

Réserve
Naturelle
Géologique
de Haute
Provence



TROIS GISEMENTS FOSSILIFERES PHARES DE LA RESERVE GEOLOGIQUE DE HAUTE PROVENCE

Livret - Guide d'Excursion Géologique

CONGRES DE L'ASSOCIATION
PALEONTOLOGIQUE FRANÇAISE

Digne Les Bains 3-5 mai 2007

Excursion Géologique
De La Robine à Castellane

5 mai 2007

DIRIGÉE PAR

M. FLOQUET, M. GUIOMAR ET J. L. DOMMERGUES



TROIS GISEMENTS FOSSILIFÈRES PHARES DE LA RÉSERVE GÉOLOGIQUE DE HAUTE PROVENCE

Livret - Guide d'Excursion Géologique

CONGRÈS DE L'ASSOCIATION DES PALÉONTOLOGISTES FRANÇAIS
Digne Les Bains, 3-5 mai 2007

Excursion Géologique de La Robine à Castellane, 5 mai 2007

SOMMAIRE

Partie I - Présentation de la Réserve Naturelle Géologique de Haute Provence et de ses sites fossilifères phares

par Myette GUIOMAR et Marc FLOQUET

I. 1 - Présentation de la Réserve Naturelle Géologique de Haute Provencep. 3

I. 2 - Présentation des sites fossilifères phares de la Réserve Géologique : historiques des découvertes et des études.....p. 6

Partie II - Les gisements fossilifères visités

II. 1 - Introduction : problématique, programmep. 17

II. 2 - Les gisements fossilifères à ichtyosaures et organismes associés, et à ammonites, de La Robine : mortalité normale, anoxie, piégeage..., condensationp. 19
par Marc FLOQUET, Philippe LEONIDE, Fabrizio CECCA, Myette GUIOMAR, François BAUDIN, Christophe DURLET, Francesco MACCHIONI, Yves ALMERAS, Matthieu MESTRE et Louis ANDREANI

II. 3 - Le gisement fossilifère des Isnards ou la « dalle » à ammonites (Sinémurien inférieur) : concentration banale ou extraordinaire ?.....p. 49
par Jean Louis DOMMERGUES

II. 4 - Le gisement fossilifère à dugongs (siréniens) du synclinal de Taulanne : hécatombes, tsunamites / tempestites, enfouissementp. 57
par Marc FLOQUET, Nicole FLOQUET, Myette GUIOMAR, Didier MARCHAND et Didier LAMOTTE

PARTIE I

PRÉSENTATION DE LA RÉSERVE NATURELLE GÉOLOGIQUE DE HAUTE PROVENCE ET DE SES SITES FOSSILIFÈRES PHARES

par Myette GUIOMAR et Marc FLOQUET***

**Réserve Géologique Naturelle de Haute Provence, Parc Saint-Benoît, BP 156, 04005 Digne Les Bains.
Courriel : m.guiomar@resgeol04.org*

***Université de Provence, Centre de Sédimentologie - Paléontologie, Laboratoire de Géologie des Systèmes
et Réservoirs Carbonatés (FRE CNRS 2761), 3 place Victor Hugo, case postale 67, 13331 Marseille Cedex 03.
Courriel : Marc.Floquet@up.univ-mrs.fr*

I. 1 - PRÉSENTATION DE LA RÉSERVE NATURELLE GÉOLOGIQUE DE HAUTE PROVENCE

La « Réserve de Digne » est à la fois :
une Réserve Naturelle Nationale, un European Geopark, un Territoire UNESCO

La Région Provence - Alpes - Côte d'Azur (PACA) bénéficie d'un patrimoine géologique exceptionnel valorisé et protégé au sein de 3 Réserves Géologiques (12 au total en France) : la Réserve Naturelle Géologique de Haute Provence (RNGHP), la Réserve Naturelle Géologique du Luberon, la Réserve Naturelle Géologique de la Sainte Victoire.

La RNGHP fait partie des 156 Réserves Naturelles de France (fig. 1, gauche).

La RNGHP est également à l'origine du réseau des European Geoparks, qui sont aujourd'hui au nombre de 25 (fig. 1, droite).

La RNGHP est aussi un Territoire UNESCO de même que la Réserve Naturelle Géologique du Luberon.

I. 1. 1 - Cadre géographique et administratif

Le territoire de la RNGHP, protégé depuis 1984, s'est élargi au cours du temps à de nombreuses communes : 55 communes, et bientôt 61, dont 48 communes des Alpes de Haute Provence (04), et 7 communes du Var (83) (fig. 2, gauche).

18 sites sont classés en Réserves Naturelles, le reste du territoire constituant le périmètre de protection, étant l'équivalent des zones périphériques des parcs nationaux (fig. 2, droite).

I. 1. 2 - Cadre Géologique

Située dans les Chaînes Subalpines Méridionales, la RNGHP s'étend depuis Seyne les Alpes au Nord jusqu'à Comps sur Artuby au Sud. Plusieurs grandes unités tectoniques sont donc concernées : la nappe de charriage de Digne, l'arc plissé de Castellane, le bassin de Digne - Valensole et des chaînons provençaux varois.

Ce territoire a été rendu célèbre par ses riches gisements de fossiles répartis sur 300 millions d'années. Territoire réputé pour ses qualités pédagogiques, c'est un véritable champ d'apprentissage de la géologie à tous les niveaux.

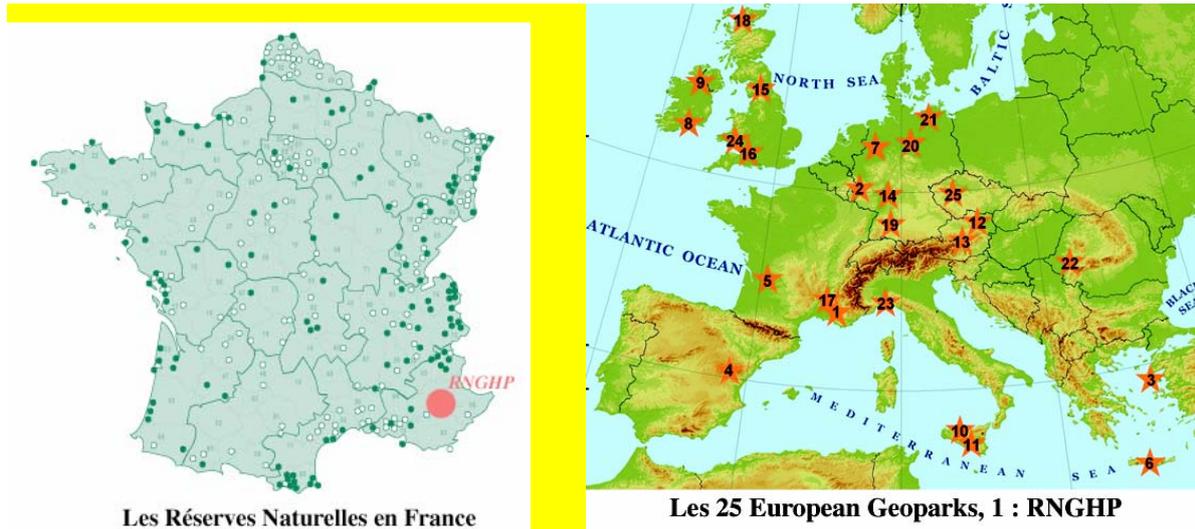


Figure 1 - Les Réserves Naturelles de France et les Géoparks d'Europe dont la Réserve Naturelle Géologique de Haute Provence (RNGHP).

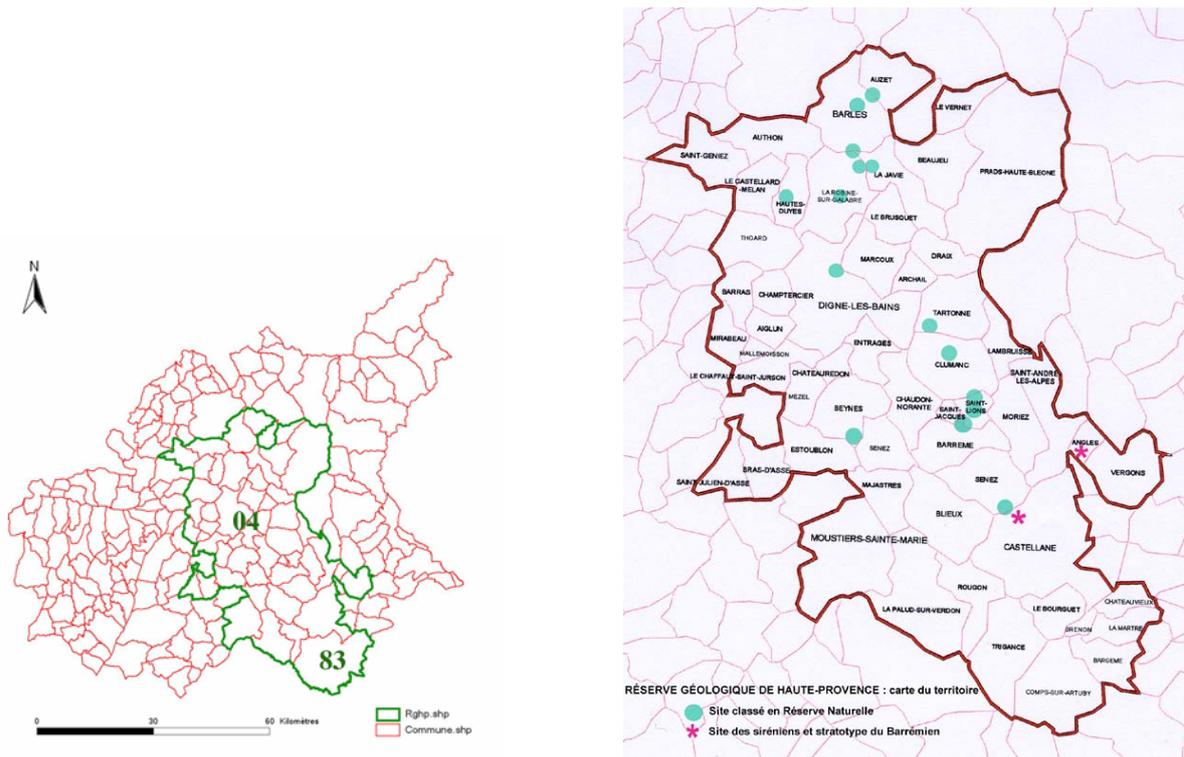


Figure 2 - Situation de la Réserve Naturelle Géologique de Haute Provence dans les départements des Alpes de Haute Provence et du Var. Localisation des sites classés en Réserves Naturelles.

I. 1. 3 - Les actions de la Réserve Géologique : protection, valorisation, sensibilisation, recherche scientifique

La Réserve Géologique a évolué avec le temps : tout en poursuivant ses trois missions principales en tant que Réserve Naturelle (protection, valorisation, sensibilisation), la RNGHP a développé certaines de ses actions comme celles touchant à la connaissance (recherche scientifique, inventaire du patrimoine...) ou celles touchant à la diffusion.

Elle a aussi élargi ses champs d'actions au développement durable à travers le géotourisme, à l'art contemporain... : de nouvelles expériences qui contribuent à sensibiliser et faire connaître ce fabuleux patrimoine géologique.

Certains programmes européens ont donné l'opportunité à la Réserve de concevoir de nouveaux circuits de découvertes se traduisant par l'aménagement de sites pour le public.

Un programme d'études scientifiques a donc accompagné les nouveaux projets de valorisation. Pour certains sites, il s'agissait surtout d'une actualisation des connaissances. Mais pour d'autres, comme celui des siréniens de Castellane, il s'agissait de lancer une étude globale du site et de son contenu paléontologique.

C'est grâce à ce programme que de nombreuses découvertes scientifiques ont pu être faites : mise au jour du site unique au monde des siréniens de Castellane, mise au jour de la plus vieille exploitation de sel en Europe avec le puits de Moriez...

Depuis la dernière décennie, la Réserve a découvert de nombreux restes d'ichtyosaures d'âges variés, suscitant un nouvel intérêt scientifique et rendant ainsi la région très originale du point de vue paléontologique. Ainsi, les restes d'ichtyosaures de Prads, comptant parmi les rares derniers représentants du groupe, sont ils précieux...

Les thèmes de recherche abordés par la Réserve et développés avec ses partenaires, sont très divers. Bien sûr toujours au cœur de ces thèmes : la paléontologie, la géomorphologie, la sédimentologie, la paléoécologie, la stratigraphie, la paléobotanique et l'évolution climatique holocène, la tectonique, l'archéologie minière, et bien d'autres... Ces recherches peuvent se prolonger vers des applications comme les études sur les glissements de terrains...

Les études paléontologiques concernent pour une grande part les ammonites, fossiles stratigraphiques par excellence (avec sur le territoire le stratotype du Barrémien et deux candidats pour les GSSP : Albien et Bathonien). Mais elles concernent aussi les végétaux, toutes sortes d'invertébrés et de vertébrés du Carbonifère au Quaternaire.

Toutes ces études sont menées en collaboration avec de très nombreux scientifiques et avec le soutien des membres du Comité Scientifique de la RNGHP (liste ci-dessous).

Liste des membres du Comité Scientifique de la Réserve Naturelle Géologique de Haute Provence

Pierre ARLHAC (Université de Provence - Aix-Marseille I, Centre de Sédimentologie - Paléontologie, retraité) ; Olivier BELLIER (Université Paul Cézanne - Aix-Marseille III, CEREGE, UMR CNRS 6635) ; Jean BORGOMANO (Université de Provence - Aix-Marseille I, Laboratoire de Géologie des Systèmes et Réservoirs Carbonatés, FRE CNRS 2761) ; Fabrizio CECCA (Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, UMR CNRS 5143 Paléobiodiversité et Paléoenvironnements) ; Patrick DE WEVER (Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, Laboratoire de Géologie), Jean-Louis EDOUARD (Université Paul Cézanne - Aix-Marseille III, Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie) ; Marc Floquet (Université de Provence - Aix-Marseille I, Laboratoire de Géologie des Systèmes et Réservoirs Carbonatés, FRE CNRS 2761) ; Jean GAGNEPAIN (Musée de Préhistoire des Gorges du Verdon) ; André GIRAUD (École Polytechnique de Grenoble) ; Fabienne GIRAUD (Université Claude Bernard - Lyon I, Département des Sciences de la Terre) ; Laurent JOLIVET (Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, Laboratoire de Tectonique, UMR CNRS 7072) ; Nicolle MATHYS (CEMAGREF Grenoble, Unité de Recherche "Erosion Torrentielle Neige et Avalanches") ; Jean-Michel MAZIN (Université Claude Bernard - Lyon I, Département des Sciences de la Terre) ; Philippe MÜNCH (Université de Provence - Aix-Marseille I, Laboratoire de Géologie des Systèmes et Réservoirs Carbonatés, FRE CNRS 2761) ; Pascal NEIGE (Université de Bourgogne, Dijon, Centre des Sciences de la Terre) ; Davide OLIVERO (Université Claude Bernard - Lyon I, Département des Sciences de la Terre) ; Stéphane REBOULET, Université Claude Bernard - Lyon I, Département des Sciences de la Terre) ; Claude ROUSSET (Université de Provence - Aix-Marseille I, Laboratoire de Chimie de l'Environnement, retraité)

I. 2 - PRÉSENTATION DES SITES FOSSILIFÈRES PHARES DE LA RÉSERVE GÉOLOGIQUE : HISTORIQUES DES DÉCOUVERTES ET DES ÉTUDES

I. 2. 1 - Les sites fossilifères à ichtyosaures

Les premiers restes de « sauriens » ont été signalés par Garnier dans les environs de Digne Les Bains, près d'Entrages, lors d'une excursion de la Société Géologique de France en 1872.

Lors des premiers camps de terrains organisés dans la région par l'ENSMP, divers ossements d'ichtyosaures ont été repérés dans le synclinal de la Robine, et de nombreuses vertèbres ont terminé leur belle histoire géologique, posées au coin d'un bureau parisien, parfois transformées en cendriers... Bernard Beaudoin qui a fait ces premiers camps dans la vallée du Bès serait ainsi un des premiers inventeurs de ces reptiles marins. Et Marcel Lemoine avoue s'être assis accidentellement dans les années 1956-1958 sur la cage thoracique de « notre » ichtyosaure de La Robine pour saucissonner ! (communication orale) (fig. 3). Certaines découvertes ont été consignées dans des rapports de stages ou dans des publications (Benabdelkader & Dreyfus, 1964 ; Coadou & Beaudoin, 1972, 1975).

Puis sont venues les synthèses régionales (Debrand-Passard & Courbouleix, 1984 ; de Graciansky *et al.*, 1993) permettant de resituer le site à ichtyosaure dans la série sédimentaire et les séquences de dépôt d'âge Jurassique du Bassin Dauphinois.



Figure 3 - Série de vertèbres d'ichtyosaure (photographie de Marcel Lemoine, années 1960).



Figure 4 - L'ichtyosaure de La Robine dans son musée de site peu après l'inauguration (personne : Nadine Gomez).

À l'époque où l'idée d'une Réserve Géologique à Digne Les Bains commençait à émerger, Georges Belon, un Dignois passionné de géologie, et qui avait sympathisé avec Marcel Lemoine et ses collègues, prend connaissance de l'existence de l'ichtyosaure de La Robine. Il fait part de la découverte à Guy Martini, futur directeur de la RNGHP. Dans le cadre de ce projet de Réserve, de protection sur place et de valorisation du site, une fouille est lancée et un squelette presque complet d'ichtyosaure est dégagé. Le premier musée de site en Europe protégeant les ossements d'un grand vertébré fossile est aménagé et inauguré en 1984 (fig. 4).

Lors de la fouille, Jean-Michel Mazin, spécialiste des ichtyosaures, identifie le genre *Ichthyosaurus* mais aucune étude du squelette n'est alors réalisée. La présence d'*Hildoceras bifrons* au dessus du squelette avait incité les géologues à lui attribuer un âge Toarcien moyen. Haccard *et al.* (1977), dans la notice de la carte de La Javie, attribua les restes de reptiles marins à deux niveaux stratigraphiques : au sommet de la barre calcaire d'âge Domérien supérieur et dans les calcaires à *Hildoceras bifrons*.

Mais comme la datation demeurait incertaine et que de nouvelles découvertes d'ichtyosaures étaient faites (Myette Guiomar) il a été proposé puis décidé d'entreprendre des études spécifiques à la fois sur la stratigraphie et la sédimentologie du site de La Robine et de celui, nouvellement découvert, de Marcoux (établissement de l'âge précis, reconstitution des paléoenvironnements de dépôt et de fossilisation) et sur la paléontologie des divers fossiles (ichtyosaures, ammonites, bois...).

Ces études ont été menées par une équipe pilotée par Fabrizio Cecca, Marc Floquet, Myette Guiomar, comprenant aussi François Baudin, Christophe Durllet, Yves Alméras et Francesco Macchioni, plus deux étudiants réalisant leurs stages de recherches en Maîtrise (Louis Andréani, 2002, paléontologie des ichtyosaures) et en Diplôme d'Etudes Approfondies (Matthieu Mestre, 2001, stratigraphie et sédimentologie des terrains des sites fossilifères).

Les résultats de ces études ont été présentés à un Congrès sur la paléobiodiversité et ont été consignés dans une publication au Bulletin de la Société Géologique de France (Floquet *et al.*, 2003). La plupart des résultats sont repris dans ce livret - guide (Partie II. 2 -, ci-après).

Ce site de La Robine va être l'objet d'un nouvel aménagement pour le public.

Etant donné que d'autres ichtyosaures ont pointé leur rostre ou leurs palettes natatoires dans d'autres sites d'âge Liasique des environs de Digne Les Bains et d'âge Crétacé inférieur de la Haute Bléone, vers Chanolles, Blégiers et Prads (fig. 5, 6 et 7), les études se sont poursuivies dans le cadre d'un projet intitulé « La Route des Icthyosaures ».

L'une de ces études (Chanolles, série d'âge Aptien - Albien, ichtyosaure d'âge Aptien final) a été menée par une équipe pilotée par Marc Floquet et comprenant François Baudin, Luc Bulot, Myette Guiomar, plus une étudiante réalisant son stage de recherches en Diplôme d'Etudes Approfondies (Fanny Travassac, 2004, stratigraphie, sédimentologie, géochimie). Le site est aujourd'hui aménagé pour le public.

Au final, bien que les restes d'ichtyosaures dans la RNGHP ne soient pas aussi extraordinaires que ceux d'Holzmaden (squelettes le plus souvent partiels, parfois seulement quelques os en connexion), les sites où ils ont été trouvés sont si nombreux (un premier inventaire a permis d'en recenser près d'une vingtaine) et d'âges si variés (du Lias au Crétacé inférieur) que l'ensemble des gisements de la région de Digne Les Bains en acquiert une grande originalité.



Figure 5 - L'ichtyosaure d'âge Aptien final de La Mélaie (Prads 2) vers Chanolles.



Figure 6 - Moulage de l'ichtyosaure d'âge Aptien final de La Mélaie (Prads 2) vers Chanolles.



Figure 7 - Le reste d'ichtyosaure d'âge Aptien final des environs de Blégiers (Prads 1).

Références bibliographiques

- ANDRÉANI L. (2002) - Étude paléontologique des ichtyosaures du Toarcien inférieur des environs de Digne : considérations écologiques et taphonomiques. Mémoire de Stage de Maîtrise de l'Université de Provence, Aix - Marseille I, 35 p., inédit, ouvrage en dépôt au Centre de Sédimentologie - Paléontologie de l'Université de Provence, Marseille
- BENABDELKADER M. & DREYFUS M. (1964) - La cuvette de la Robine. Rapport de stage Ecole Nationale Supérieure des Moteurs et des Pétroles, Paris, 36 p., inédit
- COADOU A. & BEAUDOIN B. (1972) - Manifestations tectoniques du Lias moyen au Dogger dans les chaînes subalpines méridionales. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 236-238
- COADOU A. & BEAUDOIN B. (1975) - Pulsations tectoniques et rythmes sédimentaires associés dans le bassin subalpin méridional (France) au Jurassique inférieur et moyen. 9^{ème} Congrès International de Sédimentologie, Nice, 49-60
- DEBRAND-PASSARD S. & COURBOULEIX S. (1984) - Synthèse géologique du Sud - Est de la France. Volume 1 : Stratigraphie et Paléogéographie. Volume 2 : Atlas. *Mem. BRGM*, 125-126, 1-615
- FLOQUET M., CECCA F., MESTRE M., MACCHIONI F., GUIOMAR M, BAUDIN F., DURLET C. & ALMÉRAS 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
- GARNIER A. (1872) - Séance du 17 septembre 1872. *Bull. Soc. Géol. France*, 29, 719-723
- GRACIANSKY P. C. de, DARDEAU G., DUMONT T., JACQUIN T., MARCHAND D., MOUTERDE R. & VAIL P. R. (1993) - Séquences de dépôt, cycles transgressifs-régressifs et tectonique d'extension : l'exemple du bassin dauphinois dans la région de Digne au Lias et au Dogger. *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 709-718
- HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT P. & JORDA M. (1989) - Notice explicative de la Carte Géologique de la France (1.50000), 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
- MESTRE M. (2001) - Événements 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 Diplôme d'Etudes Approfondies de l'Université de Provence, Aix - Marseille I, 38 p., inédit, ouvrage en dépôt au Centre de Sédimentologie - Paléontologie de l'Université de Provence, Marseille
- TRAVASSAC F. (2004) - Stratigraphie, sédimentologie et géochimie d'une série apto-albienne du bassin vocontien. Implications paléoenvironnementales (région de Chanolles, Alpes de Haute Provence). Mémoire de Diplôme d'Etudes Approfondies de l'Université de Provence, Aix - Marseille I, 38 p., inédit, ouvrage en dépôt au Centre de Sédimentologie - Paléontologie de l'Université de Provence, Marseille

I. 2. 2 - La « dalle » à ammonites des Isnards

La « dalle » à ammonites, classée RN, célèbre dans le monde entier, fait aujourd'hui partie du paysage et de la vie de la région dignoise. Elle est devenue l'emblème de la ville et, plus que Digne Les Bains, c'est Digne Les Ammonites !

Pourtant, elle n'a pas toujours été à la vue de tous. Au plus loin que l'on peut remonter au XIX^{ème} siècle dans les publications scientifiques, géologiques ou plus largement naturalistes, nulle mention n'est faite de cet affleurement. Elle n'aurait pu « échapper » à d'Orbigny qui a parcouru toute la région vers le milieu de ce siècle, secondé par les naturalistes locaux. Ce sont surtout les environs de Chaudon près de Digne Les Bains qui ont retenu son attention.

Lors d'une excursion de la Société Géologique de France à Digne Les Bains, Dieulafait, Garnier & Hébert (1872) font maintes observations sur le Lias inférieur : *Ammonites bucklandi* est signalée dans les couches à « gryphées arquées » dans le ravin de Givaudan (ou Champourcin) (voir Partie II. 2 -, ci-après), c'est à dire le ravin qui débouche à côté du site, celui-ci n'étant bien évidemment alors pas visible. Il ne fut pas plus reconnu lors d'une nouvelle excursion menée à Digne Les Bains en 1895. Vers la même époque (Haug, 1889 ; Honnorat Bastide, 1890 ; Haug, 1896), il est seulement fait mention des nombreuses ammonites dont *Arietites bucklandi*, notamment dans la notice de la première carte géologique de Digne à 1.80.000.

La découverte du banc fossilifère est donc bien plus tardive et serait, au début du XX^{ème} siècle, la conséquence des travaux d'élargissement de la route de Digne Les Bains à La Robine, l'actuelle D 900 A. Autrefois, aussi bien les voies romaines que les chemins et sentiers muletiers ne passaient pas par les fonds de vallées, trop dangereux, mais par les hauteurs, parfois en crête parfois à mi hauteur dans les versants. La « dalle » est donc un des témoins de la vie « moderne » qui arrive dans les Basses Alpes.

Quelques mètres carrés du banc fossilifère se sont alors retrouvés à l'air libre, dominant la route départementale. Aujourd'hui encore les véhicules roulent au pied même de l'affleurement et, au-delà de la route, alors que ce devrait être le lit de la Bléone, c'est la... décharge de Digne !!

Vers le milieu du XX^{ème} siècle, de nombreuses coupes du Lias sont étudiées dans la région de Digne Les Bains, notamment par René Mouterde dont les travaux font toujours référence (Mouterde, 1961 ; Mouterde *et al.*, 1966). Gérard Thomel, alors enseignant à Digne Les Bains, s'émouvant de voir un gisement tel que la « dalle » soumis aux exploitations des collectionneurs, avait fait poser un grillage interdisant l'accès au site. Mais les ammonites, en fait pas très belles et souvent incomplètes, ne semblaient pas valoir la peine de se donner du mal pour en récolter quelques morceaux.

En 1979, le premier chantier d'aménagement sur la « dalle » par l'organisme préfigurant la « Réserve Géologique de Digne », a permis la mise au jour de 600 ammonites sur 160 m².

La première étude de la « dalle » à ammonites est initiée par Luc Bulot, alors responsable des études scientifiques et des collections de la Réserve Géologique, dans le but de préciser la stratigraphie de la série régionale d'âge Sinémurien et la paléocologie de la faune fossilisée. Pour ce faire, Luc Bulot sollicite Jean-Louis Dommergues pour l'étude des ammonites et Michel Corna pour celle des lamelibranches. Les recherches portèrent sur 4 coupes de la série d'âge Sinémurien des régions de Digne Les Bains et de Castellane et permirent de mettre en évidence plusieurs discontinuités lithologiques et niveaux fossilifères remarquables (Corna *et al.* 1990). Ce sont essentiellement les résultats de cette étude qui sont présentés ici (cf. Partie II. 3 -, ci-après).

En 1992, la Réserve Géologique réalise le moulage des 160 m² de la « dalle » pour la ville de Kamaishi au Japon qui désirait -de fait- acquérir l'original. Le moulage a été réalisé par l'équipe de la Réserve en 30 morceaux avant que ceux-ci soient expédiés et assemblés au Japon (fig. 8).

En 1994, un second chantier (fig. 9) mené dans le cadre d'un partenariat avec l'Université de Bucarest (programme Tempus), a permis de mettre à nu la partie haute de l'affleurement et de doubler à 320 m² la surface visible de la dalle et ainsi de rendre visibles plus de 1550 ammonites. La surface fossilifère dégagée était donc une nouvelle source de données scientifiques. Une première analyse de la faune a commencé, conduisant à une révision stratigraphique. Ces travaux étaient la première étape d'un projet de musée et de protection de la « dalle ». Le projet n'a malheureusement pas abouti par manque de financements, pour quelques milliers de francs à l'époque, et il n'était plus question de dépenser (et de rechercher) des subventions pour de seules recherches scientifiques.



Figure 8 - Moulage de la « dalle » à ammonites pour la ville de Kamaishi.



Figure 9 - Le chantier d'agrandissement de la « dalle » de 1994.

Alors que la réplique japonaise est abritée dans un magnifique musée, la « dalle » originale continue de subir les intempéries. Cependant, en 2006, la Ville de Digne Les Bains a sollicité un bureau d'études pour re-étudier (fig. 10) la faisabilité d'un nouveau projet associant la « dalle » et son musée de site à d'autres sites, dans le but d'une valorisation commune. Ainsi ce projet participerait à la notoriété touristique de Digne Les Bains et de la Réserve Géologique.

La suite au prochain épisode.



Figure 10 - La « dalle » à ammonites en 2006.

Références bibliographiques

CORNA M., DOMMERGUES J. L., GUIFFRAY A. & BULOT L. (1990) - Quelques points remarquables dans le Sinémurien des Alpes de Provence (France); précisions biostratigraphiques et paléontologiques. *Géologie Méditerranéenne*, 17, 3-37

DIÉULAFAIT, GARNIER A. & HEBERT (1872) - Séance du 17 septembre 1872. *Bull. Soc. Géol. France*, 29

HAUG E. (1889). - Lias, Bajocien et Bathonien dans les chaînes subalpines entre Digne et Gap. *Comptes Rendus Acad.Sci. Paris, (D)*, 108, 689-692

HAUG E. (1896). Feuille de Digne, *Bulletin Service Carte Géologique France*, t. 8, p.53.

HONNORAT-BASTIDE E. F. (1890) - Sur les couches indécises du Lias et du Bajocien à Digne. *Association Française pour l'Avance de la Science*, 369-376

MOUTERDE R. (1961) - Variations du Lias supérieur entre Gap, Digne et Castellane. *Mémoires du BRGM, Colloque sur le Lias Français*, 4, 715-718

MOUTERDE R., KERRIEN Y., LABOURGUIGNE J. & MANIVIT J. (1966) - Le Lias et le Bajocien de La Javie (Basses - Alpes). *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), VIII, 347-352

I. 2. 3 - Le site à siréniens

Dans les années 1930, Albert F. de Lapparent sillonne la région : il a entrepris, sous la direction de C. Jacob Professeur à la Sorbonne, un vaste travail de cartographie et d'analyse intitulé « Etudes Géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance ».

Lors de ses recherches, en remontant le ravin de Tabori près de Taulanne, il constate la présence d'ossements de siréniens qu'il attribue à *Halitherium* (de Lapparent, 1938). Non pas qu'il ait reconnu le genre, mais probablement en référence aux restes de siréniens découverts en France dans le Stampien du Bassin Parisien. A la même époque, Goguel (1936) fournissait le cadre structural de la région, dont celui de l'arc de Castellane.

À la fin des années 1960 le gisement de Taulanne est prospecté et exploité par une équipe de chercheurs et d'étudiants (Freudenthal, 1969) de l'Université d'Amsterdam. Heal (1973), de l'Université de Bristol, étudiant le matériel déposé en Hollande (8 pièces crâniennes, mandibules...) propose de rattacher le sirénien de Taulanne au genre *Eotheroides*. Plus tard, Savage (1977) et Domning *et al.* (1982) reconnaissent ce même genre.

Bodelle (1970), dans ses travaux de Thèse d'Etat, donne précisément les cadres stratigraphique et paléogéographique de la série d'âge nummulitique du synclinal de Taulanne.

Dans ces mêmes années 1970, le gisement, indiqué dans la notice de la carte géologique de Moustiers à 1.50.000 est exploité par des amateurs (le hameau de Taulanne, qui jusque-là était encore une commune à part entière, est rattaché à celle de Castellane).

La question de la sauvegarde du site à siréniens et de l'identification de son intérêt scientifique et pédagogique est posée pour la première fois avec la création de la Réserve Géologique. Mais en ce début des années 1990, les spécialistes de siréniens ne « courent pas les rues » et le sujet n'est pas à la mode.

