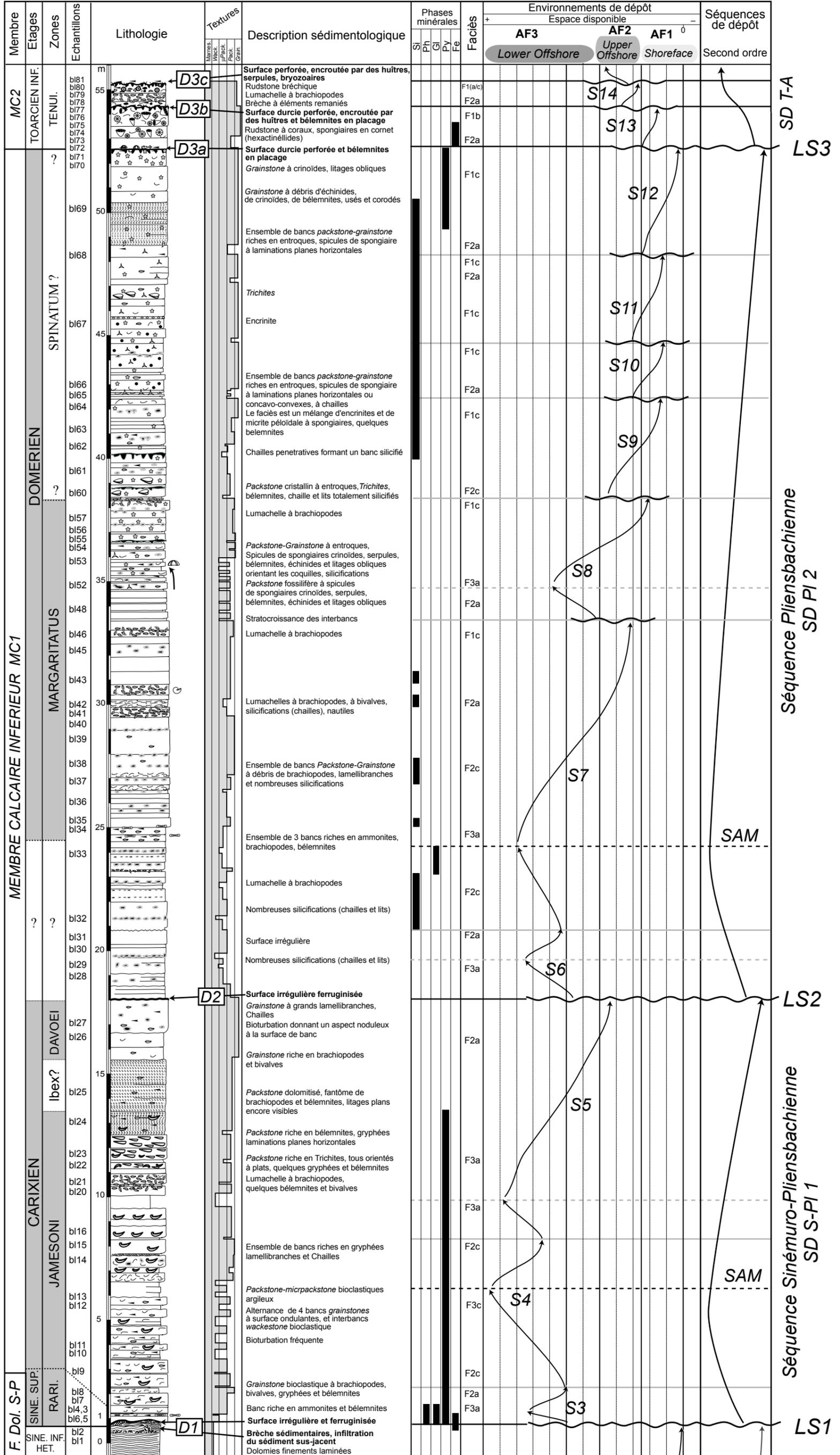
D3/LS3

D2/LS2

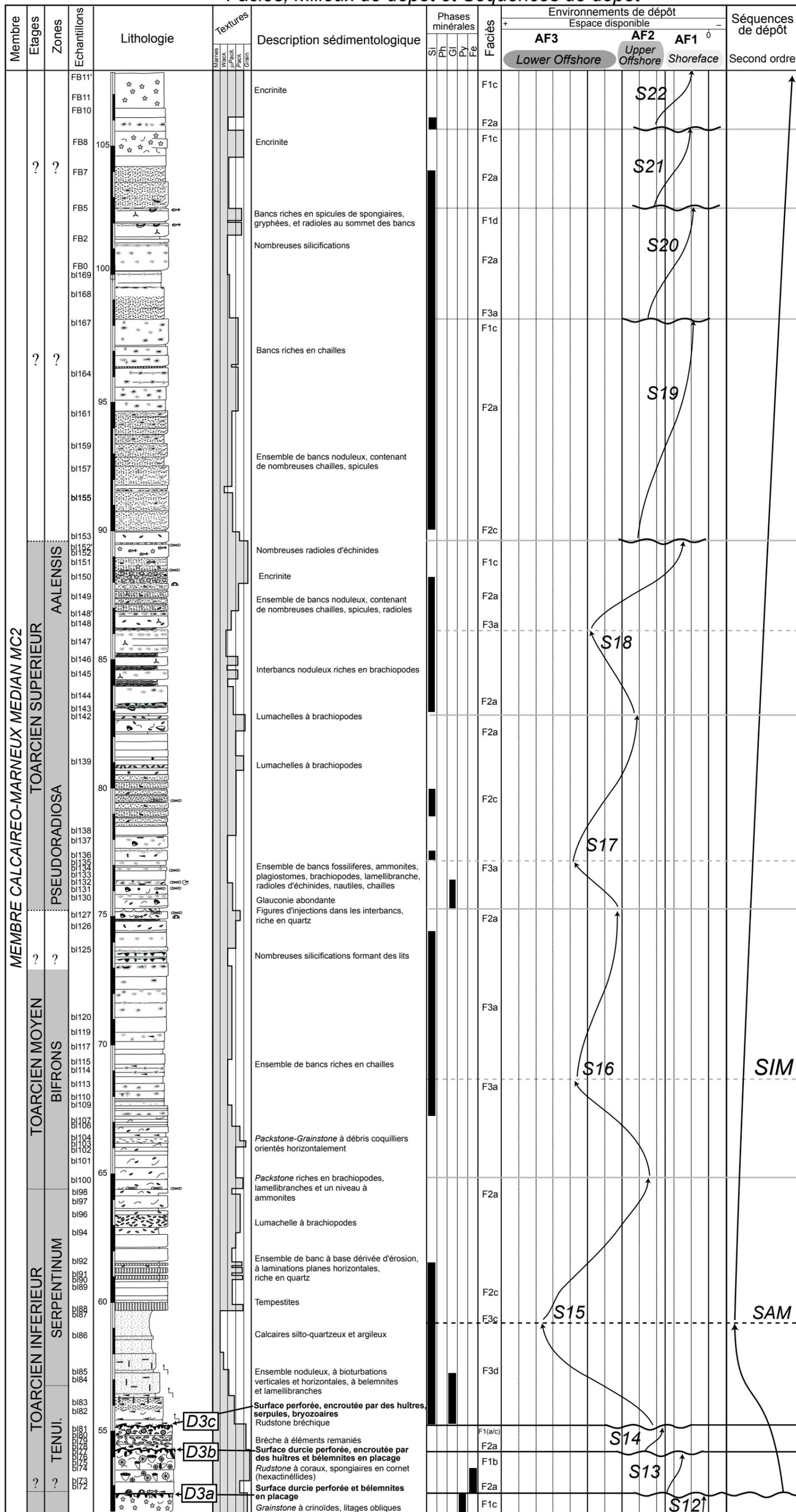
D1/LS1

Coupe de la Cride (partie inférieure)

