

EXCURSION GFEJ - AGSO

**LES DEPÔTS LITTORAUX DU JURASSIQUE  
SUR LA BORDURE QUERCYNOISE  
(AQUITAINE)**

**GENERALITES  
LIVRET-GUIDE D'EXCURSION**

par

**RENE CUBAYNES, PIERRE HANTZPERGUE, CARINE LEZIN, JEAN-MICHEL MAZIN,  
THIERRY PELISSIE, JACQUES REY.**

**-2004-**

## OBJECTIFS DE L'EXCURSION

*L'excursion s'attachera à la présentation biostratigraphique, faciologique et paléoenvironnementale des dépôts littoraux du Jurassique de la marge nord-est du bassin d'Aquitaine. L'évolution de la série jurassique montre une alternance de phases d'ouverture et de phases d'isolement progressif du bassin quercynois qui réduisent les communications respectives avec la Téthys et le domaine atlantique naissant par la combinaison de différenciations paléogéographiques sous contrôle tectonique et de variations globales du niveau marin. L'analyse des faciès du Jurassique supérieur sera par ailleurs l'occasion d'une visite du gisement ichnologique de Crayssac, désormais célèbre par l'abondance de pistes de locomotion de ptérosaures et de nombreux autres organismes attestant l'existence au Tithonien d'un riche écosystème littoral.*

## PROGRAMME (FIG. 1)

### Samedi 25 Septembre

Le Lias inférieur du Quercy méridional ( guide : R. CUBAYNES)

- 1. les séquences tidales de l'Hettangien, à la carrière des Cabannes ;
- 2. les environnements margino-littoraux du Sinémurien, à Milhars.

*Repas froid*

L'évolution sédimentaire du Malm quercynois (guide : TH. PELISSIE)

- 3. les brèches de dissolution-tassement du passage Oxfordien/Kimméridgien dans la vallée du Lot (Vers);
- 4. les glissements synsédimentaires du Kimméridgien inférieur, à Larroque-des-Arcs.

Visite du gisement ichnologique de Crayssac (guides : P. HANTZPERGUE, J-M. MAZIN)

- projection du film « La plage aux Ptérosaures. Sur les traces d'Emile » ;
- Dîner sur le site ;
- 5. observation du gisement.

*Coucher à Cahors*

### Dimanche 26 Septembre

Faciès et stratigraphie intégrée du Toarcien supérieur et de la base du Dogger sur la plate-forme du Quercy de la vallée de la Dordogne à la vallée du Lot (guide : C. LEZIN)

- 6. la série distale de Lapoujade ;
- 7. la mégaride oolithique bajocienne d'Autoire ;
- 8. la série condensée et réduite de Thémines.

*Repas froid*

- 9. la série réduite du Toracien supérieur, les faciès à nubéculaires de l'Aalénien et les indivces de diagenèse précoce de Calvignac ;
- 10. les géodes silico-calcitiques, témoins d'épisodes évaporitiques, de Cénévières.

Les environnements margino-littoraux du Bajocien supérieur – Bathonien de la Vallée du Lot  
(guide : TH. PELISSIE)

- 11. les faciès inter et supratidaux des dolomies bréchiques du Pech Affamat ;
- 12. les faciès intertidaux de la Balme.

