

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)

MARC FLOQUET¹, FABRIZIO CECCA², MATTHIEU MESTRE¹, FRANCESCO MACCHIONI³,
MYETTE GUIOMAR⁴, FRANÇOIS BAUDIN⁵, CHRISTOPHE DURLET⁶ et YVES ALMÉRAS⁷

Mots clés. – Fossilisation, Accumulation, Taphonomie, Anoxie, Mortalité en masse, Toarcien

Résumé. – La série sédimentaire d'âge domérien supérieur à toarcien supérieur (de –190 à –180 Ma) dans la Réserve Géologique de Haute-Provence (Sud-Est de la France) a l'intérêt de présenter deux types de gisements fossilifères remarquables. Le premier type, d'âge toarcien inférieur, a la particularité de présenter des restes d'ichtyosaures (dans au moins six sites) en plus de très nombreux autres fossiles. Le deuxième type, d'âge toarcien moyen, est caractérisé par l'abondance et la présence presque exclusive d'ammonites et de nautilus.

Des études lithostratigraphiques, biostratigraphiques, paléontologiques, sédimentologiques et géochimiques, ont permis de savoir si ces accumulations résultaient de mortalité en masse ou bien si elles n'étaient dues qu'à des fossilisations exceptionnelles d'organismes à taux de mortalité normal.

Les accumulations d'âge toarcien inférieur se sont effectuées, après mortalité normale, par piégeage avec des sédiments terrigènes dans des hémigrabens à la suite de jeu de blocs basculés et pendant une période d'anoxie ou d'hypoxie. Les gisements d'âge toarcien moyen correspondent à des condensations et concentrations fauniques lors de sédimentation carbonatée très réduite en liaison avec une transgression marine de grande ampleur. Diverses conditions, tectoniques locales de *rifting*, eustatiques régionales liées à l'évolution du domaine liguro-piémontais, océanographiques globales d'anoxie et de crise de production carbonatée, ont toutes joué un rôle dans la genèse des gisements fossilifères. Tout lien avec des extinctions massives, en rapport ou non avec des crises biologiques, est exclu.

Mass mortality or exceptional fossilization ? The case of the early and middle Toarcian fossiliferous beds from the Digne-Les-Bains area (southeastern France)

Key words. – Fossilization, Accumulation, Taphonomy, Anoxia, Mass mortality, Toarcian

Abstract. – The latest Domerian to late Toarcian sedimentary series (from –190 Ma up to –180 Ma) from the « Réserve Géologique de Haute-Provence » (southeastern France) yields two kinds of remarkable fossiliferous beds. The greatest interest of the early Toarcian type is the occurrence of ichthyosaur remains (at least in six sites) among many other fossils such as ammonites, belemnites, bivalves, wood. The middle Toarcian type is specifically rich in ammonites and nautilus.

Litho- and biostratigraphical, palaeontological, sedimentological and geochemical analyses allow us to determine whether these fossiliferous beds are the results of mass mortalities, linked or not to biological crisis, or of exceptional fossilizations of organisms after normal mortality.

The early Toarcian accumulations of fossils have been accurately dated from the middle part of the Serpentinum zone, Exaratum sub-zone *pro-parte* and Falciferum sub-zone *pro-parte*, *strangewaysi* and *falciferum* horizons. Thus, they were not connected to the so called Toarcian biological crisis which occurred previously (during the Semicelatum sub-zone). Organisms likely died according to a normal mortality rate during a time span that lasted around 700 to 800 k.y. All organisms appear to have been removed from their life environments and buried within siliciclastic sediments. Organisms and sediments were trapped owing to the creation of hemigrabens in an extensional tectonic regime, as evidenced by synsedimentary normal faults. Burying and good preservation, *i. e.* exceptional fossilization, were favoured by the hypoxic or anoxic conditions which prevailed at the sea floor, specifically during these times. High organic carbon content (up to 2.49 per cent) in the fossiliferous silty-quartzose marls proves hypoxia if not anoxia. All these facts were linked to a deepening and transgressive systems tract which succeeded a relative sea-level lowstand at the Pliensbachian-Toarcian boundary. The marine transgression probably reworked and shifted basinwards the siliciclastic sediments and wood remains which formed previously on the exposed land. Thus, continental remains were

¹Centre de Sédimentologie-Paléontologie, Université de Provence, UMR CNRS 6019, Place Victor Hugo, case 67, 13331 Marseille cedex 03. Courriel : mfloquet@newsup.univ-mrs.fr

²Laboratoire de Micropaléontologie, Université Pierre et Marie Curie, 4 Place Jussieu, case 1074, 75252 Paris cedex 05. Courriel : cecca@ccr.jussieu.fr

³Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Perugia, Piazza dell'Università, I-06100 Perugia, Italia. E-mail : fmacch@libero.it

⁴Réserve Géologique de Haute-Provence, Parc Saint-Benoît, BP 156, 04500 Digne-Les-Bains. Courriel : myette.guiomar@libertysurf.fr

⁵Laboratoire de Géologie des Bassins Sédimentaires, Université Pierre et Marie Curie, FRE CNRS 2100, 4 Place Jussieu, Aile 14 et 15 E4, case 116, 75252 Paris cedex 05. Courriel : frbaudin@ccr.jussieu.fr

⁶Centre des Sciences de la Terre, Université de Bourgogne, UMR CNRS 5561, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon. Courriel : christophe.durlet@u-bourgogne.fr

⁷29 impasse des Mésanges, 01700 Beignost

Manuscrit déposé le 27 mai 2002 ; accepté après révision le 8 octobre 2002.

mixed with the marine fossils. Small scale hummocky cross stratifications in the terrigenous deposits show episodic occurrence of high hydrodynamics events. Such events, likely storms and associated currents, may have provoked the accumulations of dead marine organisms.

The middle Toarcian accumulations of cephalopods are dated from the upper part of the Bifrons zone, Bifrons sub-zone *pro-parte*, *lusitanicum* and *bifrons* horizons. They are contained within 3 to 4 calcareous beds, 60 up to 85 centimetres thick in the whole. Since the corresponding deposition time span lasted around 850 k.y. up to 1 m.y., the sedimentation rate was very weak : about 1 centimetre or less each 1 k.y. Subsequently, these accumulations are regarded firstly as faunal condensations. The weak sedimentation rate is considered as linked to a major deepening and flooding event which led to sedimentary starvation in the involved Vocontian basin. Moreover, this phenomenon was probably favoured by a well known crisis of the carbonate production at that time. High values of manganese at the base of these condensed limestones are useful in correlating lithostratigraphic units of the same age in the entire basin. Previous studies gave rise to similar interpretations of these units, *i. e.* records of major flooding and wide connection to the oceanic domain. In addition, the taphonomic study indicates that many fossils were reworked due to episodes of high hydrodynamism, as indicated by erosion of internal molds of ammonites, and in addition to bioturbation. So, the accumulations may come also from faunal concentrations.

Finally, this study shows that the inventory of the local and general conditions that govern fossilization must be done before interpreting all exceptional and widespread fossiliferous beds in terms of mass mortality or extinction.

INTRODUCTION

Problématique et but

Les reconstitutions des fluctuations de la biodiversité au cours du temps sont évidemment basées sur l'enregistrement fossile. L'interprétation correcte de cet enregistrement nécessite que la distinction soit faite entre ce qui résulte, d'une part, des aléas de la fossilisation et des processus taphonomiques et, d'autre part, d'un signal primaire comme une mortalité massive.

Nous avons été confrontés à ce problème à l'occasion d'une étude sur les remarquables gisements fossilifères d'âge toarcien inférieur (à ichtyosaures, ammonites, bélemnites, bivalves, bois fossiles...) et moyen (à ammonites surtout) dans la Réserve Géologique de Haute-Provence (Sud-Est de la France).

Ce problème était d'autant plus important dans ce cas que sont connus, d'une part au Toarcien inférieur, un événement anoxique global [Jenkyns et Clayton, 1986, 1997 ; Hesselbo *et al.*, 2000 ; Jenkyns *et al.*, 2001] et une crise biologique majeure [Hallam, 1987, 1996 ; Harries et Little, 1999] et, d'autre part au Toarcien moyen, de façon quasi générale au moins en Europe de l'Ouest, des gisements analogues à ammonites.

Le thème abordé est en outre d'un grand intérêt car les gisements fossilifères retiennent l'attention non seulement des géologues en raison des quantités et qualité d'informations qu'ils livrent, mais aussi du grand public aujourd'hui de plus en plus désireux de connaître leur signification dans l'histoire de notre planète.

Localisation et cadre géologique

Les recherches ont été focalisées sur les coupes de La Robine et de Marcoux (fig. 1), parmi les nombreux sites fossilifères de ces âges connus dans la Réserve Géologique de Haute-Provence, car ces coupes correspondent aux affleurements les plus étendus et ont de plus livré les plus beaux restes d'ichtyosaures. Ces deux coupes se situent dans la

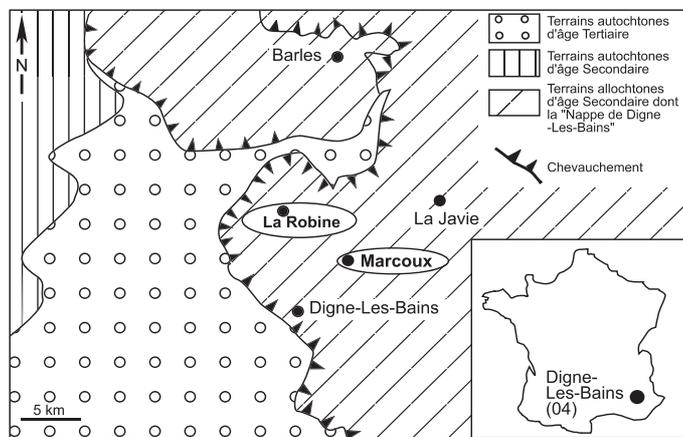


FIG. 1. – Situation des coupes de La Robine et de Marcoux dans la bordure externe de la Nappe de Digne. La coupe de La Robine, localisée à 8,5 km au nord de Digne-les-Bains, est levée à partir de la D 900 au lieu dit Scierie et suivant le ravin de la Lause (La. : 44°10' ; Lo. : 6°14', sur la carte topographique Digne-les-Bains à 1.25 000). La coupe de Marcoux, localisée à 7 km au NNE de Digne-les-Bains et accessible à partir de la D 322 à 500 m au nord du lieu dit Les Ubachons, est levée entre le ravin du Clot de Barrel et le ravin de Minjau en rive droite de La Bléone (La. : 44°09' ; Lo. : 6°16', sur la carte topographique Digne-les-Bains à 1.25 000).

FIG. 1. – Location of La Robine and Marcoux sections in the Nappe de Digne outer rim.

bordure ouest, de la « Nappe de Digne », structure alpine externe bien connue [Haccard *et al.*, 1989].

La série sédimentaire d'âge domérien supérieur à toarcien supérieur analysée est faite des unités lithostratigraphiques suivantes, de bas en haut, en suivant Mestre [2001] : les « Calcaires boudinés », les « Marnes noires inférieures », les « Calcaires roux noduleux », les « Marnes noires supérieures » (fig. 2).

Paléogéographiquement, cette série s'est déposée dans la partie sud du bassin sub-alpin dauphinois [de Graciansky *et al.*, 1993]. Dans le secteur de La Robine et de Marcoux précisément, les « Marnes noires inférieures » et les « Cal-

FIG. 2. – Coupe de La Robine. Unités lithostratigraphiques, distribution des ammonites et brachiopodes, datation, courbes de variations des teneurs en manganèse et en carbone organique.

FIG. 2. – La Robine section. Lithostratigraphic units, ammonites and brachiopods occurrence, ages, diagrams of variations of manganese and organic matter values.

caires roux noduleux » apparaissent d'épaisseur très réduite alors que le reste de la série liasique est au contraire très épais.

Selon de Graciansky *et al.* [1993, 1998a et 1998b], à l'échelle des cycles sédimentaires de 2^e ordre *sensu* Vail *et al.* [1991], les dépôts d'âge domérien représenteraient une phase de progradation avec un maximum de régression marine au Domérien supérieur et les dépôts d'âge toarcien inférieur auraient enregistré une phase de rétrogradation coïncidant avec le démarrage d'un épisode de « rifting » à la fin du Domérien, culminant au début du Toarcien moyen par un pic de transgression marine interprété comme résultant d'une subsidence majeure.