En 1993, la Réserve Géologique organise, à l'occasion d'Europal, le premier colloque paléontologique européen, une excursion sur les principaux gisements de la Réserve Géologique, alors qu'un chantier est en cours sur la commune de Saint André Les Alpes. C'est l'occasion où jamais de solliciter les bons conseils de « vertébristes » français et européens. Les participants au colloque, notamment les mammalogistes, lors de la visite du site de Taulanne, sont unanimes. Daryl P. Domning, Professeur d'anatomie comparée à l'Université de Washington et spécialiste des siréniens fossiles (Domning, 1994, 1996, 1999a, 1999b, 2001 ; Domning *et al.*, 1996) est le plus à même d'expertiser le gisement à dugongs de Taulanne. Daryl P. Domning accepte l'invitation de la Réserve Géologique, d'autant plus qu'il connaissait quelques pièces du gisement, récoltées par le musée de Leiden, et que l'ancienneté rendait déjà

très attractives. Il profite d'un voyage en Europe pour rejoindre l'équipe de la Réserve en 1994. Sa venue est décisive. Le moment de sa redécouverte du site reste gravé dans les mémoires : Daryl, qui a couru le monde et les gisements à siréniens de tous âges, vient de faire une rencontre extraordinaire. Le gisement lui paraît être d'une richesse et d'une diversité qui n'a rien de commun avec celles des autres gisements éocènes, notamment ceux de Fayoum (Sagne, 1997), de Hongrie et quelques rares autres. La décision est prise d'entreprendre un premier chantier de fouilles.

Une équipe pluridisciplinaire se constitue, comprenant Daryl P. Domning, Pascal Tassy (Université de Paris VI puis Muséum National d'Histoire Naturelle), Marc et Nicole Floquet (Université de Bourgogne et CNRS à Dijon, puis Université de Provence et CNRS à Marseille) et Didier Marchand (Université de Bourgogne à Dijon). La première campagne de fouilles a lieu en été 1995 puis trois autres suivent jusqu'en 2000, toutes organisées par la Réserve Géologique.

La première campagne de l'été 1995 (figs. 11 et 12) révèle aussitôt un site unique au monde du fait de :

- son ancienneté dans l'histoire de l'ordre des siréniens, les restes d'âge Eocène étant rares ;
- sa richesse : des centaines d'ossements, et surtout des crânes en abondance ;
- sa diversité et sa représentativité car il comprend des individus adultes et juvéniles, et probablement des restes d'embryons, plus des pièces jusque-là inconnues, notamment la plus ancienne nageoire, un fémur, peut-être un tibia...

Devant l'importance de la découverte, un sujet de Thèse de paléontologie de ces siréniens est confié dès 1997 à Claire Sagne, sous la direction de Pascal Tassy, au Laboratoire de Paléontologie du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris.

Les travaux de Thèse (Sagne, 2001a) ont consisté en 1) l'étude exhaustive de la morphologie des siréniens fossiles de Taulanne, 2) la position de ces siréniens dans un cadre systématique et la réalisation d'une analyse cladistique, 3) la confrontation des données acquises aux variabilités individuelles et ontogénétiques des siréniens actuels (lamantins, dugongs), 4) la précision de la phylogénie des siréniens.

Les résultats principaux sont 1) la création d'une nouvelle espèce de sirénien : *Halitherium taulannense* (Sagne, 2001a et 2001b), 2) la mise en évidence que les lamantins modernes émergent des siréniens éocènes qui sont des protosirénidés, 3) le vieillissement de la dichotomie « lamantins - dugongs », 4) la redéfinition des deux familles monophylétiques Dugongidae et Trichechidae.

Des études stratigraphiques et sédimentologiques sont menées en parallèle, dans le but de reconstituer les paléoenvironnements de vie et de fossilisation des siréniens de Taulanne. Ces études ont été réalisées par Didier Lamotte (1996) dans le cadre de recherches de Diplôme d'Etudes Approfondies à l'Université de Provence (Aix-Marseille I) sous la direction de Marc Floquet. Les études de terrain et de laboratoire se sont poursuivies à l'occasion des chantiers ultérieurs et vont donner lieu à une prochaine publication (Floquet *et al.*, en préparation) dont les résultats préliminaires sont donnés dans ce livret (cf. Partie II. 4 -, ci-après).



Figure 11 - Le chantier de fouille du ravin de Tabori en 1995.

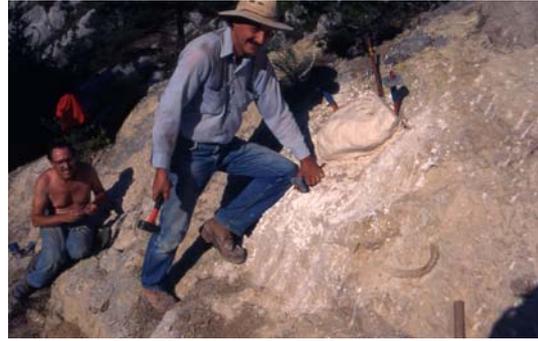


Figure 12 - Le dégagement du premier crâne de dugong sur le chantier de 1995. Daryl Domning (en avant) et Didier Marchand (en arrière).

La beauté du ravin de Tabori (fig. 13), une strate géologique compacte qui se prêtait à la conservation *in situ* d'une partie des ossements, ont naturellement conduit à la décision d'aménager et de valoriser le site afin de l'ouvrir au grand public.

Parallèlement, la Réserve Géologique ouvrait une antenne muséographique à Castellane. Le thème de l'exposition permanente de ce musée était tout choisi : les siréniens fossiles et... les sirènes actuelles qui font toujours quelque peu rêver... Le musée « sirènes et fossiles » accueille aujourd'hui d'autres expositions. Géré par la Ville de Castellane, il héberge aussi une « antenne » du Parc Naturel Régional du Verdon.

Les travaux d'aménagement du site du ravin de Tabori, les études scientifiques, l'aménagement du musée ont bénéficié de financements européens (Leader) et du soutien du département des Alpes de Haute Provence.



Figure 13 - Le ravin de Tabori et le site à siréniens aménagé en 2007.

Références bibliographiques

- BODELLE J. (1971) - Les formations nummulitiques de l'Arc de Castellane. Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Nice. Volume 1, 1-329. Volume 2, 330-582
- DOMNING D. P. (1994) - A phylogenetic analysis of the Sirenia. *Contributions in Mammal. Paleontology Honoring F. C. Whitmore, Jr. Proc. San Diego Soc. Nat. Hist.*, 29, 177-189
- DOMNING D. P. (1996) - The readaptation of Eocene Sirenians to life in water. *Congrès International de Poitiers*, MAZIN, VIGNAUD & BUFFRENIL Eds., 5-6
- DOMNING D. P. (1999 a) - Eocene fossil sirenian site now on exhibit. *Sirenews. Newsletter of the IUCN/SSC Sirenia Specialist Group*, 32, p. 7
- DOMNING D. P. (1999 b) - The earliest sirenians : what we know and what we would like to know. *University of Copenhagen, Geologisk Museum*, 13-17, 12-13
- DOMNING P. D. (2001) - The earliest known fully quadrupedal sirenian. *Letters to Nature*, 413, 625-627
- DOMNING D. P., MORGAN G. S. & CLAYTON E. R. (1982) - North American Eocene Sea Cows (Mammalia : Sirenia). Smithsonian Institution Press, Washington. Smithsonian Contributions to Paleobiology, 52, 69 p.
- DOMNING P. D., GUIOMAR M., MARCHAND D. & TASSY P. (1996) - The fossilized Sirens Valley. An exceptional sirenian site near Castellane (Alpes de Haute - Provence, France). *Congrès International de Poitiers*, MAZIN, VIGNAUD & BUFFRENIL Eds., 7-8
- FREUDENTHAL M. (1969) - Fossiele zeekoeien in het Eoceen van Taulanne. *Experimenteel Geologisch Onderwijs* (1969-1970), 64-65
- GOGUEL J. (1936). - Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. Paris, p. 360
- HEAL G. J. (1973) - Contributions to the study of Sirenian Evolution. PhD Thesis, Bristol University
- LAPPARENT A. F. de (1938) - Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bulletin Service Carte Géologique France*, XL, 198, 1-299
- LAMOTTE D. (1996) - Expression de la transgression nummulitique sur une plate-forme carbonatée et silicoclastique : cas du gisement à siréniens de Taulanne (Eocène, Alpes de Haute Provence). Mémoire de Diplôme d'Etudes Approfondies, Université de Provence, 35 p., 11 fig., 2 pl. ph., 7 coupes annexes, ouvrage en dépôt au Centre de Sédimentologie - Paléontologie de l'Université de Provence, Marseille, Centre Saint Charles
- SAGNE C. (1997). - Etude morphologique d'un crâne de Sirénien (Sirenia mammalia) de l' Eocène du Fayoum, Egypte ; discussion sur le statut phylogénétique du genre Eosiren Andrexs, 1902. Mémoire de Diplôme d'Etudes Approfondies du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, 23 p., 5 planches
- SAGNE C. (2001 a) - La diversification des siréniens à l'Eocène (Sirenia, Mammalia) : étude morphologique et analyse phylogénétique du sirénien de Taulanne, *Halitherium taulannense*. Thèse de Doctorat du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, 2 tomes, 17 planches, annexes
- SAGNE C. (2001 b) - *Halitherium taulannense*, nouveau sirénien (Sirenia, Mammalia) de l'Eocène supérieur provenant du domaine Nord-Téthysien (Alpes de Haute Provence, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 333, II, 8, 471-476
- SAVAGE R. J. G. (1977) - Revue of early sirenia. *Syst. Zool.*, 25, (4), 216-218

I. 2. 4 - Le site de Barrême

Site éponyme du Barrémien, Barrême est demeurée célèbre même si le stratotype (coupe d'Angles) a été défini à une quinzaine de kilomètres des affleurements historiques.

L'étage Barrémien a été défini par Henri Coquand en 1862 à partir de quelques coupes situées dans les environs du village.

Le site était déjà très fréquenté par les naturalistes locaux qui avaient collecté de très nombreuses ammonites. Certains d'entre eux ont publié certaines de leurs découvertes, d'autres ont confié leurs pièces à des chercheurs de renommée tel qu'Alcide d'Orbigny.

Aujourd'hui les fossiles sont partout dans Barrême : des fossiles authentiques, dans les murs des maisons (fig. 14), sur les marches de l'église ; des moulages réalisés par la Réserve Géologique dans le fond du bassin, au sol devant la mairie, sur des blocs de pierre le long de la route. Les grandes ammonites déroulées qui rythment la balade dans le village sont des *Emericiceras* (fig. 15), ammonites barrémiennes dont le nom rend hommage à Émeric, ancien curé de Castellane au XIX^e siècle.

Le hall de la mairie et la salle du conseil hébergent et mettent en valeur une partie d'une collection privée : la collection Maurel (Louis et Marthes) léguée à la commune par Marthes. Ces deux amateurs de paléontologie ont partagé leur passion avec bien des chercheurs et étudiants venus d'un peu partout en Europe pour travailler dans la région. Nombreux sont ceux qui se souviennent de leur accueil chaleureux et de leur générosité. Les fossiles les plus intéressants ont rejoint quelques collections universitaires.



Figure 14 - Ammonites dans les murs d'une maison de Barrême.



Figure 15 - Moulage d'un Emericiceras devant le bassin de la place de Barrême.

PARTIE II

LES GISEMENTS FOSSILIFÈRES VISITÉS

II. 1 - INTRODUCTION : PROBLÉMATIQUE, PROGRAMME

Il est évident que les gisements fossilifères ont toujours intéressé le grand public puisqu'ils apportent des illustrations claires et souvent très belles de l'histoire de notre planète. Il est tout aussi évident que ces gisements ont toujours retenu l'attention des géologues en raison des quantités et qualités d'informations qu'ils livrent, notamment à propos de la biodiversité, thématique éminemment à la mode aujourd'hui.

Mais reconstituer la paléobiodiversité et ses fluctuations au cours du temps demande une analyse détaillée et critique de l'enregistrement fossile, notamment en prenant en compte son fractionnement temporel et compositionnel. Ainsi, toute interprétation de l'enregistrement fossile nécessite, pour être correcte, de distinguer ce qui résulte, par exemple, des aléas de la fossilisation et des processus taphonomiques, ou d'un signal primaire comme une mortalité en masse.

Cette problématique est au cœur de l'étude des gisements fossilifères visités dans la Réserve Géologique Naturelle de Haute Provence lors de cette journée d'excursion : aussi bien ceux d'âge Toarcien inférieur à ichtyosaures et organismes associés... et Toarcien moyen à ammonites (site de La Robine) ; que celui d'âge Sinémurien, pétri d'ammonites, symbole de la Réserve (site de la « dalle » à ammonites des Isnards) ; et que celui d'âge Priabonien, dans le val des sirènes (site du ravin de Tabori, synclinal de Taulanne) (fig. 16).

Comme les sites renfermant ces gisements ont été l'objet d'études récentes (cf. Partie I. 2-, ci - avant) des résultats nouveaux ont été apportés à cette problématique et sont présentés ici.

De plus, il s'agit des sites « phares » de la RNGHP.

Le programme de visite des 3 sites a été établi en fonction des contraintes de déplacement sur le terrain et d'emploi du temps de la journée :

- 8 h : départ de Digne Les Bains en bus (8 km) et visite du site à ichtyosaure et organismes associés de La Robine. Une demie heure de marche aller en montée est nécessaire pour accéder au gisement de l'ichtyosaure, mais le cheminement est entrecoupé de nombreux arrêts pour analyser en détail toutes les caractéristiques du site (paléontologiques mais aussi sédimentologiques et structuraux). Attention : le site est classé RN (pas de coups de marteau). Marche de retour en descente par le même chemin.

- vers 11 h : visite du site des Isnards et de la « dalle » à ammonites.

- vers 12 h : départ de certains excursionnistes de Digne Les Bains par la navette TGV, puis trajet Digne - Barrême (30 km) pour les autres excursionnistes.

- vers 12 h 30 : repas pris à Barrême et visite du village : les ammonites sont partout !

- 14 h : départ pour le col des Lecques (15 km) et visite du site des siréniens. Environ 45 mn de marche aller - retour. Fin de la visite vers 16 h 30.

- 17 h 30 environ, retour à Digne Les Bains (un peu moins d'une heure de trajet depuis le col des Lecques) et départ par la navette TGV.

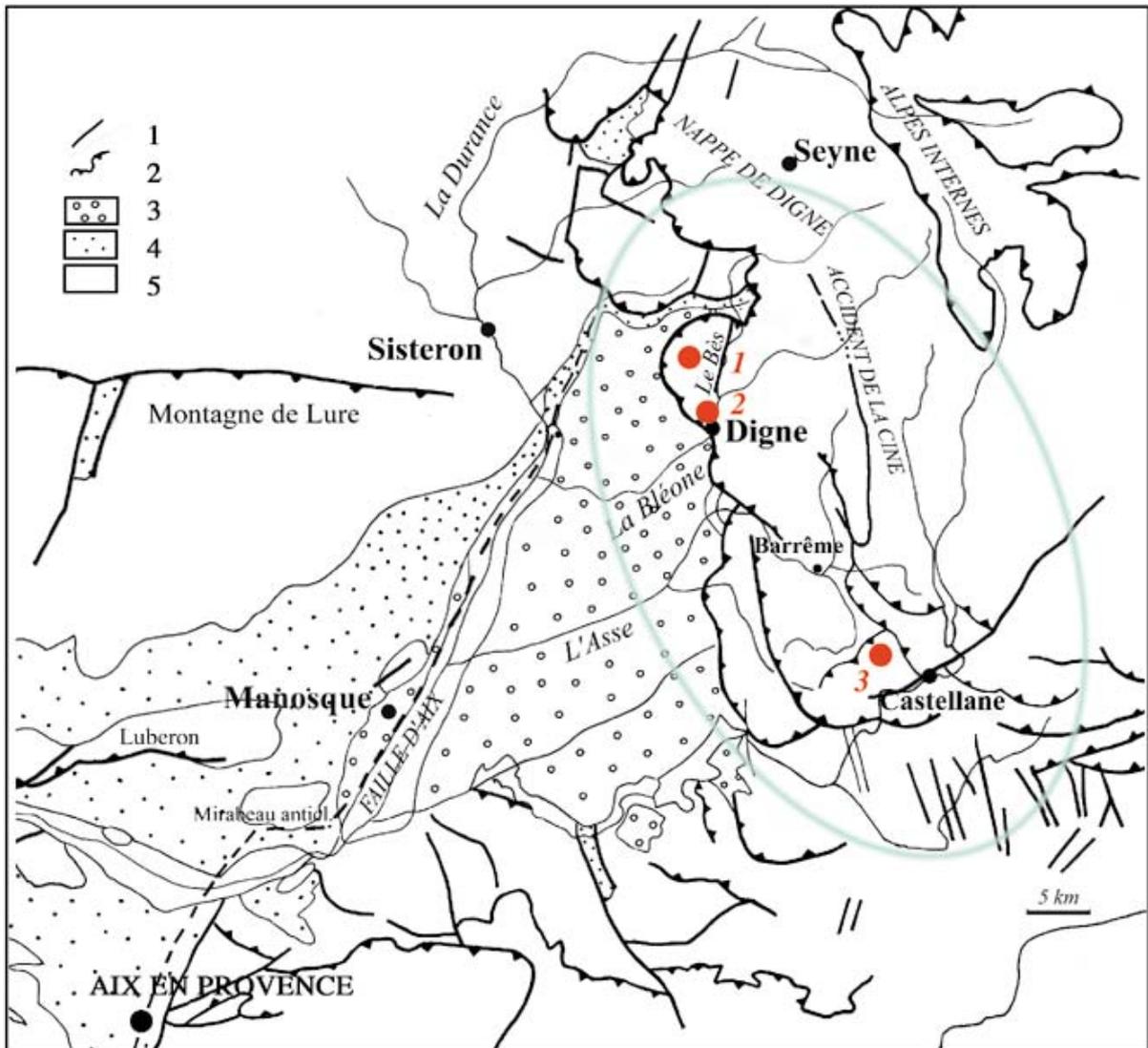


Figure 16 - Les sites et gisements fossilifères visités, replacés dans un schéma structural simplifié (d'après le Guide Géologique Régional « Provence », modifié). Points d'arrêt : 1 - Site de La Robine (ichtyosaure et fossiles associés) ; 2 - Site des Isnards (« dalle » à ammonites) ; 3 - Site du Col des Lecques (siréniens). Figurés du schéma : 1 - Failles ; 2 - Chevauchements ; 3 - Conglomerats continentaux de Valensole d'âge Miocène - Pliocène (bassin de Digne - Valensole) ; 4 - Formations continentales d'âge Eocène - Oligocène (bassin d'Aix En Provence - Manosque) ; 5 - Formations marines d'âge Jurassique et Crétacé (et petits bassins d'âge Tertiaire non individualisés sur le schéma).

II. 2 - LES GISEMENTS FOSSILIFÈRES DE LA ROBINE A ICHTYOSAURES ET ORGANISMES ASSOCIÉS, ET A AMMONITES : MORTALITÉ NORMALE, ANOXIE, PIÉGEAGE..., CONDENSATION...

par Marc FLOQUET*, Philippe LEONIDE*, Fabrizio CECCA**, Myette GUIOMAR***, François BAUDIN****, Christophe DURLET*****, Francesco MACCHIONI, Yves ALMERAS*****, Matthieu MESTRE et Louis ANDREANI

*Université de Provence, Centre de Sédimentologie - Paléontologie, Laboratoire de Géologie des Systèmes et Réservoirs Carbonatés (FRE CNRS 2761), 3 place Victor Hugo, case postale 67, 13331 Marseille Cedex 03. Courriels : Marc.Floquet@up.univ-mrs.fr; leonide@up.univ-mrs.fr

**Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, Paléobiodiversité et Paléoenvironnements (UMR CNRS 5143), tour 56-46, 5ème étage, case postale 1044, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05. Courriel : cecca@ccr.jussieu.fr

***Réserve Géologique Naturelle de Haute Provence, Parc Saint Benoît, BP 156, 04005 Digne Les Bains. Courriel : m.guiomar@resgeol04.org

****Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, Département de Géologie Sédimentaire, UMR CNRS 7072 Tectonique, 4 place Jussieu, case postale 117, tour 56-66 5° ét., 75252 Paris Cedex 05. Courriel : frbaudin@ccr.jussieu.fr

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

*****29, impasse des Mésanges, 01700 Beynost

II. 2. 1 - Intérêt

Distinguer les facteurs de contrôle de la fossilisation dans le cas des gisements de La Robine (site classé en RN) sont d'autant plus importants que sont connus, au Toarcien inférieur, un événement anoxique global et une crise biologique majeure, puis au Toarcien moyen, des gisements analogues à ammonites de façon quasi générale au moins en Europe de l'Ouest.

En conséquence, les significations reconnues de ces gisements de La Robine et de celui, voisin, de Marcoux, devraient avoir une portée débordant largement le cadre local.

II. 2. 2 - Localisation, cadre géologique

L'affleurement de la Robine se situe à environ 8 km au Nord de Digne Les Bains, accessible par la D. 900a, qui relie Digne Les Bains à Barles en suivant les vallées de la Bléone puis du Bès.

La coupe affleure en continu depuis Champ de Bès en remontant le ravin et en suivant le sentier qui part vers le Nord pour aboutir au site du squelette à ichtyosaure.

En suivant ce trajet, des terrains privés sont traversés. Pour cette excursion du Congrès, une autorisation de passage a été obtenue ; pour les randonneurs et les touristes, un sentier a été aménagé à partir d'un autre ravin situé immédiatement au Nord sur des terrains domaniaux.

Cet affleurement se localise au cœur du « Lobe de La Robine » qui appartient à la bordure ouest de la « Nappe de Digne », structure alpine externe bien connue (Haccard *et al.*, 1989) (fig. 17).

La série sédimentaire d'âge Domérien supérieur à Toarcien supérieur affleurant à La Robine est faite des unités lithostratigraphiques suivantes, de bas en haut, en suivant Mestre (2001) et Floquet *et al.* (2003) : les « Calcaires Boudinés », les « Marnes Noires Inférieures », les « Calcaires Roux Noduleux », les « Marnes Noires Supérieures » (fig. 18).

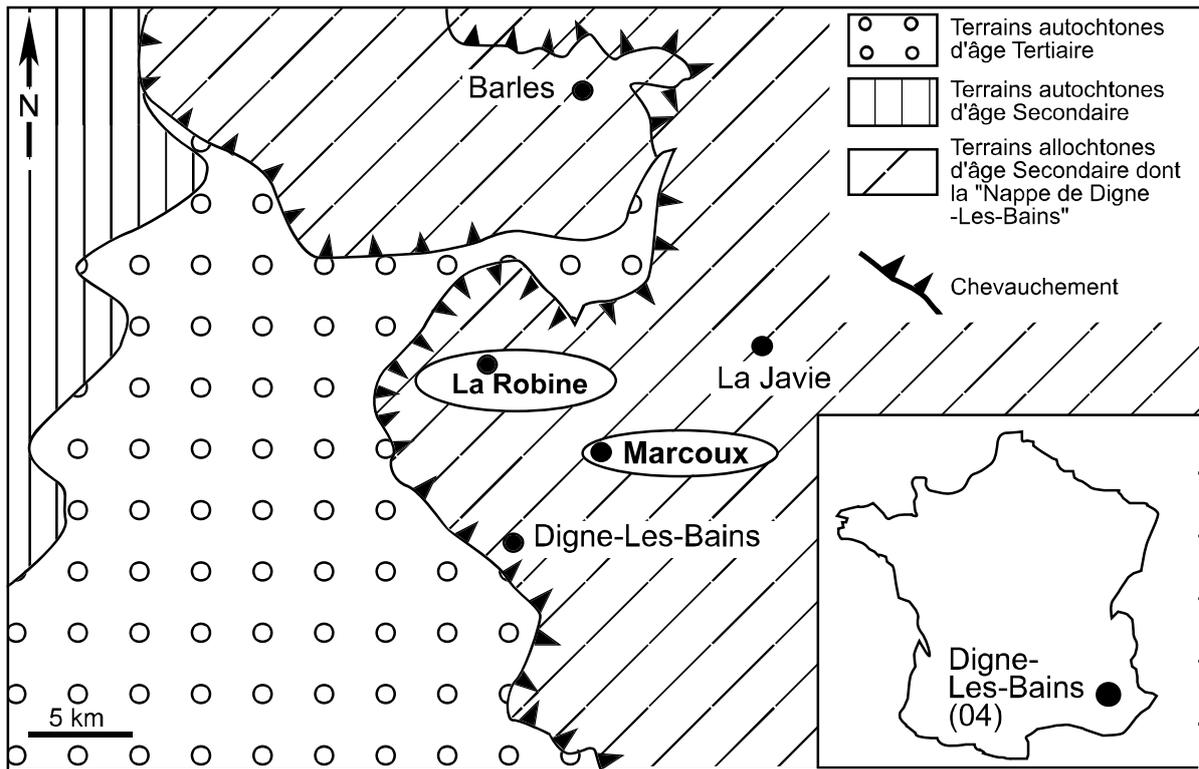


Figure 17 - Situation de la coupe de La Robine dans la bordure externe de la Nappe de Digne. Cette coupe, localisée à 8,5 km au Nord de Digne Les Bains, est levée à partir de la D. 900 au lieu dit Scierie et suivant le ravin de La Lause (La. : $44^{\circ}10'$; Lo. : $6^{\circ}14'$, sur la carte topographique Digne Les Bains à 1.25.000) (d'après Floquet et al., 2003).

Paléogéographiquement, la série étudiée s'est déposée dans la partie sud du Bassin Dauphinois Sub-Alpin (de Graciansky *et al.*, 1993). Dans le secteur de La Robine, les « Marnes Noires Inférieures » et les « Calcaires 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, 1998 a et 1998 b), à l'échelle des cycles sédimentaires de 2^{ème} 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 démarrant avec un « *rifting* » à la fin du Domérien et culminant au début du Toarcien moyen par un pic de transgression marine interprété comme résultant d'une subsidence majeure.

Figure 18 - Coupe de La Robine. Unités lithostratigraphiques, distribution des ammonites et brachiopodes, datation, courbes de variations des teneurs en manganèse et en carbone organique. D'après Floquet et al., 2003.

II. 2. 3 - Description de la série

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. 18 et 19 a, b et f).

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'ostracodes, 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 micromètres 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. 20 a), *Pleuroceras hawskerense* (YOUNG & BIRD) forme *elaboratum* (SIMPSON), *Pleuroceras* cf. *hawskerense* (YOUNG & BIRD), *Pleuroceras* sp. juv. cf. *hawskerense* (YOUNG & BIRD).

Les brachiopodes sont *Aulacothyris resupinata* (SOWERBY) et *Cirpa longi* AGER. Ce dernier banc a une surface durcie et fracturée (fig. 19 c). L'ensemble des bancs est très riche en rostrés de bélemnites qui apparaissent peu orientés et d'orientation variable d'un banc à un autre (fig. 20 b).

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), 5 à 15 % de quartz, 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 l'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 disposées en réseau non organisé, d'aspect polygonal irrégulier (fig. 19 c). 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.

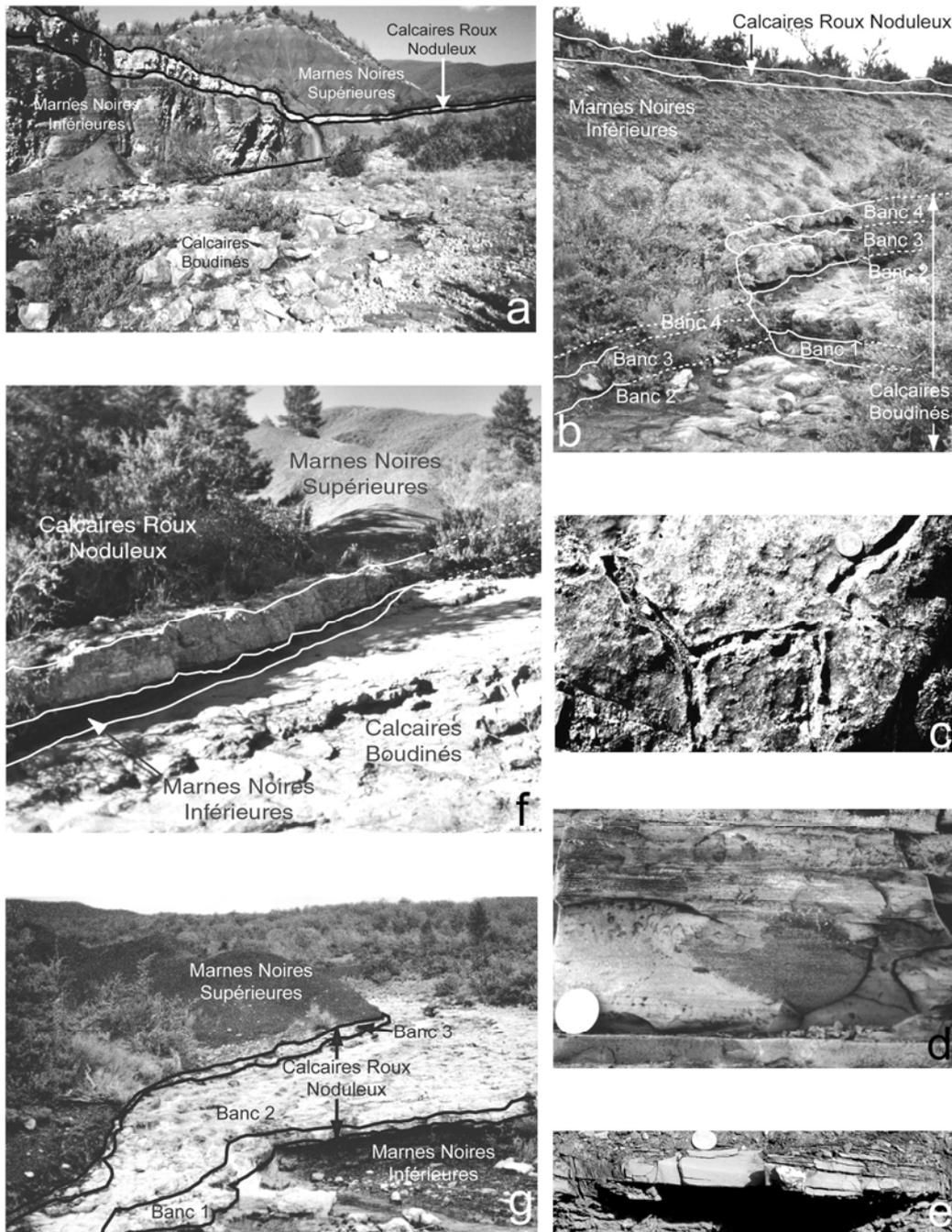


Figure 19 - Aspects et caractéristiques à l'affleurement des unités lithostratigraphiques d'âge Domérian final à Toarcien supérieur. - (a) Les 4 unités lithostratigraphiques, avec biseautage vers le N des « Marnes Noires Inférieures ». - (b) Faille synsédimentaire ou précoce dans la partie supérieure des « Calcaires Boudinés ». - (c) Fracturation précoce distensive de la surface des « Calcaires Boudinés ». - (d) Laminations horizontales et très faiblement ondulantes dans les « Marnes Noires Inférieures ». - (e) Litage en mamelons, à accréition 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), 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. D'après Floquet et al., 2003.

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 (figs. 18 et 19 b) 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 et même, localement, par des restes d'ichtyosaure (vertèbres) ou par l'ichtyosaure entier* (fig. 20 d et d'), ainsi que par des restes végétaux ligneux (fig. 20 c). La ferruginisation de la surface correspond à l'oxydation, à coloration rouille, des concentrations de pyrite.

Les « Marnes Noires Inférieures » passent, de façon apparemment régulière, de 0 à 4-5 mètres d'épaisseur en 400 mètres latéralement du Nord vers le Sud (figs. 18 et 19 a), ce qui correspond à une variation moyenne d'épaisseur d'environ un centimètre par mètre. Ainsi, lorsque les « Marnes Noires Inférieures » sont absentes, les « Calcaires Roux Noduleux » recouvrent directement les « Calcaires Boudinés » (figs. 18 et 19 f).

Ces marnes sont de faciès et structures très homogènes : silto - quartzueuses, 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 ?).