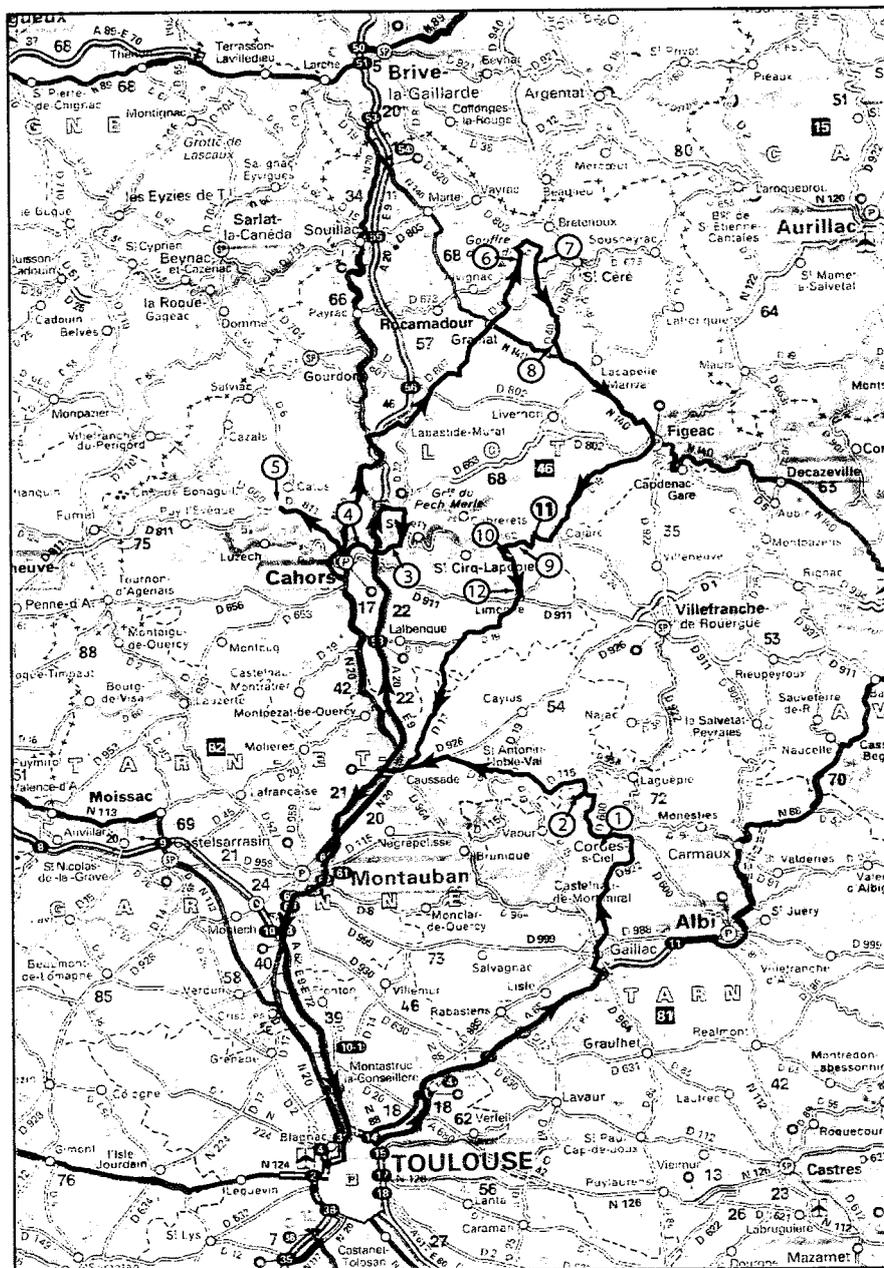


Fig. 1 : Itinéraire de l'excursion

# I - LE BASSIN DU QUERCY

## 1- Localisation géographique

Le Quercy se situe dans le Sud Ouest de la France, au sein du Bassin d'Aquitaine. Ce bassin, caractérisé par un remplissage de terrains sédimentaires du Mésozoïque et du Cénozoïque, est encadré au Nord-Est et à l'Est par le socle hercynien du Massif Central, au Sud par les Pyrénées et à l'Ouest par la côte atlantique.