Faciès, Milieux de dépôt et Séquences de dépôt



Coupe de la Cride (partie médiane) Faciès, Milieux de dépôt et Séquences de dépôt

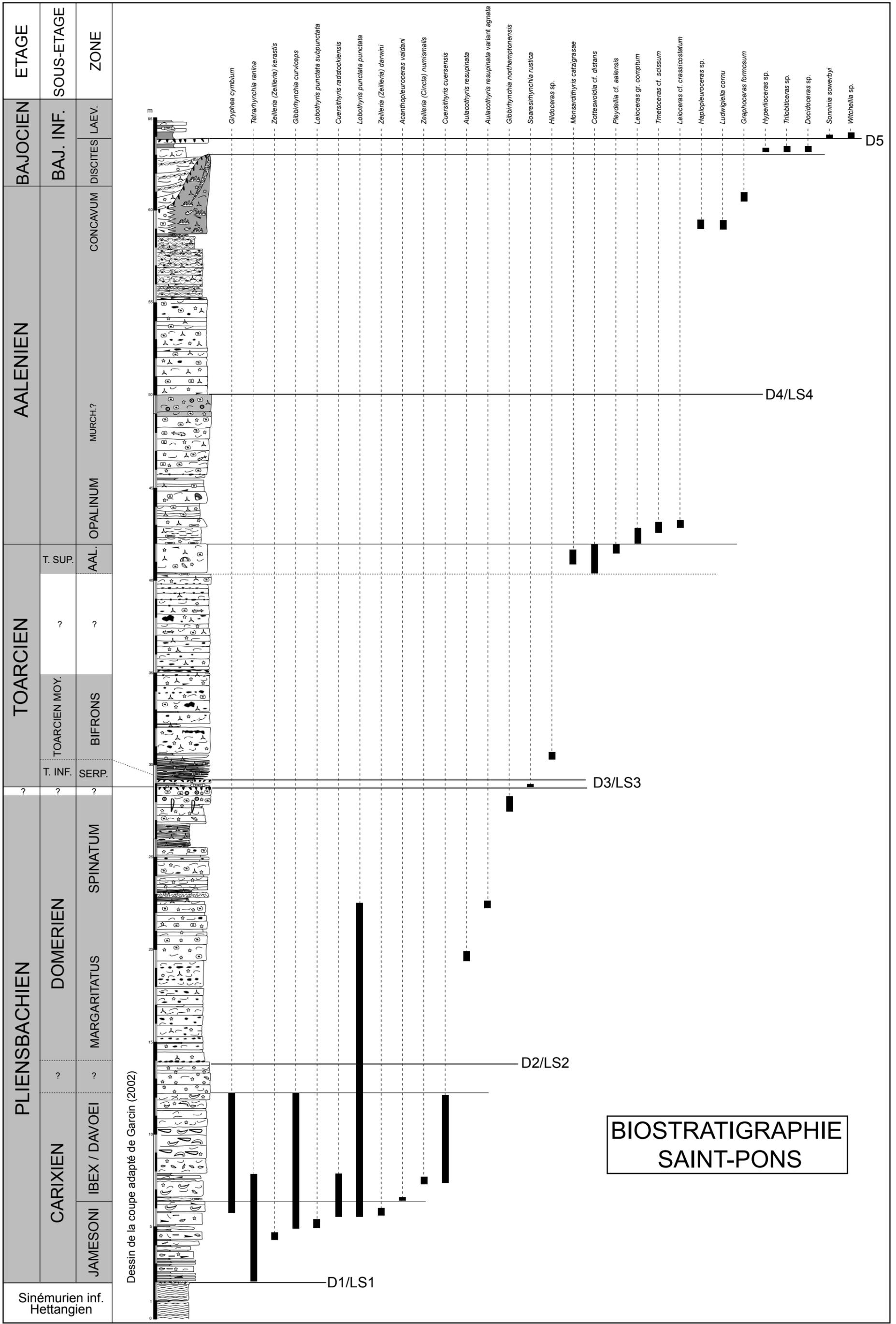


Séquence Toarço-Alénienne
SD T-A

SIM

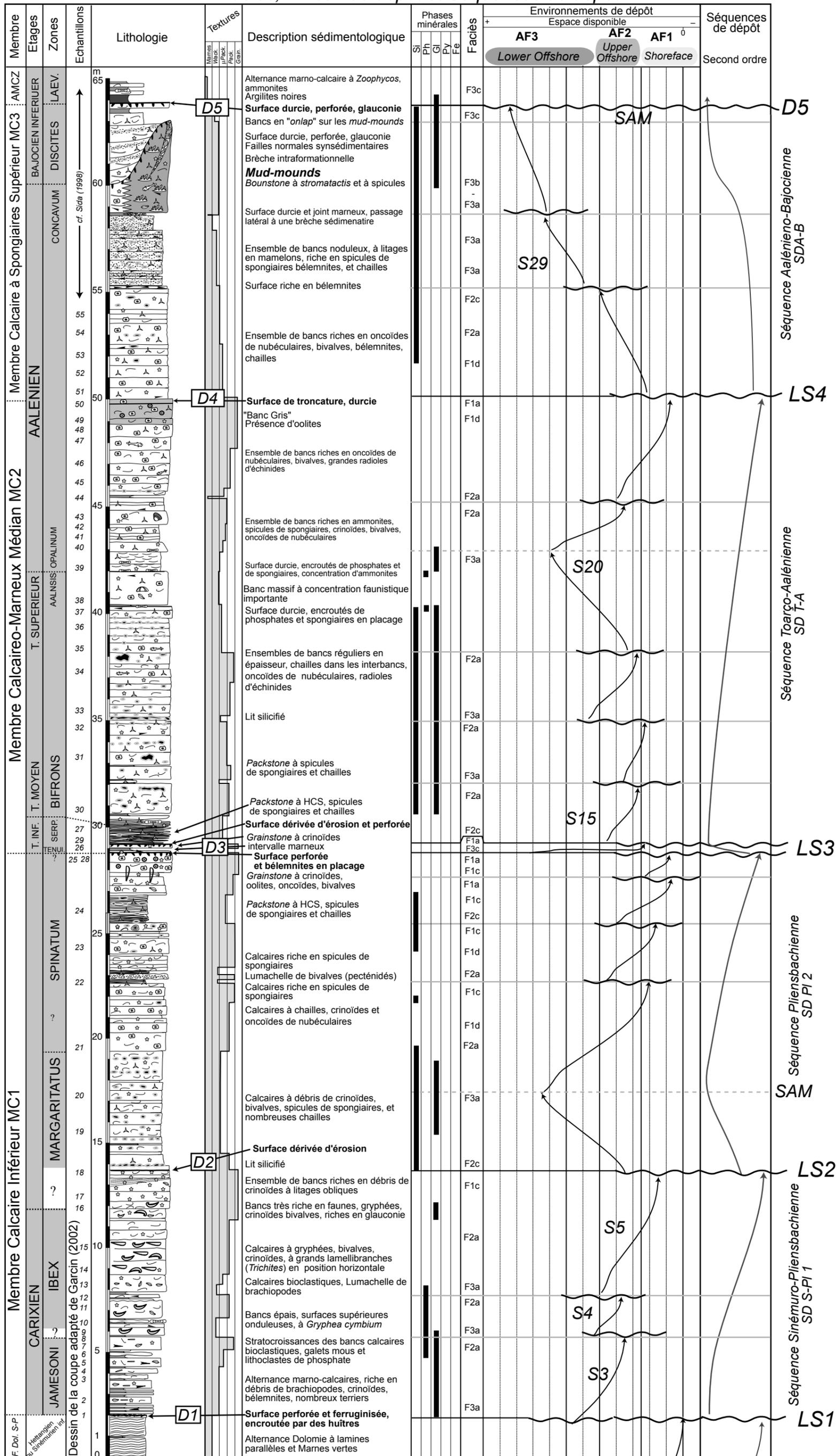
SAM

LS3



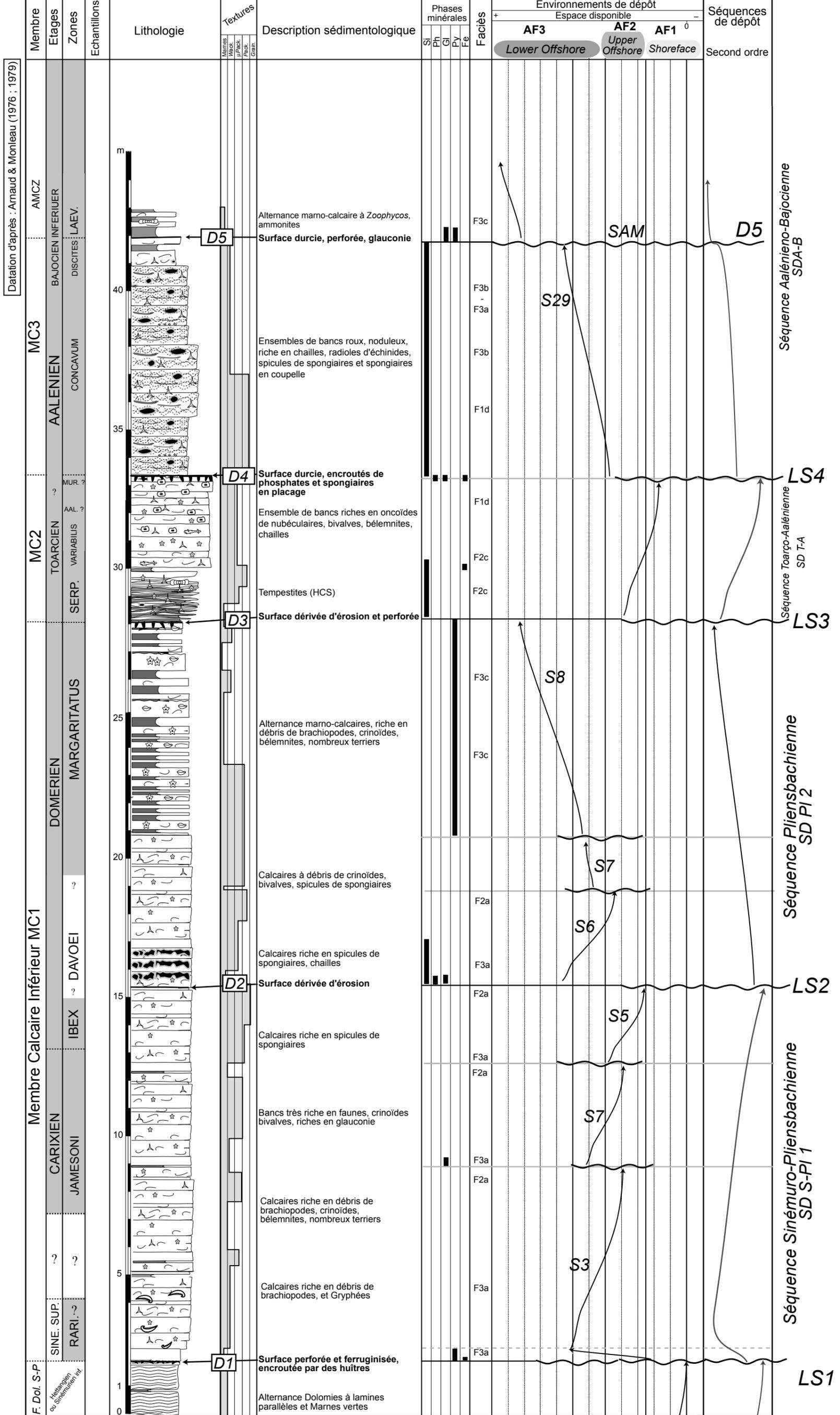
Coupe de Saint-Pons

Faciès, Milieux de dépôt et Séquences de dépôt



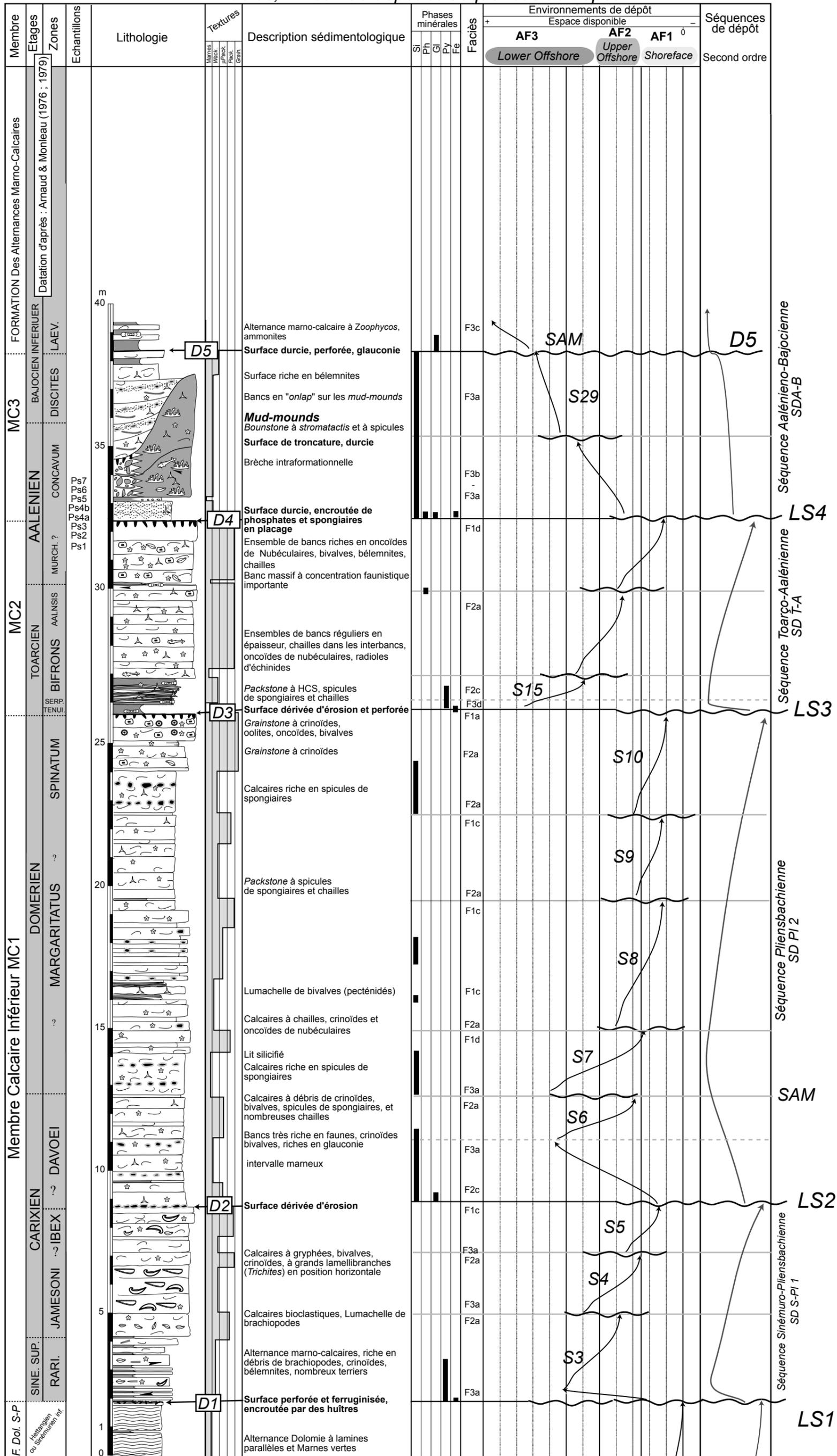
Coupe de Cuges

Faciès, Milieux de dépôt et Séquences de dépôt



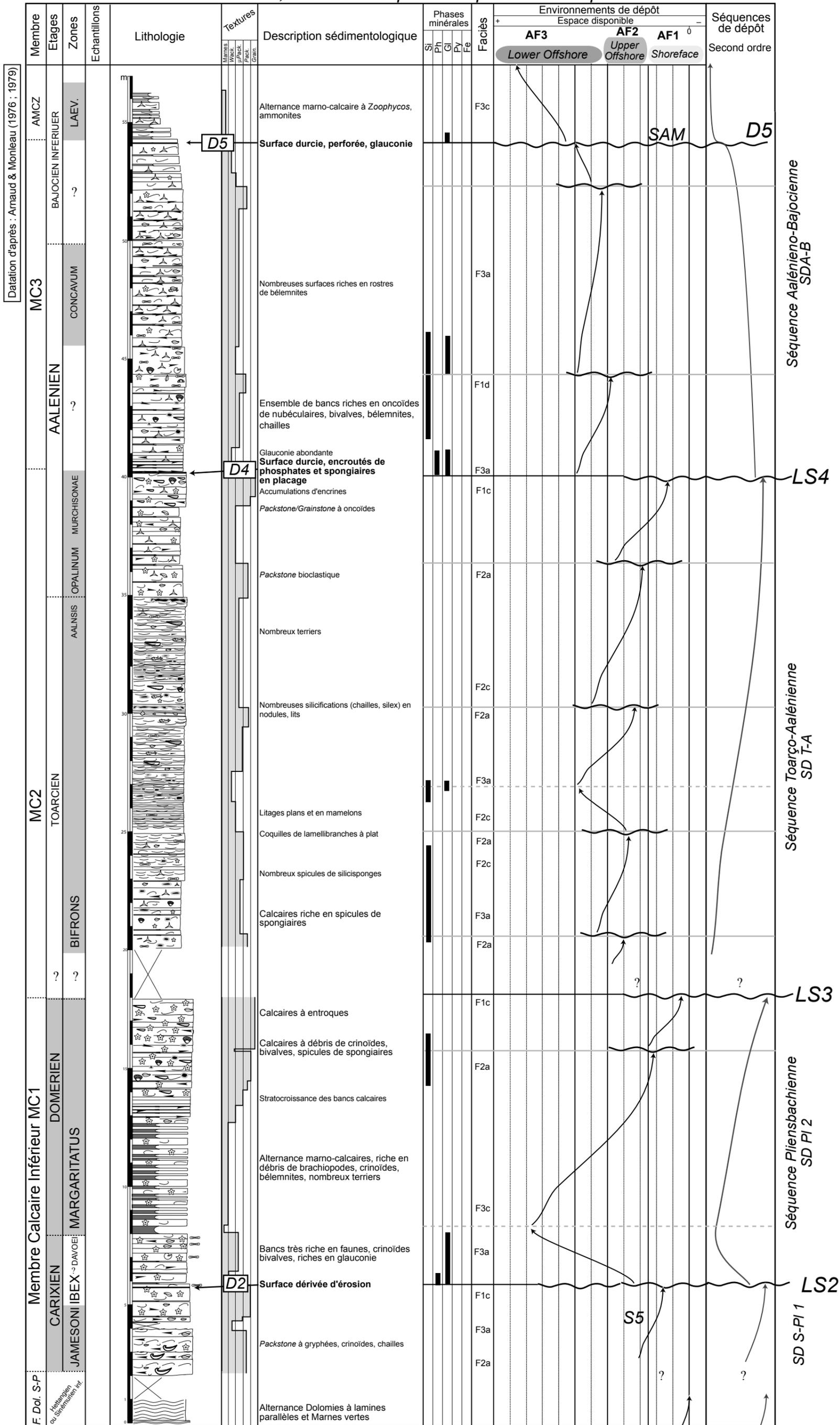
Coupe de Peusque Merlé

Faciès, Milieux de dépôt et Séquences de dépôt



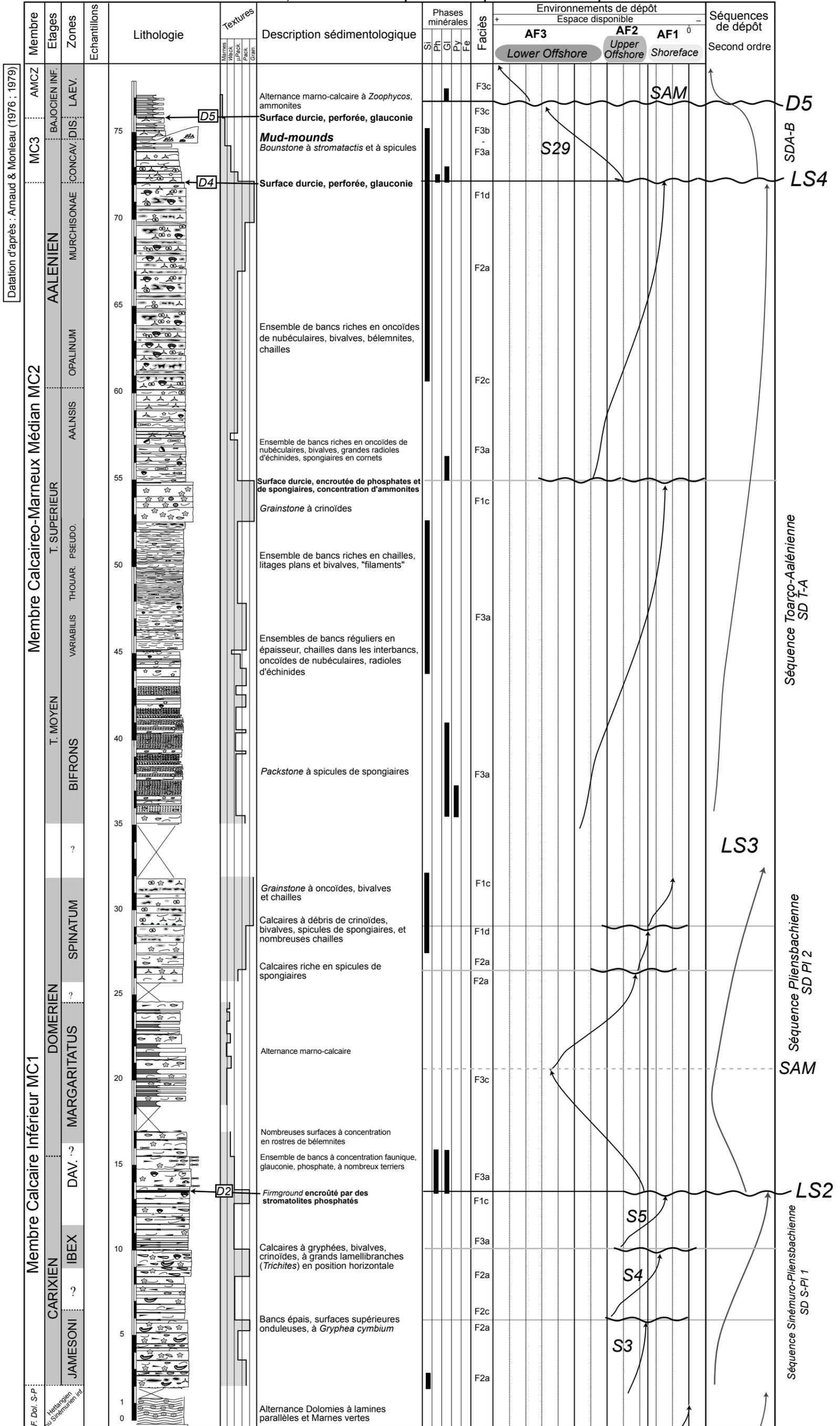
Coupe de Signes

Faciès, Milieux de dépôt et Séquences de dépôt



Coupe du Vallon des Infernets

Faciès, Milieux de dépôt et Séquences de dépôt



Annexe C

Données géochimiques

Bassin Sud-Provençal