Les bioclastes sont surtout des débris de crinoïdes et de lamellibranches, plus quelques restes de radiolaires, de radioles d'oursins, de foraminifères à test hyalin (nodosariidés, *Lenticulina*...). Ils sont hétérométriques et cassés (non arrondis), 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 « *Posidonia* ». Les ammonites sont très fréquentes, réparties dans toute l'unité (fig. 18) mais particulièrement abondantes en son quart inférieur où elles peuvent être en lits lumachelliques (notamment *Harpoceras* cf. *serpentinum* (SCHLOTHEIM)) (fig. 20 e).

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

Les « Calcaires Roux Noduleux », épais de 0,60 à 0,80 mètres, sont faits de 3 bancs irréguliers parfois subdivisés (fig. 18 et 19 g).

Le premier banc, épais de 20 à 30 centimètres, est fait d'une biomicrite *wackestone-floatstone* à débris sparitisés de gastéropodes, crinoïdes, lamellibranches, foraminifères benthiques, ostracodes, serpules, radiolaires, radioles 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 beaucoup d'ammonites (fig. 18) dont d'abondants exemplaires d'*Hildoceras lusitanicum* MEISTER et *Frechiella subcarinata* (YOUNG & BIRD) (fig. 21 b et c).

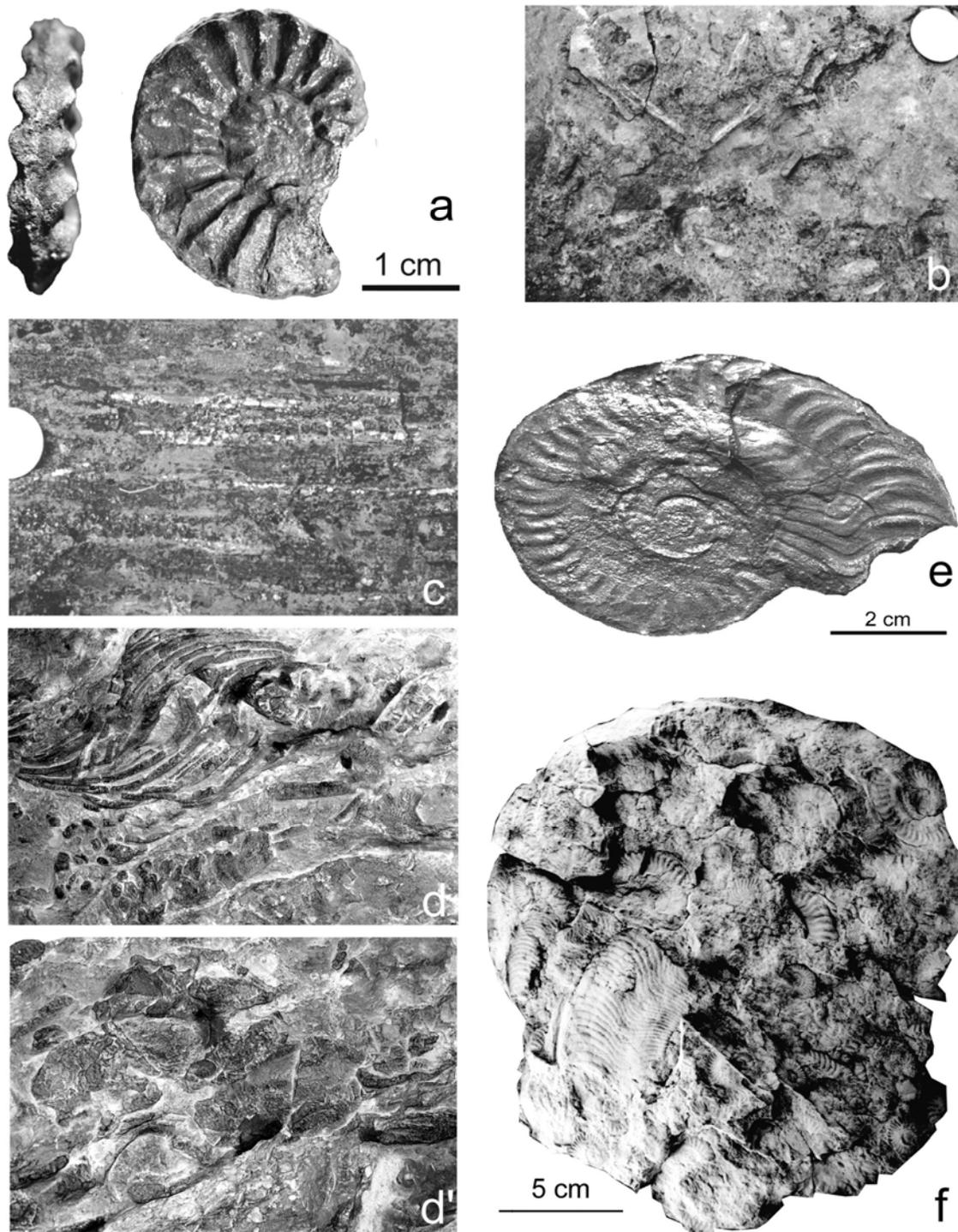


Figure 20 - Organismes fossiles des unités lithostratigraphiques d'âge Domérian final à Toarcien inférieur. - (a) *Pleuroceras solare* (PHILIPS) cf. forme paucicostatum (HOWARTH) dans la partie supérieure des « Calcaires Boudinés ». - (b) Accumulation de rostrés de bélemnites sur la surface des « Calcaires Boudinés » (coupe de Marcoux). - (c) Bois fossile sur la surface des « Calcaires Boudinés ». - (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 » - (f) Lumachelle à *Harpoceras serpentinum* (SCHLOTHEIM) dans la partie inférieure des « Marnes Noires Inférieures » (coupe de Marcoux). D'après Floquet et al., 2003.

Le deuxième banc, épais de 20 à 30 centimètres, est essentiellement de texture *wackestone*, compactée (microstylolites), parfois dolomitisée ou recristallisée en sparite, localement à amas de cristaux de pyrite ou à quartz, à 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 les mêmes (fig. 18).

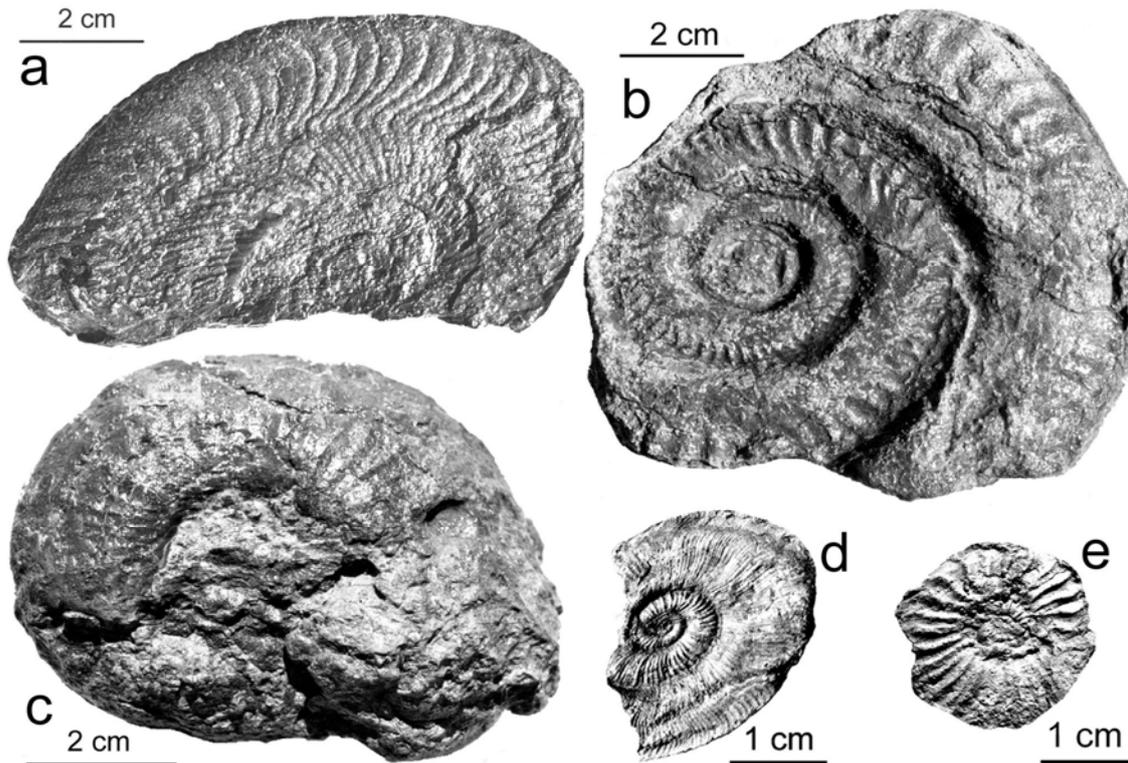


Figure 21 - Organismes fossiles des unités lithostratigraphiques d'âge Toarcien inférieur à Toarcien supérieur. - (a) *Harpoceras falciferum* (SOWERBY) dans la partie médiane des « Marnes Noires Inférieures ». - (b) *Hildoceras lusitanicum* MEISTER dans le banc 1 des « Calcaires Roux Noduleux ». - (c) *Frechellia subcarinata* (YOUNG & BIRD) dans le banc 1 des « Calcaires Roux Noduleux ». - (d) *Pleydellia mactra* (DUMORTIER) dans la partie inférieure des « Marnes Noires Inférieures ». - (e) *Dumortiera nicklesi* (BUCKMAN) dans la partie inférieure des « Marnes Noires Inférieures ». D'après Floquet et al., 2003.

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. et *Phylloceras* ? sp. ind. (fig. 18). 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 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 *Dumortieria nicklesi* (BUCKMAN) (figs. 18 et 21 d et e).*

II. 2. 4 - Datation des unités

Les datations sont basées sur des observations effectuées à La Robine et dans la coupe avoisinante de Marcoux (Floquet *et al.*, 2003).

« *Calcaires Boudinés* » - Les ammonites, dont notamment *Pleuroceras hawskerense* (YOUNG & 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), trouvé à Marcoux dans le placage sur la surface des « Calcaires Boudinés » caractérise la partie supérieure du Toarcien inférieur, Zone à *Serpentinum*, sous - Zone à *Elegantulum*, 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 (fig. 18), 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 dans le deuxième banc donneraient le même âge. Celles du troisième banc à la Robine ont une faible valeur biostratigraphique mais la corrélation avec le banc de la coupe de Marcoux qui livre *Hildoceras bifrons* (BRUGUIERE) permet de le dater des Zone, sous - Zone et horizon à *Bifrons*.

« *Marnes Noires Supérieures* » - *Pleydellia mactra* (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*.

II. 2. 5 - Temps enregistré et lacunes

La synthèse des données biostratigraphiques (fig. 22) montre clairement qu'à l'intérieur du laps de temps considéré de 10 Ma environ, en suivant l'échelle d'Hardenbol *et al.* (1998) correspondant aux âges fin du Domérien à début du Toarcien supérieur, l'enregistrement sédimentaire (en blanc sur fig. 22) ne représente que 2/10^{èmes} de ce laps de temps alors que les lacunes stratigraphiques (en gris sur fig. 22) en correspondent à 8/10^{èmes}.

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* (aux bases de la sous - Zone à *Elegantulum* et de la Zone à *Serpentinum*).

Etages	Sous-Etages	Zones	Sous-Zones	Horizons	Âges absolus (en-Ma)	Enregistrement sédimentaire (=unités)	
TOARCIEN		Aalensis	Mactra	Mactra	180,88	"Marnes Noires Supérieures"	
				Tectiforme			
		Supérieur	Pseudoradiosa	Pseudoradiosa		181,67	
				Levesquei			
	Dispansum		Gruneri	182,47			
			Insigne				
	Bonarelli		Fallaciosum	184,06			
			Fascigerum				
			Thouarsense				
			Bingmanni				
	Moyen	Variabilis	Vitiosa		185,25	"Calcaires Roux Noduleux"	
			Illustris				
			Variabilis				
		Bifrons	Bifrons		185,65		
			Bifrons		186,05		
	Inférieur	Serpentinum	Falciferum		186,45	"Marnes Noires Inférieures"	
Exaratum							
Tenuicostatum		Semicelatum	186,84				
		Paltus					
DOMERIEN	Supérieur	Spinatum	Hawskerense	Hawskerense	187,64	"Calcaires Boudinés" (toit)	

Figure 22. - 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). D'après Floquet et al., 2003.

- 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 Pseudoradosa). 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 Apertum, entre les bancs 2 et 3 des « Calcaires Boudinés », mais il est possible que cet horizon n'ait simplement pas été reconnu.

II. 2. 6 - Age des ichtyosaures et non - contemporanéité avec la crise biologique du Toarcien inférieur

Le squelette complet d'ichtyosaure (fig. 20 d et d') 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. 18). Ce fameux fossile devrait donc dater de l'horizon à Strangewaysi (bases de la sous - Zone à Elegantulum et de la Zone à Serpentinum). Le crâne et les autres fragments d'ichtyosaure recueillis à Marcoux avec *Harpoceras serpentinum* (SCHLOTHEIM) sont exactement de cet âge : de l'horizon à Strangewaysi au Toarcien inférieur non basal.

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 & Little (1999) ne sont pas représentées dans les coupes étudiées. En effet, cette crise, autrefois datée de la Zone à Falciferum Auctorum, est maintenant plus précisément datée de la Zone à Tenuicostatum, partie supérieure de la sous - Zone à Semicelatum, aussi bien dans le Nord-Ouest de l'Europe (Little & 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.

II. 2. 7 - 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, nodosariidés caractérisent un milieu circalittoral de sédimentation carbonatée relativement profonde sur plateau continental externe. La profondeur pourrait avoir été comprise entre 50 et 100 mètres. 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.

La matrice micritique et les faits 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 rostrés 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 de leurs restes, indique toutefois que des courants existaient. 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. Toutefois, les conditions réductrices n'impliquent pas pour autant une anoxie. La richesse en organismes benthiques traduirait que régnaient, à l'interface eau/sédiment, des conditions d'oxygénation apparemment normales. Les sédiments vaseux à vaso - sableux étaient peut être sous conditions 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, quoique un peu moins diversifiée, à celle des « Calcaires Boudinés » 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 presque tous disposés dans les lamines et de petite taille. 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 faiblement ondulantes de rides très aplaties indique l'existence permanente de courants. Ces derniers pouvaient résulter de l'action de houles de tempêtes, comme traduit par la présence de bancs peu épais à litages en mamelons (HCS) (fig. 19 e) dont la petite taille et leurs structures en accréation verticale bien représentée en feraient des tempestites médianes à distales *sensu* Guillocheau (1991). Les litages convolutés sont généralement 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 - quartzeux apportée, est sans doute en relation avec l'accentuation de l'hydrodynamisme. Une telle accentuation, caractérisée par des courants de tempêtes, pourrait être simplement due à une profondeur de dépôt réduite par rapport à celle des « Calcaires Boudinés ».

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 (voir ci-après). Comme 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 apparaisse absente (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 évidentes, 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...) caractérisent une ouverture sur le large marin et des température, salinité et oxygénation normales pour la profondeur correspondante. Le milieu devait être circalittoral, relativement profond (une centaine de mètres ?) sur plateau continental externe carbonaté. Plus calme, ce milieu a sans doute 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. Ces ammonites 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 fousseuse et la faible teneur de carbone organique préservée (toujours inférieure à 1 %, voir ci-après).

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

II. 2. 8 - Signification des accumulations de fossiles : mortalités en masse *versus* fossilisations exceptionnelles

Les données acquises 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 de a) déterminer les processus biostratigraphiques et / ou taphonomiques responsables des accumulations des fossiles et b) savoir si ces accumulations résultent de mortalité en masse liée à des modifications des conditions paléoenvironnementales dans cette partie du Bassin Dauphinois Sub-Alpin, ou bien si elles n'expriment que des fossilisations exceptionnelles rendues possibles par ces mêmes conditions.

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

Il vient d'être 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 *Elegantulum*, horizon à *Strangewaysi*), ne sont pas à mettre en relation avec la crise faunique aujourd'hui rattachée au Toarcien basal (sous - Zone à *Semicelatum*). 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. 22).

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. 20 f). 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.

Les bélemnites et ichtyosaures vivaient normalement en pleine eau, peut-être au dessus et à proximité de ces fonds Leur abondance ici n'est probablement que le résultat de chances optimales de fossilisation.

Enfin, les restes de bois fossilisés (fig. 20 c) (en général, les restes ligniteux très noircis sont les fragments les plus réfractaires à l'oxydation ; Baudin (1989)) ont été pris au continent et apportés, tout comme les silicoclastiques.

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 de l'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.

II. 2. 9 - Événements océanographiques, climatiques, tectoniques, et gisements fossilifères

Bas niveau marin glacio-eustatique ?

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.*, *op. cit.* ; Corbin *et al.*, *op. cit.* ; ce livret, figs. 23 et 24). Une cause climatique, glacio - eustatique, est évoquée par certains auteurs dont Guex *et al.* (2001) pour expliquer la chute du niveau marin relatif.

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 silicoclastiques.

Tilting tectonique

Un affaissement et un basculement tectoniques, sont très probablement survenus ensuite au Toarcien inférieur, horizon à Strangewaysi (Floquet *et al.*, 2003, Léonide, 2007 ; Léonide *et al.*, 2007) (fig. 24).

Le basculement est prouvé par la disposition stratigraphique en biseau (en prisme) 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.

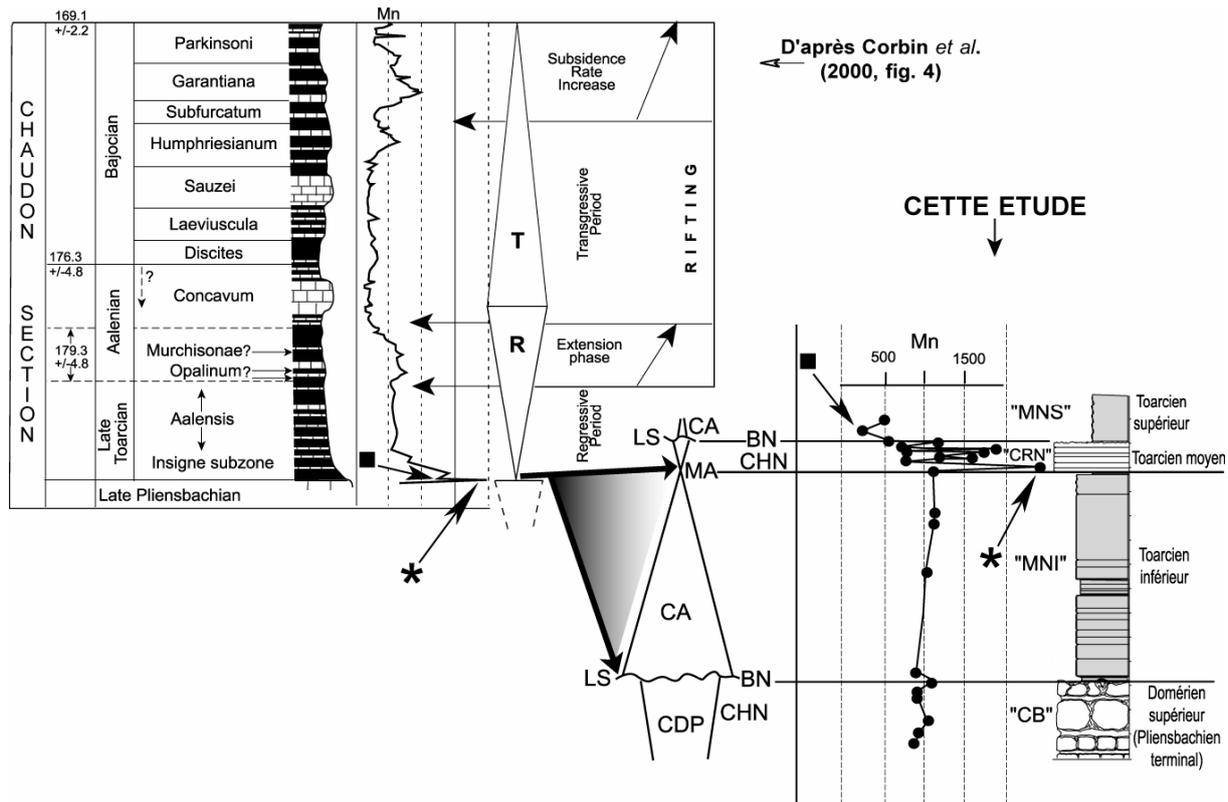


Figure 23 - Séquences de dépôts définies à partir de la série étudiée à La Robine et à Marcoux (CDP : cortège de diminution de profondeur, CHN : cortège de haut niveau marin relatif, BN : bas niveau marin relatif, CA : cortège d'approfondissement, MA : maximum d'approfondissement, LS : limite de séquence). 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. D'après Floquet et al., 2003.

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 ces espaces localisés, prismatiques, ont été accumulés les terrigènes silicoclastiques (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, les meilleures conditions étaient réunies pour la fossilisation. Ont pu être enfouis, protégés des nécrophages et de l'oxydation, et finalement fossilisés, les restes des divers groupes représentés dans les gisements d'âge Toarcien inférieur.

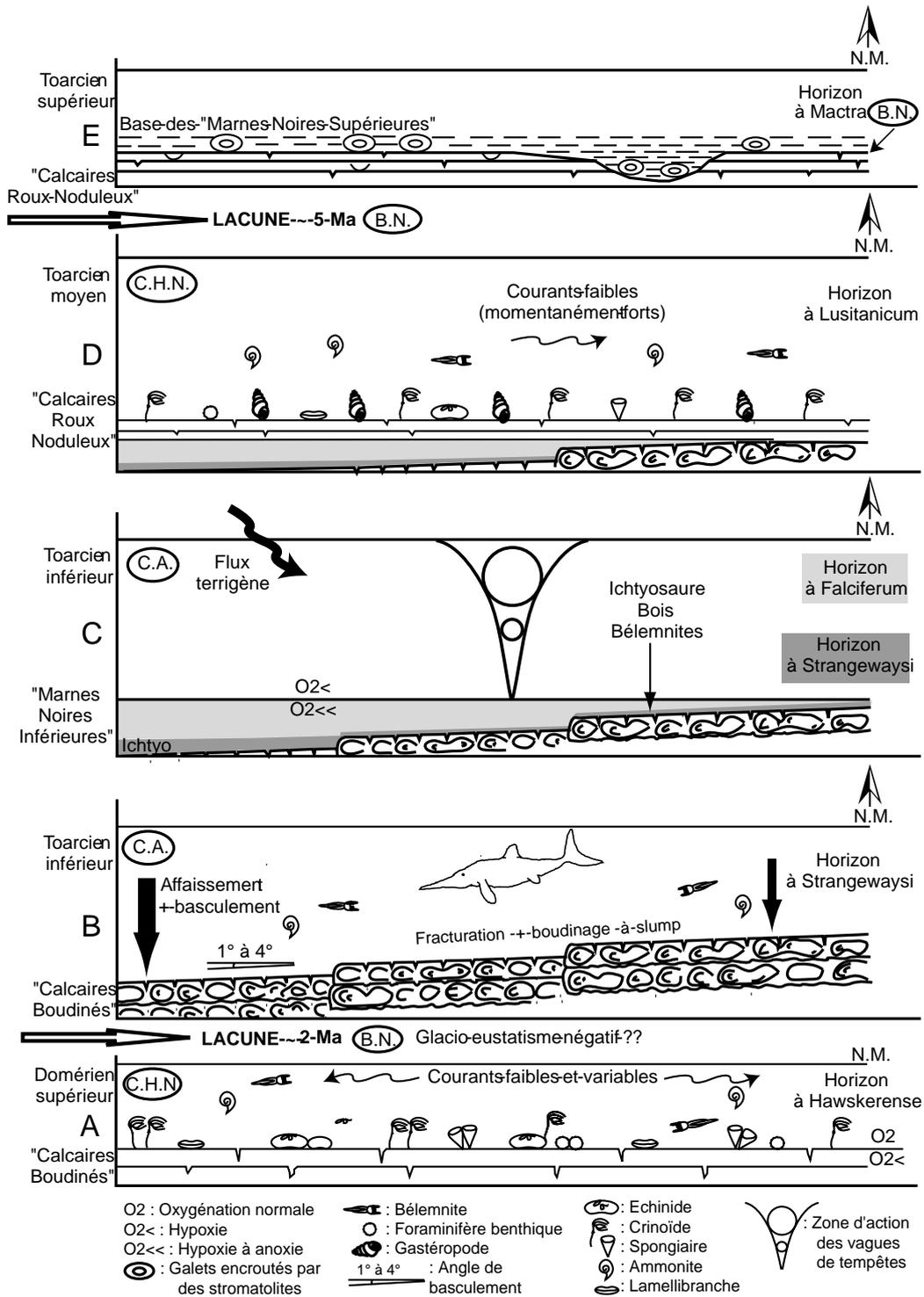


Figure 24 - Succession d'événements ayant permis la formation des gisements fossilifères d'âge Toarcien inférieur et moyen de la coupe de La Robine (C.H.N. : cortège de haut niveau marin relatif, B.N. : bas niveau marin relatif, C.A. : cortège d'approfondissement, N.M. : niveau marin. D'après Floquet et al., 2003.

Hypoxie - Anoxie

Les conditions hypoxiques / anoxiques correspondent à l'événement anoxique océanique global toarcien (*T OAE*). Ce dernier est bien mis en évidence par les analyses de matière organique et des isotopes stables du carbone effectuées sur la coupe de La Robine et surtout sur celle, voisine, de Marcoux (Floquet *et al.*, 2003 ; Léonide, 2007 ; Léonide *et al.*, 2007) (figs. 25 et 26).

Matière organique

Les valeurs de carbone organique total (COT) et du % de CaCO₃ sont reportés sur un diagramme croisé (fig. 25). Les échantillons à forte teneur en CaCO₃ apparaissent pauvres en carbone organique total (<0,4%), alors que les échantillons à faible teneur en CaCO₃ 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 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, une grande part de la matière organique ayant 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.

L'évolution des valeurs de COT est la suivante (fig. 25) :

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. 25).

Cette absence de résidu organique s'accorde bien avec l'hypothèse d'une bonne oxygénation du milieu de dépôt au Pliensbachien terminal, concomitante d'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. 25) 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. 25), ce qui marquerait un haut niveau marin relatif, dans des milieux bien oxygénés.

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.

Isotopes stables du Carbone, $\delta^{13}C$

Une courbe d'évolution du $\delta^{13}C$ pour les séries d'âge Pliensbachien terminal à Toarcien supérieur (fig. 25, 3) est présentée 1) dans la coupe de Marcoux (pour l'intervalle Pliensbachien à Toarcien inférieur) et 2) dans la coupe de la Robine (pour l'intervalle Toarcien inférieur à Toarcien supérieur).

Coupe de Marcoux

La courbe d'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ dans la coupe de Marcoux montre 3 étapes distinctes (fig. 25, 3) :

- Étape 1 de fortes variations des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, avec de nombreuses excursions négatives au Pliensbachien terminal sous la discontinuité entre Pliensbachien et Toarcien (fig. X 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. 25, 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. 25, 3C).

Coupe de La Robine

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. 25, 3D).

- 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. 25, 3E).

- 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. 25, 3F).

Corrélations des enregistrements des événements dans le Bassin Dauphinois et dans le Bassin Sud - Provençal

Les corrélations biostratigraphiques couplées aux corrélations chimio - stratigraphiques entre le Bassin Dauphinois et le Bassin Sud - Provençal montrent (fig. 26) :

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 Dauphinois, la discontinuité est une simple surface durcie considérée comme façonnée par des courants en milieux sous-marins (Floquet *et al.*, 2003). 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 (Léonide, 2007).

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. 26), cette même courbe, dans le Bassin Dauphinois, est marquée par de fortes fluctuations du $\delta^{13}\text{C}$, en valeurs surtout négatives (fig. 26).

Ces fluctuations pourraient a) 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 ; b) soit indiquer que la cimentation et la stabilisation minéralogique des bancs plus carbonatés du Pliensbachien final sont en partie contemporains de l'anoxie du Toarcien inférieur et qu'ils sont marqués en conséquent par une signature négative du $\delta^{13}\text{C}$ (Durllet, *com. pers.*). La deuxième explication semblerait plus plausible.

2) Une non - corrélation directe au début du Toarcien, l'enregistrement sédimentaire s'effectuant de façon très différente entre les deux bassins (Léonide, 2007).

- 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. 26).

- Dans le Bassin Sud - Provençal, une nette dérive négative du $\delta^{13}\text{C}$ est enregistrée dans la zone à Tenuicostatum au sein même de la discontinuité et dans les premiers centimètres de marnes au-dessus de cette discontinuité (fig. 26). 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.

- 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.

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. 26). 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 par la création de petits *hémigrabens* dans le Bassin Dauphinois, alors que cette tectonique est moindre dans le Bassin - Sud Provençal.

4) Une non-corrélation dans la zone à Bifrons, avec des valeurs fluctuantes (autour de 1‰) dans le Bassin Dauphinois et 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‰) (fig. X). La zone à Bifrons est marquée par une seule dérive négative dans le Bassin Dauphinois où cette zone est très lacunaire (absence de l'horizon à Apertum et Bifrons), alors que dans le Bassin Sud - Provençal elle est marquée par des valeurs stables du $\delta^{13}\text{C}$ (autour de 1,5 ‰) avec deux petites dérives de 0,5 à 0,8 ‰ (Léonide, 2007).

Ennoiement de grande ampleur, « affamement » et condensation

Les affaissement et basculement tectoniques observés au Toarcien inférieur, bien intégrés dans les phases de *rifting* des marges continentales régionales (de Graciansky *et al.*, *op. cit.*) se sont sans doute poursuivis jusqu'à aboutir à un maximum d'ouverture marine sinon d'approfondissement (figs. 24 et 27) pendant la première moitié du Toarcien moyen (horizon à Lusitanicum), moment d'un pic des teneurs en manganèse (fig. 23).

Un tel enrichissement en manganèse est en effet 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, source principale de manganèse, phase qui n'aura lieu qu'au Callovien supérieur.

Les gisements fossilifères à *Hildoceras* du Toarcien moyen (sous - Zone à Bifrons, horizons à Lusitanicum et à Bifrons), résultats de condensations fauniques (plus concentrations par remaniements) sous conditions de fossilisation toujours favorables, seraient donc bien un témoignage de l'« affamement » d'un bassin sédimentaire lors d'une transgression marine de grande ampleur et de plus dans une période de crise de production carbonatée (Bassoulet *et al.*, 1993 a et b ; Dromart *et al.*, 1996 ; Léonide, 2007 ; Léonide *et al.*, 2007).