Méthodes analytiques

Pour bien appréhender la signification des gisements fossilifères, l'étude a été fondée sur des analyses à la fois lithostratigraphiques, sédimentologiques, paléontologiques, biostratigraphiques et géochimiques. Les unités lithostratigraphiques ont été caractérisées par leurs structures sédimentaires, leur stratonomie et leurs litho- et biofaciès reconnus sur lames minces d'échantillons récoltés tous les 50 centimètres dans les marnes, et banc à banc dans les calcaires. Les analyses paléontologiques et biostratigraphiques sont basées sur les déterminations de tous les fossiles (ammonites et brachiopodes essentiellement) recherchés banc par banc. Les analyses géochimiques ont consisté en 50 dosages d'éléments en traces (magnésium, strontium, fer et manganèse) par spectrométrie d'absorption atomique en flamme, et du contenu en carbone organique par pyrolyse LECO.

DESCRIPTION DES UNITÉS

Coupe de La Robine (fig. 2)

Les derniers 1,50 mètres des « Calcaires boudinés », seuls décrits ici, sont formés d'une succession de 4 bancs calcaires boudinés et de 4 inter-bancs calcaréo-argileux (fig. 2 et fig. 3a et b).

Les 3 premiers bancs, dont l'épaisseur varie d'une quinzaine de centimètres à un mètre, sont faits de packstones fins, laminés, bioturbés, à microbioclastes et rares bioclastes de taille millimétrique : surtout des débris de crinoïdes, le reste étant fait de spicules monaxones de spongiaires originellement siliceux et recristallisés en calcite sparitique, de foraminifères benthiques dont *Lenticulina* sp., nodosariidés, textulariidés, lagénidés, *Nubecularia* encroûtants, de fragments de lamellibranches, de brachiopodes, d'ostraco-

des, d'échinides (radioles), de saccocomidés, de radiolaires. Les bioclastes sont presque tous anguleux sans doute du fait de la bioturbation qui a induit un hachis des tests des organismes. Certains bioclastes (de crinoïdes et lamellibranches en général) sont partiellement silicifiés. La matrice peut être en partie recristallisée en sparite du fait du développement de ciment syntaxique autour des débris de crinoïdes. Elle renferme des cristaux de dolomite ankéritique dédolomitisée (sparite), 5 à 10 % de quartz de 50 à 100 µmètres de taille, quelques % de petits cristaux de pyrite framboïde, quelques micas blancs et de rares feldspaths.

Le quatrième banc, packstone pyriteux avec les mêmes bioclastes que précédemment mais avec aussi plus de 50 % de spicules de spongiaires, livre des ammonites, brachiopodes et lamellibranches. Les ammonites sont *Pleuroceras solare* (PHILLIPS) cf. forme *paucicostatum* (HOWARTH) (fig. 4a), *Pleuroceras hawskerense* (YOUNG et BIRD) forme *elaboratum* (SIMPSON), *Pleuroceras* cf. *hawskerense* (YOUNG et BIRD), *Pleuroceras* sp. juv. cf. *hawskerense* (YOUNG et BIRD). Les brachiopodes sont *Aulacothyris resupinata* (SOWERBY) et *Cirpa longi* AGER. Ce dernier banc a une surface durcie et fracturée. L'ensemble des bancs est très riche en rostrés de bélemnites qui apparaissent peu orientés.

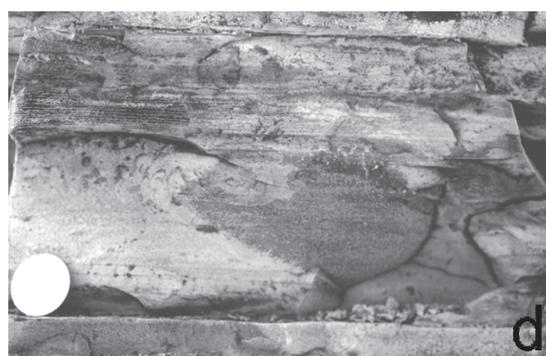
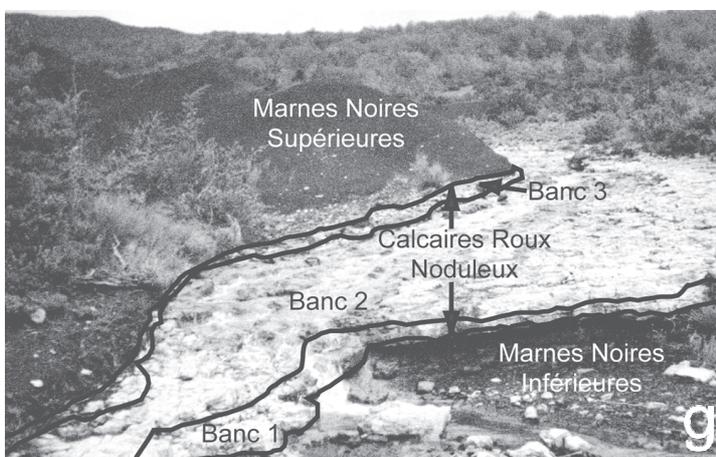
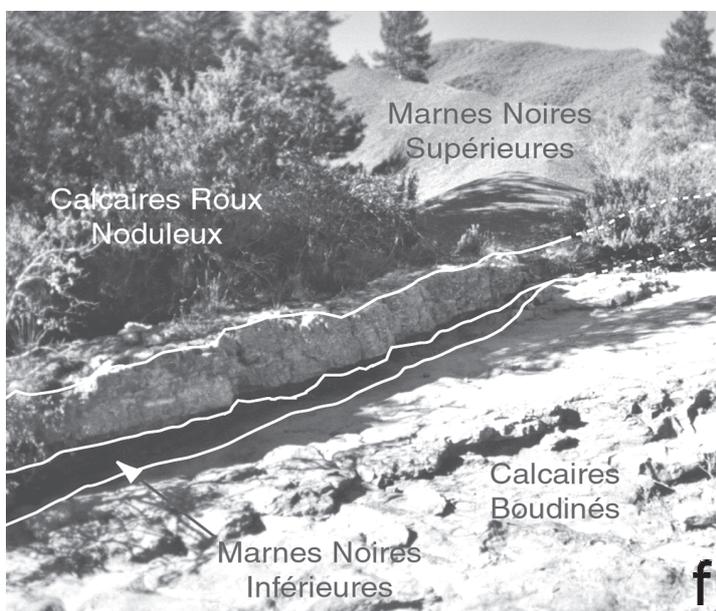
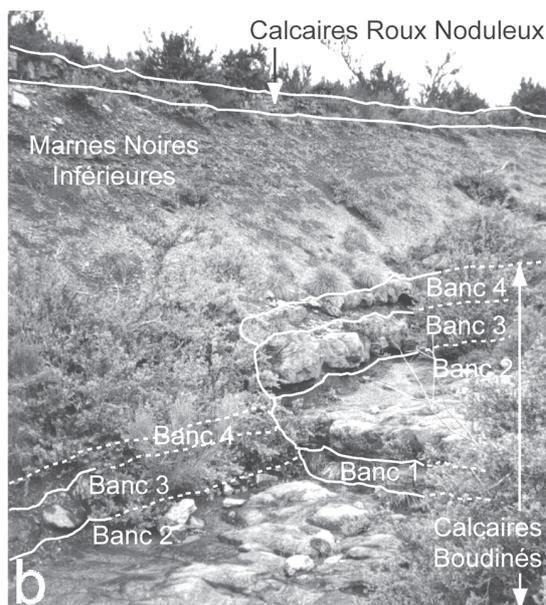
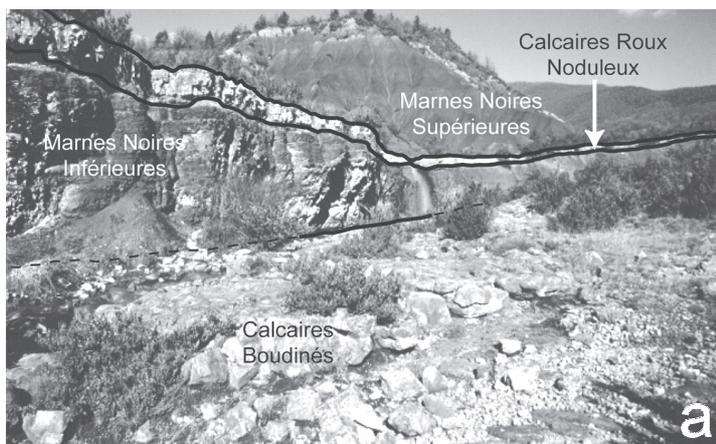
Les inter-bancs, épais de 10 à 20 centimètres, compactés et laminés (microstylolites de dissolution sous pression) contiennent les mêmes bioclastes que ceux des bancs mais plus nombreux (le dernier inter-banc est aussi très riche en spicules de spongiaires monaxones de nature initiale siliceuse), avec 5 à 15 % de quartz et de la pyrite framboïde en abondance.

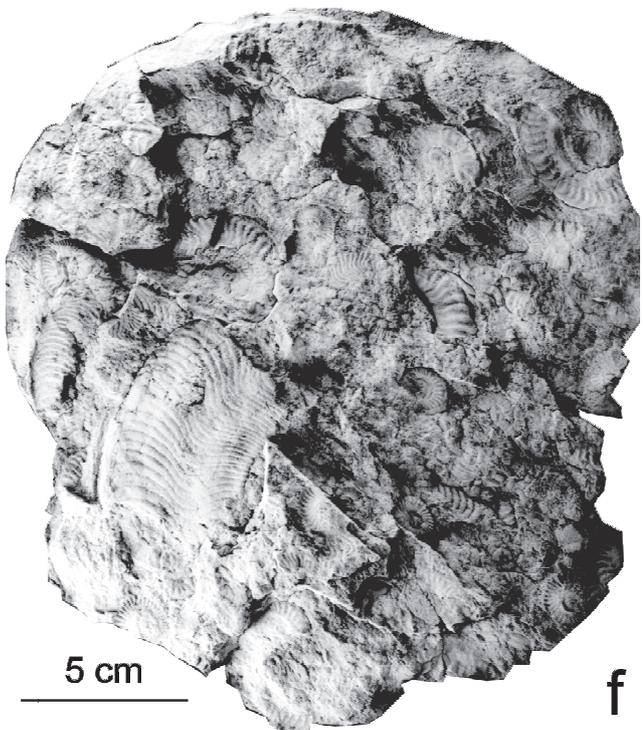
Les boudins formant les bancs ont une forme en général presque cylindrique et de section à diamètre proportionnel à l'épaisseur des bancs. Sinon, leur section transverse est ovoïde ou en amande irrégulière. Ces boudins ont une longueur de plusieurs mètres tant qu'ils sont visibles à l'affleurement en surface de bancs. Ils possèdent une direction moyenne préférentielle N113°. Le boudinage peut être parfois tel qu'il a un aspect de slump. Les inter-bancs calcaréo-argileux et quartzeux apparaissent injectés entre les boudins.

Une fracturation, affectant au moins les bancs 2 à 4 et surtout le banc 4, est de plus associée au boudinage. Cette fracturation est complexe : elle se traduit par des failles cassantes ou ductiles dont le rejet est de valeur centimétrique à métrique. Les fractures de rejet de valeur centimétrique sont de nature cassante et limitées à la surface durcie au sommet du banc 4. En effet, l'induration précoce ne concerne que 1 à 2 cm sous la surface de ce banc. Les fractures sont là dis-

FIG. 3. – Aspects et caractéristiques à l'affleurement des unités lithostratigraphiques d'âge domérien final à toarcien supérieur. – (a) Les 4 unités lithostratigraphiques, avec biseautage vers le N des « Marnes noires inférieures », coupe de La Robine. – (b) Faille synsédimentaire ou précoce dans la partie supérieure des « Calcaires boudinés », coupe de la Robine. – (c) Fracturation précoce distensive de la surface des « Calcaires boudinés », coupe de La Robine. – (d) Laminations horizontales et très faiblement ondulantes dans les « Marnes noires inférieures », coupe de La Robine. – (e) Litage en mamelons, à accretion latérale dominante, dans les « Marnes noires inférieures », coupe de Marcoux. – (f) Contact direct des « Calcaires boudinés » et des « Calcaires roux noduleux » par disparition des « Marnes noires inférieures » (lacune d'environ 3,2 Ma), coupe de La Robine près du squelette entier d'ichtyosaure. – (g) Les 3 bancs constitutifs des « Calcaires roux noduleux » : série condensée de 0,6 à 0,85 mètre de calcaires pour environ 800 Ka.