Echantillons	$\delta^{13}\text{C}$ PDB	SD $\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$ carb PDBcor	SD $\delta^{18}\text{O}$	CaCO ₃ (%)	cote (m)/ D1
CU-134	1,15		-2,98		75,2	89,63
CU-133	0,52		-2,73		51,68	89,46
CU-132	1,14		-2,50		55,43	89,31
CU-131	1,24		-2,21		76,8	88,91
CU-130	1,29		-2,35		83,2	88,61
CU-129	1,02		-2,98		90	88,45
CU-128	1,37		-2,61		77,34	88,24
CU-127	1,01		-2,58		94,8	88,00
CU-126	1,06		-2,55		82,4	87,76
CU-125	1,07		-2,79		90,11	87,35
CU-124	1,04		-2,90		89,4	86,95
CU-123	1,04		-2,69		94,61	86,38
CU-122	0,62		-3,27		93,25	85,86
CU-121	0,34		-3,80		91,43	85,43
CU-120	0,92		-3,20		92	84,96
CU-119	0,83		-3,19		87,15	84,64
CU-118	0,90		-2,72		87,64	84,20
CU-117 duplic	1,35		-3,01		91,8	73,52
CU-116	1,31		-3,20		91,05	73,06
CU-115	1,09		-3,15		88,46	72,57
CU-114	0,97		-3,11		82,45	72,13
CU-113	1,33		-3,05		79,37	71,54