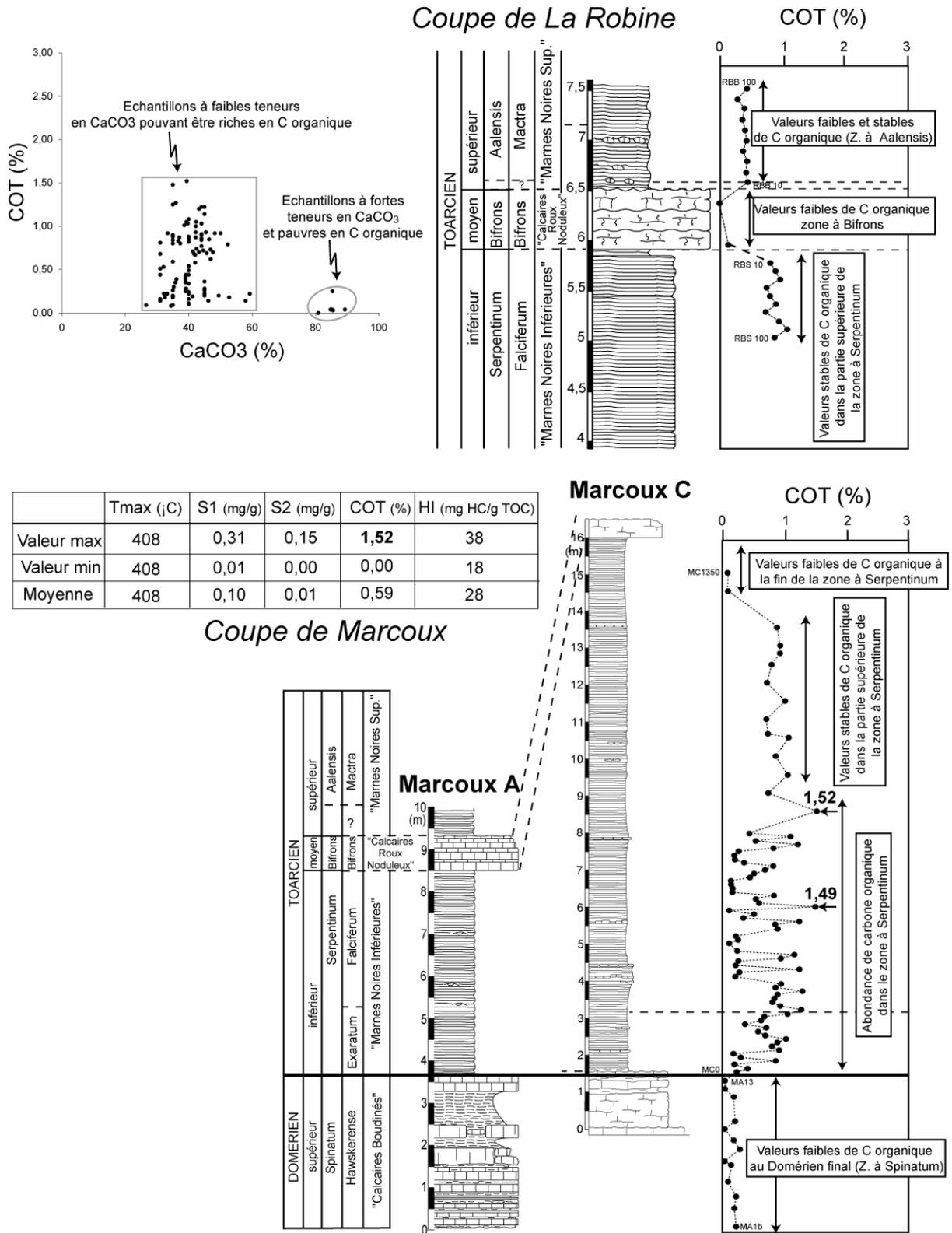


Figure 25

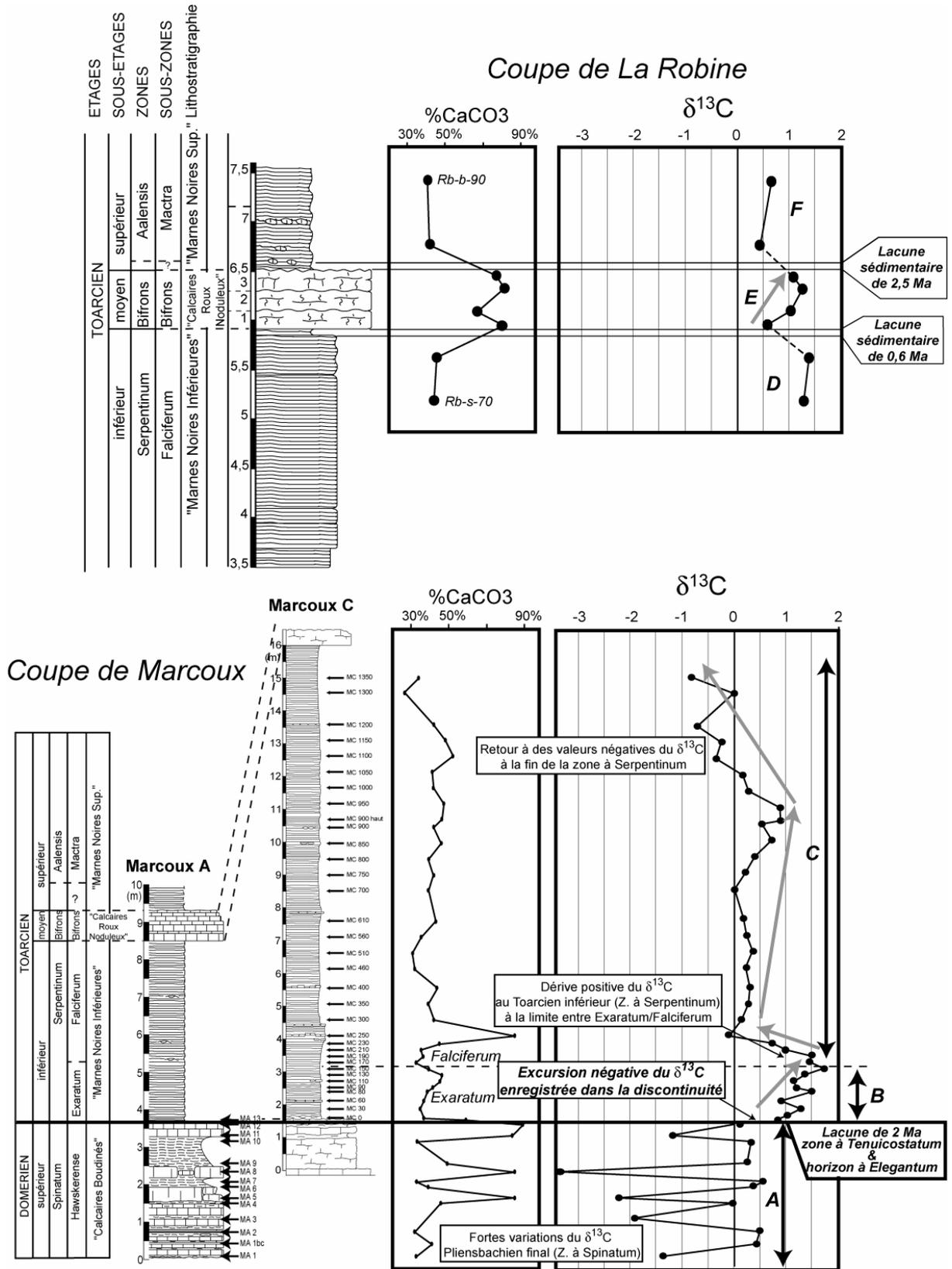


Figure 25, suite

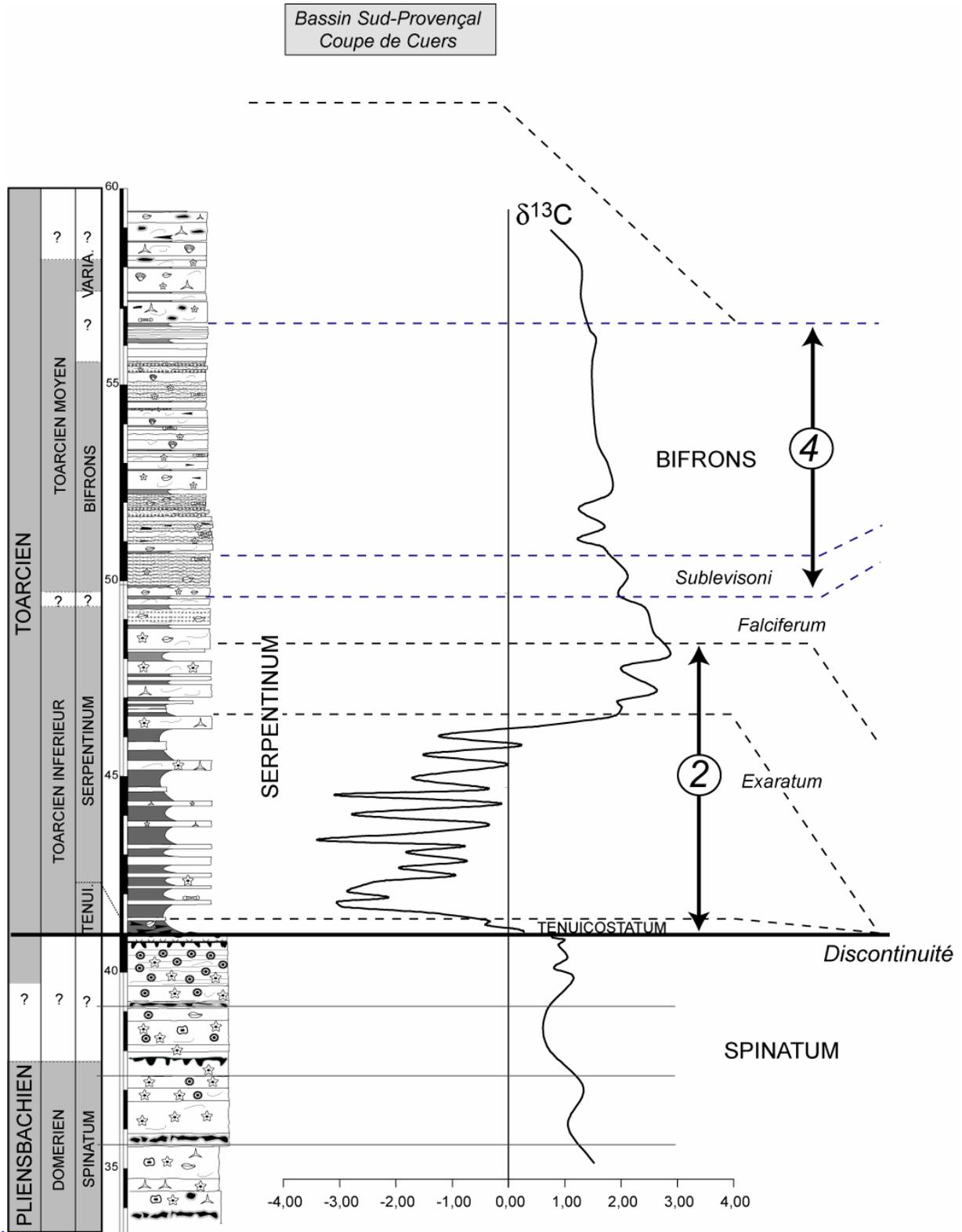


Figure 26

Bassin Dauphinois
Coupes de Marcoux / La Robine

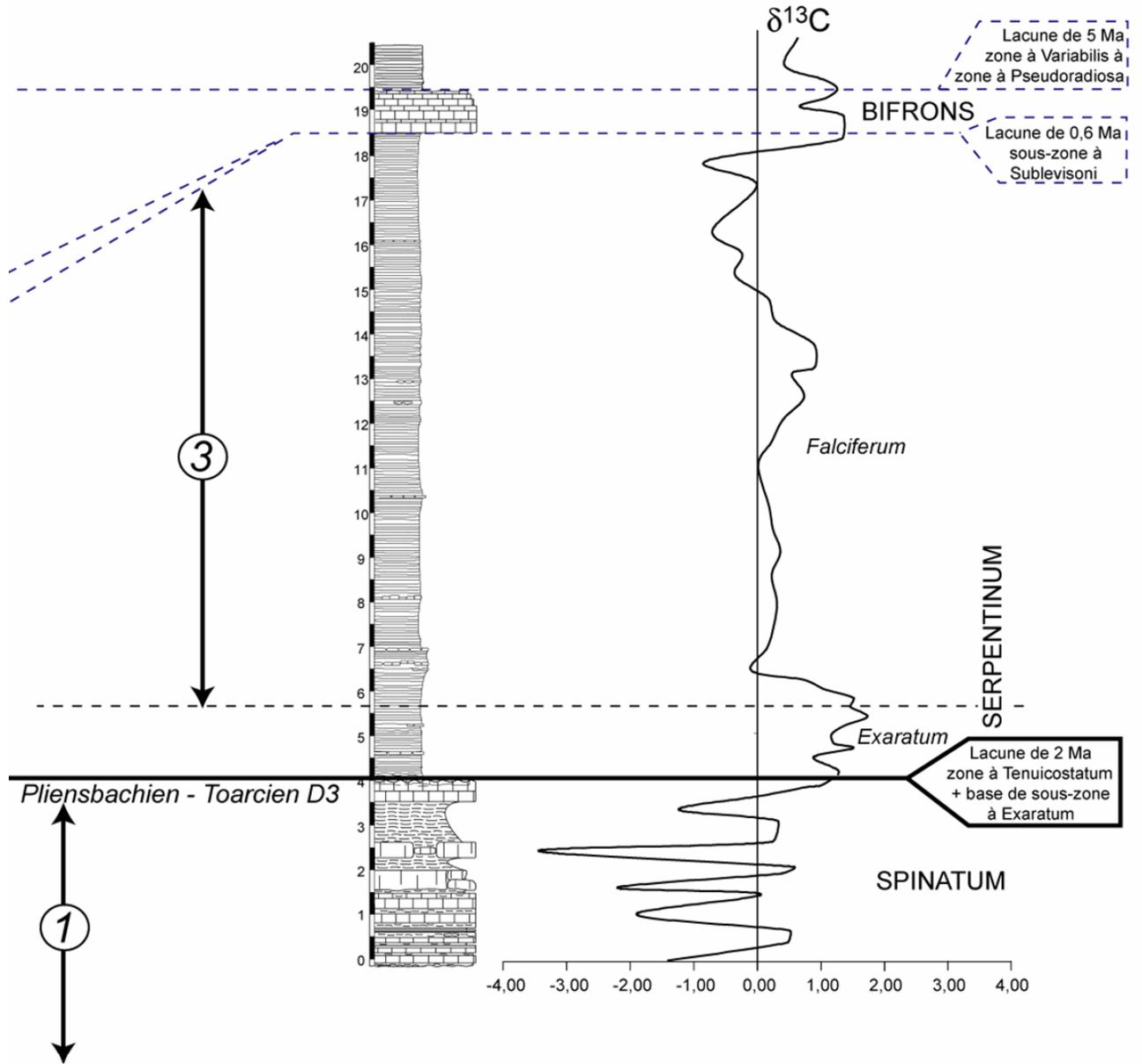


Figure 26, suite

Figure 25 - Les isotopes stables du carbone et de l'oxygène dans la coupe de Marcoux et de La Robine. Courbe d'évolution verticale des compositions isotopiques du carbone et de la composition en carbonate (% CaCO₃) des dépôts du Pliensbachien final au Toarcien inférieur (coupe de Marcoux) et des dépôts du Toarcien inférieur final au Toarcien supérieur (coupe de La Robine). 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. Courbe de variation des teneurs en carbone organique dans la coupe de Marcoux dans les dépôts du Pliensbachien au Toarcien inférieur, et dans la coupe de La Robine, dans les dépôts du Toarcien inférieur au Toarcien supérieur. D'après Léonide (2007).

Figure 26 - Corrélation biostratigraphique et chimiostratigraphique de la coupe de Cuers (Bassin Sud - Provençal) et de la 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 entre Pliensbachien et Toarcien (2). Le pic de $\delta^{13}\text{C}$ à la limite des zones 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). D'après Léonide (2007).

Figure 27 - Scénario des changements paléo - climatiques, paléocéanographiques et tectoniques au passage Pliensbachien - Toarcien et au Toarcien moyen dans les Bassins Dauphinois et Sud - Provençal. D'après Léonide (2007).

- Chute du niveau marin liée probablement à un refroidissement global (glacio - eustatisme ?) dans la zone à Spinatum (Pliensbachien supérieur), érosion, export et formation de la discontinuité Pliensbachien / Toarcien.

- Disparition de la Plate - Forme Carbonatée Sud - Provençale d'âge Pliensbachien par eutrophisation enregistrée dans une succession de ciments ferreux précoces sous conditions anoxiques épisodiques ; lacune d'enregistrement dans le Bassin Dauphinois (coupes de la Robine et de Marcoux).

- Événement Anoxique Toarcien avec dérives successives des valeurs isotopiques du carbone, accumulations de matière organique exprimant un réchauffement et conduisant à 1), un lessivage des aires continentales, une augmentation des apports nutritifs, une stratification des eaux et un recyclage du carbone organique, enregistrés seulement dans le Bassin Sud - Provençal (excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$ au passage de la zone à Tenuicostatum à la zone à Serpentinum et à 2) une augmentation de la production primaire et une stratification des eaux avec dépôts de black shales (excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$) dans la zone à Serpentinum à la fois dans le Bassin Dauphinois et le Bassin Sud - Provençal.

- Structuration des Bassins Dauphinois et 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 au Toarcien moyen, limitée dans le Bassin Dauphinois (affamement) et développée dans le Bassin Sud - Provençal.

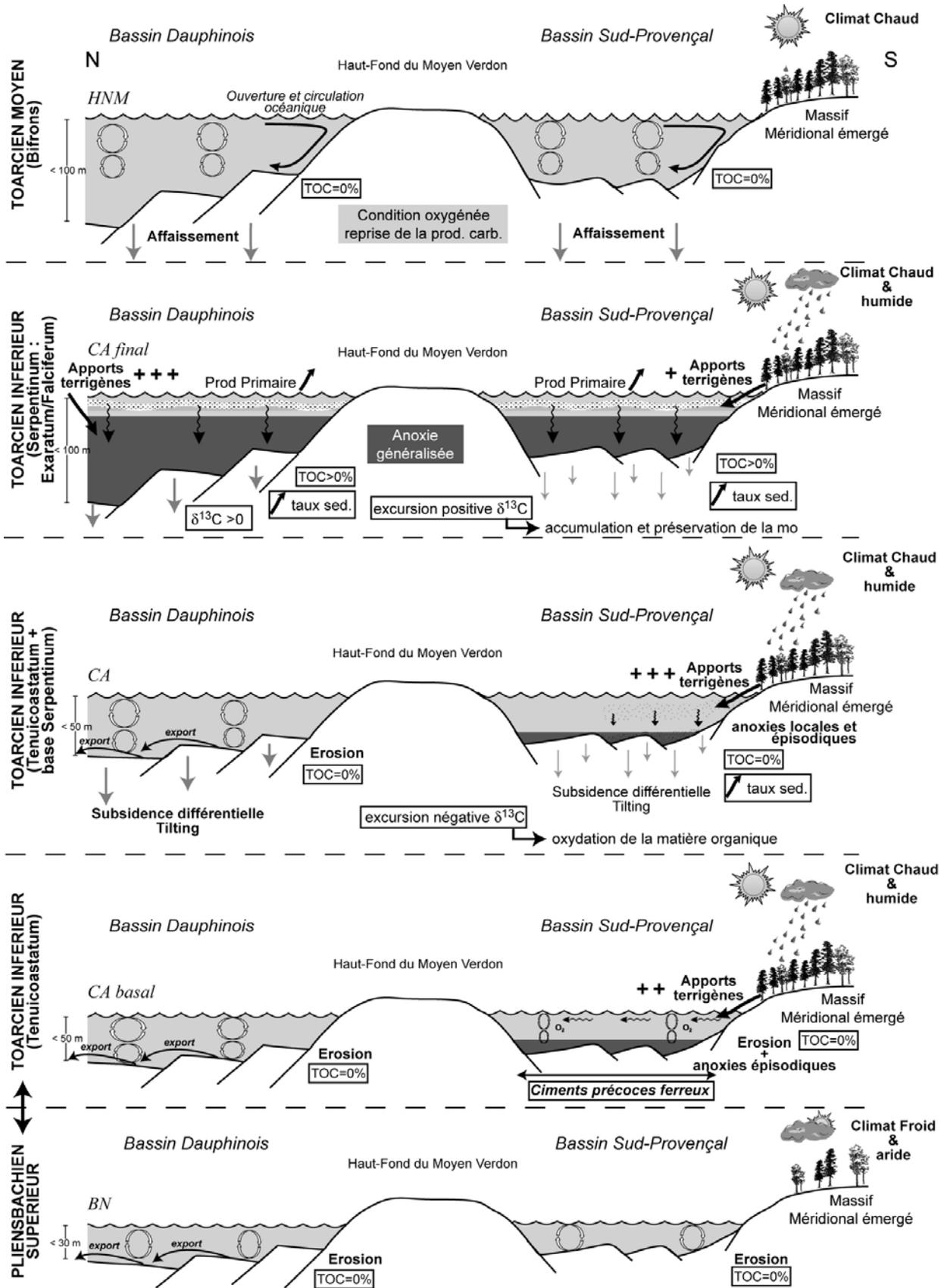


Figure 27

II. 2. 10 - Paléontologie d'*Ichthyosaurus* sp. de La Robine

L'analyse du squelette, réalisée par Andréani (2002) (figs 28, 29, 30 et 31) a été faite sur le moulage présenté au Musée Promenade de la Réserve Géologique de Haute Provence (Parc Saint Benoît).

Détermination

Le spécimen repose sur son flanc gauche, à l'exception du crâne, dont seule la face dorsale est visible. Il mesure environ 4,20m. Il est assez mal conservé et certaines pièces manquent comme la plus grande partie du rostre, le bassin, de nombreuses vertèbres de la queue.

Une seule dent est conservée. Elle a néanmoins permis quelques observations qui participent à l'identification taxonomique du spécimen. À partir d'autres observations et en fonction des caractéristiques des principales familles d'ichtyoptérygiens du Jurassique inférieur, qui sont les Temnodontosauridae Mc Gowan (1974), les Leptopterygidae Appleby (1979), les Ichtyosauridae Jaekel (1904), le spécimen appartiendrait à la famille des Ichtyosauridae, avec une palette arrière très réduite et un rostre vraisemblablement court (Andréani, 2002).

La dent du saurien de La Robine offre des caractères qui rapprochent ce dernier du genre *Ichthyosaurus* plutôt qu'au genre *Stenopterygius*, ces deux genres étant de loin les mieux représentés au Lias. L'échancrure du coracoïde serait aussi un argument en faveur du genre *Ichthyosaurus*.

Taphonomie

La position latérale, squelette posé sur le flanc, est normale chez les ichtyosaures du fait de la présence d'un aileron dorsal et de la géométrie du corps. Le corps de l'animal s'est échoué sur un substrat dur. Il semblerait que la disparition d'une partie des éléments du squelette soit liée à l'action de courants balayant le fond, plus qu'à l'action de nécrophages ou de prédateurs (cf. ci - avant).

Implications paléobiogéographiques

Le genre *Ichthyosaurus* semble beaucoup plus fréquent au Lias inférieur qu'au Lias supérieur. Il n'était connu auparavant au Toarcien que dans le sud de l'Angleterre et en Normandie, c'est-à-dire en domaine boréal. La présence d'un spécimen au Toarcien inférieur dans le Sud de la France élargit l'aire de répartition du genre au domaine téthysien (Andréani, 2002). Cette constatation est en accord avec la paléobiogéographie des ammonites au passage Pliensbachien - Toarcien. En effet, de la base du Toarcien et jusqu'à la partie inférieure du Toarcien moyen, une phase d'homogénéisation biogéographique a interrompu le provincialisme antérieur, boréal d'une part, et téthysien de l'autre.

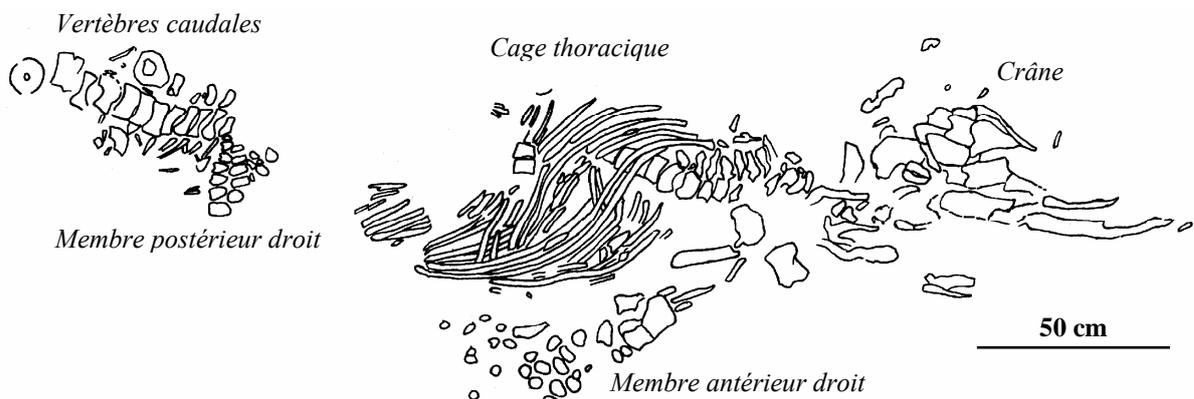


Figure 28 - Schéma du squelette de l'ichtyosaure de La Robine (d'après Andréani, 2002, modifié à partir de Rolland).

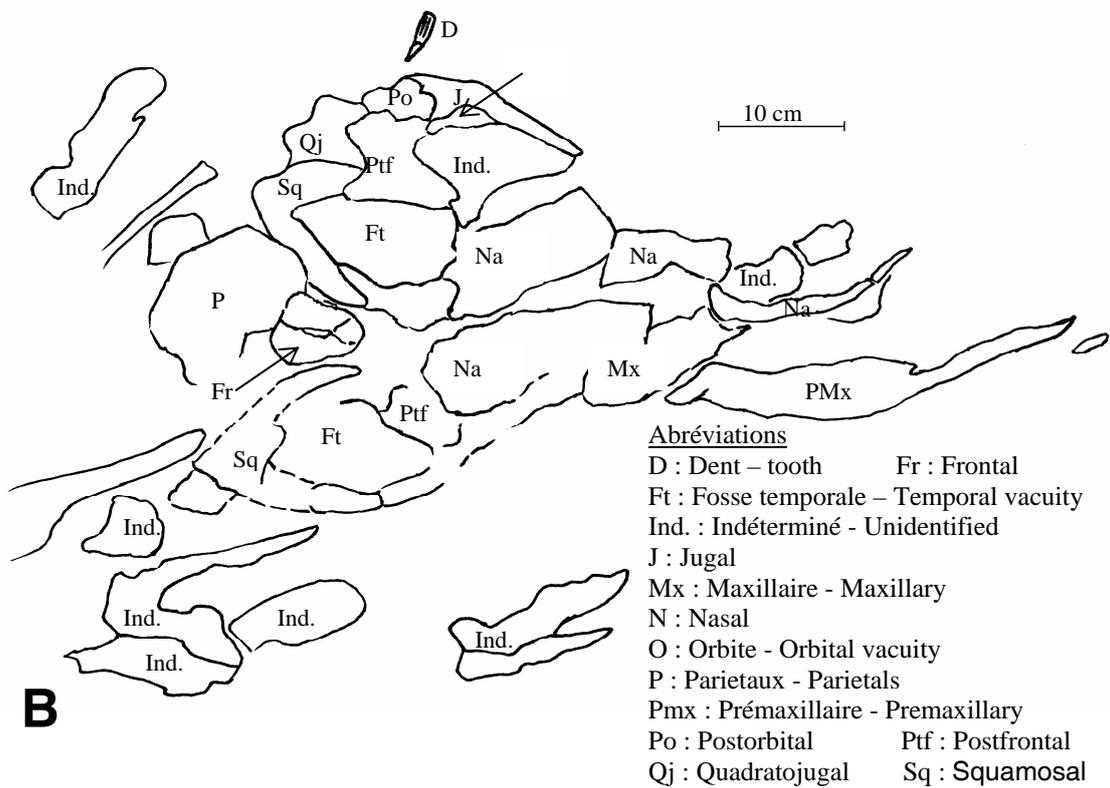


Figure 29 - Le crâne de l'ichtyosaure de La Robine. A - Moulage ; B - Schéma interprétatif, d'après Andréani (2002)

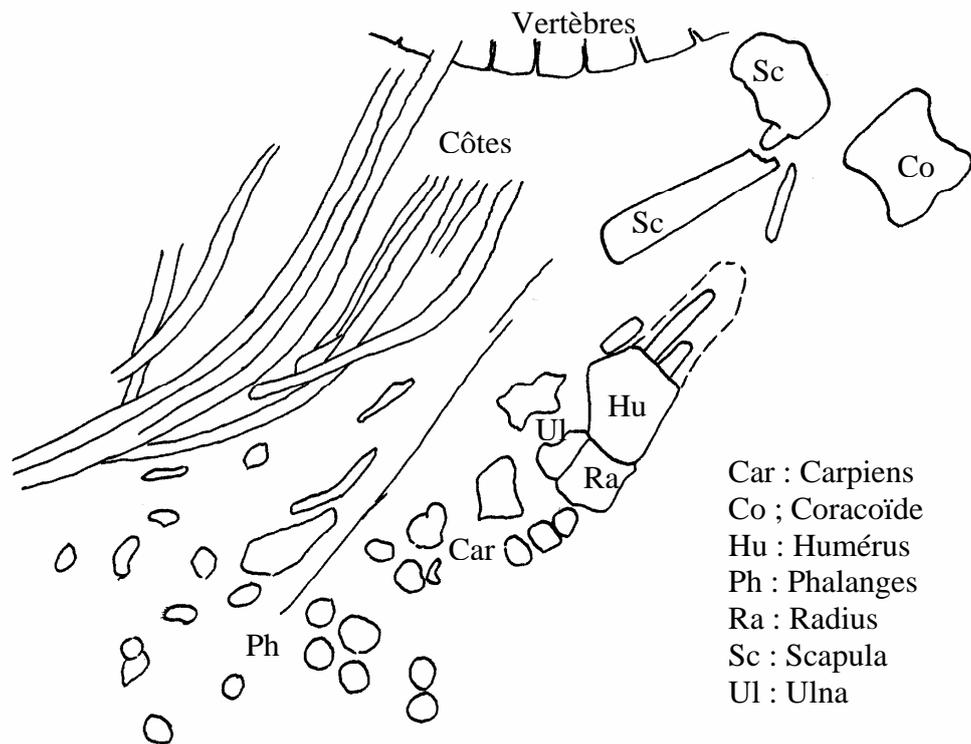


Figure 30 - L'ichtyosaure de La Robine. Schéma interprétatif des côtes, vertèbres et membre antérieur. D'après Andréani, 2002.

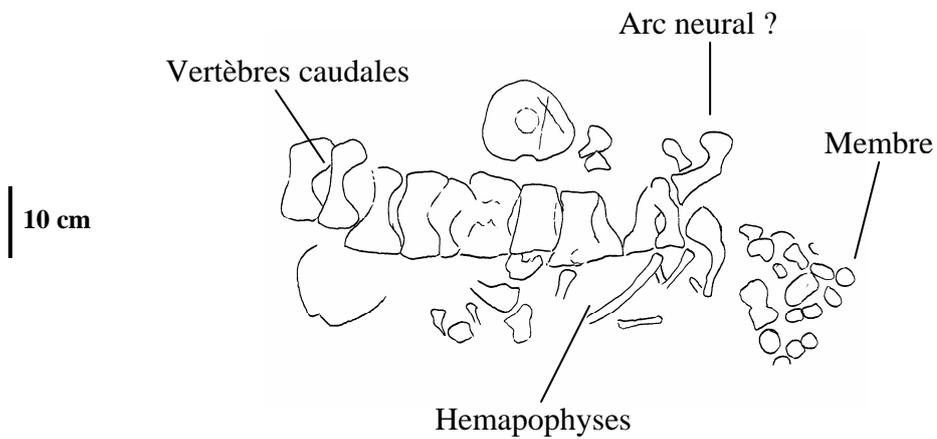


Figure 31 - L'ichtyosaure de La Robine. Schéma interprétatif de la partie arrière du squelette. D'après Andréani, 2002.

Autres données

Les restes d'ichtyosaures du gisement de Marcoux (fig. 32), avec une mâchoire incomplète mais longue de 86 cm et portant plusieurs dents bien conservées révèle la présence à la même époque d'un Leptoterygidae (indéterminé).

Comme il existe de nombreux autres restes épars d'ichtyosaures du même âge, il est attendu de leur étude une meilleure connaissance de la faune saurienne qui peuplait la mer des environs de Digne au Toarcien et aussi une comparaison fructueuse avec les faunes des autres gisements d'Europe.

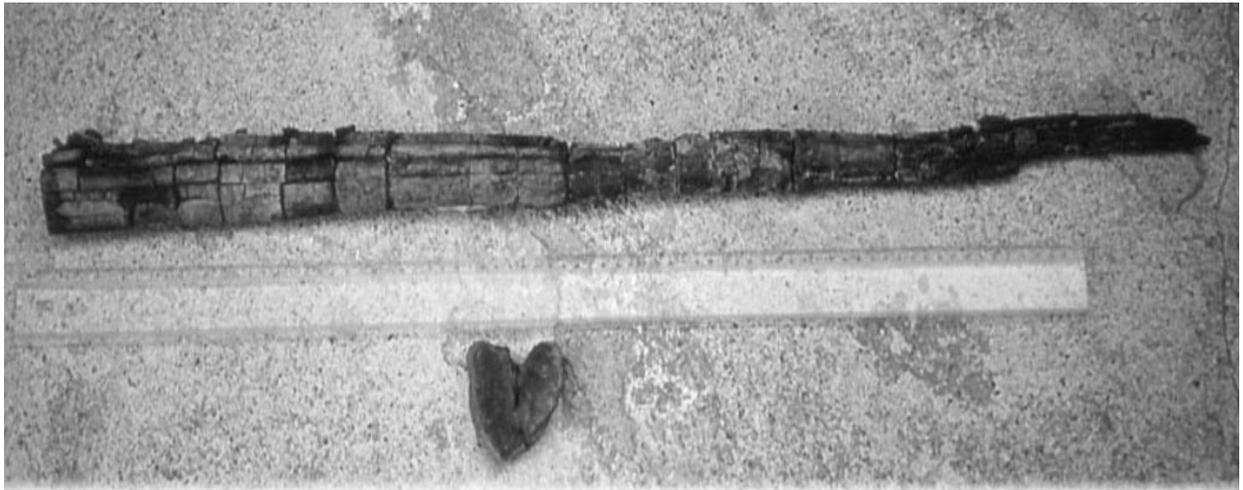


Figure 32 - Les restes de l'ichtyosaure de Marcoux : mâchoire (en haut) et radius (en bas).