FIG. 3. – *Outcrop characteristics of the latest Domerian to late Toarcian lithostratigraphic units.* – (a) *The four lithostratigraphic units and northward pinching out of the « Marnes Noires Inférieures » unit, La Robine section.* – (b) *Synsedimentary or early fault within the upper part of the « Calcaires Boudinés » unit, La Robine section.* – (c) *Early distensive fracturation at the surface of the « Calcaires Boudinés » unit, La Robine section.* – (d) *Horizontal and slight wavy bedding, within the « Marnes Noires Inférieures » unit, La Robine section.* – (e) *Hummocky cross stratification with lateral accretion dominantly, within the « Marnes Noires Inférieures » unit, Marcoux section.* – (f) *The « Calcaires Boudinés » unit directly on contact with the « Calcaires Roux Noduleux » unit owing to disappearance of the « Marnes Noires Inférieures » unit (hiatus of about 3.2 m.y.), La Robine section near the entire ichtyosaur skeleton.* – (g) *The condensed section corresponding to the « Calcaires Roux Noduleux » unit : three beds, 0.6 up to 0.85 metre thick for about 800 Ky.*





posées en réseau non organisé, d'aspect polygonal irrégulier (fig. 3c). Le plus souvent ces fractures sont ouvertes, larges de 1 cm au maximum, et résultent de tension (fractures en *extrados*) mais quelquefois, elles sont fermées, inverses et résultent de compression locale. Les fractures de rejet de valeur décimétrique à métrique sont plus de nature ductile, à surface de faille très irrégulière (épousant le plus souvent le contour des boudins ou amandes) mais à attitude d'ensemble plutôt verticale (fig. 3b) sinon oblique fortement inclinée. Ces fractures ont la même direction que les boudins. La fracturation crée une topographie en « marches d'escalier » irrégulièrement espacées de plusieurs dizaines de mètres.

Les fentes et fractures ouvertes de la surface des « Calcaires boudinés » sont remplies d'un sédiment granulaire comprenant des cristaux de pyrite. La surface elle-même est plaquée de manière inconstante par ce sédiment granulaire (la nature précise de ce placage est décrite dans la coupe de Marcoux) et même, localement, par des restes d'ichtyosaure (vertèbres). La ferruginisation de la surface correspond à l'oxydation, de coloration rouille, des concentrations de pyrite.

Les « *Marnes noires inférieures* » passent, en 400 mètres latéralement du nord vers le sud et de façon apparemment régulière, de 0 à 4-5 mètres d'épaisseur (fig. 2 et fig. 3a), la variation moyenne d'épaisseur étant d'environ un centimètre par mètre. Ainsi, lorsque les « Marnes noires inférieures » sont absentes, les « Calcaires roux noduleux » recouvrent directement les « Calcaires Boudinés » (fig. 2 et fig. 3f).

Ces marnes sont de faciès et structures très homogènes : silto-quartzzeuses, bioclastiques, laminaires, de couleur noire, à odeur fétide. Le pourcentage de CaCO₃ est de 37,4 à 52,3 %, celui des argiles de 40 à 50 %, celui des quartz autour de 10 % et celui des micas (blancs) de 0 à quelques %. Quelques fins débris de feldspaths plagioclases sont visibles. Les quartz sont en général de la taille des silts (autour de 50 micromètres ou moins), rarement de celle des sables fins. La pyrite, abondante, est framboïde, en amas ou concentrée en lamines. Les lamines, omniprésentes, sont fines (d'épaisseur millimétrique à inframillimétrique), horizontales ou très faiblement ondulées (aplatissement par compaction ?, la nature des ondulations étant reconnaissable dans la coupe de Marcoux) (fig. 3d).

Les bioclastes sont surtout des débris de crinoïdes et de lamellibranches, plus quelques restes de radiolaires, de radiolaires d'oursins, de foraminifères à test hyalin (nodosariidés, *Lenticulina*...). Ils sont hétérométriques et anguleux (apparemment cassés), accumulés soit en paquets (notamment les coquilles de lamellibranches), soit par lamines. Les bioclastes ne sont pas silicifiés, au contraire de ceux

des « Calcaires boudinés » et cette non-silicification va de pair avec une absence ou une grande rareté des spicules de spongiaires (alors même que le pourcentage de quartz terrigènes est élevé). Quelques lits sont des lumachelles de petits bivalves de type Posidoniidae. Les ammonites sont très fréquentes, réparties dans toute l'unité (fig. 2) mais particulièrement abondantes en son quart inférieur où elles peuvent être en lits lumachelliques [notamment *Harpoceras cf. serpentinum* (SCHLOTHEIM)].

Un lit, épais de 7 à 8 centimètres, très bioclastique (certains bioclastes étant silicifiés) et moins argilo-quartzeux, peu ou pas laminé, termine l'unité.

Les « *Calcaires roux noduleux* », épais de 0,60 à 0,80 mètre, sont agencés en 3 bancs irréguliers parfois subdivisés (fig. 2 et fig. 3g).

Le premier banc, épais de 20 à 30 centimètres, est fait d'une biomicroite wackestone-floatstone à débris sparitisés de gastéropodes, crinoïdes, lamellibranches, foraminifères benthiques, ostracodes, serpules, radiolaires, radiolaires d'oursins et spicules de spongiaires. La micrite contient des zones de microsparite claire et de la pyrite. Des silicifications en microquartz affectent des bioclastes ou la matrice par plages. La partie inférieure de ce banc livre un grand nombre d'ammonites (fig. 2) dont de nombreux exemplaires d'*Hildoceras lusitanicum* MEISTER et *Frechiella subcarinata* (YOUNG et BIRD) (fig. 5c).

Le deuxième banc, épais de 20 à 30 centimètres, est essentiellement de texture wackestone, compactée (microstylolites), parfois dolomitisée ou recristallisée en sparite, localement avec amas de cristaux de pyrite, avec quartz, abondants débris de crinoïdes, spicules de spongiaires, foraminifères, gastéropodes et radiolaires. Sa partie supérieure présente des cavités de dissolution de forme allongée, à remplissage géotrope de microsparite claire, le sommet des cavités étant comblé par de la sparite. Il contient en outre des lithoclastes de même texture (intraclastes) et provenant apparemment d'une reprise du sédiment *in situ*. Ce banc est moins fossilifère que le banc 1 et les rares ammonites qu'il livre sont identiques à celles de ce banc 1 (fig. 2).

Le troisième banc, épais de 10 à 30 centimètres, noduleux et à stylolites, très irrégulier et parfois nettement divisé en 2 sous-bancs, localement quartzeux, est de texture générale wackestone bioturbée à débris de crinoïdes, foraminifères benthiques, lamellibranches, spicules de spongiaires et gastéropodes. Il présente des cavités de dissolution identiques à celles du banc 2. Il livre les ammonites *Pseudolioceras* sp. ind. aff. *lythense*, *Pseudolioceras* ? sp. ind. et *Phylloceras* ? sp. ind. (fig. 2). Sa surface est ondulée, durcie et ferruginisée.

Les 1,50 premiers mètres des « *Marnes noires supérieures* », seuls décrits ici, sont de faciès et de structures

FIG. 4. – Organismes fossiles des unités lithostratigraphiques d'âge domérien final à toarcién inférieur. – (a) *Pleuroceras solare* (PHILIPS) cf. forme *paucicostatum* (HOWARTH) dans la partie supérieure des « Calcaires boudinés », coupe de La Robine. – (b) Accumulation de rostre de bélemnites sur la surface des « Calcaires boudinés », coupe de Marcoux. – (c) Bois fossile sur la surface des « Calcaires boudinés », coupe de La Robine. – (d et d') Restes squelettiques (du thorax en d et du crâne en d') de l'ichtyosaure de La Robine, plaqués sur la surface des « Calcaires boudinés ». – (e) *Harpoceras cf. serpentinum* (SCHLOTHEIM) à la base des « Marnes noires inférieures », coupe de La Robine. – (f) Lumachelle à *Harpoceras serpentinum* (SCHLOTHEIM) dans la partie inférieure des « Marnes Noires Inférieures », coupe de Marcoux.

FIG. 4. – Fossils from the latest Domerian to early Toarcian lithostratigraphic units. – (a) *Pleuroceras solare* (PHILIPS) cf. morph *paucicostatum* (HOWARTH) in the upper part of the « Calcaires Boudinés » unit, La Robine section. – (b) Accumulation of belemnite rostre on the surface of the « Calcaires Boudinés » unit, Marcoux section. – (c) Fossil wood upon the surface of the « Calcaires Boudinés » unit, Marcoux section. – (d and d') Skeleton remains (from the thorax and the skull) of the ichthyosaur at La Robine, directly overlying the surface of the « Calcaires Boudinés » unit. – (e) *Harpoceras cf. serpentinum* (SCHLOTHEIM) within the base of the « Marnes Noires Inférieures » unit, La Robine section. – (f) Lumachelle of *Harpoceras serpentinum* (SCHLOTHEIM) in the lower part of the « Marnes Noires Inférieures » unit, Marcoux section.

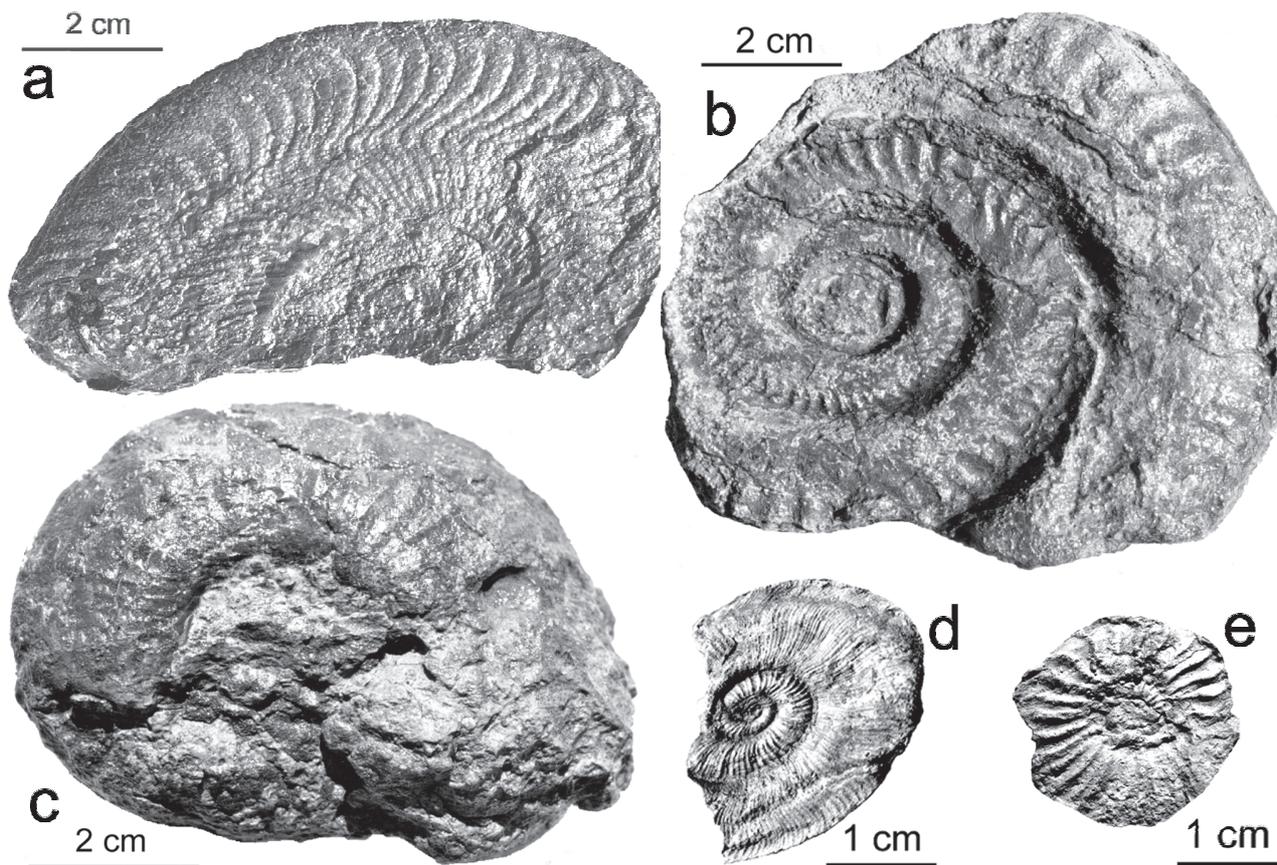


FIG. 5. – Organismes fossiles des unités lithostratigraphiques d'âge toarcien inférieur à toarcien supérieur. – (a) *Harpoceras falciferum* (SOWERBY) dans la partie médiane des « Marnes noires inférieures », coupe de La Robine. – (b) *Hildoceras lusitanicum* MEISTER dans le banc 1 des « Calcaires roux noduleux », coupe de La Robine. – (c) *Frechellia subcarinata* (YOUNG et BIRD) dans le banc 1 des « Calcaires roux noduleux », coupe de La Robine. – (d) *Pleydellia mactra* (DUMORTIER) dans la partie inférieure des « Marnes noires inférieures », coupe de La Robine. – (e) *Dumortiera nicklesi* (BUCKMAN) dans la partie inférieure des « Marnes noires inférieures », coupe de La Robine.