CU-112	1,01		-3,36		89,4	71,01
CU-111-v54	-0,17		-4,52		93,93	70,38
CU-111-v47	-0,10		-4,32			
CU-110	0,84		-3,69		88,46	69,69
CU-109	1,28		-3,15		90,2	69,19
CU-108	1,51		-3,05		88,71	68,97
CU-107	1,45		-2,97		87,09	68,74
CU-106	0,92		-2,62		87,1	68,01
CU-105	0,29		-3,26		92,13	67,47
CU-104	0,30		-3,35		89,88	66,94
CU-103	0,05		-3,36		89,77	66,33
CU-1021	0,43		-2,96		92,99	65,86
CU-101	1,00		-2,99		91,66	65,07
CU-100	1,24		-2,91		91,12	64,54
CU-99	1,12		-2,69		81,2	64,00
CU-98	1,21		-3,22		62,2	63,50
CU96	0,77	0,01	-3,58	0,07	86,89	56,24
CU95	1,28	0,002	-2,78	0,05	90,15	55,43
CU94	1,30	0,01	-2,77	0,16	87,3	54,50
CU93	1,45	0,005	-2,73	0,03	80,85	53,72
CU92	1,57	0,09	-2,44	0,02	66,66	53,44
CU91	1,49	0,07	-2,93	0,15	81,9	52,65
CU89	1,57	0,06	-1,34	-	92,8	50,95
CU88	1,78	0,05	-1,51	0,36	87,21	50,23
CU87	1,83	0,01	-1,97	0,04	82,8	49,55