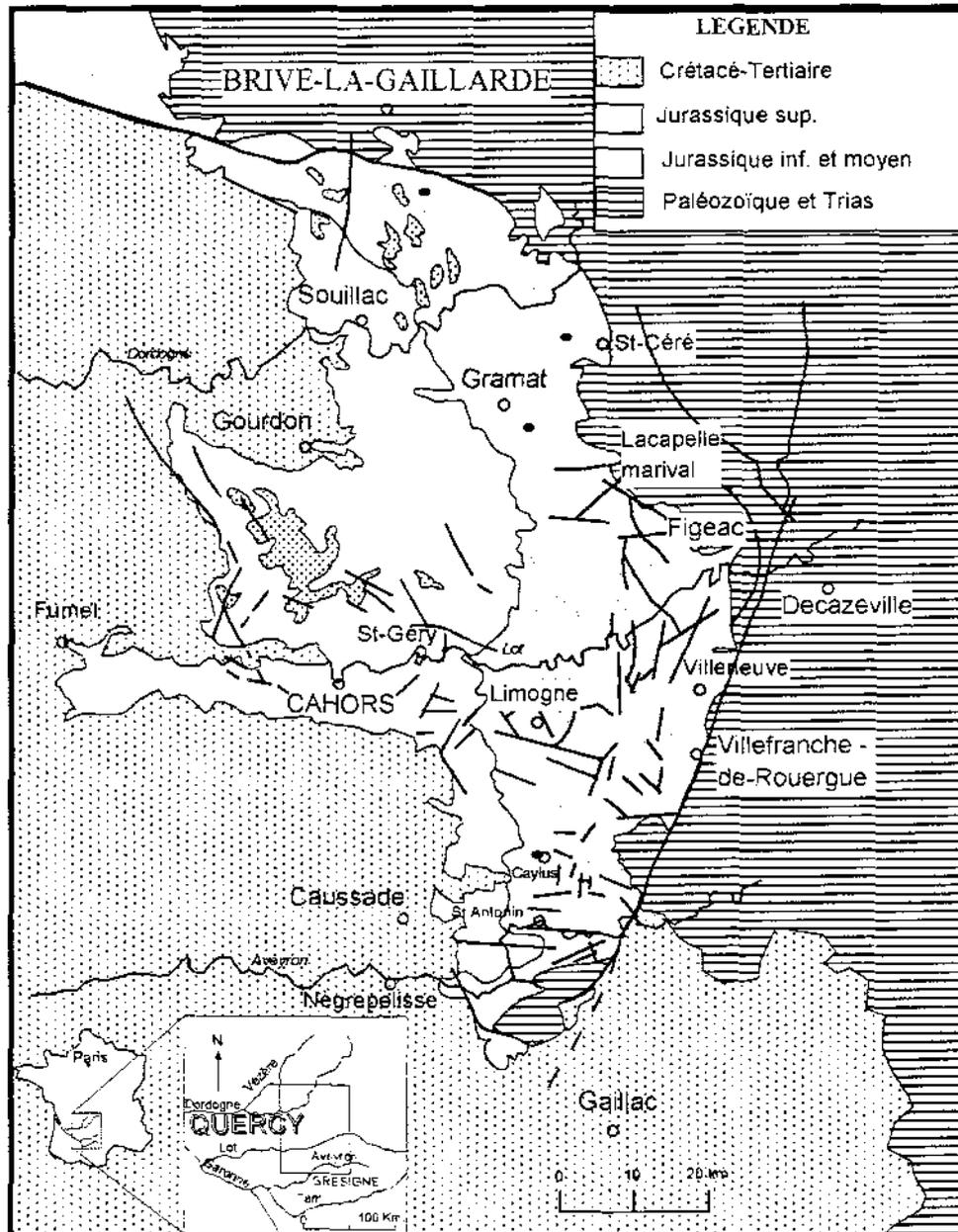


Fig. 2 : Cadre géographique, géologique et structural. (Lézin, 2000)

## 2- Esquisse géologique et structurale

Le bassin quercynois (Fig.2), de forme triangulaire, s'étend sur une distance d'une centaine de kilomètres en longueur et sur 30 à 80 km en largeur. Cette entité géologique est encadrée par :

- la faille de Condat-Meyssac au Nord qui correspond à la limite méridionale du bassin permien de Brive ;
- un faisceau d'accidents, au NE, d'orientation NW-SE (failles d'Argentat et de Cornac) ;
- la faille de Villefranche-de-Rouergue, à l'Est, d'orientation N20°E ;
- le linéament Ouest-Quercynois, à l'Ouest, d'orientation N140°E ;
- l'anticlinal de la Grésigne, au Sud, qui se situe à la jonction de ces 2 derniers accidents hérités du socle hercynien.

Le Quercy est un bassin à remplissage de terrains sédimentaires essentiellement jurassiques. Les formations du Lias, du Dogger et du Malm se succèdent d'Est en Ouest et affleurent suivant une bande étroite d'orientation N-S. Ce remplissage est affecté par 3 directions majeures de fracturation : la direction NNE-SSW, la direction NW-SE et la direction E-W à N110°E matérialisée par les tracés des grandes rivières telles que le Lot et l'Aveyron.

Le Quercy a été subdivisé, du Sud vers le Nord, en 4 Causses :

- le Causse de Limogne entre le Lot et l'Aveyron ;
- le Causse de St-Chels entre le Célé et le Lot ;
- le Causse de Gramat entre la Dordogne, le Célé et le Lot ;
- le Causse de Martel au Nord de la Dordogne.

## II – LITHOSTRATIGRAPHIE DU JURASSIQUE

La série sédimentaire du Jurassique quercynois comprend 22 formations (Cubaynes *et al.*, 1989) ; 10 au Lias, 3 au Dogger, 9 au Malm. Certaines formations ont été subdivisées en membres : 11 au Lias, 10 au Dogger, 4 au Malm.