FIG. 5. – Fossils from the latest Domerian to early Toarcian lithostratigraphic units. – (a) *Harpoceras falciferum* (SOWERBY) from the middle part of the « Marnes Noires Inférieures » unit, La Robine section. – (b) *Hildoceras lusitanicum* MEISTER in bed 1 of the « Calcaires Roux Noduleux » unit, La Robine section. – (c) *Frechellia subcarinata* (YOUNG and BIRD) in bed 1 of the « Calcaires Roux Noduleux » unit, La Robine section. – (d) *Pleydellia mactra* (DUMORTIER) in the lower part of the « Marnes Noires Inférieures » unit, La Robine section. – (e) *Dumortiera nicklesi* (BUCKMAN) in the lower part of the « Marnes Noires Inférieures » unit, La Robine section.

semblables à ceux des « Marnes noires inférieures ». Elles sont surtout caractérisées par la présence de galets calcaires, certains disposés en cordons, notamment à 30-40 centimètres au-dessus de la surface des « Calcaires roux noduleux ». Ces galets sont de texture wackestone à gastéropodes identique à celle du banc 1 des « Calcaires roux noduleux » et sont encroûtés par des lamines stromatolitiques qui piègent par places des silts quartzeux et des microcristaux de pyrite. Les marnes livrent des ammonites à partir de 75 à 95 centimètres au-dessus de la surface des « Calcaires roux noduleux ». Les espèces les plus représentatives en sont *Pleydellia mactra* (DUMORTIER) et *Dumortiera nicklesi* (BUCKMAN) (fig. 2 et fig. 5d et e).

Coupe de Marcoux (fig. 6)

Les quatre mètres supérieurs des « Calcaires boudinés », seuls analysés en détail, sont de faciès, textures, structures, stratonomie... quasiment identiques à ceux de la même unité dans la coupe de La Robine. Seule, l'alternance des bancs et inter-bancs n'est pas régulière et constante. Par exemple, en 200 mètres latéralement, l'épaisseur de l'antépénultième banc varie de 0,30 à 1 mètre et celle du dernier inter-banc de 0,10 à 0,80 mètre (fig. 6). Les trois à cinq derniers centi-

mètres de l'ultime banc sont compacts, ferrugineux et rougeâtres par oxydation de pyrite. Ainsi, l'unité se termine par une surface durcie, ferruginisée et fracturée, à l'identique de celle de la coupe de la Robine. La surface est de plus encroûtée par des ostréidés.

Des brachiopodes, *Liospiriferina rostrata* (SCHLOTHEIM) et *Cirpa longi* AGER, ont été récoltés à 2,4 mètres sous la surface sommitale. Les derniers centimètres de l'unité ont livré des ammonites dont *Pleuroceras* cf. *hawskerense* (YOUNG et BIRD) (fig. 6B).

Les fentes et fractures ouvertes affectant la surface des « Calcaires boudinés » sont comblées par un packstone-rudstone à encrines, rostrés de bélemnites et foraminifères benthiques, avec beaucoup de pyrite en amas. Ce même packstone-rudstone recouvre la surface par placage de quelques centimètres à une dizaine de centimètres d'extension latérale et de 0 et 1 centimètre d'épaisseur au maximum. Dans ce placage, sont accumulés, sans direction préférentielle, de très nombreux rostrés de bélemnites (fig. 4b) et des restes ligniteux de bois (sinon des empreintes bien reconnaissables, fig. 4c). Il livre aussi des nautilus, certains en position verticale et tronqués, ainsi qu'*Harpoceras ser-pentinum* (SCHLOTHEIM) (fig. 6A et B).

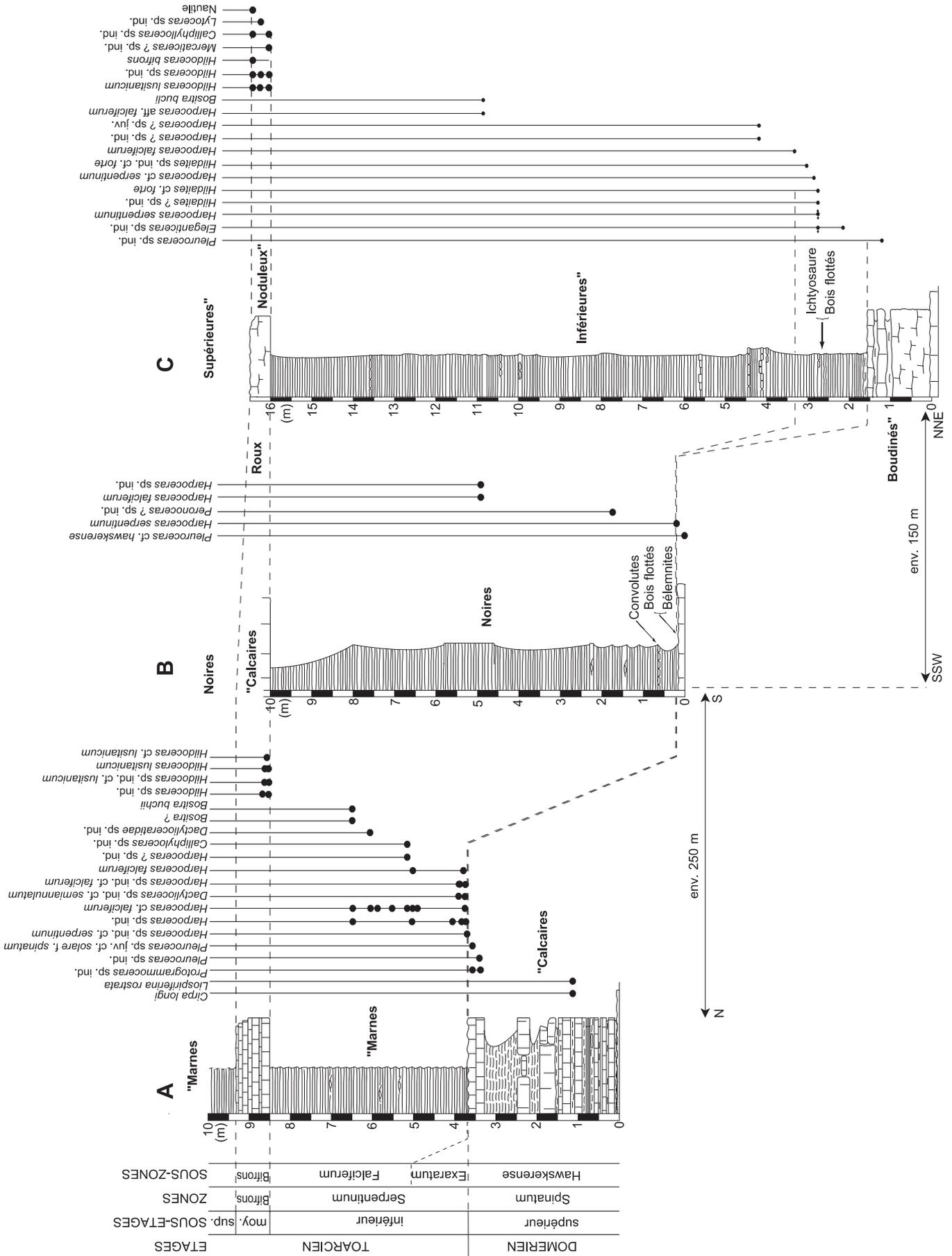


FIG. 6. – Coupe de Marcoux. Unités lithostratigraphiques, distribution des ammonites et brachiopodes, datation, variation latérale d'épaisseur (A, B, C : les trois levés en détail cités dans le texte). FIG. 6. – Marcoux section. Lithostratigraphic units, ammonites and brachiopods occurrence, ages, lateral change of thickness (A, B, C : the three logs mentioned in the text).

Les « *Marnes noires inférieures* » montrent les mêmes caractères qu'à La Robine. Toutefois, leur épaisseur varie latéralement en 200 mètres, de 6 mètres du côté SSE à 15 mètres du côté NNW, la variation moyenne d'épaisseur étant de 4,5 centimètres par mètre.

Les laminations, visibles sur toute l'épaisseur des marnes, d'épaisseur inframillimétrique ou au plus millimétrique, sont le plus souvent horizontales et planes ou à ondulations d'amplitude très faible, à peine visible (ondulations de rides de courant très aplaties ?). De plus, plusieurs lits d'épaisseur pluricentimétrique, montrent des laminations en mamelons de petite échelle (micro-*hummocky cross stratification* ou micro-*HCS*) (fig. 3e). Ces lits ne se suivent latéralement que sur quelques mètres ou quelques dizaines de mètres et sont irrégulièrement répartis dans les marnes. Un lit, situé à une soixantaine de centimètres au dessus de la surface durcie basale (fig. 6B), présente des lamines convolutées. Certaines lamines sont caractérisées par des bioclastes visibles à l'œil nu, dont des lumachelles de petits bivalves et de nombreux débris d'échinodermes (échinides et crinoïdes).

Un rostre bien conservé et d'autres restes d'un ichtyosaure, accompagnés d'empreintes et de restes ligniteux de bois, ont été récoltés à 1 – 1,20 mètres au-dessus de la base des marnes (fig. 6C). Les ammonites sont fréquentes, irrégulièrement réparties dans l'unité (fig. 6A à C) avec une abondance particulière à sa base. Ainsi existent de véritables lumachelles à *Harpoceras serpentinum* (SCHLOTHEIM) (fig. 4f), recueillies dans les premiers centimètres à deux premiers mètres de marnes avec les restes d'ichtyosaure (fig. 6C). Au dessus, l'espèce récoltée en dominance est *Harpoceras falciferum* (SOWERBY) (fig. 5a).

Les « *Calcaires roux noduleux* » sont identiques à ce qu'ils sont à La Robine : faits de trois bancs irréguliers, épais au total de 85 centimètres au plus, et contenant de nombreux moules internes d'ammonites, dont *Hildoceras lusitanicum* MEISTER (fig. 5b) et *Hildoceras bifrons* (BRUGUIÈRE), certaines étant apparemment remaniées, et de nautilus parfois tronqués et en position verticale.

Bien qu'affleurant mal ici, la base des « *Marnes noires supérieures* » présente les mêmes caractères faciologiques et biologiques qu'à La Robine.

BIOSTRATIGRAPHIE

Datation des unités

« *Calcaires boudinés* » – Dans les deux coupes, les ammonites, dont notamment *Pleuroceras hawskerense* (YOUNG et BIRD), et les brachiopodes datent le sommet de ces calcaires du Domérien supérieur et plus précisément de la partie supérieure de la sous-zone à *Hawskerense* (horizon à *hawskerense*).

« *Marnes noires inférieures* » – *Harpoceras serpentinum* (SCHLOTHEIM) dans le placage sur la surface des « *Calcaires boudinés* » à Marcoux, caractérise la partie supérieure du Toarcien inférieur, zone à *Serpentinum*, sous-zone à *Exaratum*, horizon à *strangewaysi*. La base des marnes est datée du même horizon à *strangewaysi*, par *Harpoceras* cf. *serpentinum* (SCHLOTHEIM) à La Robine et *Harpoceras serpentinum* (SCHLOTHEIM) à Marcoux. La présence d'*Harpoceras falciferum* (SOWERBY), à partir de

quelques centimètres ou de 3,5 mètres selon le lieu, au dessus de la base de ces marnes à Marcoux, ou bien à partir de 1,60 mètres au-dessus de cette base à La Robine, puis dans tout le reste des marnes, indique le passage à la sous-zone à *Falciferum*, horizon à *falciferum*.

« *Calcaires roux noduleux* » – *Hildoceras lusitanicum* MEISTER dans le premier banc de ces calcaires caractérise la zone à *Bifrons*, sous-zone à *Bifrons*, horizon à *lusitanicum*. Les ammonites du deuxième banc donnent le même âge. A La Robine, celles du troisième banc ont une faible valeur biostratigraphique mais la corrélation avec le banc de la coupe de Marcoux qui livre *Hildoceras bifrons* (BRUGUIÈRE) permet de le dater de la zone à *Bifrons*, sous-zone à *Bifrons*, horizon à *bifrons*.