CU86	1,26	0,09	-2,24	0,04	80,64	49,14
CU85	1,72	0,19	-2,23	0,01	87	48,67
CU84	1,24	0,004	-2,58	0,24	95,9	48,37
CU83	1,66	0,03	-3,29	0,07	88,72	48,17
CU82	1,80	0,01	-2,55	0,11	87,2	47,97
CU81	2,13	0,10	-2,89	0,17	72,72	47,43
CU80	1,97	0,08	-3,47	0,10	45,45	46,92
CU79	2,45	0,02	-2,81	0,10	53,9	46,58
CU78	2,58	0,03	-2,82	0,07	79,54	45,97
CU77	2,87	0,08	-2,71	0,15	66,39	45,35
CU76	2,01	0,03	-2,45	0,36	90,2	45,03
CU75	2,65	0,009	-2,85	0,06	73,68	44,45
CU74	1,95	0,02	-2,70	0,11	40,8	44,19
CU73	2,02	0,05	-2,82	0,07	80,46	44,04
CU72	1,93	0,09	-2,77	0,13	84,09	43,84
CU71	1,69	0,01	-3,00	0,03	89,51	43,75
CU70	0,58	-	-3,48	-	68,46	43,55
CU69	-1,23	0,03	-4,10	0,14	16,6	43,31
CU68	0,24	0,04	-2,89	0,11	66,4	43,06

Annexe C-1 : Tableau des valeurs isotopiques de C et O et % CaCO₃ des échantillons de la coupe de Cuers (cf. Figures 101 & 136)