Références bibliographiques

ANDRÉANI L. (2002) - Étude paléontologique des ichtyosaures du Toarcien inférieur des environs de Digne : considérations écologiques et taphonomiques. Mémoire de Stage de Maîtrise de l'Université de Provence, Aix - Marseille I, 35 p., inédit, ouvrage en dépôt au Centre de Sédimentologie - Paléontologie de l'Université de Provence, Marseille

BASSOULET J. P., ELMIS., POISSON A., RICOU L. E., CECCA F., BELLION Y., GUIRAUD R. & BAUDIN F. (1993 a) - Middle Toarcian (184 to 182 Ma). In : J. DERCOURT, L. E. RICOU & B. VRIELYNCK Eds, Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes, *Gauthier-Villars*, 63-80

BASSOULET J. P., POISSON A., ELMIS., CECCA F., BELLION Y., GUIRAUD R., LE NINDRE J. Y. & MANIVIT J. (1993 b) - Middle Toarcian Palaeoenvironments, carte à 1/20.000.000. In : J. DERCOURT, L. E. RICOU & B. VRIELYNCK Eds, Atlas Tethys, Palaeoenvironmental Maps, *BEICIP-FRANLAB*

BAUDIN F. (1989) - Caractérisation géochimique et sédimentologique de la matière organique du Toarcien téthysien (Méditerranée, Moyen-Orient). Signification paléogéographique. Thèse Sciences, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 350 p. (inédit, en dépôt à la Société Géologique de France) et *Mémoire des Sciences de la Terre* Paris, **30**, 350 p.

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). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **156**, 123-138

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. France*, **167**, 3, 423-433

FLOQUET M., CECCA F., MESTRE M., MACCHIONI F., GUIOMAR M, BAUDIN F., DURLET C. & ALMÉRAS 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

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. France*, **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. (1998 a). Ammonite biostratigraphic correlation and Early Jurassic sequence stratigraphy in France : comparisons with some UK sections. In P.C. GRACIANSKY de, J. HARDENBOL, T. JACQUIN & 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. (1998 b) - 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 & P. R. VAIL Eds., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Sp. Publ.*, **60**, 467-479

GUES 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 Armoricaïn) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **15**, 2, 383-410

HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT P. & JORDA M. (1989) - Notice explicative de la Carte Géologique de la France (1.50000), 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

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 Bassins. In P. C. GRACIANSKY de, J. HARDENBOL, T. JACQUIN & 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **154**, 39-66

JÄGER M. & FRAAYE R. (1997) - The diet of the early Toarcian ammonite *Harpoceras falciferum*. *Palaeontology*, **40**, 2, 557-574

LEONIDE P. (2007) - Réponse des plates-formes carbonatées aux changements paléo - océanographique, paléo - climatiques et tectoniques. Le Bassin Sud - Provençal au Jurassique inférieur à moyen. Mémoire de Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Aix - Marseille I, 317 p., 87 annexes (inédit, en dépôt au Centre de Sédimentologie - Paléontologie de l'Université de Provence, Marseille)

LÉONIDE P., FLOQUET M. & VILLIER L. (2007) - 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*, **19**, 1, 125-152

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.

MESTRE M. (2001) - Événements 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 Diplôme d'Etudes Approfondies de l'Université de Provence, Aix - Marseille I, 38 p., inédit, ouvrage en dépôt au Centre de Sédimentologie - Paléontologie de l'Université de 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*, 145-150

VAIL P. R., AUDEMARD F., BOWMAN S. A., EISNER P. N. & PEREZ - CRUZ C. (1991) - The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology, an overview. In G. EINSELE, W. RICKEN & A. SEILACHER Eds, *Cycles and Events in Stratigraphy. Berlin Springer - Verlag*, 617-659

II. 3 - LE GISEMENT FOSSILIFÈRE DES ISNARDS OU LA « DALLE » A AMMONITES (SINÉMURIEN INFÉRIEUR) : CONCENTRATION BANALE OU EXTRAORDINAIRE ?

par Jean Louis DOMMERGUES*

*Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre, UMR CNRS 5561 Biogéosciences, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon, Courriel : Jean-Louis.Dommergues@u-bourgogne.fr

II. 3. 1 - Intérêt

Gisement très spectaculaire, et pour cela symbole de la Réserve Géologique, la « dalle » à ammonites (fig. 33) fait immédiatement se poser la question : pourquoi une telle quantité d'ammonites ici et à ce moment ? Est-ce un gisement exceptionnel, avec concentration et / ou condensation faunique et, si oui, en fonction de quels processus ? ou bien n'est-ce qu'un gisement banal, sans signification événementielle particulière. La question a-t-elle même une réponse ?



Figure 33 - La « dalle » à *Coroniceras multicostratum* (Sowerby) des Isnards

II. 3. 2 - Localisation

Le secteur des Isnards, situé en rive droite de la Bléone à environ trois kilomètres au Nord du centre de Digne Les Bains, comporte deux affleurements fossilifères peu éloignés l'un de l'autre (fig. 34 A), mais appartenant à deux entités tectoniques distinctes : la « dalle » à ammonites et la coupe du ravin du Givaudan. Ces deux affleurements fournissent des informations complémentaires.

Pour permettre des comparaisons, les deux affleurements sont décrits ici (fig. 34 B, C, D) mais seul le site de la « dalle » à ammonites est visité lors de l'excursion ; ce dernier site étant situé en bordure de la route D 900A.

II. 3. 3 - Travaux antérieurs

Dès la fin du dix-neuvième siècle, les terrains du Lias des Alpes de Haute Provence a été l'objet de nombreuses études (e. g., Haug 1881, 1909; Guerin-Franiatte 1966; Assenat 1972; Assenat *et al.* 1972). Beaucoup de fossiles et notamment des ammonites sont cités par ces auteurs mais ils ne sont jamais décrits ni figurés.

La seule étude paléontologique relative aux faunes (ammonites et bivalves) des séries du Lias des Alpes de Haute Provence est celle de Corna *et al.* (1990). Dans ce travail, plusieurs coupes du Sinémurien, dont celles du secteur des Isnards et notamment celle de la « dalle » à ammonites, sont décrites avec la précision du banc. L'ensemble des ammonites et bivalves a été récolté ou noté pour pouvoir être étudié de façon quantitative dans des optiques biostratigraphiques, paléobiogéographiques et paléoécologiques.

L'essentiel des informations synthétisées dans ce livret - guide est directement tiré de cette publication. La principale différence réside dans l'interprétation biochronologique des faunes à *Coroniceras multicoatum* (Sowerby) de la « dalle » des Isnards qui est modifiée pour s'accorder au cadre biochronologique actuellement admis pour l'Europe du Nord-Ouest (Corna *et al.* 1997; Page, 2003).

II. 3. 4 - La « dalle » à ammonites des Isnards

Ce site très spectaculaire, protégé par la Réserve Naturelle Géologique de Haute Provence, est une « dalle » d'environ 200 m² qui porte plus de 600 céphalopodes, dont quelques nautilus et surtout des ammonites, souvent de grande taille, jusqu'à une soixantaine de centimètres de diamètre. La loge d'habitation des ammonites est souvent préservée sur plus d'un demi-tour.

La « dalle » proprement dite est l'élément le plus marquant d'une série sédimentaire visible sur une quinzaine de mètres d'épaisseur et limitée à la base et au sommet par des failles. Bien que très proche du front de chevauchement de la nappe de Digne, la coupe des Isnards se rattache encore sans ambiguïté à cette vaste entité allochtone.

Le profil lithologique de la série est donné sur la figure 34 B. Il s'agit d'une succession de bancs de calcaires ou de calcaires argileux noirs séparés par des interlits marneux en général minces, au moins vers la partie médiane de la série. La morphologie de la surface des bancs est variable, souvent bosselée, voire noduleuse (e. g., niveau 45) mais parfois presque lisse (e. g., niveau 62).

Les changements lithologiques sont parfois accompagnés de modifications assez sensibles de la composition des faunes et l'on peut envisager des conditions environnementales assez variables au cours du temps.

Des ammonites ont été récoltées dans cinq niveaux distincts (fig. 34 B) mais la faune est principalement abondante au toit de la « dalle » à ammonites (niveau 50). Ces ammonites sont essentiellement des Psiloceratoidea (*Arnioceras*, *Angulaticeras* et surtout des *Coroniceras* s. s.).

L'absence de Phylloceratoidea et de Lytoceratoidea mérite d'être soulignée car le nombre de spécimens pris en compte est considérable, ce qui est rare pour le Sinémurien habituellement beaucoup moins fossilifère.

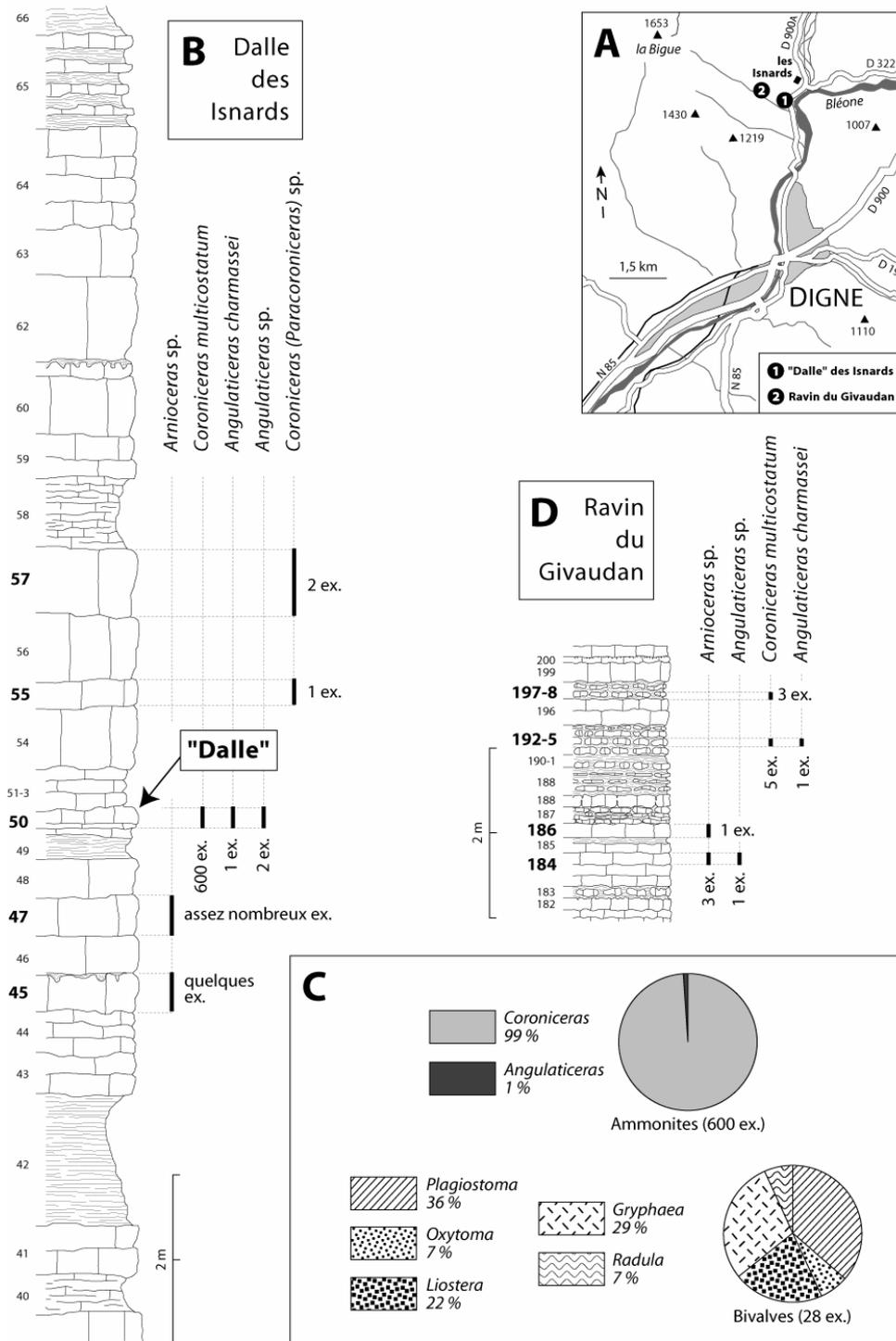


Figure 34 - Profils lithologiques d'érosion et contenus fauniques des affleurements d'âge Sinémurien inférieur du secteur des Isnards au Nord de Digne Les Bains (Alpes de Haute Provence) en rive droite de la Bléone (d'après Corna et al. 1990, modifié). A - localisation des sites fossilifères : (1) « dalle » à ammonites des Isnards, (2) coupe du ravin du Givaudan. B - coupe des Isnards : profil lithologique et distribution des espèces d'ammonites (la position de la « dalle » est indiquée par une flèche), le nombre d'exemplaires récoltés ou observés est indiqué en regard des barres d'extension des taxons. C - composition faunique de la « dalle » des Isnards exprimée en pourcentages des différents genres d'ammonites et de bivalves. D - coupe du ravin du Givaudan : profil lithologique et distribution des espèces d'ammonites.

Outre les céphalopodes, la « dalle » montre quelques bivalves épibenthiques suspensivores. Il s'agit surtout de valves dissociées, déposées à plat et en position stable. Elles sont assez souvent brisées et parfois regroupées, mais rien n'indique le rôle manifeste de courants. De même, les coquilles d'ammonites ne montrent pas d'orientation préférentielle.

Quoiqu'il en soit, la faune benthique est, avec cinq genres de bivalves (fig. 34 C bas), apparemment plus diversifiée que la faune nectonique *sensu lato* qui ne comporte, par exemple, que deux genres d'ammonites dont l'un (*Coroniceras*) domine très largement (fig. 34 C haut).

Les grands Arietitidae de la « dalle » des Isnards ont été le plus souvent désignés sous le nom d'*Arietites bucklandi* (Sowerby) en raison de leur grande taille, mais tous les autres caractères les en distinguent sans ambiguïté et les rapportent à *Coroniceras multicoatum* (Sowerby). La persistance d'une ornementation vigoureuse tout au long de la croissance est caractéristique. L'aire ventrale obtuse est tricarénée bisulquée. Les flancs à peine convexes portent des côtes systématiquement rétroverses. A partir des tubercules latéro - ventraux, elles basculent brusquement vers l'avant et rejoignent les carènes latérales.

L'importante variabilité de l'espèce s'organise grossièrement entre un pôle à ombilic plutôt ouvert, à tours peu élevés et à costulation plutôt lâche et un pôle à ombilic plus fermé, à tours plus élevés et à costulation beaucoup plus dense et souvent plus nettement rétroverse sur les flancs. Ces dernières formes sont souvent décrites et illustrées dans la littérature sous le nom de *Coroniceras vercingetorix* (Reynès), taxon qui est ici considéré comme synonyme de *C. multicoatum* (Sowerby).

Le cas de *Coroniceras bisulcatus* (Brugière) est plus ambigu car cette forme, sans doute très proche de (voire identique à) celle de Sowerby, est malheureusement mal définie et son emploi est source de nombreuses confusions. On peut notamment regretter que l'horizon correspondant à l'acmé de *C. multicoatum* (Sowerby) porte le nom de l'espèce de Brugière (fig. 35).

II. 3. 5 - La coupe du ravin de Givaudan

Située à environ un kilomètre au NW du site de la « dalle » à ammonites (fig. 34 D), en rive gauche du ruisseau de Givaudan (petit affluent de la Bléone), cette coupe expose des dépôts appartenant à une écaille de bordure du front de chevauchement de la nappe de Digne. Comme c'est fréquemment le cas dans ces écailles, la série est globalement plus réduite et plus biodétritique que dans la nappe proprement dite.

Malgré ces différences d'ordre tectonique et sans doute aussi paléogéographique, les dépôts dans le ravin du Givaudan sont d'âge comparable à ceux de la « dalle » des Isnards. Entre deux niveaux calcaires dont les surfaces sommitales perforées peuvent servir de repères (niveaux 182 et 200) se développent trois mètres d'alternance de marnes et de calcaires noirs en bancs massifs ou dissociés en nodules de tailles très variables.

II. 3. 6 - Interprétations biostratigraphique et paléobiogéographique

L'assemblage faunique, constitué par de nombreux *Coroniceras multicoatum* (Sowerby) accompagnés de rares *Angulaticeras* du groupe d'*A. charmassei* (Orbigny) est très caractéristique de la « dalle » à ammonites des Isnards.

Il a été retrouvé ailleurs dans les Alpes de Haute Provence et des équivalents en sont également connus dans d'autres secteurs du Nord-Ouest de l'Europe, comme par exemple, la Bourgogne (Corna & Mouterde, 1988), le Jura méridional (Corna, 1985, 1987 ; Corna & Mouterde, 1988) ou l'Angleterre (Page, 1992, 2003).

Dans toutes ces régions, la présence de *Coroniceras* du groupe de *C. multicosatum* (Sowerby) pris au sens large et incluant *C. bisulcatus* (Bruguière) permet de caractériser l'horizon à *bisulcatus* tel qu'il a été défini dans le Jura méridional par Corna (1987). Ces formes peuvent être éventuellement accompagnées de *C. (Pararnioceras) falsani* (Dumortier), d'*Angulaticeras charmassei* (Orbigny) et/ou d'*Arnioceras* sp.

Dans les Alpes de Haute Provence, les assises à *C. multicosatum* s'inscrivent toujours (« dalle » des Isnards, ravin du Givaudan et ravin du Couinier) dans un contexte biostratigraphique peu contraint et difficile à interpréter avec précision (Corna *et al.*, 1990).

Dans cette région, ces assises succèdent à des bancs qui livrent surtout des *Arnioceras* mal conservés, associés à quelques rares *Agulaticeras* sp. et elles précèdent des niveaux peu fossilifères à *Coroniceras (Paracorniceras)* sp. et/ou *Arnioceras* sp.

La présence régulière d'assez abondants *Arnioceras* sous les assises à *C. multicosatum* (e. g., série des Isnards, niveau 47) avait incité Corna *et al.* (1990) à les placer dans la chronozone à *Semicostatum* où les *Arnioceras* sont souvent abondants. Cette interprétation est maintenant abandonnée car, dans le reste du Nord-Ouest de l'Europe, l'horizon à *bisulcatus* précède toujours celui à *lyra (Coroniceras lyra)* qui marque conventionnellement la base de la chronozone à *Semicostatum*.

Les faunes à *Coroniceras multicosatum* de la « dalle » des Isnards sont donc maintenant interprétées comme représentatives du sommet de la chronozone à *Bucklandi* (fig. 35).

Comme conséquence, il faut admettre, au moins dans les Alpes de Haute Provence, que le genre *Arnioceras* peut localement et temporairement abonder dès la partie supérieure la chronozone à *Bucklandi* (sous - chronozone à *Bucklandi*).

En termes de paléobiogéographie, les faunes d'ammonites des assises à *C. multicosatum* et celles des niveaux encadrants frappent par leur très faible diversité. Les peuplements sont, soit constitués d'une seule espèce, soit très largement dominés par une seule espèce. Une telle tendance semble d'ailleurs être la règle dans l'ensemble des séries du Lias calcaire (Sinémurien et Pliensbachien inférieur) du Bassin Dauphinois.

En outre, et bien que situées dans un contexte paléogéographique relativement méridional pour l'Europe du Nord-Ouest, les faunes étudiées ne révèlent aucune influence téthysienne. L'absence de *Phylloceratoidea* et de *Lytoceratoidea* est particulièrement significative à cet égard.

Ces résultats montrent que les faunes alpines *sensu lato* sont, au moins au cours du Lias inférieur et moyen *pro parte*, extrêmement hétérogènes en terme de paléobiogéographie et de biodiversité.

Le contraste est étonnant entre, d'une part, les peuplements austro - alpins particulièrement riches et complexes en termes de diversité phylogénétique et/ou paléobiogéographique (Dommergues & Meister, 1991) et, d'autre part, les peuplements dauphinois relativement pauvres et d'affinité banalement nord-ouest européenne.

Radiochronologie âges en Ma, d'après Gradstein <i>et al.</i> , 2004	Chrono - stratigraphie		Bio - stratigraphie	
	Sous-étages	CHRONOZONES	Sous- chronozones	
189,6	Sinémurien supérieur	RARICOSTATUM	Aplanatum	<i>tardecrescens</i>
			Macdonnelli	<i>meigeni</i>
Raricostatum			<i>boehmi</i>	
			<i>crassicostatum</i>	
			<i>raricostatum</i>	
			<i>rhodanicum</i>	
Densinodulum		<i>edmundi</i> <i>delicatum</i>		
OXYNOTUM		Oxynotum	<i>oxynotum</i>	
		Simpsoni	<i>gagateum</i>	
OBTUSUM		Denotatus	<i>glaber</i>	
	<i>fowleri</i>			
	Stellare	<i>blakei</i>		
Obtusum	<i>confusus</i> (?)			
196,5	Sinémurien inférieur	TURNERI	Turneri	<i>bordoti</i> <i>turneri / brooki</i>
		SEMICOSTATUM	Sauzeanum	<i>sauzeanum</i> <i>nodulatum</i>
			Scipionianum	<i>scipionianum</i> <i>alcinoe</i> (?)
			Charlesi	<i>crossi</i> (?)
				<i>charlesi</i>
				<i>lyra</i>
		BUCKLANDI	Bucklandi	<i>bisulcatus</i>
				<i>isis</i>
				<i>coronaries</i>
			Rotiforme	<i>schloenbachi</i> <i>hyatti</i>
		Conybeari	Conybeari	<i>conybeari</i> (?)
				<i>rotarium</i> <i>latisulcatum</i>

Figure 35 - Les cadres chronostratigraphiques (sous - étages, chronozones et sous - chronozones) et biostratigraphiques (biohorizons) de la « dalle » à ammonites des Isnards. Les noms des unités bio- ou chrono - stratigraphiques correspondant à la « dalle » à ammonites sont indiqués par des caractères gras sur fonds gris. L'échelle de biohorizons correspond, à quelques détails près, à celle proposée par Corna *et al.* (1997) dans le cadre de la synthèse biostratigraphique proposée par le "Groupe Français d'Etude du Jurassique" (GFEJ). Elle est également assez proche de l'échelle de zonules donnée récemment par Page (2003).

Références bibliographiques

- ASSENAT S. (1972) - Stratigraphie et variations de faciès du Jurassique inférieur de la région de Castellane (Alpes de Provence). Thèse de l'Université Claude Bernard - Lyon 1, 84 p. (inédit)
- ASSENAT S., COTILLON P. & MOUTERDE R. (1972) - Données nouvelles sur la stratigraphie, les variations de faciès et la paléogéographie du Jurassique inférieur dans la région de Castellane (Alpes de Haute - Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris, (D)*, 275, 2463-2466
- CORNA M. (1985) - Le Lias du Jura méridional. Paléontologie biostratigraphique du Sinémurien. Approche paléocéologique. Thèse de l'Université Claude Bernard - Lyon 1, 246 p. (inédit)
- CORNA M. (1987) - Les horizons sinémuriens du Calcaire à gryphées du Jura méridional français (Zone à Conybeari - Zone à Oxynotum). *Geobios*, 20, 531-536
- CORNA M. & MOUTERDE R. (1988) - Le Sinémurien de Semur (France) : essai de biozonation pour le Sinémurien inférieur et le Lotharingien inférieur du stratotype et du Jura méridional. *In* : ROCHA R. B., SOARES A. F. (eds.), 2nd international Symposium on Jurassic Stratigraphy, Lisboa, 155-178
- CORNA M., DOMMERGUES J. L., GUIFFRAY A. & BULOT L. (1990) - Quelques points remarquables dans le Sinémurien des Alpes de Provence (France); précisions biostratigraphiques et paléontologiques. *Géologie Méditerranéenne*, 17, 3-37
- CORNA M., DOMMERGUES J. L., MEISTER C., MOUTERDE R. & BLOOS G. (1997) - Sinémurien. *In* : Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles, CARIOU E. & HANTZPERGUE P. (eds). *Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration Production, Mémoire* 17, 9-14
- DOMMERGUES J. L. & MEISTER C. (1991) - Area of mixed marine faunas between two major paleogeographical realms, exemplified by the Early Jurassic (Late Sinemurian and Pliensbachian) ammonites in the Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 86, 265-282
- GUERIN-FRANIATTE S. (1966) - Ammonites du Lias inférieur de France, Psilocerataceae : Arietitidae. Centre National de la Recherche Scientifique (C.N.R.S.), Paris, 455 p.
- HAUG E. (1881) - Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'étude géologique des Alpes françaises. *Bulletin du Service de la Carte géologique de France*, 3, 1-197
- HAUG E. (1908-1911) - Traité de Géologie (2 volumes). Armand - Colin, Paris
- PAGE K. (1992) - The sequence of ammonite correlated in the British Sinemurian (Lower Jurassic). *Newsletters on Stratigraphy*, 27, (3), 129-156
- PAGE K. (2003) - The Lower Jurassic of Europe: its subdivision and correlation. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 1, 23-59

II. 4 - LE GISEMENT FOSSILIFÈRE A DUGONGS (SIRÉNIENS) DU SYNCLINAL DE TAULANNE : HÉCATOMBES, TSUNAMITES / TEMPESTITES, ENFOUISSEMENT

par Marc FLOQUET*, Nicole FLOQUET**, Myette GUIOMAR***, Didier MARCHAND**** et Didier LAMOTTE

*Université de Provence, Centre de Sédimentologie-Paléontologie, Laboratoire de Géologie des Systèmes et Réservoirs Carbonatés (FRE CNRS 2761), 3 place Victor Hugo, case postale 67, 13331 Marseille Cedex 03. Courriel : Marc.Floquet@up.univ-mrs.fr

**Centre de Recherche en Matière Condensée et Nanosciences (UPR CNRS 7251), Campus de Luminy, case postale 913, 13288 Marseille Cedex 9. Courriel : floquet@crmcn.univ-mrs.fr

***Réserve Géologique Naturelle de Haute Provence, Parc Saint-Benoît, BP 156, 04005 Digne-Les-Bains. Courriel : m.guiomar@resgeol04.org.

****Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre, Biogéosciences (UMR CNRS 5561), 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon. Courriel : didier.marchand@u-bourgogne.fr

II. 4. 1 - Intérêt

Si le simple fait que les restes fossiles de dugongs à la base de la série priabonienne de Taulanne comptent parmi les plus anciens restes de siréniens est particulièrement intéressant, il n'en demeure pas moins que l'autre fait de leur fossilisation en aussi grande quantité et qualité est remarquable. Décrire et analyser en détail les caractéristiques de ce gisement fossilifère exceptionnel dans le cadre de la transgression marine priabonienne et de la formation du bassin de flexuration d'avant pays alpin à ce moment doit permettre de mieux remonter aux processus qui ont conduit à l'hécatombe de ces animaux et à leur enfouissement. Ainsi, le couplage des significations de ce gisement en termes de paléontologie et de dynamique sédimentaire devrait aboutir à un modèle génétique applicable à d'autres cas.

II. 4. 2 - Localisation, cadre géologique

Le site du gisement à siréniens de Taulanne appartient au flanc nord du synclinal d'âge Tertiaire de Taulanne. Ce synclinal fait partie de l'Arc de Castellane dans les Chaînes Subalpines Méridionales (fig. 36). Il appartient à l'unité structurale chevauchante des Cadières, comprise entre celles de La Blache au Nord, de Berbéné - Robion au Sud et du Mourre de Chanier à l'Ouest.

Au sein de ce synclinal, le gisement fossilifère à dugongs se situe dans le ravin de Tabori à environ 1 km au NE du village de Taulanne dans les Alpes de Haute Provence (coordonnées Lambert : x = 930,0 ; y = 3182,7 ; carte géologique à 1.50.000 Moustiers Sainte Marie) (fig. 37).

Stratigraphiquement, la série d'âge Priabonien dans le synclinal de Taulanne, en discordance sur le substratum d'âge Tithonien et Berriasien - Valanginien, comprend, selon Gitton (1978) : 1) une « Formation de base », en partie conglomératique, passant à 2) des « Grès de Castellane », que surmontent 3) des « Marnes Bleues » (fig. 38).

En réalité, les dits « Grès de Castellane » sont essentiellement des calcarénites bioclastiques sablo - à silto - quatzueuses, pouvant évoluer vers des calcaires argileux voir marnes bioclastiques silto - quatzueux, à petites nummulites. De fait, cette formation correspond aux « Calcaires à Nummulites » bien connus dans les Chaînes Subalpines Méridionales, mais ici particulièrement enrichis en éléments silicoclastiques. Les « Marnes Bleues » correspondraient (*pro parte*) aux « Marnes Nummulitiques » tout aussi bien connues régionalement.

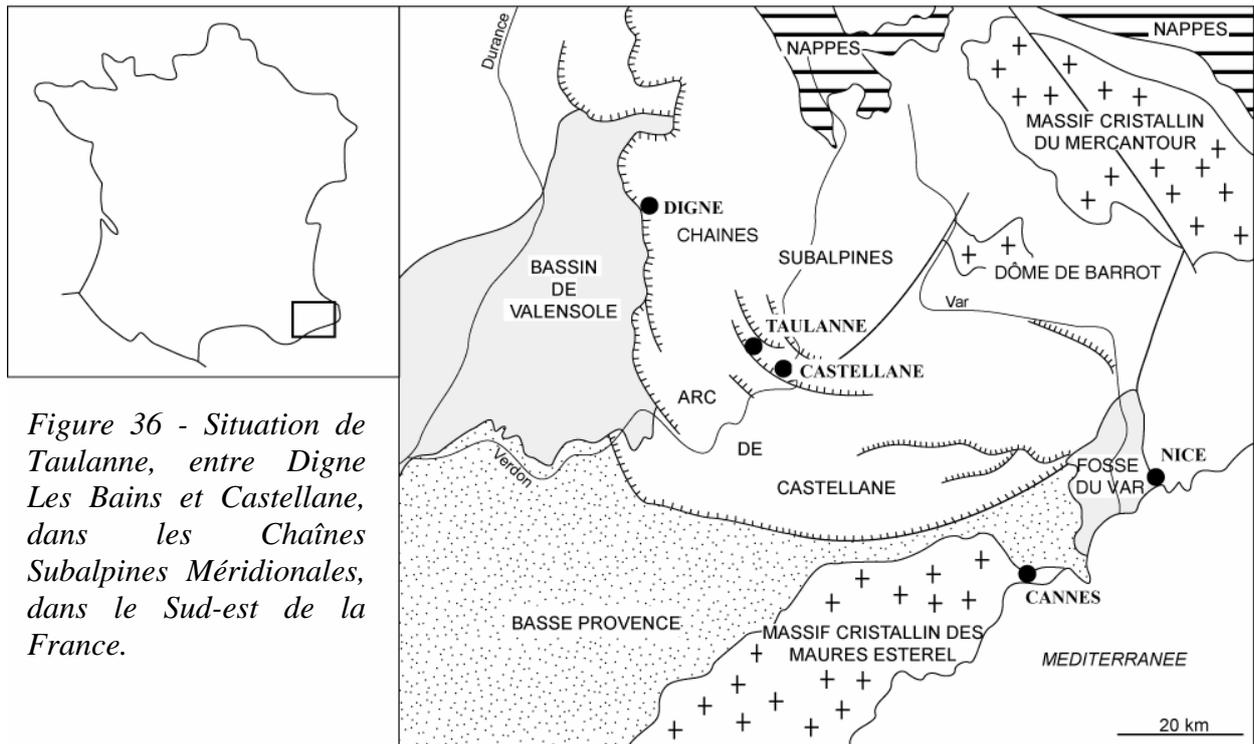


Figure 36 - Situation de Taulanne, entre Digne Les Bains et Castellane, dans les Chaînes Subalpines Méridionales, dans le Sud-est de la France.