« *Marnes noires supérieures* » – *Pleydellia maetra* (DUMORTIER) et *Dumortieria nicklesi* (BUCKMAN) à 0,75 mètre au dessus de la base de ces marnes caractérisent la zone à *Aalensis*, sous-zone à *Mactra*.

Estimation du temps enregistré et des lacunes

La synthèse des données biostratigraphiques (fig. 7) montre clairement qu'à l'intérieur du laps de temps considéré de 10 Ma environ (suivant l'échelle de Gradstein *in* Hardenbol *et al.* [1998]), correspondant aux âges fin du Domérien à début du Toarcien supérieur, l'enregistrement sédimentaire (en blanc sur fig. 7) ne représente que 2/10^{es} de ce laps de temps alors que les lacunes stratigraphiques (en gris sur fig. 7) correspondent aux 8/10^{es}.

Trois lacunes majeures successives ont été ainsi individualisées.

– Une lacune d'environ 2 Ma, entre la surface ferruginisée au toit des « *Calcaires boudinés* » et le placage basal des « *Marnes noires inférieures* », correspond à l'absence d'enregistrement sédimentaire de la base du Toarcien inférieur, en particulier de toute la zone à *Tenuicostatum* et de l'horizon à *elegantulum* (base de la sous-zone à *Exaratum* de la zone à *Serpentinum*).

– Une lacune d'environ 600 Ka, entre les « *Marnes noires inférieures* » et les « *Calcaires roux noduleux* » correspond à l'absence d'enregistrement sédimentaire du sommet du Toarcien inférieur et de la base du Toarcien moyen (lacune de la partie supérieure de la sous-zone à *Falciferum* – horizon à *douvillei* – et de toute la sous-zone à *Sublevisoni* – horizons à *sublevisoni* et *tethysi*).

– Une lacune d'environ 5 Ma, entre les « *Calcaires roux noduleux* » et les « *Marnes noires supérieures* » correspond à l'absence d'enregistrement sédimentaire de la partie supérieure du Toarcien moyen au sommet du Toarcien supérieur (de la zone à *Variabilis* jusqu'à la zone à *Pseudoradiosa*). L'identité faciologique de toute l'unité marneuse, dont les 75 premiers centimètres n'ont livré aucun fossile caractéristique, plaide en effet en faveur d'une lacune de quatre zones d'ammonites plutôt que d'une condensation de toutes ces zones ou d'une partie d'entre elles à la base de cette unité.

– Il y aurait en outre une lacune de l'horizon à *aperturnum*, entre les bancs 2 et 3 des « *Calcaires boudinés* », mais il est possible que cet horizon n'ait simplement pas été reconnu.

Etages	Sous-Etages	Zones	Sous-Zones	Horizons	Ages absolus (en Ma)	Enregistrement sédimentaire (= unités)
TOARCIEEN	Supérieur	Aalensis	Mactra	Mactra	180,88	"Marnes Noires Supérieures"
				Tectiforme		
		Pseudoradiosa	Pseudoradiosa	Levesquei	181,67	
				Grunei		
	Dispansum	Bonairelli	Insigne	182,47		
			Fallaciosum			
	Moyen	Bifrons	Bifrons	Fascigerum	184,06	
				Thouarsense		
				Bingmanni		
				Vitiosa		
				Illustris		
				Variabilis		
	Inférieur	Bifrons	Bifrons	Semipolitum	185,25	"Calcaires Roux Noduleux"
				Bifrons	185,65	
				Apertum	186,05	
				Lusitanicum	186,45	
	Inférieur	Serpentinum	Serpentinum	Tethysi	186,84	"Marnes Noires Inférieures"
Sublevisoni						
Douvillei						
Falciferum						
Inférieur	Tenuicostatum	Tenuicostatum	Falciferum	187,64		
			Strangewaysi			
			Elegantulum			
			Exaratum			
Inférieur	Tenuicostatum	Tenuicostatum	Semicelatum	188,04		
			Paltus			
Inférieur	Tenuicostatum	Tenuicostatum		189,23		
Inférieur	Tenuicostatum	Tenuicostatum		189,63		
DOMERIEEN	Supérieur	Spinatum	Hawskerense	Hawskerense		"Calcaires Boudinés" (toit)

FIG. 7. – Biozonation du Domérien final et du Toarcien *pro parte*. Enregistrements sédimentaires du temps en blanc, lacunes stratigraphiques sûres en gris clair, lacunes stratigraphiques probables ou intervalles biostratigraphiques non reconnus en gris foncé [âges absolus d'après Gradstein in Hardenbol *et al.*, 1998].

FIG. 7. – Biozonation of the latest Domerian and Toarcian in part. Sedimentary records of time in white, ascertained stratigraphic gaps in light grey, assumed stratigraphic gaps or unrecognized intervals in dark grey [absolute ages from Gradstein in Hardenbol *et al.*, 1998].

Age des ichtyosaures et non-contemporanéité avec la crise biologique du Toarcien inférieur

Le squelette complet d'ichtyosaure de La Robine se situe là où les « Marnes noires inférieures » sont absentes, c'est à dire à l'interface entre les « Calcaires boudinés » et les « Calcaires roux noduleux » mais reposant bien sur la surface sommitale des « Calcaires boudinés » (fig. 2). Ce fameux fossile devrait donc dater de l'horizon à *strangewaysi* (sommet de la sous-zone à Exaratum, de la zone à Serpentinum). Le rostre et les autres fragments d'ichtyosaure recueillis à Marcoux avec *Harpoceras serpentinum* (SCHLOTHEIM) sont exactement de cet âge : de l'horizon à *strangewaysi* à la partie supérieure du Toarcien inférieur.

La lacune d'environ 2 Ma, de la base du Toarcien inférieur, implique que la crise biologique « toarcienne » [Hallam, 1987] et ses différentes phases (extinction massive, survie et récupération) distinguées par Harries et Little [1999] ne sont pas représentées dans les coupes étudiées. En effet, cette crise, autrefois datée de la zone à Falciferum (*auct.*), est maintenant plus précisément datée de la partie

supérieure de la sous-zone à Semicelatum (et de la partie inférieure de la sous-zone à Exaratum), aussi bien dans le Nord-Ouest de l'Europe [Little et Benton, 1995] que dans les régions méditerranéennes [Macchioni, 2001]. Ceci permet d'exclure que les accumulations de fossiles d'âge toarcien inférieur de la région de Digne soient une matérialisation de cette crise biologique.

MILIEUX DE DÉPÔTS

« Calcaires boudinés »

La nature des restes organiques indique un milieu de dépôt de mer franche et leur diversité suggère que les eaux marines étaient à salinité et à température normales pour la profondeur correspondante. Ainsi, les foraminifères, encroûtants comme les nubéculaires, libres comme les lenticulines, lagénidés et nodosariidés, caractérisent un milieu circalittoral de sédimentation carbonatée relativement profonde sur plateau continental externe. La profondeur pourrait avoir été comprise entre 30 et 100 mètres. Les encroûtements de nubéculaires

laires jurassiques sont généralement rattachés à l'étage circalittoral mais de profondeur faible, de l'ordre de 30 à 50 mètres [Ingargiola, 1981 ; Morestin, 1986 ; Durllet, 1996]. Reste toutefois posée la question de l'autochtonie des nubéculaires dans cette série. De ce point de vue, les quelques débris de madréporaires proviennent sans doute d'une plate-forme carbonatée peu profonde proche. Cette profondeur proposée est finalement bien moindre que celle donnée (de l'ordre du millier de mètres) par Roux *et al.* [1988] pour les dépôts de même âge dans la même région de Digne, à partir des associations de crinoïdes. L'interprétation paléobathymétrique de ces auteurs fait référence aux peuplements actuels de crinoïdes, alors que ces organismes montrent dans leur histoire une migration bathymétrique avec abandon progressif des plates-formes épicontinentales et confinement vers le milieu bathyal. Les *Pleuroceras*, ammonites à mode de vie necto-benthique, indiqueraient aussi un milieu relativement peu profond sur plateau continental, de l'ordre de la centaine de mètres ou moins.

La matrice micritique et le fait que les bioclastes ne sont pas roulés mais au contraire anguleux et que des spicules de spongiaires apparaissent rassemblés en amas sans indice évident de transport, indiquent que le milieu était probablement à dominante calme. L'angulosité des bioclastes résulterait de la bioturbation, visible grâce aux remplissages de terriers ou galeries. La non orientation ou la faible orientation préférentielle des rosters de bélemnites, montre que si des courants existaient, ils étaient faibles et/ou inconstants en direction. La fréquence des débris de crinoïdes, dans la mesure où le milieu de vie des crinoïdes était proche du lieu de sédimentation, indique toutefois que des courants existaient. En effet, ces organismes nécessitent, pour que des nutriments leur parviennent, la présence de courants modérés et réguliers [Coulon, 1979 ; Morestin, 1986 ; Durllet, 1996]. La présence de fines lamines bioclastiques dans les packstones va dans le sens de l'existence de courants plutôt faibles.

L'abondance de pyrite indique que les fonds, vaseux à vaso-sableux, étaient sous conditions réductrices. En effet, il est généralement admis [Peckmann *et al.*, 1999] que la formation de pyrite se fait dans de tels sédiments par réduction sulfo-bactérienne de la matière organique. La couleur gris sombre à noir des calcaires est probablement due en grande partie à l'adsorption de cette matière organique par la micrite. Toutefois, les conditions réductrices n'impliquent pas pour autant une anoxie. La richesse en organismes benthiques traduit plutôt que des conditions d'oxygénation apparemment normales régnaient à l'interface eau/sédiment. Les sédiments vaseux à vaso-sableux étaient peut être sous conditions sous-oxygénés (hypoxiques), mais non anoxiques au vu de leur forte bioturbation.

« Marnes noires inférieures »

Le fait que toute la fraction bioclastique préservée dans cette unité soit identique à celle des « Calcaires boudinés », quoique un peu moins diversifiée, plaide en faveur d'un faible changement du milieu de dépôt au moins en terme de profondeur. En outre il semble que tous les bioclastes aient été importés dans ce milieu étant donné qu'ils sont de petite taille et presque tous disposés dans les lamines. Les changements majeurs du milieu concernent l'hydrodynamisme et l'oxygénation.

La présence dans toute l'unité de laminations à dominante plane et horizontale mais aussi de rides très aplaties, faiblement ondulantes, indique l'existence de courants permanents. Ces derniers pouvaient résulter de l'action de houles de tempêtes, comme le traduit la présence de bancs peu épais à litages en mamelons (*HCS*), généralement considérés comme étant des tempestites [Guillocheau et Hoffert, 1988 ; Guillocheau, 1991]. La petite taille de ces litages en mamelons et leurs structures en accrétion verticale bien représentée en feraient des tempestites médianes à distales *sensu* Guillocheau [1991]. Les litages convolutés sont le plus souvent interprétés comme étant des figures d'expulsion d'eau. De telles déformations dans un sédiment mou sont parfois considérées comme résultant du choc de vagues de tempêtes sur le fond [Molina *et al.*, 1998]. Le radical changement lithologique, marqué par l'importante quantité de terrigènes argilo-quartzueux apportée, est sans doute en relation avec l'accentuation de l'hydrodynamisme.

L'augmentation nette de la quantité de pyrite et la couleur noire prononcée du sédiment traduiraient une augmentation de la teneur en matière organique. Ceci est confirmé par les mesures du carbone organique par pyrolyse (cf. chapitre suivant). A l'instar de la diminution de la biodiversité, la préservation de la matière organique pourrait correspondre à des conditions anoxiques ou hypoxiques marquées. Le fait que l'endofaune soit absente ou très rare (pas de bioturbation visible contrairement à ce que montrent les « Calcaires boudinés ») est un argument supplémentaire en faveur d'une anoxie.

« Calcaires roux noduleux »

La matrice micritique, l'absence de laminations et de structures sédimentaires caractéristiques, la fréquence des fossiles entiers traduisent un milieu de dépôt apparemment calme. La diversité des organismes (crinoïdes, gastéropodes, lamellibranches, radiolaires, échinides...), la nature des foraminifères benthiques (lenticulines, lagénidés, nodosariidés...) indiquent une ouverture sur le large marin et des températures, salinité et oxygénation probablement normales. Le milieu devait être circalittoral, relativement profond (une centaine de mètres ?) sur plateau continental externe à sédimentation carbonatée. Plus calme, ce milieu a sans doute aussi été plus profond que celui des « Marnes Noires inférieures ».