### 1- Les formations et membres du Lias (Fig.3)

- **Formation de la Madeleine (R. Cubaynes, 1986 ; d'après S. Megelink-Assenat, 1982).**

Epaisseur : 0 à 100 m.

Coupe-type : S. Megelink-Assenat (1982) propose la coupe du sondage CA2 (n° 858-3-262), l'un des cinq sondages réalisés par la CRAM-VM dans le secteur des Cazalous, au Sud de la vallée du Lot, près du village de la Madeleine.

Age : Trias supérieur-Hettangien.

Définition : Reposant en discordance sur le Paléozoïque de la bordure Sud-Ouest du Massif Central et sur des formations molassiques du Carbonifère-Permien (discontinuité D0), cet épandage fluviatile, essentiellement grés-argileux, précède la sédimentation marine ou lagunaire de l'Hettangien. L'épaisseur de cette série détritique est très variable. Nulle à l'Est de Capdenac où l'Hettangien dolomitique repose directement sur le substratum, elle atteint 93 à 96 m, au Sud-Ouest, dans la vallée du Lot (coupe-type) puis se réduit progressivement vers le Sud Sud-Ouest (40 à 50 m dans le dôme de la Grésigne, 10 m dans le sondage de Nègrepelisse).

Cet épandage détritique témoigne d'une sédimentation continentale fluviatile. L'abondance des stratifications obliques arquées (d'échelle décimétrique à pluri-décimétrique) et des chenaux, la rareté des stratifications tabulaires suggèrent l'image d'un réseau hydrographique avec de nombreux cours d'eau (type en tresses). La granulométrie des dépôts décroît du Nord Nord-Est vers le Sud Sud-Ouest, suivant le

sens des écoulements (Grignac, 1983). La coupe type (Megelink-Assenat, 1982) montre au-dessus de dolomies de base, deux ensembles détritiques (« Grès de Gaillot », « Grès de Cazalous ») séparés par un mince niveau dolomitique, « l'horizon de Villeveyre ».

Les éléments de datation, fournis par des microfiores continentales, révèlent le diachronisme de cette formation qui semble d'autant plus récente que l'on se déplace du Sud (Grésigne) vers le Nord (Figeac) :

- microflore d'âge Norien à *Classopollis* et *Ovalipollis pseudoalatus* (Thiegart) dans les grès du sondage de Nègrepelisse (Grignac, 1983) ;
- microfiores d'âge Carnien-Norien à *Camerosporites*, *Enzonasporites*, *Ovalipollis*, *Duplicisporites* et *Paracirculina* dans la base des grès de la Grésigne (Boutet, 1980) ;
- microfiores hettangiennes à *Classopollis* dans les grès des sondages de Figeac (Grignac & Taugourdeau-Lantz, 1982 ; Grignac, 1983) ;
- macrofiores hettangiennes à *Voltzia ribeiroi*, *Equisetites* cf. *pseudo-hoerensis*, *Otozamites comimbricensis* dans les grès fins au Sud-Ouest de Figeac (Doubinger et al., 1985).

**- Formation du Maillet (R. Cubaynes, 1986 ; d'après S. Megelink-Assenat, 1982).**

Epaisseur : 60 m.

Coupe-type : carrières des Cabannes de Cordes (1,5 km à l'Ouest de Cordes) pour sa partie inférieure ; au niveau du tunnel du chemin de fer d'Aussevaysse, le long de la route D 25 (entre le lieu-dit Notre-Dame et Aussevaysse) pour sa partie supérieure.

Age : Hettangien

Définition : Cette formation, essentiellement dolomitique, est limitée à sa base par les Grès de la Madeleine ou repose en discordance directe sur le socle à l'Est de Capdenac. A son sommet, elle est interrompue par la discontinuité Da. La formation des dolomies du Maillet se divise en deux membres qui sont, de la base au sommet : le membre des Dolomies en dalles (40 m dans la Grésigne) et le membre des Dolomies et argiles vertes (20 m dans la Grésigne).

- Les Dolomies en dalles sont disposées en bancs centimétriques à décimétriques avec de rares passées marno-dolomitiques finement laminées. Cette unité montre une évolution verticale avec la succession de séquences tidales métriques, ordonnées du domaine infralittoral au domaine médiolittoral. Le développement successif de biofaciès à *Eomiodon* (Freneix & Cubaynes, 1984), de faciès cryptalgaires, de faciès stromatolitiques, de faciès à évaporites et enfin de brèches de dissolution souligne le confinement progressif du milieu marin avec une augmentation de la salinité des eaux.