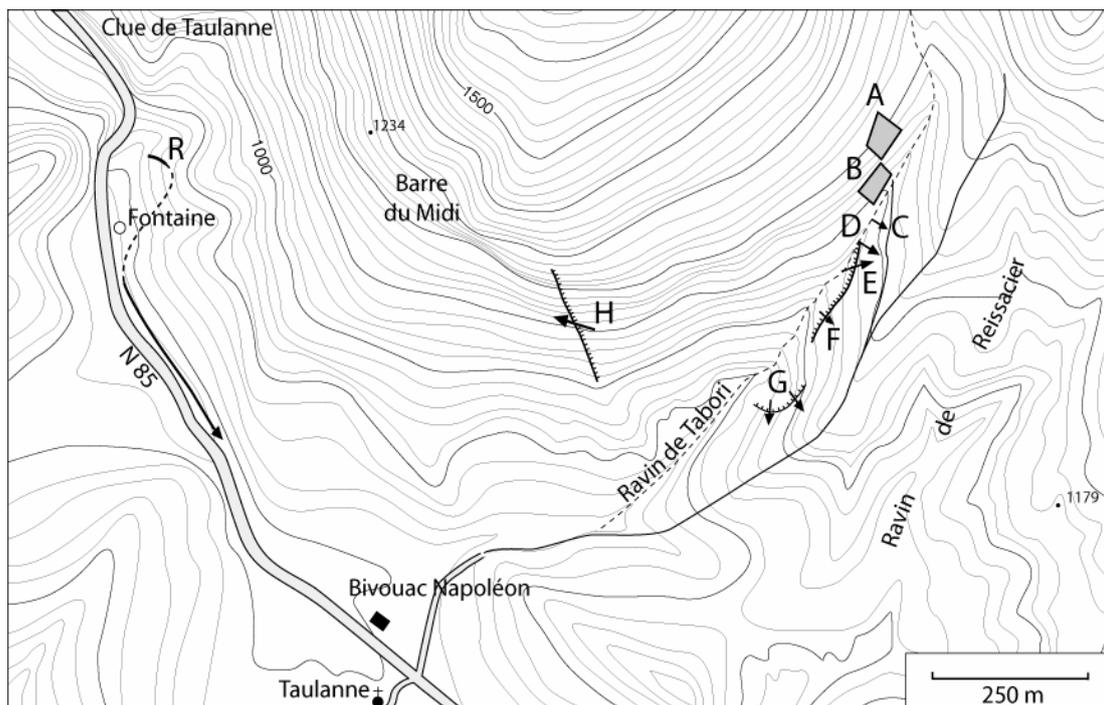


Figure 37 - Localisation du site du gisement à dugongs au Nord du hameau de Taulanne. L'essentiel du gisement se situe dans le ravin de Tabori. Les restes fossiles sont concentrés dans les secteurs A à F ; A et B se situant en amont du ravin, rive droite ; C, D, E, F et le secteur G se situant vers l'aval en rive gauche. H est une coupe additionnelle, à 200 mètres à l'Ouest du gisement. R est la coupe de la série d'âge Priabonien donnée par la tranchée de la N 85 à partir de la sortie de la Clue de Taulanne en direction du SE. Dessin d'après la carte IGN à 1.50.000 Moustiers Sainte Marie.

L'âge Eocène supérieur de la formation a été établi par Bodelle (1971) en fonction de la microfaune de nummulites. Plus précisément, l'âge attribué, et toujours admis aujourd'hui, est **Priabonien**. La présence de *Nummulites incrassatus* de LA HARPE et de *Nummulites fabianus* PREVER dans la coupe du bord de la N 85 (séquence 21 de la coupe R de Lamotte, 1996) indique la « zone C » de Blondeau *et al.* (1968) (« zone » de micropaléontologie des nummulites), ce qui correspondrait au **Priabonien moyen**. Cette datation était déjà celle de Bodelle (1971). De plus, ce dernier auteur met les faciès marno - quartzeux de base de la formation (très bien représentés dans le secteur G, cf. ci-après) en équivalence des « Couches à *Cerithium diaboli* » des autres synclinaux occidentaux d'âge Tertiaire de l'Arc de Castellane, couches également datées de la « zone C » de Blondeau *et al.* (1968).

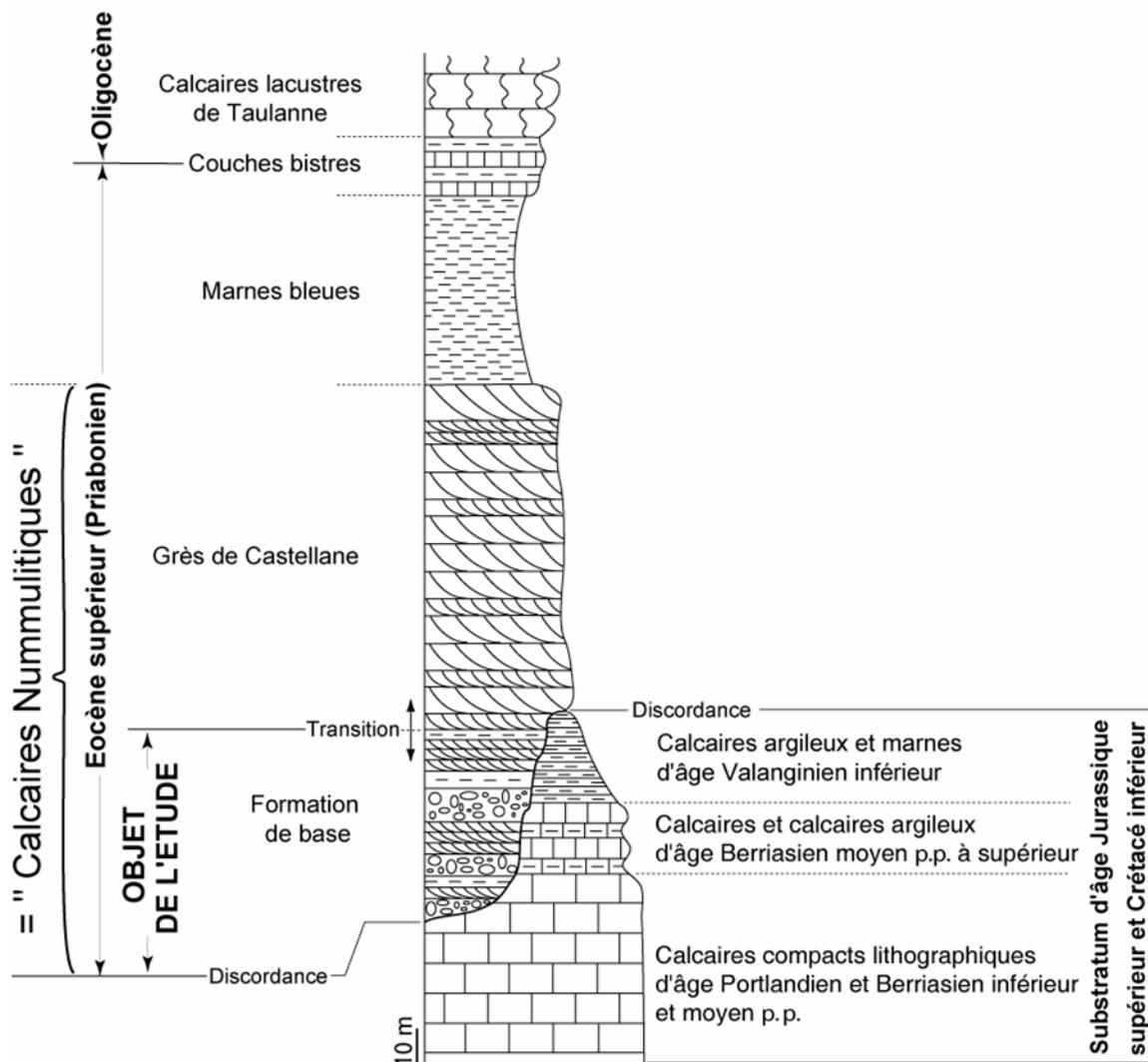


Figure 38 - Unités lithostratigraphiques d'âge Tertiaire au cœur du synclinal de Taulanne selon Gitton (1978, adapté). « La Formation de base » et les « Grès de Castellane » sont, de fait, une même formation de **calcarénites bioclastiques quartzuses à nummulites, à bancs conglomératiques à la base**. Cette formation est un équivalent latéral, chargé en silicoclastiques, en paléomilieus de dépôts littoraux, des « Calcaires à Nummulites » constituant la partie inférieure de la « trilogie nummulitique », groupe lithostratigraphique spécifique du bassin d'avant pays alpin d'âge Eocène supérieur - Oligocène.

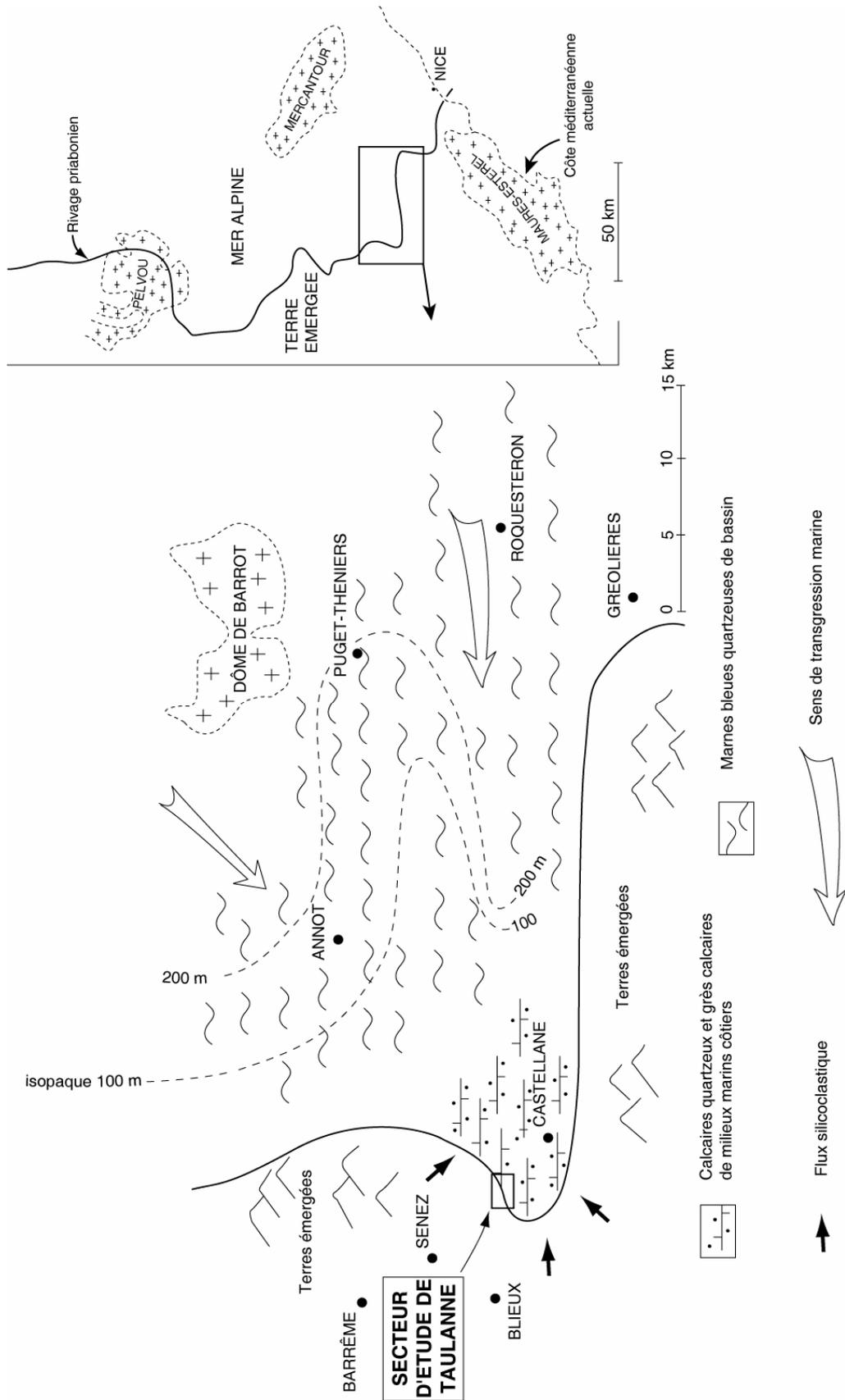


Figure 39 - Esquisse paléogéographique de la partie sud - occidentale du bassin d'avant pays alpin au Priabonien moyen. La région de Taulanne correspondait au littoral de l'époque. D'après Bodelle (1971), modifié.

Paléogéographiquement, la formation inférieure de la série d'âge Priabonien du synclinal de Taulanne caractérise des milieux marins très littoraux tout en étant ouvert sur le large, et mis en place lors de la transgression d'âge Eocène supérieur dans le bassin d'avant pays alpin. Selon Bodelle (1971), la transgression marine a débuté au Lutétien supérieur dans la région de Pierrefeu - Saint Antonin et n'a atteint la région de Taulanne qu'au Priabonien moyen (fig. 39). Les analyses paléocéologiques de Gitton (1978) ont confirmé que cette région de Taulanne correspondait bien à la bordure occidentale, progressivement transgressée, du bassin de sédimentation.

La transgression marine s'est effectuée sur un paléorelief marqué (cf. ci-après), issu de l'érosion de terres mises à l'air par les phases orogéniques du Crétacé supérieur.

Le gisement à dugongs est ainsi clairement associé à la transgression marine priabonienne.

Rappel de quelques travaux antérieurs importants

Boussac (1912) distingue trois unités au sein de la série sédimentaire d'âge Eocène - Oligocène des Alpes Occidentales : de bas en haut, des couches à cérithes, des calcaires à nummulites, des marnes bleues à petits foraminifères. Il attribue à l'Oligocène inférieur ces unités dans la région de Taulanne.

de Lapparent (1938) signale un conglomérat de base dans le synclinal de Taulanne, reposant indifféremment sur des terrains d'âge Jurassique, Crétacé inférieur ou supérieur. Il note de plus que ce conglomérat au NE de Taulanne renferme de nombreux ossements de siréniens qu'il attribue au genre Halitherium.

Bodelle (1971) précise les modalités de la transgression nummulitique depuis les synclinaux orientaux de l'Arc de Castellane (Saint Antonin, Pierrefeu) jusqu'aux synclinaux occidentaux du même Arc (Castellane, Blieux, Barrême).

Kerckhove & Roux (1978) rattachent le conglomérat de base aux "Grès de Castellane" datés du Priabonien.

II. 2. 3 - Description de la série

Vue d'ensemble

Les affleurements renfermant le gisement à restes de dugongs sont disposés en une bande quasi continue sur une distance d'environ 500 m selon une direction à peu près N-S ou NNE-SSW (partie médiane du ravin de Tabori). La formation d'âge Priabonien repose en discordance angulaire d'environ 5° (à 30° par endroits) sur le substratum mésozoïque qui présente un fort paléorelief.

Cette formation est constituée d'**unités lithostratigraphiques** qui, dans le ravin, apparaissent très nettement agencées en biseaux de rétrogradation, de sens apparent S-N ou SSW-NNE, les unités les plus anciennes étant préservées du côté sud, aval, du ravin (ou dans les dépressions du paléorelief) et les unités les plus récentes recouvrant directement le substratum du côté nord, amont (fig. 40).

Ces unités ont des faciès variés : marnes et calcaires argileux silto - quartzeux et bioclastiques, calcarénites quartzes bioclastiques fines à grossières, conglomérats polygéniques et hétérométriques, brèches à tendance monogénique en placages sur le substratum amont. Chaque unité est toutefois bien définie par la dominance de tel ou tel faciès. Ainsi, **six unités** ont été distinguées. Ce sont successivement, au dessus du substratum : **1)** des calcarénites quartzes et marnes silto - quartzes inférieures ; **2)** des calcarénites quartzes grossières à fines ; **3)** un conglomérat inférieur ; **4)** des calcarénites quartzes et marnes silto - quartzes médianes ; **5)** un conglomérat supérieur ; **6)** des calcarénites quartzes supérieures ; **7)** une brèche de placage sur le substratum amont (fig. 40).

D'une manière générale, au sein des ces unités, les faciès les plus fins se développent vers le S (et vers le haut de la série) et les faciès les plus grossiers vers le N.

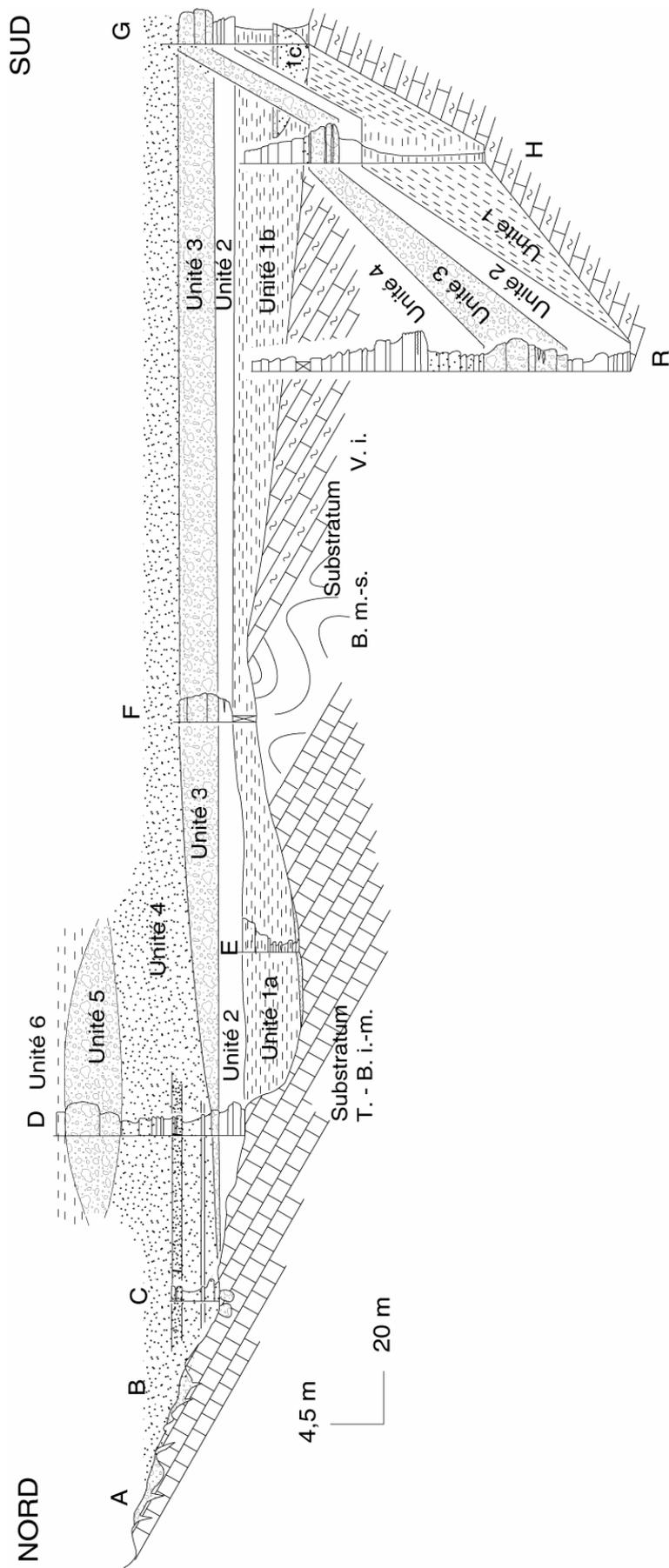


Figure 40 - Agencement 2D (partiellement 3D) de la base de la formation de calcarenites bioclastiques quartzzeuses à nummulites et à bancs conglomératiques d'âge Priabonien suivant le profil N - S donné par le ravin de Tabori dans le flanc nord du synclinal de Taulanne. Le gisement à fossiles de dugongs se place essentiellement dans les secteurs A à F, les restes de siréniens étant distribués dans les diverses unités (1 à 6, plus brèche de placage sur substratum amont). La disposition de ces unités en débordement côtier transgressif (onlap) apparent vers le Nord est remarquable. T. - B. i.-m. : substratum d'âge Tithonien à Berriasien inférieur à moyen ; B. i.-m. : substratum d'âge Berriasien inférieur à moyen ; V. i. : substratum d'âge Valanginien inférieur

Pour rendre compte de l'agencement vertical des unités et faciès, seulement deux coupes sont figurées ici, l'une correspondant aux secteurs D et E du ravin (fig. 41, localisation sur figs. 37 et 40), l'autre correspondant au secteur G (fig. 42, localisation sur figs. 37 et 40).

N.B. - Le musée de site donne seulement accès aux secteurs A, B, C et D du gisement (fig. 40), secteurs facilement accessibles et très fossilifères. Les secteurs E, F, G et H ne sont pas ouverts au public, car très pentus et présentant des risques d'éboulements. Le banc avec les très nombreux ossements protégés sous verrière se situe dans le secteur D.

Le substratum mésozoïque

Le substratum a un pendage moyen de 35° à 40° N115° et présente un fort paléorelief en fonction des différences de dureté des terrains qui le composent.

Les terrains les plus anciens et les plus résistants, d'âge Tithonien (à Berriasien *pro parte*), se développent au NNE du ravin de Tabori, vers l'amont (secteurs A à E sur fig. 40). Ce sont essentiellement des calcaires fins, compacts, lithographiques sans éléments figurés (calpionelles en lames minces) sinon quelques fossiles de bélemnites, brachiopodes et, plus rarement, notamment vers le haut stratigraphiquement, des calcaires *grainstones* bioclastiques à débris d'échinodermes, d'algues rouges et à oncoïdes. Ces calcaires sont paléokarstifiés, érodés, et présentent des fractures, fissures, morphologies de dissolution et usure (cupules, vasques, reliefs en marches d'escalier correspondant au dégagement de bancs...) ainsi que, en dernier, des perforations dues à des organismes marins lithophages. Toutes les formes d'érosion en creux sont remplies ou plaquées par une brèche à matrice de calcarénite quartzeuse à glauconie et petites nummulites ou directement par cette calcarénite (cf. brèche de placage amont, ci-après).

Les terrains surincombants, épais de 20 à 30 mètres, d'âge Berriasien moyen à supérieur (datés par ammonites) sont des calcaires d'abord en bancs jointifs, puis devenant progressivement plus argileux et en alternance avec des calcaires argileux, et affectés de *slumps* (secteur F sur fig. 40).

Les terrains les plus récents, d'âge Valanginien inférieur (datés par ammonites) se développent au SSW du ravin de Tabori, vers l'aval (secteurs G, H et R sur fig. 40). Epais de 20 à 40 mètres selon les secteurs, ce sont des alternances de bancs calcaires et d'interbancs calcaréo - argileux à marneux d'épaisseur décimétrique. Tendres, ces terrains ont donné naissance à une dépression.

Au final, le profil N - S du paléorelief suivant le talweg du ravin de Tabori présente successivement (fig. 40) une paléopente forte et accidentée (secteurs A à D), une dépression étroite (secteur F), une hauteur (secteur F) et enfin une dépression élargie (secteurs G à R). Ce paléorelief a eu un rôle déterminant dans la distribution des fossiles de dugongs.

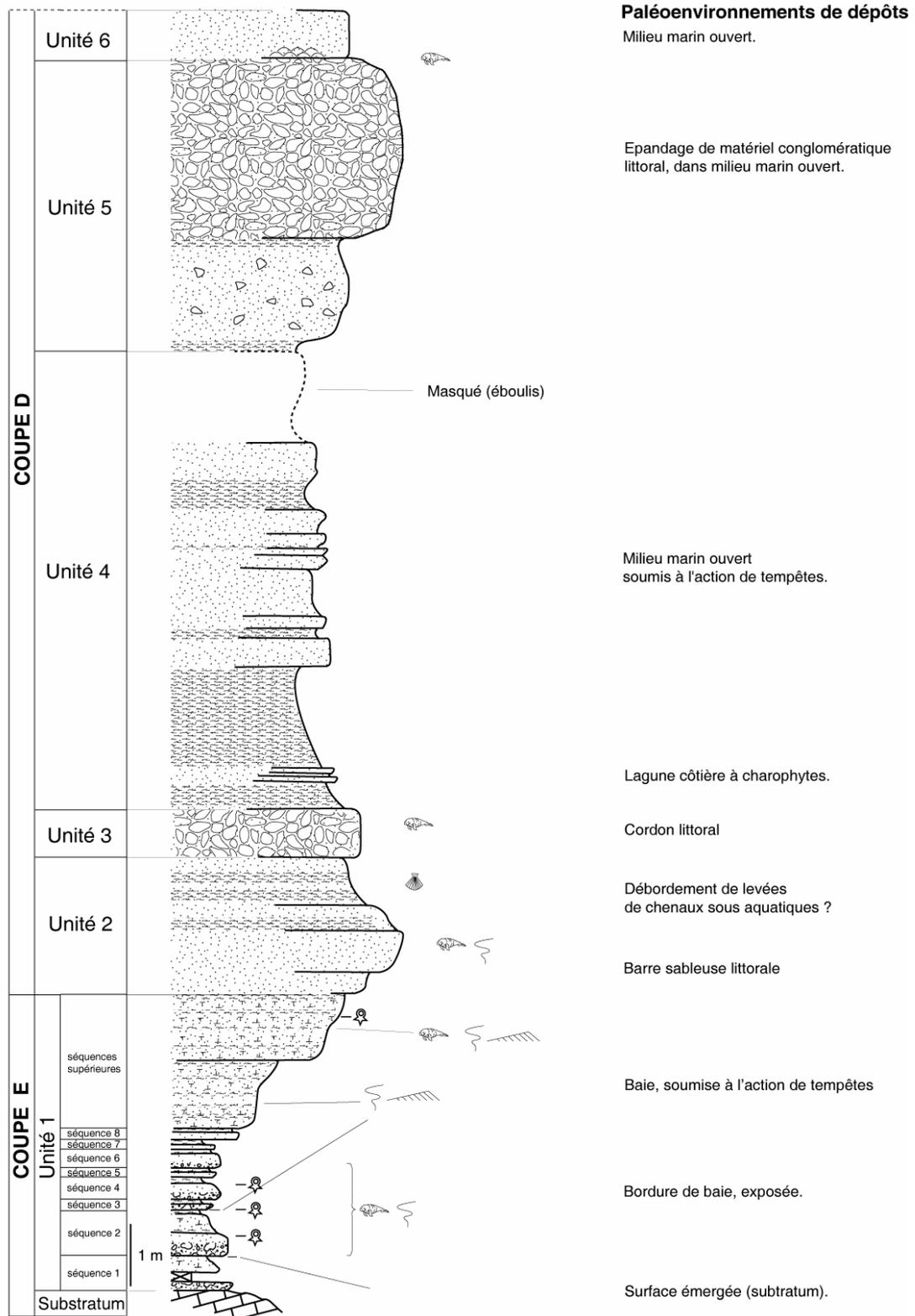


Figure 41 - Coupe verticale synthétique représentative du secteur E (pour l'unité 1) et du secteur D (pour les unités 2 à 6). Le banc pétri d'ossements de dugongs et abrité par la verrière d'exposition est le 2^{ème} banc, le plus en relief, de l'unité 2. D'après Lamotte, 1996,

Paléoenvironnements de dépôts

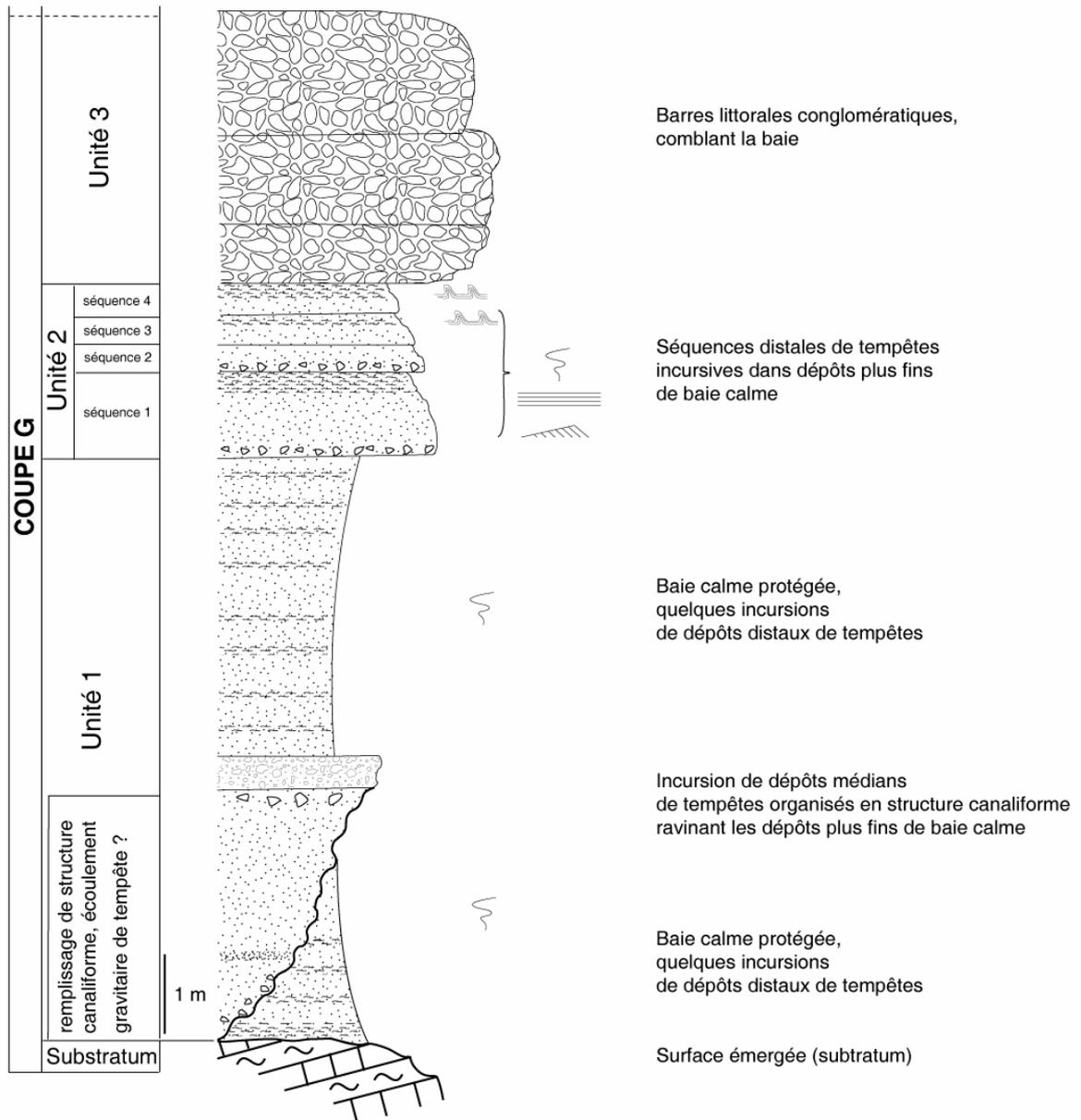


Figure 42 - Coupe verticale synthétique représentative du secteur G pour les unités 1 à 3). Les faciès de l'unité 1, dans cette paléodépression creusée dans les calcaires, calcaires argileux et marnes d'âge Valanginien inférieur, sont à dominante de calcarénites bioclastiques fines argilo- à marno - quartzieuses, riches en débris végétaux carbonneux. Ce sont probablement de dépôts de milieux relativement protégés par rapport à ceux de la côte exposée proche au N (secteurs A à D), milieux de baie à herbes marines et qu'auraient pu peupler les dugongs. D'après Lamotte, 1996, modifié.

Les calcarénites quartzieuses et marnes silto - quartzieuses inférieures (unité 1)

Cette unité 1 est à dominante de calcarénites bioclastiques fines argilo- à marno - quartzieuses du côté aval (environ 10 m d'épaisseur ; secteur G, fig. 42, et secteur H), et à faciès analogues mais intercalés de lits conglomératiques à ossements de dugongs, en un agencement séquentiel, du côté amont (de 6 à 8 m d'épaisseur ; secteur E, fig. 41, en bas, plus fig. 43).