L'ouverture sur le large marin est marquée par la fréquence des genres d'ammonites *Lytoceras* et *Phylloceras* qui, quoique semi-cosmopolites (ou pandémiques), sont dominants et constamment présents dans les successions téthysiennes distales et profondes [Tintant *et al.*, 1982 ; Cecca, 1992 ; Westermann, 1996]. Ces ammonoïdés indiquent donc une influence « océanique », ce que confirme la présence d'Ammonitina pandémiques de souche téthysienne comme *Hildoceras* et *Frechiella*. Les fonds, à dominante vaseuse, devaient être bien oxygénés comme le montrent l'abondante endofaune fouisseuse et la faible teneur de carbone organique préservée (toujours inférieure à 1 %, cf. chapitre suivant).

Toutefois, le milieu n'a pas dû être constamment calme. Les remaniements évidents des ammonites, les troncatures des moules internes des nautilus et des ammonites, pourraient témoigner de conditions hydrodynamiques momentanément fortes. Peut être y a-t-il eu relation entre de telles

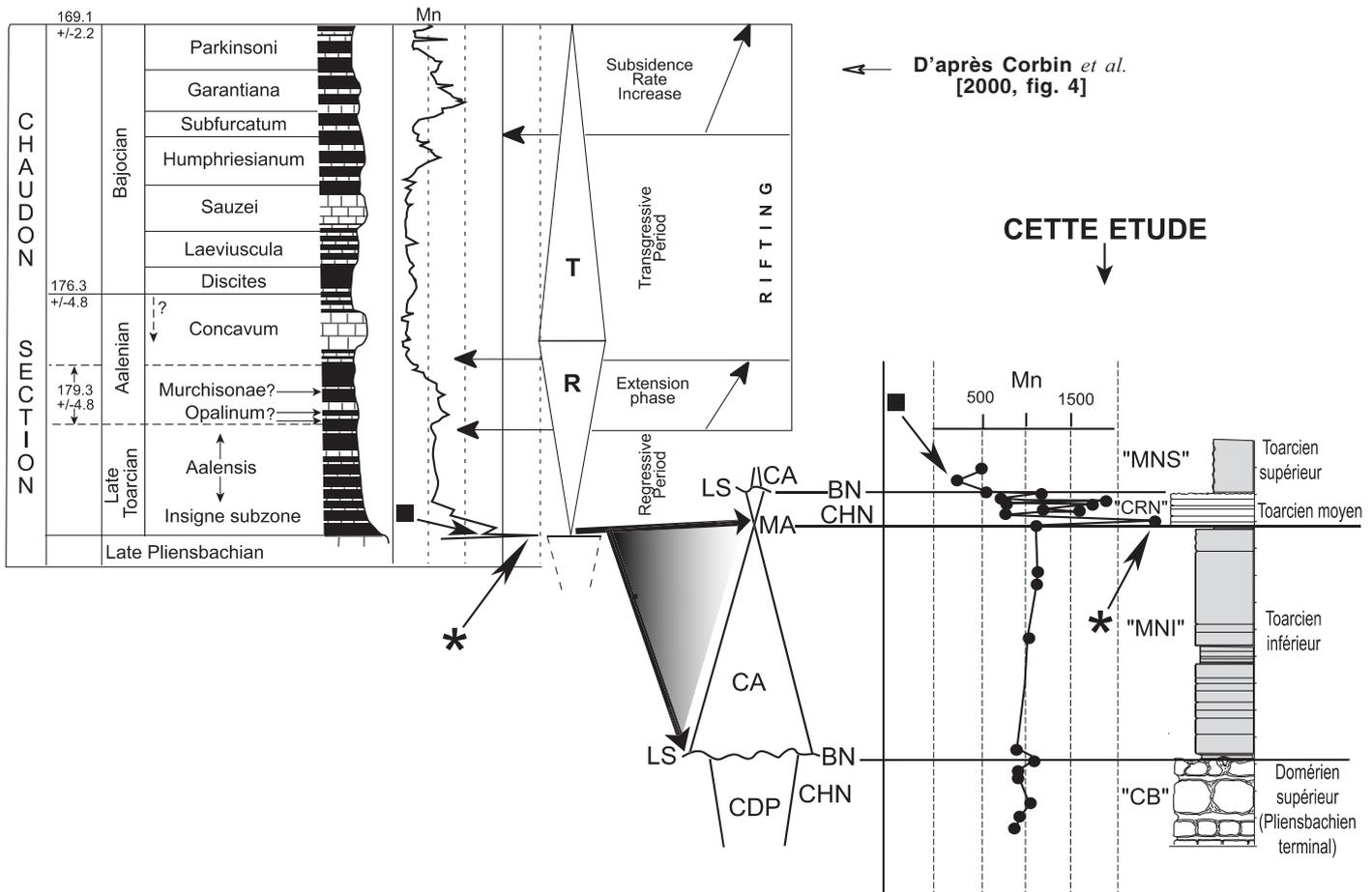


FIG. 8. – Séquences de dépôts définies à partir de la série étudiée à La Robine et à Marcoux (CDP : cortège de diminution de profondeur, CHN : cortège de haut niveau marin relatif, BN : bas niveau marin relatif, CA : cortège d'approfondissement, MA : maximum d'approfondissement, LS : limite de séquence). Corrélation, basée sur les données biostratigraphiques et sur l'analogie de pics (étoile et carré noirs) dans les courbes de variation des teneurs en manganèse, avec la base du cycle régressif (R) – transgressif (T) de second ordre d'âge Toarcien supérieur à Bajocien supérieur tel que reconnu par Corbin *et al.* [2000, figure 4] à partir d'autres coupes dans le bassin dauphinois.

FIG. 8. – Depositional sequences defined from the La Robine and Marcoux studied sections (CDP : shallowing systems tract, CHN : relative sea level highstand systems tract, BN : relative sea level lowstand, CA : deepening systems tract, MA : maximum deepening, LS : sequence boundary). Correlation, settled from biostratigraphic data and analogous shifts (black star and square) of the curves of variation of manganese values, to the base of the second order regressive (R) – transgressive (T) cycle, late Toarcian up to late Bajocian in age, as recognized by Corbin *et al.* [2000, figure 4] from other sections in the « Dauphinois » basin.

conditions (plus d'autres phénomènes associés ?) et les figures de dissolutions/remplissages géotropes sous les discontinuités (en intégrant la supposée lacune de l'horizon à *apertum*) qui séparent les bancs, notamment 1 et 2, et 2 et 3.

« Marnes noires supérieures »

La similitude des « Marnes noires supérieures » et des « Marnes noires inférieures » suggère que leurs milieux de dépôts devaient être analogues. Cependant l'absence de figures manifestes de tempêtes et un plus fort pourcentage d'argiles dans les premiers 1,50 mètres étudiés dans les « Marnes noires supérieures » témoigneraient d'un hydrodynamisme général moindre. La présence de lits de galets, emballés dans ces marnes et issus apparemment des « Calcaires roux noduleux » (certains même de leur banc 1), correspondrait à des épisodes à très fort hydrodynamisme susceptibles de remobiliser des éléments de « Calcaires roux noduleux ». Ces derniers ont sans doute été d'abord repris (bioturbés, mis à l'état de galets, encroûtés de stromatolites) lors de la longue lacune de sédimentation (5 Ma) du

sommet du Toarcien moyen et de la base du Toarcien supérieur, avant d'être remobilisés et inclus dans les « Marnes noires supérieures ».

APPORTS DES TENEURS EN MANGANÈSE ET EN MATIÈRE ORGANIQUE À LA RECONSTITUTION DES MILIEUX DE DÉPÔT ET DE LEUR ÉVOLUTION

Manganèse

La courbe de variation des teneurs en manganèse (fig. 2) montre des tendances et ruptures qui coïncident avec les changements des milieux de dépôts définis dans cette étude ou reconnus par ailleurs (fig. 8).

– Les teneurs en manganèse sont faibles à la partie supérieure des « Calcaires boudinés » et en particulier au niveau de leur surface (866 ppm). Or, cette surface est supposée marquer, à l'échelle régionale selon de Graciansky *et al.* [1993, 1998a et 1998b], un maximum de diminu-

tion de profondeur (maximum de régression marine) au Domérien final.

– Les teneurs, quoique encore faibles, croissent ensuite faiblement mais régulièrement (de 955 à 1518 ppm) dans les « Marnes noires inférieures ». Or, nous interprétons cette unité comme étant un cortège sédimentaire d'approfondissement (de transgression marine) au dessus de la surface supposée de régression précédente (forcée ?).

– La courbe présente un pic positif très marqué et maximum (2384 ppm) à la base des « Calcaires roux noduleux ». Ce pic correspond très probablement à celui figuré par Corbin *et al.* [2000, base Fig. 4, à la limite entre « *Late Pliensbachian* » et « *Late Toarcian* », sans plus de précision]. Pour ces auteurs, il correspond au maximum de transgression marine à la base de leur cycle régressif-transgressif de second ordre d'âge Toarcien supérieur à Bajocien supérieur (fig. 8) et à l'échelle du bassin subalpin dauphinois. Or, nous plaçons ici aussi un approfondissement important (et une transgression marine probablement associée) à la base des « Calcaires roux noduleux » que nous datons précisément de l'horizon à *lusitanicum* du Toarcien moyen (approfondissement suivi d'un haut niveau marin relatif pendant la zone à Bifrons) (fig. 8).

– Un pic négatif très marqué et minimum (347 ppm, carré noir sur fig. 8) est donné par un galet de « Calcaires roux noduleux » repris dans la base des « Marnes noires supérieures ». Or, nous considérons qu'une diminution de profondeur est advenue après le dépôt des « Calcaires roux noduleux » de sorte que ces derniers ont été remaniés. La chute du niveau marin relatif, qui a peut-être été importante, correspond à la lacune d'environ 5 Ma de la fin du Toarcien moyen et du Toarcien supérieur *pro parte*.

Matière organique

Les variations des teneurs en carbone organique (fig. 2) s'accordent également bien avec l'évolution proposée des milieux de dépôts.

– L'absence de carbone organique sur la surface sommitale des « Calcaires Boudinés » (le seul point où il n'y a aucune matière organique, les teneurs étant déjà faibles à très faibles au sein des calcaires) s'accorde bien avec l'hypothèse d'un maximum de diminution de profondeur au sommet du Domérien. Une telle absence est probablement liée au fait que la surface, très nettement durcie, a sans doute été longtemps balayée par des courants, et donc bien oxygénée.

– L'abondance du carbone organique dans les « Marnes noires inférieures » (contenu moyen de 1,5 % avec des maxima de 2,13 et 2,49 % à la partie inférieure des marnes dans l'horizon à *strangewaysi*) est du même ordre que celle reconnue dans d'autres séries d'âge toarcien inférieur du bassin dauphinois [Baudin, 1989]. En outre, les teneurs en matière organique devaient avoir été beaucoup plus élevées au départ car une grande part de cette matière a dû disparaître lors de maturation thermique [Baudin, 1989]. Cette abondance est classiquement reconnue dans les cortèges d'approfondissement (de transgression marine) [Baudin, 1999 ; Baudin *et al.*, 1999]. Le contraste entre les faibles teneurs en carbone organique dans les calcaires d'âge domérien et les fortes teneurs en carbone organique dans les marnes d'âge toarcien inférieur est très habituel dans les séries de ces âges du bassin de Paris [Baudin, 1989]. De plus,

les premiers centimètres des faciès argileux d'approfondissement (ou transgressifs) sont même parfois les plus riches en matière organique [Baudin, 1989], ce qui est le cas ici.

– Les faibles teneurs en carbone organique dans les « Calcaires roux noduleux » (de 0,93 à 0,09 %) sont en accord avec l'interprétation que cette unité représente un cortège sédimentaire de haut niveau marin relatif (fig. 8), dans des milieux de dépôts normalement oxygénés.

– Les teneurs minimales de 0,09 % pour la surface sommitale des « Calcaires roux noduleux » et de 0,03 % pour un galet de ces calcaires repris dans la base des « Marnes noires supérieures » sont cohérentes avec une chute du niveau marin relatif et corrélativement avec une oxygénation poussée à ce moment.

– Enfin, les teneurs en carbone organique de nouveau notables (1,09 %) dans la partie inférieure des « Marnes noires supérieures » sont en accord avec l'interprétation que la base de cette unité représente un cortège sédimentaire d'approfondissement (fig. 8) et donc un retour à des conditions plus favorables à la préservation de la matière organique.