Bassin Sud-Provençal

Echantillons	$\delta^{13}\text{C}$ PDB	SD $\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$ carb PDBcor	SD $\delta^{18}\text{O}$	CaCO3(%)	cote (m/D1)
CU67	-1,50	0,004	-4,32	0,08	16,6	42,82
CU66	-0,01	0,06	-2,89	0,06	77,6	42,57
CU65	-1,70	0,06	-4,11	0,04	30,03	42,23
CU64	-0,36	0,05	-3,02	0,12	72,72	41,94
CU63	-3,09	0,10	-4,06	0,08	19,76	41,79
CU62	-0,12	0,03	-2,67	0,10	84,98	41,57
CU61	-2,77	0,06	-4,67	0,13	31,53	41,30
CU60	-0,38	0,02	-2,42	0,05	45,84	41,06
CU59	-1,43	0,001	-2,61	0,003	16,39	40,84
CU58	-3,39	0,008	-4,71	0,04	15,62	40,64
CU57	-0,80	0,02	-2,73	0,06	78,26	40,50
CU56	-1,81	0,03	-3,38	0,007	30,46	40,33
CU55	-0,73	0,06	-3,31	0,16	56,85	40,11
CU54	-1,93	0,021	-3,70	0,10	16,6	39,94
CU53	-0,93	0,04	-2,88	0,15	69,56	39,74
CU52	-2,23	0,05	-3,64	0,13	21,34	39,59
CU51	-2,68	0,001	-3,06	0,06	68,8	39,44
CU50	-2,83	0,03	-4,01	0,03	25,29	39,32
CU49	-2,12	0,05	-3,22	0,06	40,4	39,18
CU48	-3,04	-	-3,73	-	22,52	39,06
CU47	-2,95	0,008	-4,11	0,05	19,6	38,94
CU46	-1,48	0,038	-3,48	0,042	42,35	38,79
CU45	-0,71	0,06	-4,15	0,11	16,6	38,67
CU44	-0,33	0,007	-4,25	0,012	17,57	38,57
CU43	-0,40	0,02	-3,80	0,02	26,6	38,47
CU43m	0,14	0,02	-3,46	0,03	31,2	38,37
CU42m	0,28	0,03	-3,81	0,004	37,4	38,30
CU42	-0,01	0,02	-3,59	0,01	80	38,25
CU41	1,00	0,10	-3,13	0,07	99	38,11
CU40	0,90	0,02	-3,19	0,10	93,75	37,96
CU39	1,06	0,01	-3,49	0,05	97,7	37,64
CU38	0,82	0,06	-3,61	0,15	96,1	37,37
CU37	1,17	0,11	-4,06	0,18	92,48	37,11
CU36	0,69	0,02	-3,93	0,05	92,13	36,27
CU35	0,70	0,09	-4,12	0,23	94	35,37
CU34	1,34	0,07	-3,73	0,0001	96,9	34,32
CU33	1,07	0,02	-4,37	0,19	99,5	33,34
CU32	1,53	0,004	-3,42	0,07	97,5	32,40
CU-31	0,57		-2,83		84,21	14,97
CU-29	1,13		-2,18		85,37	13,67
CU-28	0,46		-3,00		90,16	13,24
CU-26	1,36		-2,22		95,2	12,57
CU-24	-0,97		-3,90		93,28	12,12
CU-23	-0,19		-3,75		98,79	12,00
CU-22	1,03		-3,18		99	11,80
CU-21	-0,13		-3,31		94,4	11,63
CU-20	0,86		-2,72		92,8	11,43
CU-19	0,86		-2,12		97,5	11,30
CU-18	0,03		-3,01		93,75	10,89
CU-17	0,46		-2,04		93,43	10,51
CU-16	0,22		-2,79		93	10,07
CU-15	-0,10		-3,42		96,4	9,67
CU-14	-0,10		-3,33		95,7	9,35
CU-13	-0,27		-3,27		92,8	8,42
CU-12	-0,09		-3,09		96,18	7,39
CU-11	-0,17		-2,79		93,98	6,34
CU-10	-0,59		-3,32		92,42	5,42
CU-9	-0,89		-3,33		93,8	4,67
CU-8	0,31		-3,18		96,59	3,80
CU-7	0,03		-3,24		99,5	2,84
CU-6	0,00		-3,51		95,33	1,88
CU-5	0,10		-3,68		99	0,83
CU-4	-0,21		-3,71		99	0,35
CU-3	-0,66		-5,31		99	0,11
CU-2	-1,35		-1,24		94,4	0,00
CU-1	0,34		1,32		96,9	-0,25

Annexe C-1 (suite) : Tableau des valeurs isotopiques de C et O et % CaCO3 des échantillons de la coupe de Cuers (cf. Figures 69 & 101)

Bassin Dauphinois

Echantillons	$\delta^{13}\text{C PDB}$	SD $\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O carb PDBcor}$	SD $\delta^{18}\text{O}$	CaCO3(%)	cote (m)
RB-b-90	0,64		-7,01		39,06	20,20
RB-b-30	0,44		-7,50		39,06	19,60
RB-b-3b	1,05		-7,39		74,9	19,30
RB-b-3a	1,26		-7,51		80,78	19,10
RB-b-2	1,10		-7,12		57,91	18,90
RB-b-1	0,68		-7,16		80	18,70
RB-s-20	1,36		-7,25		43,24	18,50
RB-s-70	1,33		-7,30		44,53	18,00
MC-1350	-0,81		-7,70		34,37	17,50
MC-1300	0,00		-7,44		26,53	17,00
MC-1200 duplic	-0,70		-7,60		42,18	16,00
MC-1150	-0,24		-7,63		48,24	15,50
MC-1100	-0,34		-7,54		52,3	15,00
MC-1050	0,18		-7,78		41,31	14,50
MC-1000	0,29		-7,67		42,18	14,00
MC-950	0,90		-7,77		47,61	13,50
MC-900-haut	0,91		-8,09		46,82	13,00
MC-900 duplic	0,55		-7,78		42,35	12,85
MC-850	0,74		-7,91		46,42	12,35
MC-800	0,41		-7,69		39,68	11,85
MC-750	0,23		-7,69		42,47	11,35
MC-700	0,02		-7,72		39,38	10,85
MC-610	0,19		-7,74		43,25	9,95
MC-560	0,25		-7,83		35,76	9,45
MC-510	0,37		-7,83		30,98	8,95
MC-460	0,23		-7,72		32,03	8,45
MC-400	0,31		-8,06		44,01	7,85
MC 350	0,27		-7,72		38,99	7,35
MC-300	0,16		-7,73		42,18	6,85
MC-250	-0,08		-8,04		85,31	6,35
MC-230	0,74		-7,92		45,38	6,15
MC 210	1,04		-7,66		35,93	5,95
MC-190	1,52		-7,68		36,71	5,75
MC-170	1,47		-7,75		33,33	5,55
MC-150	1,74		-7,66		39,28	5,35
MC-130	1,38		-7,86		46,92	5,15
MC-110	1,17		-7,89		45,63	4,95
MC-90	1,22		-7,76		41,66	4,75
MC-80	1,51		-7,71		38,61	4,65
MC 60	0,89		-7,97		37,3	4,45
MC-30	1,28		-7,85		35,31	4,15
MC-0	1,03		-7,77		36,11	3,85
Echantillons	$\delta^{13}\text{C PDB}$	SD $\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O PDB}$	SD $\delta^{18}\text{O}$	CaCO3(%)	cote (m)
MA-13	0,78	0,03	-7,25	0,15	59,23	3,80
MA-12	0,03	0,02	-7,67	0,04	89,23	3,60
MA-11	-1,23	0,02	-7,25	0,04	84,7	3,30
MA-10	0,33	0,01	-6,35	0,07	52,73	3,05
MA-9	0,24	0,01	-6,23	0,07	49,42	2,60
MA-8	-3,43	0,04	-6,19		85,15	2,40
MA-7	0,57	0,02	-5,78	0,02	32,54	2,05
MA-6	0,38	0,01	-5,95	0,03	39,21	1,90
MA-5	-2,19	0,003	-7,47	0,03	85,49	1,60
MA-4	0,06	0,03	-6,15	0,02	46,15	1,45
MA-3	-1,89	0,03	-7,39	0,13		1,00
MA-2	0,51	0,02	-5,52	0,06	32,15	0,65
MA-1b	0,48	0,04	-6,27	0,05	41,15	0,40
MA-1a	-1,40	0,03	-7,69	0,04	33,2	0,00