Du côté aval

Ce sont des calcaires argileux voire des marnes silto - quartzes, très friables, de couleur gris sombre. A la base, ces faciès renferment des galets (5 à 10 cm de diamètre) de micrite ainsi que des coquilles blanches de lamellibranches et de gastropodes (cérithes selon Bodelle, 1971). De nombreux débris charbonneux de taille millimétrique, parfois en grands fragments (1 à 20 cm) disposés à plat soulignent la lamination, soit horizontale parallèle soit ondulée de rides aplaties, généralisée à l'unité. Au sommet, s'intercalent des lentilles, épaisses de 1 à 2 cm, de grès calcaire à galets argilo - calcaires, de couleur blanc crème à marron beige. De nombreux terriers verticaux ou légèrement obliques, de 20 cm de longueur et 0,8 à 2 cm de diamètre, attribués à l'ichnogène *Psilonichnus* ainsi que des bioturbations horizontales sont présents. La microfaune comprend des foraminifères et des ostracodes tels que *Cytheridea rugosa* (DUCASSE, 1967) et *Neocyprideis cf. apostolescui* (KEIJ, 1957).

Au NE du secteur G, un corps lenticulaire canaliforme recoupe la base de l'unité 1 (fig. 42). Son extension latérale est d'une dizaine de mètres environ et son épaisseur maximum est de 2,30 mètres. Ce corps est masqué sous les éboulis au NE et il se biseaute dans l'unité 1 au SW. Il est constitué de bas en haut de : 1) un banc épais de 60 cm de calcarénite quartzuse grossière glauconieuse, à base érosive aussi bien sur le substratum d'âge Crétacé inférieur que sur les marnes silto - quartzes, à galets de micrite dans ses 20 premiers cm, à litages obliques faiblement arqués ; 2) un banc épais de 10 cm de calcarénite quartzuse fine puis de calcisiltite quartzuse laminaire ; 3) un banc épais de 1,40 m de calcarénite quartzuse grossière, glauconieuse à la base, à lithoclastes calcaires de taille centimétrique. Sa base porte des moulages de terriers horizontaux ramifiés de 1 cm de diamètre attribués à l'ichnogène *Thalassinoïdes*. L'ensemble du banc montre aussi des terriers verticaux à sub - verticaux. Ses 15 cm supérieurs sont granocroissants et renferment des galets de calcaire micritique d'âge Crétacé inférieur (jusqu'à 20 cm de diamètre). Sa surface est encroûtée d'huîtres de taille pluricentimétrique. Ce corps est recouvert par un banc épais de 30 cm de conglomérat à éléments jointifs, monogéniques (galets de micrite), hétérométriques (taille pouvant atteindre 30 cm, de formes arrondies à sub - anguleuses), à matrice de calcarénites quartzuses identiques aux précédentes.

Du côté amont

La partie inférieure de l'unité 1 admet des lits de conglomérats avec abondants ossements de dugongs, ces lits faisant partie de séquences de dépôt (fig. 41, base et fig. 43, plus fig. 44 pour localisation, secteur E).

Les séquences sont bien définies dans les 3 premiers mètres de l'unité (séquences inférieures 1 à 8 sur fig. 43) et le sont moins dans ses 3 à 5 derniers mètres (séquences supérieures). La séquence 2, représentative des séquences de base, est décrite en détail figure 43 et illustrée en fig. 45, 4. L'extension latérale des séquences 1 à 8 est d'environ 60 à 80 mètres.

Les séquences supérieures (fig. 45, 5) sont perturbées par de nombreux terriers rectilignes, verticaux ou obliques, ou bien incurvés et obliques. Ces terriers appartiennent aux ichnogènes *Psilonichnus*, *Spongiomorpha* et *Thalassinoïdes*, rattachés au faciès à *Glossifungites* selon Pemberton & Frey (1985). Ces terriers perturbent le litage et masquent d'anciennes laminations de rides.

Toute cette unité 1 se biseaute très rapidement au NNE contre le paléorelief du substratum d'âge Tithonien (fig. 40).

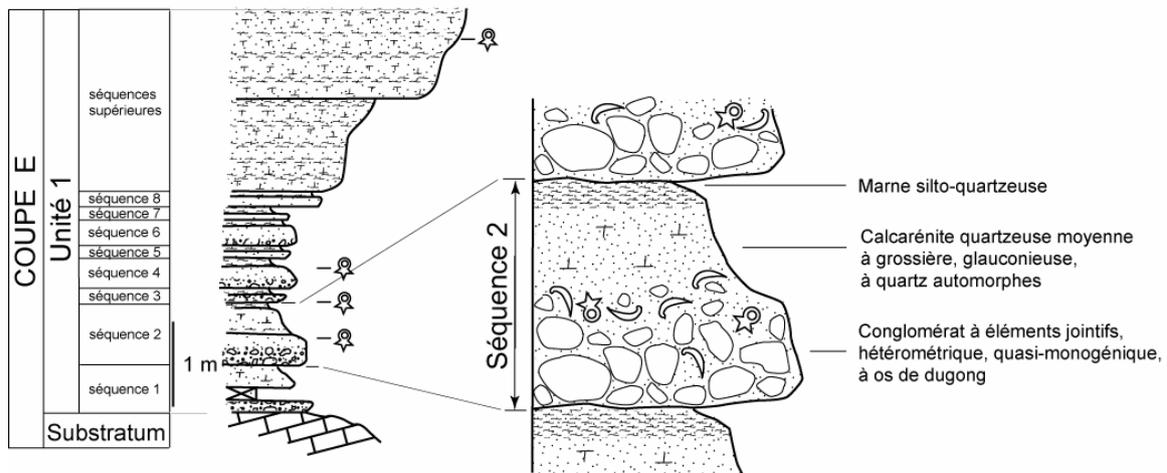


Figure 43 - Les séquences de base de l'unité 1, à bases conglomératiques et riches en restes de dugongs, dans le secteur E (cf. figs. 40 et 45, 4). Détail de la séquence 2, représentative de toutes les séquences. Cette séquence est granodécroissante avec de bas en haut : **1**) 30 à 50 cm de conglomérat à éléments jointifs, quasi monogéniques (galets de calcaires micritiques du substratum), hétérométriques (galets de quelques cm à 20 cm), et à ossements de dugongs. Ces ossements (surtout côtes entières et vertèbres) sont en majorité concentrés dans la partie haute du conglomérat, quelque uns étant disséminés en son sein. La matrice du conglomérat est une calcarénite quartzeuse moyenne à grossière, dont les grains sont principalement des quartz (jusqu'à 15 %), des lithoclastes micritiques arrondis à calpionelles, des bioclastes (5 % et plus) qui sont des fragments de lamellibranches et de nummulites ainsi que des petits foraminifères planctoniques ; **2**) 40 cm de calcarénite quartzeuse moyenne à grossière (avec des quartz bipyramidés de 200 micromètres de longueur et des quartz à faces automorphes), glauconieuse, bioclastique, avec quelques côtes et vertèbres de dugongs ; **3**) 5 à 10 cm de marnes quartzeuses de couleur gris - verdâtre, à terriers verticaux. D'après Lamotte, 1996, modifié.

Les calcarénites quartzeuses grossières à fines (unité 2)

Comme pour l'unité 1, cette unité 2 comprend des faciès plus fins du côté aval (secteurs G, fig. 42, et H, fig. 40) et plus grossiers du côté amont (secteurs D, fig. 41, E et F, fig. 40).

Du côté aval

L'unité 2 comprend là des faciès à dominante de calcarénites quartzeuses et de marnes silto - quartzeuses agencés en quatre séquences de dépôt, épaisses au total de 1,90 mètres et d'extension latérale visible de 80 à 100 mètres. La séquence 1, représentative de l'unité, est illustrée en figure 46, 5 et décrite en détail en figure 47.

Du côté amont

Épaisse de 2,10 mètres (secteur D) à 2,50 mètres (secteurs E et F), l'unité 2 est constituée d'une seule séquence de dépôt granodécroissante composée de 4 bancs (fig. 41).

Les 2 premiers bancs, amalgamés, épais de 1 mètre à 1,50 mètres (fig. 45, 5, en haut à droite) sont faits de calcarénite quartzeuse moyenne à grossière, glauconieuse (*packstone* à grains de quartz arrondis, à lithoclastes micritiques à calpionelles, à bioclastes de bryozoaires, lamellibranches et nummulites). La base de l'unité montre des figures de charge et des terriers rectilignes, verticaux ou obliques, ou ramifiés, attribuables aux ichnogènes *Spongiomorpha* et *Thalassinoïdes* (fig. 46, 3) du faciès à *Glossifungites*. Les bancs sont constitués de *sets* progradants à litages obliques arqués internes de 1,5 à 2 mètres de longueur et de 15° à 20° de pente, incluant aussi des rides de vagues.

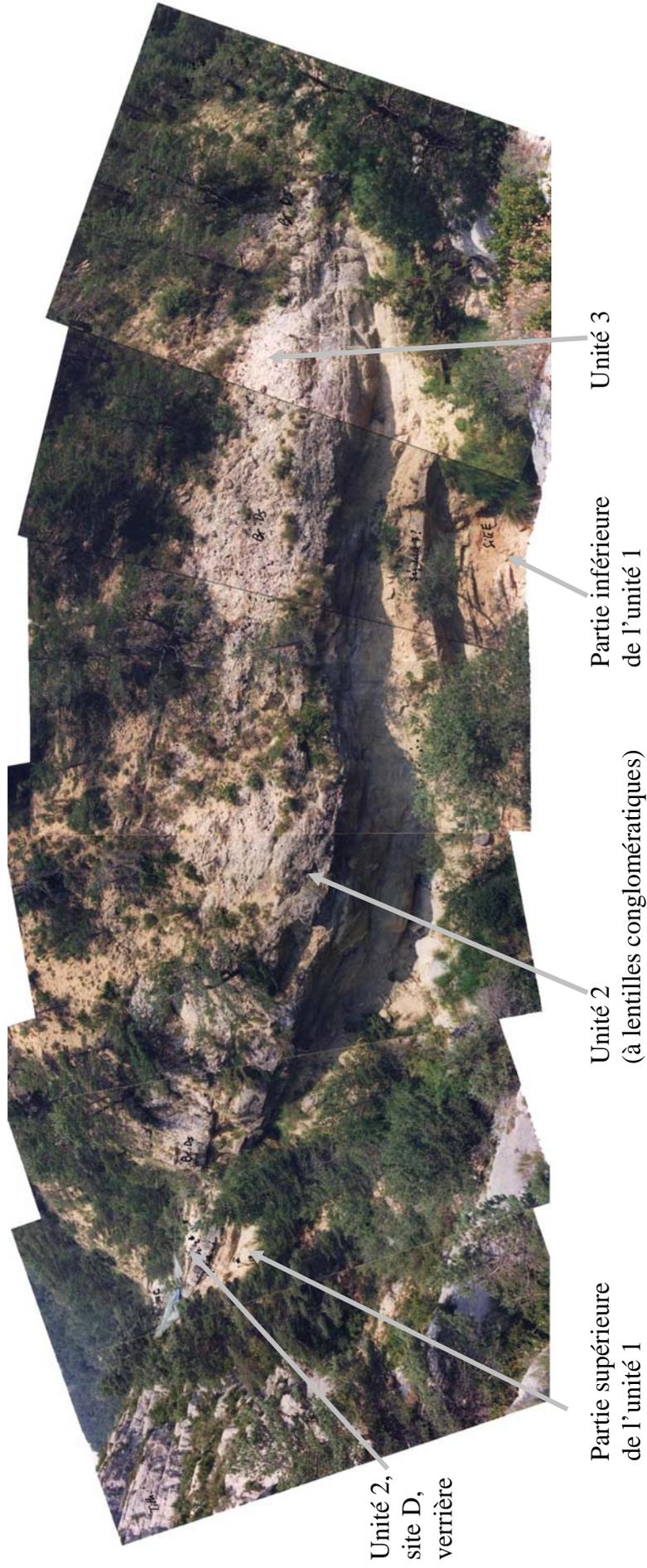


Figure 44 - Panorama des unités 1 à 3 dans les secteurs D à F, en rive gauche du ravin de Tabori. Au centre du panorama, dans le secteur E, au plus bas stratigraphiquement,affleurent les séquences inférieures de l'unité 1, à bases conglomératiques pétries d'ossements de dugongs. Les séquences supérieures plus calcaréo - argileuses et silto - quartzuses, friables, sont érodées en un rentrant morphologique. Le banc calcarénitique très fossilifère de l'unité 2, dans le secteur D, est repérable du côté nord, par une bêche de protection. Cette unité 2 se biseaute peu après au N contre la paléopente de calcaires d'âge Tithonien (gris, bien stratifiés). La même unité 2 évolue dans le secteur F, vers le SSE, pour passer à des calcarénites grossières à lentilles conglomératiques (base du ressaut morphologique). L'unité 3, conglomératique, est visible partout, formant la partie haute du ressaut ; ses gros blocs de taille métrique de calcaires micritiques issus du substratum d'âge Tithonien ou ses blocs de coraux d'âge Priabonien se devinent vers la droite du panorama (secteurs E à F). L'unité 4 de calcarénites quartzuses, moins résistantes à l'érosion, affleure de place en place dans le talus supérieur.

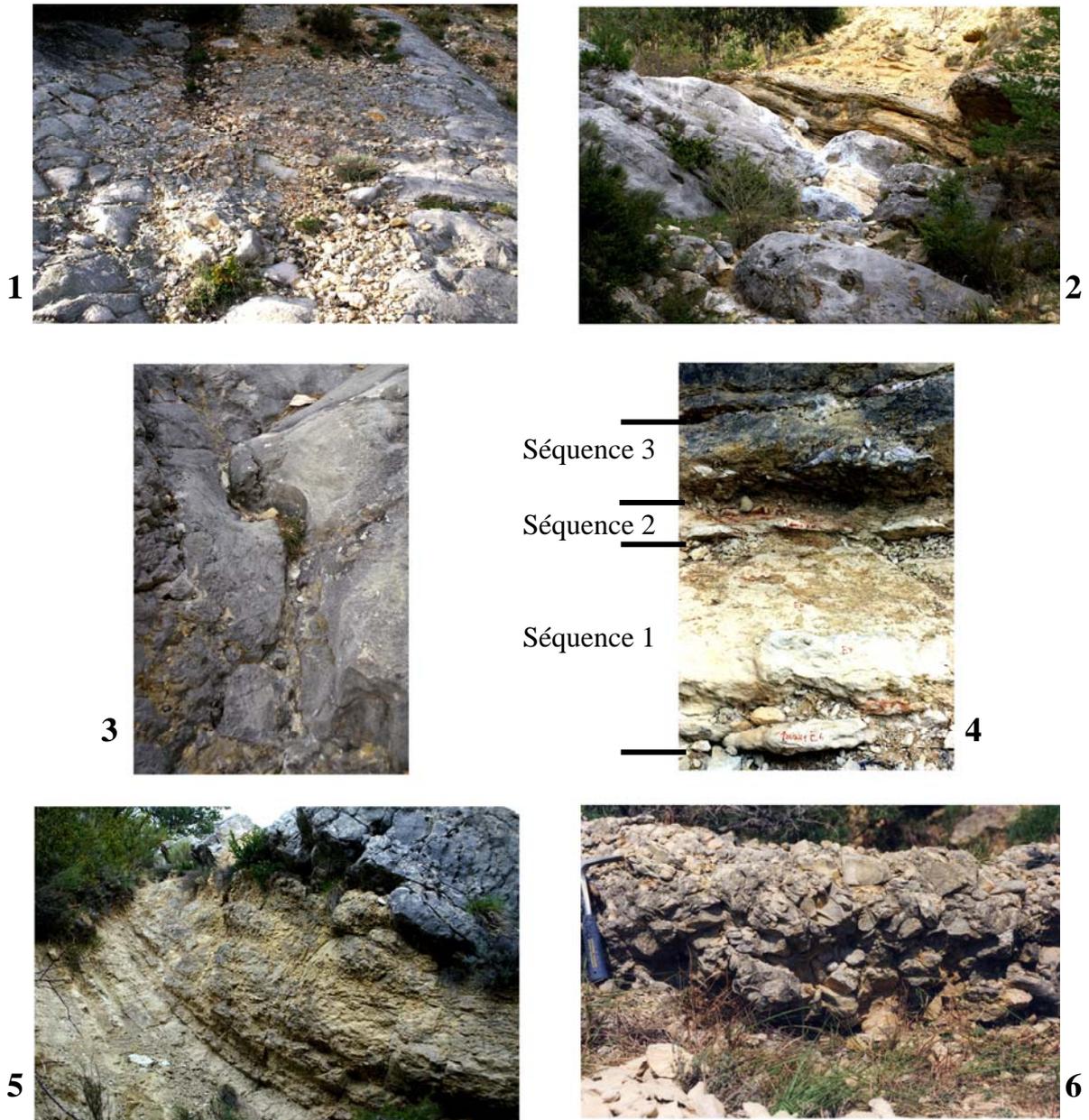


Figure 45 - Affleurements caractéristiques des sites les plus fossilifères du gisement à dugongs du ravin de Tabori. 1 - Brèche de placage amont, pétries d'ossements de dugongs (côtes surtout) en remplissage de dépressions, larges de 1,50 mètres environ, entre des ressauts en marches d'escalier, déterminés par la stratonomie des calcaires d'âge Tithonien (secteur B, cf. fig. 40). 2 - Discordance de la base de l'unité 4 de calcarénites quartzéuses et marnes silto - quartzéuses médianes, directement sur le substratum d'âge Tithonien présentant ici un vigoureux paléorelief avec vasques et gouttières d'érosion...(secteur C, cf. fig. 40). 3 - Gouttière de paléérosion dans les calcaires massifs d'âge Tithonien et remplissage par la brèche de placage à os de dugongs (secteur C). 4 - Trois séquences granodécroissantes à bases conglomératiques à ossements de dugongs de la partie inférieure de l'unité 1 (séquences 2, 3 et 4 de la fig. 43, secteur E). 5 - La partie supérieure de l'unité 1 calcaréo - argilo - quartzéuse et son contact avec la base de l'unité 2 de calcarénites grossières en banc épais (la verrière de protection des ossements est construite, depuis l'époque du cliché, sur ce banc ; secteur D). 6 - L'unité 3 de conglomérats polygénique à blocs et galets (dont certains de calcrète) intriqués vers le N, et à os de dugongs (secteur D, cf. figs. 40 et 41).

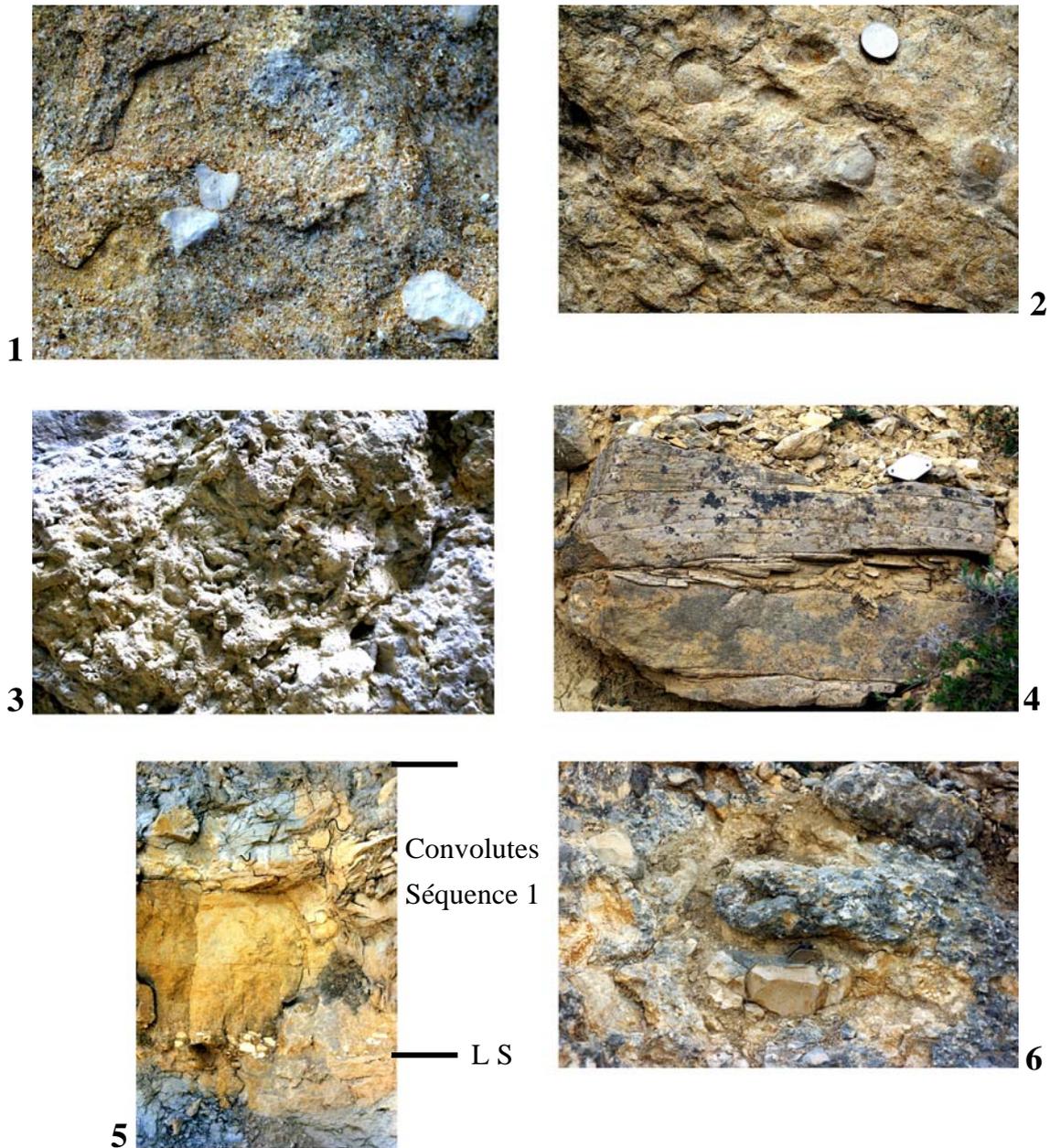


Figure 46 - Faciès, structures sédimentaires et séquences caractéristiques de la formation de calcarenites bioclastiques quartzees à nummulites et à bancs conglomératiques d'âge Priabonien dans le ravin de Tabori. 1 - Matrice de la brèche de placage amont (secteurs A et B) : matrice calcarénitique, bioclastique à petites nummulites, glauconieuse, quartzee, à lithoclastes de micrite du substratum (1 à 2 cm de taille sur ce cliché). 2 - Lumachelle de lamellibranches (moules de *Cyrena* ?) au toit du 2^{ème} banc et dans le 3^{ème} banc de l'unité 2, secteur D (cf. fig. 41). 3 - Bioturbations de type Spongiomorpha (et Thalassinoïdes) au contact des unités 1 et 2, secteur D. 4 - Litage en mamelons (hummocky cross stratification) des calcarenites bioclastiques quartzees de l'unité 4, secteurs C et D. 5 - Séquence de dépôt n° 1 de l'unité 2, secteur G (cf. fig. 47) = séquence de type Bouma, Ta-c, proximale, résultant d'un écoulement gravitaire turbide, consécutif d'une tempête ou d'un raz de marée ??). Conglomérat hétérométrique et polygénique du banc supérieur l'unité 5, à blocs et galets de calcaire micritique du substratum, de calcrète, de spéléothème..., secteur D.

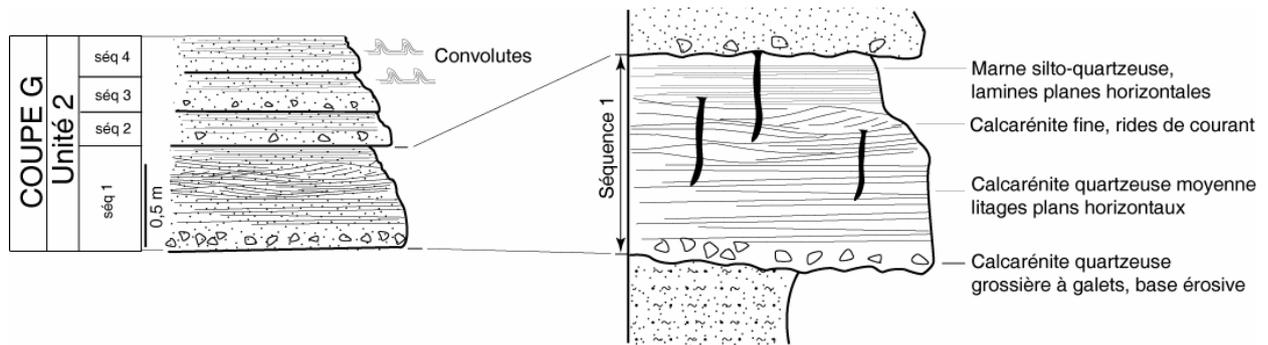


Figure 47 - Les séquences de l'unité 2 dans le secteur G (cf. fig. 40). Détail de la séquence 1 (cf. fig. 46, 5), représentative des quatre séquences. Cette séquence est granodécroissante et est constituée de bas en haut de : 1) 10 cm de calcarénites quartzeuses grossières (packstone, avec 8 à 10% de quartz, 10 % de lithoclastes micritiques orientés, arrondis, à calpionelles et à microfilaments) à galets isolés de calcaire micritique de 2 cm de diamètre environ, passant à 2) 50 cm de calcarénites quartzeuses moyennes (packstone, de même composition que 1) mais avec plus de quartz et moins de lithoclastes micritiques), passant à 3) 20 cm de calcarénites quartzeuses fines et de marnes silto - quartzeuses identiques à celles de l'unité 1. La base de cette séquence est nette, érosive, et montre quelques petites figures de charge. Les laminations sont parallèles et horizontales à la partie inférieure, puis ondulantes de rides de courant à la partie supérieure (longueur d'onde de 5 à 7 cm), soulignées par des débris carbonneux. Des terriers verticaux ou figures de désenfouissement d'organismes peuvent traverser toute la séquence. Les parties hautes des séquences 3 et 4 présentent des litages convolutés. D'après Lamotte, 1996, modifié.

Dans la continuité des bancs à litages obliques, dans le secteur F (fig. 44), se développent des calcarénites grossières (1,30 mètres d'épaisseur) admettant des lentilles de conglomérat longues de 3 mètres et hautes de 30 centimètres. Le conglomérat est constitué de galets arrondis (jusqu'à 10 cm de diamètre) de calcaires micritiques issus du substratum dans une calcarénite quartzeuse identique à celle du banc renfermant ces lentilles.

Le matériel osseux préservé au toit du 2^{ème} banc et mis en exposition apparaît remanié, avec notamment des restes de cages thoraciques quasiment en connexion (fig. 48, 3 et 4), trois crânes exceptionnellement bien conservés, un membre antérieur complet avec humérus, radius et cubitus (fig. 48, 4), des os de la "main" en connexion.

Le troisième banc, épais de 30 à 40 cm est fait de calcarénite quartzeuse moyenne, glauconieuse, à moules de lamellibranches (*Cyrena* ?) (fig. 46, 2).

Le quatrième banc, épais de 80 cm, est fait de calcarénite quartzeuse plus fine et plus argileuse.

Ces troisième et quatrième bancs disparaissent vers le SSW en aval du secteur E.

Toute cette unité 2 se biseaute très rapidement au NNE contre le paléorelief du substratum d'âge Tithonien au niveau du secteur C (fig. 40).

Le conglomérat inférieur (unité 3)

Cette unité 3 conglomératique se suit d'un bout à l'autre des affleurements, du secteur C, côté amont, au secteur G, côté aval, et est également présente dans les secteurs H et R (fig. 40). Son épaisseur augmente du secteur D (80 cm) au secteur E (1,50 mètres) puis au secteur F (3,40 mètres) et diminue vers les secteurs G (3 mètres) et H (2,50 mètres). Elle atteint 7 mètres dans le secteur R (route).

Ses faciès et structures sont également variables selon les lieux.



1



2



3



4



5



6

Figure 48 - Fossiles de la formation de calcarénites bioclastiques quartzeuses à nummulites et à bancs conglomératiques d'âge Priabonien dans le ravin de Tabori. 1 - Côte et vertèbre de dugong dans la brèche de placage amont, secteur A. 2 - Ceinture scapulaire de dugong dans la brèche de placage amont, secteur B. 3 - Vertèbre et côtes de dugong en connexion, secteur D. 4 - Radius et cubitus de dugong associés, secteur D. 5 - Partie de cage thoracique de dugong peu dissociée, secteur D. 6 - Corail branchu, d'âge Priabonien, remanié, dans le banc médian de l'unité conglomératique 3, secteur E.

Ainsi, dans le secteur D, l'unité comprend un seul conglomérat fait d'éléments de calcaires issus du substratum, de calcrète laminaire de couleur brune, de calcite en gros cristaux (spéléothèmes) et de quelques côtes de dugongs. Les éléments, anguleux à bien arrondis, de 10 cm de taille maximum, sont intriqués et orientés en direction du Nord (fig. 45, 6). La matrice est

une calcarénite (*packstone*) quartzeuse moyenne bioclastique (milioles, débris de nummulites, entroques...).

Dans le secteur F, l'unité comprend : 1) un banc, épais de 1 mètre, de conglomérat polygénique et hétérométrique (éléments anguleux à arrondis de calcaire du substratum et de calcrète) admettant des lentilles longues de 4 mètres et hautes de 30 cm de calcarénites quartzeuses ; 2) un banc, épais de 1,80 mètres, de conglomérat à blocs de taille métrique de calcaire du substratum et de taille pluridécimétrique de coraux massifs et branchus (d'âge Priabonien) (figs. 44 et 48, 6); 3) un banc, épais de 70 cm, de conglomérat identique à celui du premier banc mais sans lentilles calcarénitiques et à os de dugongs.

Dans le secteur G, l'unité comprend : 1) un banc, épais de 1 mètre, de conglomérat très matriciel (15 % seulement d'éléments, hétérométriques -jusqu'à 15 cm de taille- et polygéniques -éléments de calcaire du substratum, de calcaire lacustro - palustre, de silex- ; 85 % de matrice calcarénitico - quartzeuse moyenne bioclastique à débris de nummulites, milioles, coraux...) ; 2) un banc, épais de 1 mètre, de conglomérat à éléments de taille métrique de calcaire du substratum et à matrice fluée par le poids des éléments, de calcarénite quartzeuse moyenne bioclastique à nummulites, milioles, coraux, algues rouges.... ; 3) un banc, épais de 1,30 mètres, de conglomérat hétérométrique et polygénique (éléments anguleux à arrondis de calcaire du substratum, de silex, de calcrète en galets perforés) et à matrice calcarénitico - quartzeuse bioclastique fine à nummulites, algues rouges, madréporaires, lamellibranches et débris charbonneux...

Dans les secteurs H et R, l'unité 3 est agencée en séquences granodécroissantes comprenant de bas en haut : conglomérat, calcarénite quartzeuse, voire marnes silto - quartzieuses à débris végétaux charbonneux à leur sommet (secteur R).

Les calcarénites quartzeuses et marnes silto - quartzieuses médianes (unité 4)

L'unité 4 n'affleure correctement que dans les secteurs C (fig. 45, 2 en haut à droite), D à E, H et R.

Presque partout, cette unité a un agencement en séquences de dépôt de même type, granocroissant et comprenant de bas en haut : 1) des calcarénites quartzeuses grossières à moyennes, à litages variés, parfois à galets mous calcaréo - quartzeux, souvent bioturbées à terriers *Thalassinoïdes* ; des calcarénites quartzeuses fines laminaires se débitant en plaquettes, les lamines ondulantes correspondant parfois à des rides de courant ; 3) des marnes silto - quartzieuses épaisses de quelques centimètres.

Les calcarénites quartzeuses (*packstones*) des séquences inférieures sont riches en bioclastes de bryozoaires, madréporaires, nummulites, algues rouges (dont *Ethelia alba*), lamellibranches et gastropodes à coquilles recristallisées en sparite. Celles des séquences supérieures sont plus fines et donc à bioclastes peu ou pas visibles macroscopiquement.

Les litages sont omniprésents dans les calcarénites, plutôt obliques arqués dans les calcarénites grossières à moyennes, plutôt en mamelons (*HCS*) dans les calcarénites moyennes à fines, ce type de litage étant dominant (fig. 46, 4). Quelques litages convolutés sont également présents.

Dans les secteurs C à D, l'unité renferme à sa partie inférieure deux bancs calcaires, épais de quelques cm à 10 cm, séparés par 10 cm de marnes silto - quartzieuses à lamellibranches et terriers, de texture *wackestone* à *packstone* à micrite peloïdale, à serpules, milioles, lamellibranches et gastropodes... Des espaces dans ces calcaires, à pourtours ferruginisés, peut-être dérivés de terriers ou de passages de racines, sont emplis d'une micrite claire, à charophytes.

Dans le secteur R, l'unité est agencée en 21 séquences (Lamotte, 1996), de même type que celles décrites ci-dessus, mais comprenant souvent à leur base un lit conglomératique.