SIGNIFICATION DES ACCUMULATIONS DE FOSSILES : MORTALITÉS EN MASSE *VERSUS* FOSSILISATIONS EXCEPTIONNELLES ET TÉMOIGNAGES D'ÉVÉNEMENTS OCÉANOGRAPHIQUES, CLIMATIQUES ET TECTONIQUES

Les données acquises précédemment montrent que les gisements fossilifères dans les « Marnes noires inférieures » et dans les « Calcaires roux noduleux » peuvent être considérés comme de véritables accumulations *post-mortem* mais aussi que les formations de ces gisements ont été régies par des phénomènes distincts. Il convient donc (a) de déterminer les processus biostratonomiques et/ou taphonomiques responsables des accumulations des fossiles et (b) de savoir si ces accumulations sont soit le résultat de mortalité en masse liée à des modifications des conditions paléoenvironnementales dans cette partie du bassin sub-alpin dauphinois, soit l'expression de fossilisations exceptionnelles rendues possibles par ces mêmes conditions.

Les gisements à ichtyosaures et organismes associés d'âge toarcien inférieur

Il a déjà été montré par la biostratigraphie que les très riches concentrations de fossiles d'ammonites, ichtyosaures, bélemnites et restes de bois dans les « Marnes noires inférieures » datant du Toarcien inférieur (sous-zone à Exaratum, horizon à *strangewaysi*), ne sont pas à mettre en relation avec la crise faunique aujourd'hui placée dans le Toarcien basal (partie supérieure de la sous-zone à Semicelatum [et partie inférieure de la sous-zone à Exaratum, horizon à *elegantinum* ?]). En outre, les accumulations de fossiles ne correspondent pas à une extinction massive mais plutôt à un régime normal de mortalité, étalé sur un laps de temps d'environ 700 à 800 000 ans (fig. 7).

L'anoxie spécifique de ce moment n'a probablement fait qu'affecter la biodiversité des peuplements, qui sont essentiellement oligospécifiques (le transport et l'accumulation des organismes ne devant pas avoir modifié de façon

importante la composition des peuplements d'origine). Il est à noter que si la durée des conditions anoxiques semblerait bien être limitée à la partie supérieure de la sous-zone à Semicelatum dans les secteurs distaux de la Téthys méditerranéenne où elle coïncide effectivement avec la crise biologique, ces conditions s'étendraient jusqu'à la partie inférieure de la zone à Bifrons dans le domaine nord-ouest européen, dont le bassin dauphinois.

L'hypothèse qu'une simple mortalité en masse soit survenue doit aussi être écartée par le fait que tous les fossiles apparaissent clairement déplacés de leur biotope d'origine. Les coquilles d'ammonites (essentiellement *Harpoceras* du gr. *falciferum*) sont souvent cassées et toutes disposées à plat en lumachelles (fig. 4f). Il est probable que leurs accumulations aient été contrôlées par des courants marins. En effet, ces ammonites, dont le régime alimentaire désormais connu est fait de petits crustacés décapodes [Jäger et Fraaye, 1997], ne pouvaient vivre dans ce milieu quasi dépourvu de ce benthos comme le montre l'analyse des microfaciès. L'abondance des bélemnites et ichtyosaures, qui vivaient normalement en pleine eau, peut-être au dessus et à proximité de ces fonds, n'est sans doute que le résultat de conditions optimales de fossilisation. Enfin, les restes de bois fossilisés (en général, les restes ligniteux très noircis sont les fragments les plus réfractaires à l'oxydation ; Baudin [1989]) ont été apportés du continent, tout comme les siliciclastiques.

Les gisements à *Hildoceras* d'âge toarcien moyen

Les riches gisements d'ammonites au sein des « Calcaires roux noduleux » et en particulier à leur base, résulteraient par contre de condensations et concentrations très probablement liées à un très faible taux de sédimentation carbonatée et à des remaniements lors des approfondissement et ouverture marine majeurs que caractérise cette unité. Pour le laps de temps correspondant de 0,85 à 1 Ma, le taux de sédimentation moyen aurait été d'à peu près 1 millimètre pour 1000 ans ou moins. Si le milieu de dépôt était calme d'une manière générale, les évidences de conditions hydrodynamiques momentanément très fortes (discontinuités inter-bancs avec structures d'érosion et en dessous cavités de dissolutions à remplissages géotropes, disposition anarchique des fossiles souvent obliquement par rapport à la stratification, tronçatures de moules internes d'ammonites et de nautilus, surtout au toit de l'unité, érosion des calcaires et reprise sous forme de galets encroûtés) montrent que les remaniements et re-dépôts de faune ont été nombreux.

Événements océanographiques, climatiques, tectoniques, et gisements fossilifères

Tout d'abord il est probable qu'un bas niveau marin relatif ait eu lieu au Domérien final ou vers la limite Domérien-Toarcien [de Graciansky *et al.*, 1993, 1998 ; Corbin *et al.*, 2000 ; cette étude, fig. 8 et 9]. Une cause climatique (refroidissement), est évoquée par certains auteurs dont Guex *et al.* [2001] pour expliquer la baisse du niveau marin (chute glacio-eustatique). Dans ces conditions, il est envisageable que les plateaux continentaux bordant le bassin dauphinois aient été en partie hors d'eau marine, colonisés par la végétation et le siège de dépôts siliciclastiques.

Un affaissement et un basculement tectoniques, sont très probablement survenus ensuite au Toarcien inférieur, horizon à *strangewaysi* (fig. 9B).

Le basculement est prouvé par la disposition stratigraphique en biseau (en prisme, fig. 9C) des « Marnes noires inférieures » coincées entre la surface basculée au toit des « Calcaires boudinés » et la base horizontale des « Calcaires roux noduleux ». Ce basculement de blocs a brusquement créé des espaces sous forme de petits hémigrabens, véritables pièges à sédiments et à organismes. Les contraintes distensives à l'origine du basculement (*tilting*) sont parfaitement exprimées par la fracturation de la surface durcie des « Calcaires boudinés » et par les failles ductiles plus le boudinage des bancs sous jacents non ou peu indurés. A La Robine, la direction moyenne N113° des boudins et des failles, et surtout le regard vers le SSW de ces dernières, indiquent un basculement vers le SSW (N203°) cohérent avec l'ouverture du prisme dans le même sens.

Dans de tels espaces localisés, ont été accumulés les terrigènes siliciclastiques (argiles, quartz et même feldspaths) et les restes de bois récupérés lors de la remontée du niveau marin relatif sur le plateau continental. Ainsi, dans cette dynamique de sédimentation et dans des fonds hypoxiques sinon anoxiques (c'est le moment de l'événement anoxique océanique), les meilleures conditions étaient réunies pour la fossilisation. Les restes des divers groupes représentés dans les gisements d'âge toarcien inférieur ont pu être enfouis, protégés des nécrophages et de l'oxydation, et finalement fossilisés. L'enfouissement s'est très probablement effectué par enfouissement dans un fond sédimentaire gorgé d'eau et très mou (« *very soft or soupy substrates* » *sensu* Martill [1993]) plutôt que grâce à un taux de sédimentation élevé (ce taux apparaissant au contraire faible à très faible). Une telle nature du fond est indiquée par les forts taux de compaction évalués en fonction des rapports d'écrasement des tours de spires des coquilles d'ammonites.

Un contrôle analogue d'un écosystème sous oxygéné de ce type, à savoir celui correspondant au « *Posidonia Shale* » d'âge toarcien inférieur dans le Sud-Ouest de l'Allemagne, par combinaison de variation du niveau marin et des conditions paléoclimatiques et paléogéographiques, a été mis en évidence par Röhl *et al.* [2001] et Schmid-Röhl *et al.* [2002].

Les affaissement et basculement tectoniques observés au Toarcien inférieur, bien intégrés dans les phases de *rifting* des marges continentales régionales [de Graciansky *et al.*, 1993, 1998] se sont sans doute poursuivis jusqu'à aboutir à un maximum d'ouverture marine sinon d'approfondissement (fig. 9D) pendant la première moitié du Toarcien moyen (horizon à *lusitanicum*), moment du pic des teneurs en manganèse. Cet enrichissement en manganèse est mis en relation avec des circulations hydrothermales liées aux réseaux de failles synsédimentaires délimitant les blocs basculés lors de la période de *rifting* [Corbin *et al.*, 2000], période précédant la phase de création de la croûte océanique liguro-piémontaise. En effet, l'océanisation, principale source de manganèse, n'aura lieu qu'au Callovien supérieur [Fourcade *et al.*, 1996].

Les gisements fossilifères à *Hildoceras* du Toarcien moyen (sous-zone à Bifrons, horizon à *lusitanicum* et horizon à *bifrons*), résultats de condensations fauniques (plus concentrations par remaniements) sous conditions de fossi-

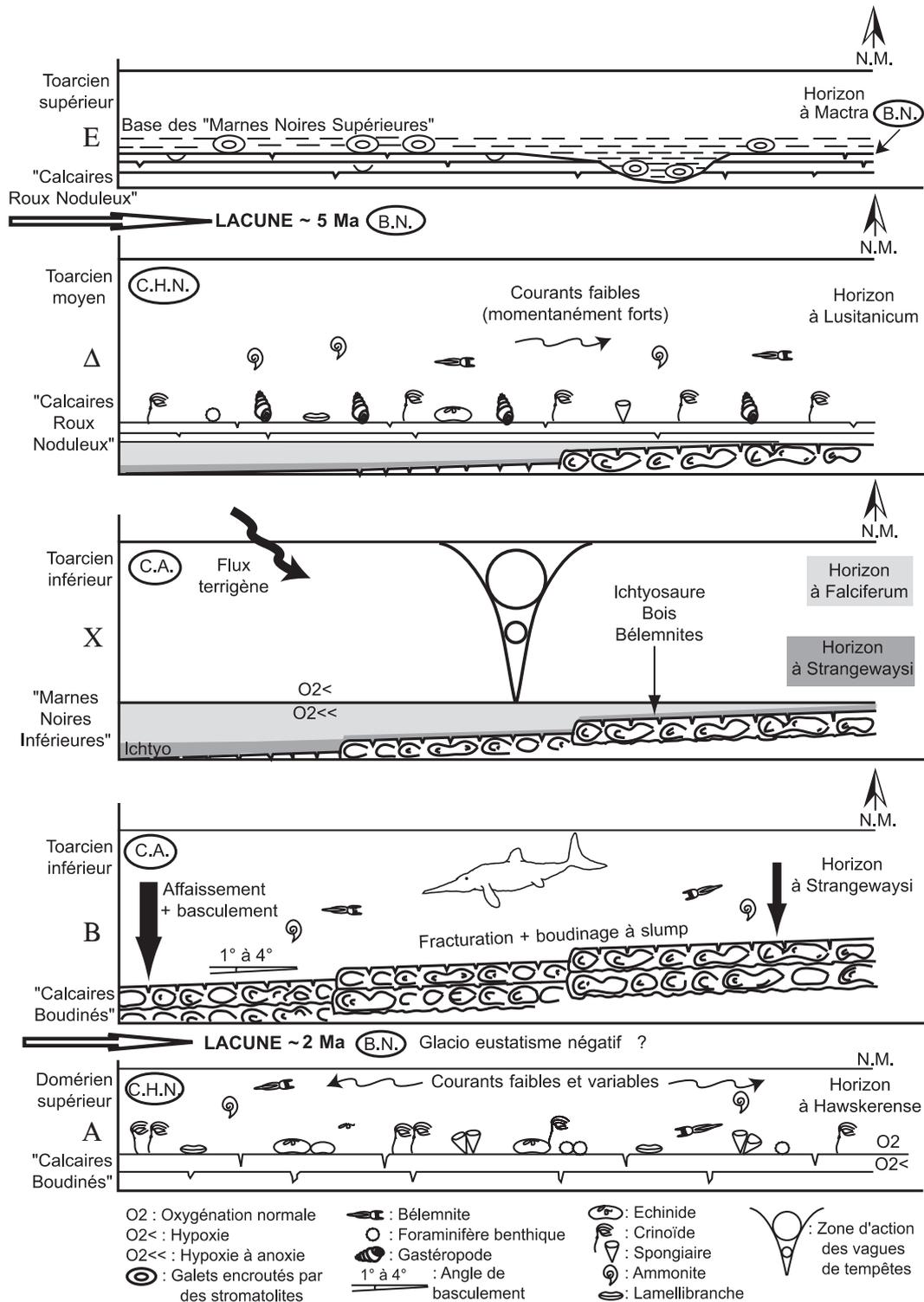


FIG. 9. – Succession d'événements ayant permis la formation des gisements fossilifères d'âge toarcien inférieur et moyen des coupes de La Robine et de Marcoux (C.H.N. : cortège de haut niveau marin relatif, B.N. : bas niveau marin relatif, C.A. : cortège d'approfondissement, N.M. : niveau marin).
 FIG. 9. – Successive events which controlled the formation of the early and middle Toarcian fossiliferous beds from the La Robine and Marcoux sections (C.H.N. : relative sea level highstand systems tract, B.N. : relative sea level lowstand, C.A. : deepening systems tract, N.M. : sea level).

lisation toujours favorables, seraient donc bien un témoignage que le bassin sédimentaire était affamé à l'occasion d'une transgression marine de grande ampleur et, qui plus est, dans une période de crise de production carbonatée [Bassoulet *et al.*, 1993a, 1993b ; Dromart *et al.*, 1996].