Annexe C-1 (suite) : Tableau des valeurs isotopiques de C et O et % CaCO3 des échantillons des coupes de Marcoux (MA et MC) et de La Robine (RB) ; position des échantillons sur les figures 108 & 109.

Série	Echantillons	Dents (nombre)	Localisation	Âge	Biozone	Masse(mg)	%P ₂ O ₅	Masse théorique Ag ₃ PO ₄ (mg)	Masse Ag ₃ PO ₄ (mg)	Rendement	δ ¹⁸ O (‰ SMOW)	T (°C)
Chimien [°] 199												SW=-1‰
1	sp1a	15	Saint-Pons (La Sainte Baume)	Carixien	Jamesoni	7,7	30	13,6	12,4	91,18	19,1	25
2	sp1a bis	6	Saint-Pons (La Sainte Baume)	Carixien	Jamesoni	7	30	12,4	11,1	89,52	19,3	24
3	sp1b	15	Saint-Pons (La Sainte Baume)	Carixien	Jamesoni	9,4	30	16,6	13,2	79,52	19,3	25
4	NBS120C					10,1	33,34	19,9	17,7	88,94		
5	NBS120C					15,2	33,34	29,9	27,8	92,98		
6	sp1c	16	Saint-Pons (La Sainte Baume)	Carixien	Jamesoni	12,2	30	21,6	20,6	95,37	19,7	23
9	C3	13	Cuers, Provence	Toarcien inférieur	Tenuicostatium	11,9	30	21,1	18,8	89,10	19,2	25
10	C18	16	Cuers, Provence	Toarcien inférieur	Tenuicostatium	11	30	19,5	17,8	91,28	19,7	22
7	sp6	13	Saint-Pons (La Sainte Baume)	Bajocien inférieur	Laeviscula	14,6	30	25,8	28,8	111,63	20,9	17
8	sp7	6	Saint-Pons (La Sainte Baume)	Bajocien inférieur	Laeviscula	8,4	30	14,9	12,8	85,91	20,4	20

Annexe C-2 : Tableau des valeurs isotopiques de l'oxygène et des paléo-températures calculées sur les phosphates de dents de poissons

Analyses Matière Organique

Echantillons	Tmax	S1	S2	COT	HI
	°C	mg/g	mg/g	%	mg HC/g COT
CU 38		0,06	0,00	0,00	
CU 38 bis		0,05	0,01	0,00	
CU 39		0,06	0,04	0,00	
CU 40		0,02	0,00	0,00	
CU 40 bis		0,01	0,00	0,00	
CU 42		0,03	0,00	0,00	
CU 42M		0,11	0,11	0,01	
CU 43		0,06	0,00	0,00	
CU 43M		0,07	0,00	0,00	
CU 44		0,02	0,00	0,00	
CU 45		0,07	0,00	0,00	
CU 46		0,15	0,20	0,02	
CU 47		0,06	0,04	0,07	
CU 48		0,07	0,05	0,02	
CU 49		0,09	0,05	0,03	
CU 50		0,04	0,00	0,00	
CU 52		0,13	0,06	0,02	
CU 53	431	0,12	0,23	0,02	
CU 54		0,10	0,02	0,00	
CU 55		0,09	0,02	0,00	
CU 56		0,07	0,00	0,03	
CU 56 bis		0,05	0,01	0,01	
CU 57		0,04	0,01	0,00	
CU 58	430	0,09	0,47	0,20	235
CU 59	433	0,05	0,20	0,17	117
CU 59 bis	435	0,06	0,22	0,15	146
CU 60	421	0,22	7,33	1,43	512
CU 60	421	0,20	7,04	1,47	479
CU 61	419	0,10	1,86	0,59	315
CU 61 bis	421	0,16	2,12	0,64	331
CU 62		0,05	0,04	0,00	
CU 63	422	0,13	0,46	0,22	209
CU 63 bis	423	0,10	0,46	0,19	242
CU 64	412	0,08	0,17	0,03	
CU 65	422	0,12	0,62	0,31	200
CU 66		0,09	0,04	0,00	
CU 67	417	0,16	5,61	1,33	421
CU 68		0,05	0,04	0,00	
CU 69	425	0,12	2,34	0,66	354
CU 69 bis	426	0,13	2,44	0,67	364
CU 70		0,01	0,00	0,00	
CU 71		0,04	0,00	0,00	
CU 72		0,04	0,00	0,00	
CU 73		0,03	0,00	0,00	
CU 74	424	0,04	0,23	0,19	121
CU 75		0,06	0,03	0,06	
CU 76		0,06	0,00	0,00	
CU 77	420	0,05	0,25	0,28	
CU 77 bis	421	0,04	0,25	0,22	
CU 78		0,03	0,00	0,00	
CU 79	429	0,10	0,21	0,18	116
CU 80	418	0,04	0,40	0,34	117
CU 80 bis	422	0,05	0,40	0,36	111
CU 82		0,20	0,05	0,06	
CU 84		0,01	0,00	0,00	
CU 86		0,02	0,00	0,15	

Moyenne	423	0,08	0,61	0,18	258
Min	412	0,01	0,00	0,00	111
Max	435	0,22	7,33	1,47	512

Annexe C-3 : Tableau des teneurs en matière organique des échantillons de la coupe de Cuers (position des échantillons sur la figure 102)

Analyses Matière Organique

Echantillons	Tmax	S1	S2	COT	HI
	°C	mg/g	mg/g	%	mg HC/g COT
MA 1B		0,06	0,01	0,19	
MA 2		0,04	0,00	0,22	
MA 3		0,05	0,07	0,09	
MA 4		0,07	0,00	0,14	
MA 5		0,08	0,00	0,03	
MA 6		0,09	0,01	0,28	
MA 6 bis		0,09	0,01	0,26	
MA 7		0,07	0,00	0,18	
MA 8		0,08	0,01	0,04	
MA 9		0,04	0,00	0,20	
MA 10		0,07	0,00	0,18	
MA 11		0,03	0,00	0,04	
MA 12		0,02	0,01	0,04	
MA 13		0,04	0,00	0,22	