- Le membre des Dolomies et argiles vertes tire son originalité du développement - en sommet de séquences tidales - d'argiles supralittorales à *Classopollis*. Les faciès sont ceux de lagunes ouvertes, de marais maritimes puis évoluent avec le développement des mouchetures d'anhydrite et des brèches de dissolution vers des faciès de sebkhas.

Dans les 20 km qui séparent de dôme de Najac-Villeveyre des affleurements les plus méridionaux de la vallée du Lot, la totalité du membre des Dolomies en dalles disparaît. Le passage latéral de faciès entre ces dolomies et les Grès de la Madeleine semble se faire par l'intermédiaire de sédiments argilo-dolomitiques. Nous aurions ainsi, du Nord au Sud et au Sud Sud-Ouest, une plaine fluviatile margino-littorale (région de Figeac), un marais maritime (région de Saint-Igest) et un domaine marin plus ou moins confiné (région de Nègrepelisse - La Grésigne).

L'attribution stratigraphique de la Formation du Maillet est argumentée par des microfiores continentales à *Classopollis* et *Araucariacites* (Boutet, 1981) ainsi que par des faunes de Lamellibranches à *Parallelodon hettangiensis* (Terquem), *Cuneigervillia*, *Modiolus* et *Pteromya* (Freneix & Cubaynes, 1984).

#### **- Formation de Capdenac (R. Cubaynes, 1986)**

Épaisseur : 70 m à plus de 100 m.

Coupe-type : au Sud de Brian-de-Vère (Tarn-et-Garonne), dans la vallée de la Vère, le long de la route D 664.

Age : Hettangien

Définition : Cette formation est comprise entre les discontinuités Da et D2. Elle est plus épaisse dans la région de Figeac-Capdenac (plus de 100 m) qu'en Grésigne (70 m). Nous y avons reconnu deux membres : le membre des Brèches calcaréo-dolomitiques, le membre des Dolomies litées.

La majeure partie de cette formation est constituée par le membre inférieur des Brèches calcaréo-dolomitiques qui s'organise en séquences tidales de comblement avec développement de l'anhydrite en sommet de séquence. De telles séquences, avec précipitation de l'anhydrite au sein de boues carbonatées, évoquent les dépôts de sebkhas côtières du Golfe persique. La dissolution de l'anhydrite et les phénomènes de tassement confèrent à l'ensemble l'aspect d'une brèche de dissolution-tassement d'apparence massive et monotone (« cargneules » des anciens auteurs).

Au-dessus, le membre des Dolomies litées (20 à 25 m d'épaisseur) se compose de séquences élémentaires de comblement, d'échelle métrique, à faciès de plus en plus marins (infralittoral) à leur base et s'achevant d'abord par des récurrences d'évaporites puis par des tidalites (faciès cryptalgaires du domaine médiolittoral).

#### **- Formation de Planioles (R. Cubaynes, 1986 ; d'après S. Megelink-Assenat, 1982).**

Épaisseur : 30 à 60 m.

Coupe-type : nous proposons la coupe de la carrière de la commune de Campagnac (Tarn), à 600-700 m au Sud Sud-Ouest du village de Saint-Salvy.

Age : Sinémurien - Lotharingien inférieur.

Définition : Ces calcaires gris clair, en bancs bien réglés, atteignant 0,50 m à 1 m d'épaisseur, sont caractérisés par des microrhythmes (à l'échelle centimétrique) d'origine stromatolitique (Rey *et al.*, 1981). La limite inférieure de cette formation correspond à l'apparition du premier banc de calcaires oolithiques francs ravinant les Dolomies litées (discontinuité D2). La limite supérieure est constituée par la surface durcie de la discontinuité D3.

Comme dans la formation sous-jacente, les divers faciès s'agencent en séquences tidales de comblement. Chaque séquence débute par un grainstone oolithique (tapis sableux du domaine infralittoral) puis se poursuit par un mudstone à bird-eyes, des niveaux stromatolitiques (domaine médiolittoral) pour se terminer soit par des brèches de dessiccation, soit par un paléosol, soit par des argiles à *Latochara durand-delgai* Feist (Feist & Cubaynes, 1984) et à Ostracodes. De tels faciès sont assimilables aux environnements actuels à Cyanophycées du Golfe persique et des Bahamas.