CONCLUSIONS

Les recherches pluridisciplinaires menées sur les gisements fossilifères d'âge toarcien inférieur et moyen de la région de Digne-Les-Bains ont donné les résultats principaux suivants.

Les gisements d'âge toarcien inférieur à ichtyosaures, ammonites et autres organismes, sont précisément rattachés à l'horizon à *strangewaysi*. L'accumulation de tous les fossiles n'est pas un témoignage d'une mortalité en masse, liée à une crise biologique « toarcienne » causée par un forçage externe, mais l'expression de conditions de fossilisation exceptionnelles : enfouissements quasi immédiats lors d'une anoxie (ou au moins hypoxie) spécifique du moment (sans exclure toutefois de possibles asphyxies périodiques). L'enfouissement a été rendu possible par basculement de blocs et création d'hémigrabens, pièges à sédiments et organismes, et sans doute renforcé par une montée du niveau marin relatif.

Les gisements d'âge toarcien moyen (horizons à *lusitanicum* et à *bifrons*), à ammonites et nautilus, résultent de condensations et concentrations fauniques lors d'une sédimentation très réduite liée à de larges ouverture et transgression marines lors de la crise de production de carbonates spécifique de cette période.

Les événements tectoniques et tectono-eustatiques étaient liés au rifting régional, prémice de l'ouverture de l'océan liguro-piémontais. Les événements océanographiques d'anoxie et de « crise des carbonates » avaient probablement une origine climatique, dans le sens d'un refroidissement.

Ces études montrent en fin de compte, que toute accumulation fossilifère extraordinaire doit être vue sous tous les angles possibles avant d'être interprétée en terme de mortalité en masse.

Remerciements. – Nous tenons à remercier la Réserve Géologique de Haute-Provence, le Conseil Général des Alpes de Haute-Provence, le Conseil Régional PACA et la Ville de Digne-Les-Bains pour leur soutien financier. Nous remercions également MM Jean Guex et Jacques Thierry, rapporteurs du manuscrit de cet article, et dont les remarques en ont amélioré la qualité. Les lames minces et surfaces polies ont été réalisées par MM Lionel Marié et Paul Papi. L'étude a été menée dans le cadre du programme CNRS ECLIPSE.

Références

- BASSOULET J.P., ELMI S., POISSON A., RICOU L.E., CECCA F., BELLION Y., GUIRAUD R. & BAUDIN F. (1993a). – Middle Toarcian (184 to 182 Ma). In : J. DERCOURT, L.E. RICOU et B. VRIELYNCK Eds., Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Explanatory Notes. – Gauthier-Villars, 63-80.
- BASSOULET J.P., POISSON A., ELMI S., CECCA F., BELLION Y., GUIRAUD R., LE NINDRE J.Y. & MANIVIT J. (1993b). – Middle Toarcian palaeoenvironments, carte à 1/20 000 000. In : J. DERCOURT, L.E. RICOU et B. VRIELYNCK Eds., Atlas Tethys, palaeoenvironmental maps. – BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison.
- BAUDIN F. (1989). – Caractérisation géochimique et sédimentologique de la matière organique du Toarcien téthysien (Méditerranée, Moyen-Orient). Signification paléogéographique. – Thèse Sci., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 350 p. (inédit, en dépôt à la Soc. géol. Fr.) et *Mém. Sci. Terre* Paris, **30**, 350 p.
- BAUDIN F. (1999). – Sédimentologie de la matière organique. – *Bull. Ann. Assoc. Géol. Aub.*, **20**, 49-83.
- BAUDIN F., BULOT L.G., CECCA F., COCCIONI R., GARDIN S. & RENARD M. (1999). – Un équivalent du « Niveau Faraoni » dans le bassin du Sud-Est de la France, indice possible d'un événement anoxique fini-hauterivien étendu à la Téthys méditerranéenne. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **170**, 4, 487-498.
- CECCA F. (1992). – Ammonite habitats in the early Tithonian of western Tethys. – *Lethaia*, **25**, 257-267.
- CORBIN J.C., PERSON A., IATZOURA A., FERRE B. & RENARD M. (2000). – Manganese in pelagic carbonates : indication of major tectonic events during the geodynamic evolution of a passive continental margin (The Jurassic European margin of the Tethys-Ligurian Sea). – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **156**, 123-138.
- COULON M. (1979). – Les systèmes biosédimentaires en relation avec les calcaires à entroques de Bourgogne (Aalénien-Bajocien). – Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Bourgogne, Dijon, 168 p. (inédit, en dépôt à la Soc. géol. Fr.).
- DROMART G., ALLEMAND P., GARCIA J.P. & ROBIN C. (1996). – Variation cyclique de la production carbonatée au Jurassique le long d'un transect Bourgogne-Ardèche, Est-France. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **167**, 3, 423-433.
- 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 Doct. Univ., Univ. Bourgogne, Dijon, 444 p. (inédit, en dépôt à la Soc. géol. Fr.).
- FOURCADE E., AZEMA J., BASSOULET J.-P., CECCA F., DERCOURT J., ENAY R. & GUIRAUD R. (1996). – Paleogeography and paleoenvironment of the Tethyan Realm during the Jurassic breakup of Pangea. In : A.E.M. NAIRN, J. DERCOURT, L.E. RICOU et B. VRIELYNCK Eds., The Ocean basins and margins, The Tethys Ocean. – Plenum Press, New York, **8**, 3B, 191-214.
- 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 : example from the southern Subalpine Jurassic basin, France. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164**, 5, 709-718.
- GRACIANSKY P.C. de, DARDEAU G., DOMMERGUES J.L., DURLET C., MARCHAND D., DUMONT T., HESSELBO S.P., JACQUIN T., GOGGIN V., MEISTER C., MOUTERDE R., REY J. & VAIL P.R. (1998a). – Ammonite biostratigraphic correlation and early Jurassic sequence stratigraphy in France : comparisons with some UK sections. In : P.C. GRACIANSKY de, J. HARDENBOL, Th. JACQUIN et P.R. VAIL Eds., Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – *SEPM sp. publ.* **60**, 583-622.
- GRACIANSKY P.C. de, JACQUIN T. & HESSELBO S.P. (1998b). – The Ligurian Cycle : an overview of Lower Jurassic 2nd order transgressive / regressive facies cycle in western Europe. In : P.C. GRACIANSKY de, J. HARDENBOL, T. JACQUIN et P.R. VAIL Eds., Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – *SEPM sp. publ.* **60**, 467-479.
- GUÉX J., MORARD A., BARTOLINI A & MORETTINI E. (2001). – Découverte d'une importante lacune stratigraphique à la limite Domérien-Toarcien : implications paléo-océanographiques. – *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, **87**, 3, 277-284.
- GUILLOCHEAU F. (1991). – Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtés. – *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **15**, 2, 383-410.
- GUILLOCHEAU F. & HOFFERT M. (1988). – Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plate-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **307**, 2, 1909-1916.
- HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT P. & JORDA M. (1989). – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille LA JAVIE (918). – Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, 152 p. et carte géologique par D. HACCARD., B. BEAUDOIN., P. GIGOT, M. JORDA *et al.* (1989) – Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

- HALLAM A. (1987). – Radiations and extinctions in relation to environmental change in the marine Lower Jurassic of northwest Europe. – *Paleobiology*, **13**, 152-168.
- HALLAM A. (1996). – Recovery of the marine fauna in Europe after the end-Triassic and early Toarcian mass extinctions. In : M.B. HART Ed. Biotic recovery from mass extinction events. – *Geol. Soc. sp. Publ.*, **102**, 231-236.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., GRACIANSKY P.C. de & VAIL P.R. (1998). – Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In : P.C. GRACIANSKY de, J. HARDENBOL, T. JACQUIN et P.R. VAIL Eds., Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – *SEPM sp. publ.* **60**, chart 6.
- HARRIES P.J. & LITTLE C.T.S. (1999). – The early Toarcian (early Jurassic) and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) mass extinctions : similarities and contrasts. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **154**, 39-66.
- HESSELBO S.P., GRÖCKE D.R., JENKYN H.C., BJERRUM C.J., FARRIMOND P., MORGANS BELL H.S. & GREEN O.W. (2000). – Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. – *Nature*, **406**, 392-395.
- 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 Doct. 3^e cycle, Univ. Bourgogne, Dijon, 158 p. (inédit, en dépôt à la Soc. géol. Fr.).
- JÄGER M. & FRAAYE R. (1997). – The diet of the early Toarcian ammonite *Harpoceras falciferum*. – *Palaeontology*, **40**, 2, 557-574.
- 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., GRÖCKE D.R. & HESSELBO S.P. (2001). – Nitrogen isotope evidence for water mass denitrification during the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event. – *Paleoceanography*, **16**, 6, 593-603.
- LITTLE C.T.S. & BENTON M.J. (1995). – Early Jurassic mass extinction : a global long-term event. – *Geology*, **23**, 495-498.
- MACCHIONI F. (2001). – Ammonites of the Domerian-early Toarcian in the Subbetic zone and in the Umbria-Marche Apennines. Taxonomy, taphonomy, biostratigraphy and palaeobiogeography. – Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Università degli Studi di Perugia, 183 p.
- MARTILL D.M. (1993) – Soupy substrates : a medium for the exceptional preservation of ichthyosaurs of the Posidonia Shale (Lower Jurassic of Germany). – *Kaupia*, **2**, 77-97.
- MESTRE M. (2001). – Événements biosédimentaires et tectoniques au Domerien supérieur-Toarcien enregistrés dans la série réduite de La Robine-Marcoux (nappe de Digne, Bassin du Sud-Est, Réserve Géologique de Haute-Provence). – Mém. D.E.A. Univ. Provence, Marseille, 38 p. (inédit, en dépôt Univ. Provence, Marseille).
- MOLINA J.M., ALFARO P., MORETTI M. & SORIA J.M. (1998). – Soft-sediment deformation structures induced by cyclic stress of storm waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir Basin, Spain). – Blackwell Science, Londres, p. 145-150.
- MORESTIN B. (1986). – Sédimentation et diagenèse dans le « calcaire à entroques » de Bourgogne (France) (Aalénien-Bajocien). – Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Bourgogne, Dijon, 163 p. (inédit, en dépôt à la Soc. géol. Fr.).
- PECKMANN J., PAUL J. & THIEL V. (1999). – Bacterially mediated formation of diagenetic aragonite and native sulfur in Zechstein carbonates (Upper Permian, Central Germany). – *Sediment. Geol.*, **126**, 205-222.
- RÖHL H.J., SCHMID-RÖHL A., OSCHMANN W., FRIMMEL A. & SCHWARK L. (2001). – Erratum to « The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany : an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea-level and paleoclimate » [*Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **165** (2001) 27-52]. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **169**, 273-299.
- ROUX M., BOURSEAU J.P., BAS T., DUMONT T., GRACIANSKY P.C. de, LEMOINE M. & RUDKIEWICZ J.L. (1988). – Bathymetric evolution of the Tethyan margin in the western Alps (data from stalked crinoids) : a reappraisal of eustatism problems during the Jurassic. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **IV**, 4, 633-641.
- SCHMID-RÖHL A., RÖHL H.J., OSCHMANN W., FRIMMEL A. & SCHWARK L. (2001). – Palaeoenvironmental reconstruction of Lower Toarcian epicontinental black shales (Posidonia Shale, SW Germany) : global versus regional control. – *Geobios*, **35**, 13-20.
- TINTANT H., MARCHAND D. & MOUTERDE R. (1982). – Relations entre les milieux marins et l'évolution des Ammonoïdés : les radiations adaptatives du Lias. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXIV**, 5-6, 951-961.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PEREZ-CRUZ C. (1991). – The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology, an overview. In : G. EINSELE, W. RICKEN et A. SEILACHER Eds, Cycles and events in stratigraphy. – Springer-Verlag, Berlin p. 617-659.
- WESTERMANN G.E.G. (1996). – Ammonoid life and habitat. In : N. LANDMAN, K. TANABE et R.A. DAVIS Eds., Ammonoid paleobiology. Topics in Geobiology. – Plenum Press, New York, **13**, 607-707.