Le conglomérat supérieur (unité 5)

Ce conglomérat affleure seulement dans les secteurs D et E (figs. 40 et 41) avec une épaisseur maximale de 4,90 mètres et une extension latérale visible d'environ 70 mètres. Il comprend : 1) un banc inférieur débutant par quelques cm de marnes silto - quartzes passant à 1,90 mètres de calcarénites quartzes (12 % de quartz) grossières sinon microconglomératiques (*grainstones* - *rudstones*) à bioclastes d'entrouques, bryozoaires, nummulites, à lithoclastes micritiques arrondis (15 %), et à galets micritiques de substratum et galets mous de marnes silto - quartzes, et finissant par 40 cm de calcarénites moyennes à fines admettant des lits d'argiles verdâtres ; 2) un banc supérieur, épais de 3 mètres, de conglomérat hétérométique (éléments de 1 à 40 cm de taille) et polygénique (fig. 46, 6) (70 à 90 % d'éléments anguleux à arrondis de calcaire micritique beige du substratum, le reste de galets de calcrète et de calcite spathique de type spéléothème), à matrice de calcarénite identique à celle du banc inférieur.

La surface de ce conglomérat est recouverte d'éléments de croûte zonaire laminaire (calcrète), avec immédiatement dessus, des côtes de dugongs (fig. 41).

Les calcarénites quartzes supérieures (unité 6)

L'unité la plus haute visible (6) montre, sur quelques mètres d'épaisseur, et de façon discontinue, dans le seul secteur D, des calcarénites quartzes analogues à celles de l'unité 4, avec les mêmes litages omniprésents (fréquence des litages obliques arqués caractéristiques de *sand waves* 3D à crêtes incurvées).

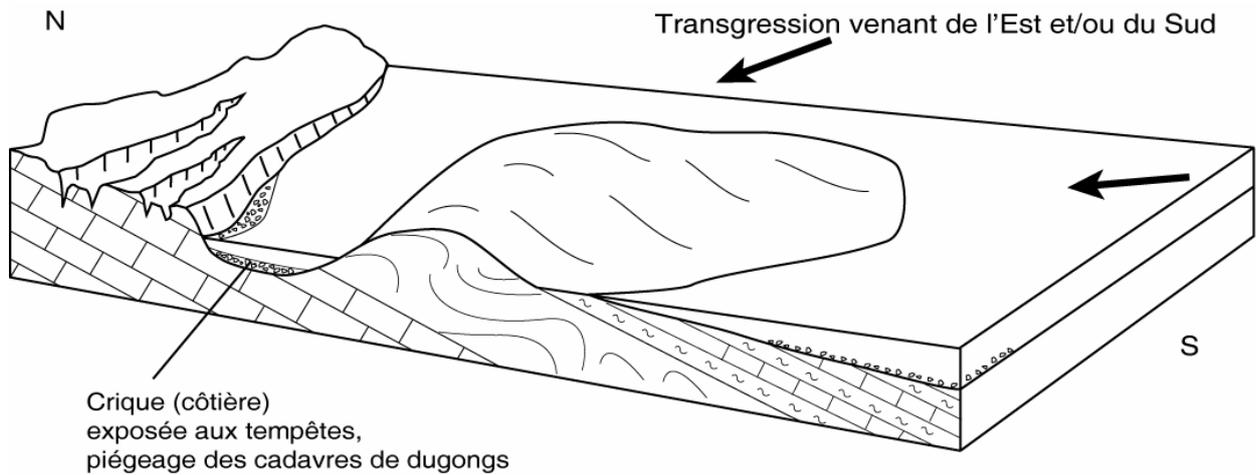
La brèche de placage sur le substratum amont

Cette brèche est placée sur le substratum d'âge Tithonien dans les secteurs A à C (figs. 40 et 45, 1) où elle affleure sur une surface de plus de 200 m². Epaisse de 0 à 1,50 mètres au grand maximum, elle est essentiellement constituée de galets et de blocs, arrondis à anguleux, de calcaires d'âge Tithonien, de galets de calcrète, et d'os de dugongs (fig. 48, 1 et 2) en très grande quantité. Le calcrète, ou croûte zonaire laminaire, est visible *in situ* dans le secteur B, en recouvrement du substratum Tithonien.

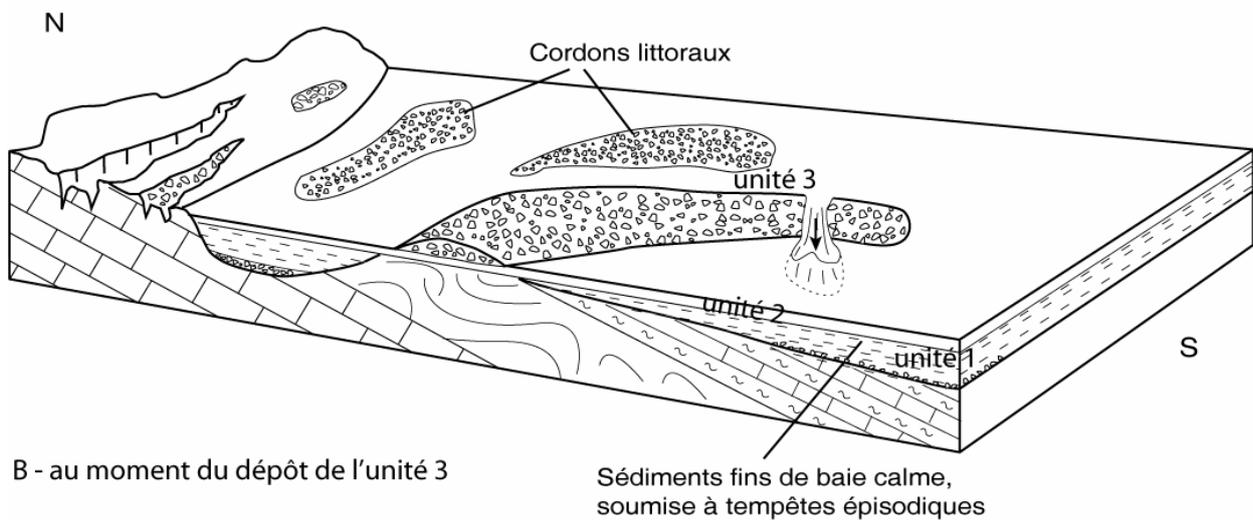
La brèche est peu à très peu matricielle selon les lieux, la matrice étant une calcarénite quartzes (jusqu'à 15 % de quartz anguleux), fine à moyenne, à glauconie, à bioclastes dont des petites nummulites, à lithoclastes micritiques à calpionelles (15 %) (fig. 46, 1) et à quelques lithoclastes de calcrète.

La surface de contact entre le substratum Tithonien et la brèche est très irrégulière, profondément cariée par des fissures pouvant atteindre 3 mètres de profondeur pour une largeur de quelques mm à quelques cm, certaines fissures pouvant être scellées par une croûte zonaire laminaire. Elle est aussi creusée de gouttières d'érosion (fig. 45, 3) et de vasques d'érosion pouvant atteindre 1 mètre de diamètre (fig. 45, 2). Fissures et vasques sont remplies par la brèche de placage à matrice calcarénitique quartzes. D'autres dépressions, larges de 1,50 mètres environ, comprises entre des ressauts ou microfalaises en marches d'escalier, déterminées par la stratonomie des calcaires d'âge Tithonien, sont fossilisées par la brèche à os de dugongs (cf. ci - avant « Le substratum mésozoïque » et fig. 45, 1).

Cette brèche apparaît être en équivalence latérale de l'unité 3 de conglomérat inférieur et peut-être (pour sa part la plus en amont ?) de l'unité 5 de conglomérat supérieur (fig. 40).



A - au moment du dépôt de la base de l'unité 1



B - au moment du dépôt de l'unité 3

Figure 49 - Essai de reconstitution du paléopaysage de vie et de fossilisation des dugongs au moment des dépôts de l'unité 1 (A) et du début de l'unité 3 (B). Il est envisageable que les dugongs aient vécu dans des baies normalement calmes, de type estuarien, riches en herbes marines, creusées dans les terrains peu résistants du substratum, comme ceux d'âge Valanginien (secteurs G et H, unité 1). Décimés par des événements à très fort hydrodynamisme de type tempêtes exceptionnelles sinon tsunamis, des cadavres de dugongs ont pu être rejetés sur la côte rocheuse exposée (secteurs A, B, et C) et enfouis dans des brèches (placages amont); d'autres restes de cadavres ayant pu être remaniés en contrebas en mer par des épandages de cordons côtiers conglomératiques à sableux grossiers (unités 2, 3), sinon par des résédimentations gravitaires; certains véritablement piégés dans des criques comme dans le secteur E le plus fossilifère (unité 1).

II. 2. 4 - Milieux de dépôts, milieux de vie et de fossilisation des dugongs

Quelques données écologiques sur les siréniens fossiles et actuels

L'ordre des siréniens comporte de nos jours 4 espèces et 2 genres, un troisième genre (et donc une cinquième espèce) ayant vécu aux temps historiques mais ayant disparu en raison d'une chasse intensive. Cet ordre comprend la famille des dugongidés et celle des trichéhidés qui correspond aux lamantins.

Les lamantins vivent aujourd'hui presque exclusivement dans les eaux douces des fleuves et des estuaires sauf le lamantin d'Amérique, *Trichechus manatus*, qui peut vivre dans les eaux marines côtières.

Les premiers siréniens fossiles sont des dugongs primitifs, trouvés dans des terrains d'âge Eocène moyen en Egypte et en Jamaïque et comprenant les genres *Eotheroides*, *Eosiren* et *Prorastomus*, selon Marsh (1989). Dugongs et lamantins divergent à l'Eocène moyen. Dès l'Eocène supérieur les dugongs sont des animaux bien établis ressemblant aux formes actuelles d'après Marion & Sylvestre (1993). Les exigences écologiques des dugongs actuels peuvent donc être utilisées pour définir les paléomilieux de vie des dugongs anciens.

Le représentant actuel des dugongidés, *Dugong dugong*, pouvant atteindre une taille de 2,50 mètres et un poids de 250 kg, ne vit que dans les eaux marines, entre les latitudes 26 - 27° Nord et 26 - 27° Sud dans l'Océan Indien et l'Océan Ouest Pacifique (Marion & Sylvestre, 1993 ; Marsh, 1989). Il est inféodé aux eaux côtières peu profondes (baies, zones de récifs protégées du vent, eaux stagnantes riches en herbes marines). Ces eaux peuvent être turbides ou non, d'une température comprise entre 21 et 33 °C.

Les dugongs sont herbivores et consomment une grande variété d'herbes marines tropicales et subtropicales dont *Enhalus*, *Halophila*, *Halodule*, *Cymodocea*, *Thalassia*, *Thalassodendron*, *Zostera*... mais aussi des algues si les herbes ne sont pas abondantes dans le secteur d'alimentation (Marsh, 1989).

Ces mammifères sont des animaux sociaux car ils ont tendance à former des hordes de plusieurs centaines d'individus (Marsh, 1989).

Le paléorelief transgressé

Tous les caractères de la formation d'âge Priabonien décrite traduisent clairement une transgression marine (apparemment issue du Sud et/ou de l'Est) dont les dépôts résultants ont enfoui très rapidement un paléorivage fort découpé et accidenté (paléorivage fossilisé en quelque sorte, sans modification majeure par érosion transgressive). Ce paléorivage devait comprendre des baies abritées (secteurs G, H), des criques (secteur E), et des côtes rocheuses exposées (secteurs A à C) (figs. 40 et 49). Les caractères du paléorelief taillé dans le substratum, dur et compact, d'âge Tithonien (secteurs A à C) sont les plus significatifs. La morphologie en marches d'escalier, avec gouttières et vasques d'érosion, résulte sans doute d'un façonnement de bord de mer par déferlement de vagues. Les perforations par lithophages marins corroborent cette interprétation. Néanmoins une telle érosion a dû se faire sur un paléorelief préalablement karstifié comme le montre la fréquence des fissures (agrandies en gouttières) portant parfois de la calcite de type spéléothème. Ce paléorelief devait être aussi exposé à un climat plutôt aride comme l'indiqueraient les calcrètes ou croûtes zonaires continentaux *in situ* qui l'encroûtent. (en suivant les données de Verrechia *et al*, 1991 ; Vogt, 1980).

Les calcarénites quartzeuses et marnes silto - quartzeuses inférieures (unité 1)

Dans la partie aval des affleurements, le caractère argileux (secteur H) ou marneux (secteur G) de l'unité 1 correspond à un dépôt dérivé en partie de décantation, l'hydrodynamisme dominant étant faible. Des gastropodes présents auraient vécu dans les fonds vaseux. Les ostracodes *Neocyprideis* cf. *apotolescui*, marqueur de milieu lagunaire, et

Cytheridea rugosa plus caractéristique d'un milieu marin ouvert (J. F. Babinot, *communication personnelle*) indiqueraient ensemble un environnement de baie, peut être estuarienne. La présence de matière organique est évidente par la simple abondance des restes végétaux charbonneux, sinon elle est perceptible par la couleur noire des sédiments frais et par la présence de pyrite (minéral sans doute formé ici par dégradation par des bactéries sulfo - réductrices, en suivant Halberg & Lindström, 1982).

Il est envisageable que des populations de dugongs aient vécu là, dans une baie calme, peut-être estuarienne, se nourrissant d'une végétation herbacée qui devait coloniser cet environnement très peu profond et côtier, à l'instar des dugongs actuels (Marion & Sylvestre, 1993 ; Marsh, 1989 ; cf. ci - avant).

Toutefois, le calme d'une telle baie pouvait être perturbé par des événements sédimentaires résultant de très forts hydrodynamismes. En témoignerait le corps calcaréo - quartzeux lenticulaire canaliforme ravinant la base de l'unité 1 jusqu'à atteindre le substratum (fig. 42, secteur G), interprété comme étant un remplissage de chenal sous - aquatique par du matériel arraché au substratum amont et à la sédimentation calcarénitico - quartzeuse plus grossière et plus littorale. En témoignerait de la même façon le banc conglomératique recouvrant ce corps (lobe de coulée gravitaire ?). Les lits de galets au sein des marnes silto - quartzueuses et les laminations dans ces marnes, soulignées par des débris charbonneux, pourraient correspondre à des dépôts de débordement des chenaux sous - aquatiques (écoulement laminaire par-dessus des levées).

Les très forts hydrodynamismes seraient attribuables à des tempêtes, voire raz de marée, balayant le paléorivage et transférant les sédiments côtiers et sub - littoraux vers l'aval ; tempêtes ou raz de marée fatals pour des populations de dugongs.

Vers la partie amont des affleurements, le caractère séquentiel des dépôts comprenant des éléments du substratum et de très nombreux ossements de dugongs, traduit clairement le rôle de tempêtes dans la sédimentation dans un milieu beaucoup plus exposé (secteur E). Chacune des séquences de cette unité (fig. 43) peut être considéré comme résultant de tempête, provoquant le transfert des formations sédimentaires côtières de blocs et de galets -et de cadavres de dugongs- vers l'aval. Mais ici, ce transfert est bloqué dans une paléodépression (séquences de tempêtes granodécroissantes proximales). Les restes de dugongs sont là piégés, concentrés et quasi immédiatement enfouis (la grande diversité des restes : côtes, vertèbres, crânes, dents, et leur bon état de conservation suggèrent en effet un enfouissement très rapide lié à un taux de sédimentation exceptionnellement élevé).

La granodécroissance générale des séquences (1 à 8 sur fig. 43) et le développement des faciès relativement plus fins et bioturbés des séquences supérieures indiqueraient la réinstallation progressive de milieux plus calmes, peut-être en relation avec une progression de la transgression marine (*onlap*).

Les calcarénites quartzueuses grossières à fines (unité 2)

L'évolution latérale, de l'amont vers l'aval (du Nord au Sud) de l'unité 2 montre très clairement le passage de milieu à fort hydrodynamisme (secteurs D à F, fig. 40) vers un milieu à faible hydrodynamisme (secteurs G, H).

Côté amont, comme antérieurement, lors d'événements à fort hydrodynamisme, le rivage a été débarrassé d'une partie de sa couverture sédimentaire et biologique, exportée vers l'aval. Cet export s'est fait sous la forme de trains de mégarides, de corps sédimentaires 3D (barres « barkhanoïdes ») progradants vers le Sud, constitués de calcarénites grossières incluant des restes de dugongs (secteur D avec la verrière de protection) et de conglomérats à éléments du substratum.

L'abondance et la diversité des fossiles de dugongs, leur excellent état de conservation, le fait que de nombreux éléments squelettiques soient restés en connexion, impliquent de nouveau un enfouissement très rapide ; la disparition des tissus qui n'a pas complètement déconnecté les ossements étant peut être due à l'action de crabes « fossoyeurs » (dont l'existence serait attestée par les terriers *Glossifungites*). De ce point de vue, de très nombreux débris de crabes ont été décrits (Anglada *et al.*, 1974) dans des sédiments d'âge Aquitaniens renfermant un squelette de sirénien (*Halitherium* KAUP) ; ces auteurs admettant que le cadavre de sirénien avait été un micromilieu de vie et de nourriture pour ces crustacés.

En outre, l'ichnofaciès *Glossifungites* serait caractéristique, selon Pemberton & Frey (1985) de substrats fermes mais non lithifiés dans des environnements littoraux.

Côté aval (secteur G) ces événements sont traduits par les 4 séquences de cette unité (fig. 47) qui sont apparemment autant de séquences de Bouma, proximales (Ta-c), expressions d'écoulement turbides, puis de décantation des éléments les plus grossiers puis d'écoulements laminaires et enfin avec rides. Ces écoulements gravitaires turbides proximaux seraient la suite des transferts tractifs en amont, disloqués dans la paléopente irrégulière vers l'aval, et accumulés sous forme de lobes aplatis (ruptures de levées de chenaux d'écoulements ?).

Le conglomérat inférieur (unité 3)

Comme avec les unités sous - jacentes, l'évolution latérale de l'unité 3 montre une modification de processus de transfert sédimentaire de l'amont vers l'aval.

Côté amont (secteur D), l'intrication et l'orientation des galets en direction du Nord résulteraient du déferlement des vagues sur le littoral. La proximité de ce dernier est prouvée par la relation géométrique entre cette unité 3 et le paléorelief sur calcaires d'âge Tithonien et à évidences d'émersion (secteur C, fig. 40). L'origine continentale de certains éléments de ce conglomérat est sans conteste : galets de spéléothèmes (issus des secteurs A et B), de calcrètes (issus du secteur B), de calcaires micritiques (issus du substratum d'âge Tithonien). L'angulosité de nombreux éléments suggère un faible transport. L'abondance maintenue de blocs et galets (parfois perforés) de substratum, de calcrètes, de spéléothèmes, de coraux d'âge Priabonien... (secteurs F, voire G et H) traduit à la fois la proximalité des milieux de dépôt et la quantité de matériel littoral accumulé puis remobilisé. Seuls des événements catastrophiques de type tempête exceptionnelle ou tsunami seraient à même de produire de telles accumulations. Ce conglomérat peut être considéré comme étant un vaste épandage littoral mis en place par courants de tempêtes ou de tsunamis.

Côté aval (secteur R, route), le fait que cette unité soit subdivisée en 5 séquences granodécroissantes (Lamotte, 1996) montre que les épandages de matériel grossier sont là dissociés, par variations de compétence des courants. S'intercalent ainsi des calcarénites quartzieuses en barres 3D dominantes, mises en place sous forts courants tractifs, et des calcarénites fines argileuses, voire des marnes quartzieuses, en lits à rides de courants affaiblis, avec une part de décantation.

Les calcarénites quartzieuses et marnes silto - quartzieuses médianes (unité 4)

Les dépôts de cette unité traduisent un milieu marin, ouvert sur le large, à hydrodynamisme affaibli par rapport à celui des unités sous - jacentes. Cet hydrodynamisme était toutefois loin d'être nul, comme le prouvent l'abondance dans les calcarénites quartzieuses des structures de tempêtes (litages en mamelons ou HCS ; peut-être les litages convolutés s'ils résultent d'expulsion d'eau par chocs de la houle ; galets mous) et de courants tractifs (litages obliques arqués ou en cuillères, de barres sableuses 3D) (secteurs C à E). La proximité du littoral et la très faible profondeur à la base de l'unité et dans le secteur C est attestée par les bancs de calcaires à charophytes (certaines charophytes peuvent en effet se développer dans des milieux de lacs ou lagunes côtiers, où la salinité peut varier très rapidement, d'après Burne *et al.*, 1980).

Ce changement environnemental correspond à une accentuation de la transgression marine. Cette dernière est aussi enregistrée par la relative homogénéisation des faciès et milieux sédimentaires, jusqu'aux secteurs H et R, qui montrent néanmoins les dépôts à caractères les plus ouverts sur le large.

Il est à noter que les restes fossiles de dugongs sont très rares dans cette unité, sauf à proximité du paléorivage (secteur C)

Le conglomérat supérieur (unité 5)

Ses caractères, analogues à ceux de l'unité conglomératique 3, font que ses milieux et processus de dépôt étaient semblables à ceux de cette unité. Une nouvelle fois, un événement à très fort hydrodynamisme (tempête / raz de marée) a dû balayer la côte et sa couverture sédimentaire (dont des fragments de calcrètes et quelques ossements de dugongs) pour resédimer cette dernière en un épandage littoral (barre ou cordon côtier). Cet épandage, très affiné, se prolongerait vers l'aval, jusque dans le secteur R (bancs R3 à R5 de Lamotte, 1996).

Les calcarénites quartzeuses supérieures (unité 6)

Ses caractères, analogues à ceux de l'unité 4, font que ses milieux et processus de dépôt étaient semblables à ceux de cette unité. Ils correspondent au maximum de l'ouverture sur le large marin indiqué par l'analyse de cette partie de la série d'âge Priabonien. Les critères sont fournis au mieux par les affleurements du secteur F (tranchée de route, bancs R5 à R9 de Lamotte, 1996). L'influence des tempêtes (nombreux litages en mamelons) et des courants tractifs demeure néanmoins très sensible. Comme avec l'unité 4, les restes fossiles de dugongs sont là très rares.

La brèche de placage sur le substratum amont

La brèche qui moule le paléorelief s'est sans conteste mise en place sous conditions marines comme l'indique sa matrice calcarénitico - quartzeuse à nummulites, autres foraminifères benthiques, glauconie... Mais le matériel grossier lithoclastique grossier qui constitue la brèche est, tout autant sans conteste, d'origine continentale : restes de calcrètes, de spéléothèmes...qui encroûtaient le paléorelief ou qui lui appartenaient. Plus précisément, les croûtes zonaires se développent bien en milieu littoral en bordure de mer chaude, sous conditions plutôt arides, parmi d'autres environnements de formation possibles (Vogt, 1982).

Il est proposé ici que cette brèche se soit formée par remaniement total des formations grossières accumulées à l'air libre sur cette portion de paléocôte rocheuse par une (des) ingression(s) marine(s) catastrophique(s) de types tempête(s) exceptionnelle(s) sinon tsunami(s).

De tels événements catastrophiques auraient décimé les populations de dugongs vivant dans les baies en aval et auraient projeté les cadavres sur la grève, mêlés avec et enfouis dans la brèche.

Une partie des restes de dugongs aurait été retransférée vers l'aval à partir de ces accumulations côtières selon divers processus possibles : vagues de retrait, courants littoraux, resédimentations gravitaires. Ainsi, la brèche de placage du secteur B semble bien se relier à l'unité conglomératique 3, et celle du secteur B peut-être à l'unité conglomératique 5.

II. 2. 5 - Signification des accumulations de restes de dugongs : hécatombes liées à des tsunamis ?; fossilisations exceptionnelles par forte accommodation positive ; témoignages d'événements tectoniques

Des descriptions et interprétations précédentes, il ressort nettement que :

1) Si les restes de dugongs sont distribués dans l'ensemble de la formation à l'affleurement, ce gisement *sensu lato* est plus précisément constitué de plusieurs points très fossilifères. Ces points ne sont pas distribués de manière aléatoire dans le temps et dans

l'espace : ils sont diachrones (de plus en plus récents vers l'amont) et sont d'autant plus nombreux et riches qu'ils se situent sur le- ou près du paléorivage et dans les faciès les plus grossiers (brèches en placages, conglomérats, calcarénites grossières) ;

2) L'hypothèse la plus probable sur l'origine de ces accumulations fossilifères est que des événements hydrodynamiques catastrophiques de type tempêtes exceptionnelles ou tsunamis ont décimé des dugongs dont le milieu de vie, baies normalement abritées à herbiers, était très proche, et ont projeté les cadavres directement sur le rivage exposé. Là, les restes de ces siréniens ont été plus ou moins bien préservés ou ont été remaniés vers l'aval dans des situations diverses : dans des cordons ou barres de galets littoraux, dans des barres sableuses subtidales, dans des lobes de resédimentation plus distaux...

Restent posés les problèmes des enfouissements très rapides nécessaires à la fossilisation, et des facteurs des événements hydrodynamiques catastrophiques

Les taux de sédimentation instantanément très élevés, qui ont permis ces fossilisations apparemment paradoxales dans ces faciès très grossiers littoraux, ne sont possibles qu'en fonction d'une accommodation très fortement positive, notamment par subsidence accusée, par à coups (?).

Or, c'est précisément au Priabonien que se creuse et s'ouvre le bassin de flexuration de l'avant-pays alpin (paléogéographie du bassin détaillée par Joseph *et al.*, 2005) en relation avec le début de la collision des plaques apulienne et européenne.

Les « Calcaires Nummulitiques » auxquels se rattache la formation étudiée de calcarénites bioclastiques quartzeuses à nummulites et à bancs conglomératiques à la base, dans le secteur de Taulanne, seraient l'enregistrement sédimentaire de la création, du creusement initial, de ce bassin flexural à l'Eocène final, selon Léonide & Floquet (2005).

Il est concevable que cette évolution tectonique du bassin ait entraîné une succession de **séismes**, générateurs de **tsunamis** qui auraient plusieurs fois détruit les paysages et écosystèmes littoraux dont les populations de dugongs de Taulanne.

Si les *Halitherium taulannense* priaboniens vivaient comme les dugongs actuels, en groupes sociaux à très nombreux individus, dans des eaux marines côtières calmes, il n'est plus étonnant de retrouver de telles accumulations de leurs restes, ces groupes ayant pu être décimés puis fossilisés par des tsunamis nés de la cinématique alpine.

II. 2. 6 - Quelques données sur la paléontologie des dugongs de Taulanne

Les restes de siréniens de Taulanne ont été attribués par Sagne (2001 b) à une nouvelle espèce de dugong : *Halitherium taulannense*. L'espèce a été créée sur la base de l'étude d'un crâne remarquablement bien conservé (fig. 50) et d'une mandibule, également parfaitement conservée, appartenant à deux individus distincts. D'autres restes (exemples en fig. 51), couvrant pratiquement tout l'éventail squelettique de ce dugong ont été aussi décrits par Sagne (2001 a).

Halitherium taulannense est la seizième espèce de sirénien décrite d'âge Eocène, ce qui montre une grande diversité taxonomique de cet ordre dès cette époque. Cette espèce appartient à la sous - famille des Halitheriïnés, normalement considérée comme étant un groupe souche, d'où sont issus non seulement les autres dugongidés mais aussi la famille des Trichechidae réunissant les lamantins modernes.



Figure 50 - *Halitherium taulanense*. Crâne holotype D040 (adulte âgé).
A - Vue dorsale. B - Vue ventrale. C - Vue latérale droite. D - Vue
postérieure. Echelles : 5 cm. D'après Sagne (2001).



Figure 51 - *Halitherium taulannense*. Epiphyses radiale, ulnaire et carpe droit subadulte D024. A - Vue latérale. B - Vue proximale. C - Vue distale. Echelles : 5 cm. D'après Sagne (2001).

Références bibliographiques

- ANGLADA R., ARNAUD M., CATZIGRAS F., COLOMB E., DELCOURT A. & FERRANDINI M. (1974) - Etude stratigraphique et sédimentologique de l'Aquitainien de la Calanque du Petit Nid (Sausset, Bouches-du-Rhône, France). Découverte d'un squelette d'*Halitherium* Kaup., *Géologie Méditerranéenne*, **1**, 1, 1-8
- BLONDEAU A., BODELLE J., CAMPREDON R., LANTEAUME M., NEUMANN M. (1968) - Répartition stratigraphique des grands foraminifères de l'Eocène dans les Alpes - Maritimes (franco - italiennes) et les Basses - Alpes. In Colloque sur l'Eocène, Paris, *Mém. B.R.G.M.*, **58**, 13-26
- BODELLE J. (1971) - Les formations nummulitiques de l'Arc de Castellane. Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Nice. 2 vol, 582 p.
- BOUSSAC J. (1912) - Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mémoire du Service de la Carte Géologique de France*, Paris, 2 vol.
- BURNE R. V., BAULD J. & DE DECKKER P. (1980) - Saline lake charophytes and their geological significance. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**, 1, 281-293
- GITTON J. L. (1978) - Apports de la paléocéologie à la reconstitution et à l'organisation d'un bassin sédimentaire : l'analyse de la macrofaune des marnes bleues nummulitiques des environs de Castellane (Alpes de Haute Provence). Thèse de 3^{ème} cycle de l'Université de Paris VI, 205 p.
- HALBERG R. & LINDSTROM M. (1982) - Transformation of iron in aquatic environment. *Stockholm Contribution in Geology*, **XXXVII**, 6, 67-78
- KERCKHOVE C. & ROUX M. (1978) - Notice de la carte géologique à 1.50.000 Moustiers Sainte Marie, B.R.G.M., Orléans
- JOSEPH P., CALLEC Y., GUILLOCHEAU F. & ROBIN C. (2005) - Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et architecture réservoir des séries Eocène - Oligocène du Sud - Est de la France (Grès d'Annot et systèmes associés). Livret guide d'excursion géologique, 10^{ème} Congrès Français de Sédimentologie, 2005, Publ. ASF, Paris, n° 54, 154 p.
- LAPPARENT A. F. de (1938) - Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bulletin Service Carte Géologique France*, **XL**, 198, 1-299
- LAMOTTE D. (1996) - Expression de la transgression nummulitique sur une plate-forme carbonatée et silicoclastique : cas du gisement à siréniens de Taulanne (Eocène, Alpes de Haute Provence). Mémoire de Diplôme d'Etudes Approfondies, Université de Provence, 35 p., 11 fig., 2 pl. ph., 7 coupes annexes, ouvrage en dépôt au Centre de Sédimentologie - Paléontologie de l'Université de Provence, Marseille, Centre Saint Charles
- LEONIDE P. & FLOQUET M. (2005) - Resédimentations carbonatées dans un bassin en ouverture, cas des calcaires nummulitiques d'âge Priabonien du synclinal de Blieux (Arc de Castellane, SE France). Livre des résumés, 10^{ème} Congrès Français de Sédimentologie, 2005, Publ. ASF, Paris, n° 51, p. 193
- MARION R. & SYLVESTRE J. P. (1993) - Guide des otaries, phoques et siréniens., Delachaux & Niestlé, 130-147
- MARSH H. (1989) - Dugongidae. In Fauna of Australia, 1 B, Mammalia, Canberra, A.G.P.S., 1030-1038
- PEMBERTON S.G. & FREY R. W. (1985) - The Glossifungites ichnofacies : modern examples from the gerogia coast, U.S.A. In CURRAN A., Ed., Biogenic structures : their use in interpreting depositional environments - Soc. Econ. Paleont. Mineral., 35, 237-259
- SAGNE C. (2001 a) - La diversification des siréniens à l'Eocène (Sirenia, Mammalia) : étude morphologique et analyse phylogénétique du sirénien de Taulanne, *Halitherium taulannense*. Thèse de Doctorat du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, 2 tomes, 17 planches, annexes
- SAGNE C. (2001 b) - *Halitherium taulannense*, nouveau sirénien (Sirenia, Mammalia) de l'Eocène supérieur provenant du domaine Nord-Téthysien (Alpes de Haute Provence, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **333**, **II**, 8, 471-476
- VERRECHIA E., RIBIER J., FREYTET P., PATILLON M. & ROLKO K. (1991) - Une origine biologique pour certaines croûtes zonaires : contribution des cyanophycées à leur édification. Conséquences sur l'évolution des profils de type calcrète. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. **313**, **II**, 1619-1625
- VOGT T. (1980) - Problèmes de genèse des croûtes calcaires quaternaires. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf - Aquitaine*, **8**, 1, 209-221