Moyenne		0,06	0,01	0,15	
Min		0,02	0,00	0,03	
Max		0,09	0,07	0,28	

Echantillons	Tmax	S1	S2	COT	HI
	°C	mg/g	mg/g	%	mg HC/g COT
MC 0	408	0,03	0,15	0,39	38
MC 10		0,01	0,00	0,20	
MC 20		0,07	0,00	0,84	
MC 30		0,04	0,00	0,30	
MC 40		0,05	0,00	0,18	
MC 50		0,10	0,00	0,90	
MC 50 bis		0,10	0,03	0,86	
MC 60		0,12	0,00	0,80	
MC 70		0,16	0,00	0,87	
MC 80		0,12	0,01	1,01	
MC 90		0,11	0,00	0,68	
MC 100		0,12	0,01	0,58	
MC 110		0,16	0,00	0,69	
MC 120		0,11	0,00	0,36	
MC 130		0,09	0,00	0,62	
MC 130 bis		0,10	0,00	0,55	
MC 140		0,11	0,00	0,67	
MC 150		0,20	0,00	1,05	
MC 160		0,14	0,01	1,25	
MC 170		0,14	0,00	0,92	
MC 180		0,14	0,03	0,80	
MC 190		0,08	0,00	0,83	
MC 200		0,10	0,00	0,88	
MC 210		0,12	0,00	1,27	
MC 210 bis		0,06	0,00	1,25	
MC 220		0,09	0,00	0,85	
MC 230		0,08	0,00	0,93	
MC 240		0,08	0,00	0,20	
MC 250		0,04	0,00	0,25	
MC 260		0,04	0,00	0,28	
MC 270		0,06	0,00	1,22	
MC 280		0,04	0,00	0,22	
MC 290		0,07	0,01	0,26	
MC 290 bis		0,06	0,02	0,25	
MC 300		0,09	0,00	0,93	
MC 310		0,08	0,00	1,07	
MC 310		0,12	0,00	1,14	
MC 310 bis		0,07	0,00	1,09	

Annexe C-3 (suite) : Tableau des teneurs en matière organique des échantillons de la coupe de Marcoux A & C (position des échantillons sur la figure 110)

Analyses Matière Organique

Echantillons	Tmax	S1	S2	COT	HI
	°C	mg/g	mg/g	%	mg HC/g COT
MC 320		0,06	0,00	0,24	
MC 330		0,04	0,00	0,16	
MC 340		0,06	0,00	0,10	
MC 350		0,07	0,00	0,25	
MC 360		0,08	0,00	0,22	
MC 380		0,07	0,01	0,88	
MC 390		0,09	0,00	0,82	
MC 400		0,17	0,01	1,22	
MC 410		0,09	0,00	0,34	
MC 420		0,13	0,01	0,49	
MC 430		0,05	0,00	0,11	
MC 440		0,31	0,03	1,48	
MC 450		0,06	0,00	0,59	
MC 450 bis		0,06	0,00	0,53	
MC 460		0,18	0,01	0,53	
MC 470		0,13	0,15	0,81	18
MC 480		0,17	0,00	0,16	
MC 490		0,18	0,00	0,16	
MC 500		0,13	0,01	0,14	
MC 510		0,07	0,00	0,14	
MC 520		0,11	0,02	0,44	
MC 530		0,07	0,00	0,51	
MC 530 bis		0,06	0,00	0,47	
MC 540		0,10	0,00	0,68	
MC 550		0,24	0,01	0,81	
MC 560		0,17	0,00	0,35	
MC 570		0,10	0,00	0,20	
MC 580		0,10	0,01	0,19	
MC 590		0,07	0,00	0,26	
MC 600		0,11	0,00	0,82	
MC 610		0,06	0,00	1,20	
MC 610 bis		0,12	0,00	1,19	
MC 620		0,06	0,00	0,54	
MC 630		0,06	0,01	1,08	
MC 640		0,11	0,01	0,44	
MC 700		0,09	0,01	1,52	
MC 750		0,10	0,00	0,74	
MC 800		0,18	0,00	1,03	
MC 850		0,10	0,00	0,85	
MC 900		0,08	0,00	1,05	
MC 900 bis		0,09	0,00	1,09	
MC 900haut		0,16	0,00	0,73	
MC 950		0,10	0,00	0,70	
MC 1000		0,08	0,00	1,00	
MC 1050		0,14	0,00	0,71	
MC 1100 bleu		0,07	0,00	0,79	
MC 1100 noir		0,11	0,00	0,61	
MC 1130		0,11	0,00	0,92	
MC 1150		0,05	0,00	0,92	
MC 1150 bis		0,07	0,00	0,90	
MC 1200		0,09	0,00	0,87	
MC 1300		0,04	0,00	0,09	
MC 1350		0,08	0,01	0,08	
Moyenne	408	0,10	0,01	0,67	28
Min	408	0,01	0,00	0,08	18
Max	408	0,31	0,15	1,52	38

Annexe C-3 (suite): Tableau des teneurs en matière organique des échantillons de la coupe de Marcoux C (position des échantillons sur la figure 110)

Analyses Matière Organique

Echantillons	Tmax	S1	S2	COT	HI
	°C	mg/g	mg/g	%	mg HC/g COT
RBB 2		0,06	0,05	0,14	
RBB 3A		0,05	0,02	0,00	
RBB 10		0,09	0,01	0,43	
RBB 20		0,10	0,01	0,40	
RBB 30		0,11	0,00	0,42	
RBB 30 bis		0,08	0,00	0,42	
RBB 30 ter		0,11	0,01	0,44	
RBB 40		0,11	0,00	0,36	
RBB 50		0,09	0,01	0,41	
RBB 60		0,10	0,01	0,39	
RBB 70		0,14	0,01	0,35	
RBB 80		0,09	0,01	0,38	
RBB 90		0,13	0,01	0,28	
RBB 100		0,06	0,00	0,42	
RBB 100 bis		0,10	0,00	0,36	

Moyenne		0,09	0,01	0,35	
Min		0,05	0,00	0,00	
Max		0,14	0,05	0,44	

Echantillons	Tmax	S1	S2	COT	HI
	°C	mg/g	mg/g	%	mg HC/g COT
RBS 10		0,11	0,00	0,77	
RBS 20		0,18	0,01	0,85	
RBS 30		0,16	0,00	0,91	
RBS 40		0,23	0,01	0,72	
RBS 50		0,18	0,02	0,77	
RBS 60		0,14	0,01	0,86	
RBS 70		0,22	0,01	0,70	
RBS 80		0,08	0,00	0,83	
RBS 80 bis		0,11	0,00	0,90	
RBS 90		0,14	0,00	1,03	
RBS 100		0,09	0,00	0,84	

Moyenne		0,15	0,01	0,83	
Min		0,08	0,00	0,70	
Max		0,23	0,02	1,03	

Annexe C-3 (suite) : Tableau des teneurs en matière organique des échantillons de la coupe de La Robine (position des échantillons sur la figure 110)