Les éléments de datation sont rares :

- à 21 m sous la discontinuité D3, une microflore continentale à *Lycopodiacites rugulatus* (coupe d'Aussevaysse) indiquerait un âge Sinémurien supérieur (Boutet, 1981) ;

- à 4,50 m et à 7 m sous cette même discontinuité, deux associations d'ostracodes (coupe de Milhars) à *Klinglerella luxuriosa* Apostolescu et *Pleurifera* présentent plus d'affinités lotharingiennes que sinémuriennes ;

- enfin, au sommet de la formation, un niveau d'argiles (coupe de la carrière de la commune de Campagnac) renferme une association de Nodosariidés avec *Dentalina multicosata* Terquem et *D. matutina* d'Orbigny ainsi que des ostracodes dont *Klinglerella undata* (Apostolescu). Ces microfaunes indiquent le Lotharingien.

- **Formation de Cavagnac (R. Cubaynes, 1986 ; d'après S. Megelink-Assenat, 1982).**

Épaisseur : quelques cm à 7-8 m.

Coupe-type : tranchée du chemin de fer d'Aussevaysse à 400-450 m à l'Est du hameau d'Aussevaysse.

Age : Lotharingien supérieur, zone à *Raricostatum*.

Définition : Cet ensemble de calcaires bioclastiques roux, gréseux et oolithiques à leur sommet, est compris entre la discontinuité D3 qui interrompt la formation sous-jacente et la discontinuité D4, post-lotharingienne, qui clôture le Lias inférieur calcaire. La formation de Cavagnac, dont l'épaisseur varie de 7 à 8 m (dans la coupe-type) à quelques centimètres (dans la région de Figeac) résulte d'un épandage de bioclastes, de gravellés, de pellets et d'oolithes sur une plate-forme marine de faible profondeur, dans le domaine infralittoral.

A l'extrême base de la formation, un mince niveau de marnes ocres est daté du Lotharingien supérieur (coupe de Milhars) par une microfaune de Nodosariidés. La présence d'un *Paltechioceras* remanié (coupe de Bédier) sur la discontinuité D4 (Lefravis-Raymond, 1950) pourrait confirmer l'âge Lotharingien supérieur de ces calcaires.

- **Formation de Brian-de-Vère (R. Cubaynes, 1986)**

Épaisseur : quelques dm à 55 m.

Coupe-type : vallée de la Vère le long de la route D 664 à Brian-de-Vère.

Age : Carixien inférieur [zone à *Jamesoni*, sous-zone à *Taylori*, horizon à *Nodogigas*] à Domérien basal [zone à *Stokesi*, sous-zone à *Monestieri*, horizon à *Monestieri*].

Définition : Ce premier ensemble de plate-forme distale est compris entre les discontinuités D4 et D6. Son épaisseur varie de 55 m dans la Grésigne à quelques décimètres sur les hauts-fonds de Figeac-Capdenac. Il a été décomposé en 3 membres :

- Les Calcaires marneux à *Platypheuroceras* [zone à *Jamesoni*] sont des biomicrites et des biopelmicrites, mudstones à wackestone. Le palynofaciès est caractérisé par la première apparition d'un microplancton marin, l'abondance de la matière amorphe non sapropélique et une microflore continentale à Cheirolépidiacées et à Ptéridophytes.

- Les Calcaires à chailles [zone à *Jamesoni* et à *Ibex*] ont un microfaciès dominant de biopelmicrite (wackestone à packestone) à spicules de Demosponges. Le matériel ligno-charbonneux, l'apparition des Tasmascacées et la diminution du microplancton d'*Acritarches* marquent le retour d'une période plus agitée et des influences terrestres.

- Les Calcaires en rangs de pavés (biomicrites pyriteuses) à nombreux *Aegoceras* [zone à *Davoei*] et à *Protogrammoceras* [horizons à *Occidentale* et à *Monestieri*] se composent d'une alternance rythmique de bancs calcaires décimétriques et de marnes. Le palynofaciès, avec la présence des Tasmanacées et l'apparition des Spheripollenites dans la zone à *Davoei*, suggère un paysage de zones côtières peuplées de Cheirolépidiacées et d'un arrière pays couvert de Ptéridophytes. Le climat chaud, sans doute humide, de type tropical persistera pendant tout le reste du Lias.

- **Formation de Valeyres (R. Cubaynes, 1986)**

Épaisseur : 15 à 35 m.

Coupe-type : versant Nord de la vallée du ruisseau de la Merdarié, affluent de la Vère, à hauteur du lieu-dit « la Boulbène ».

Age : Domérien, zone à *Stokesi*, zone à *Margaritatus*, base de la zone à *Spinatum*.

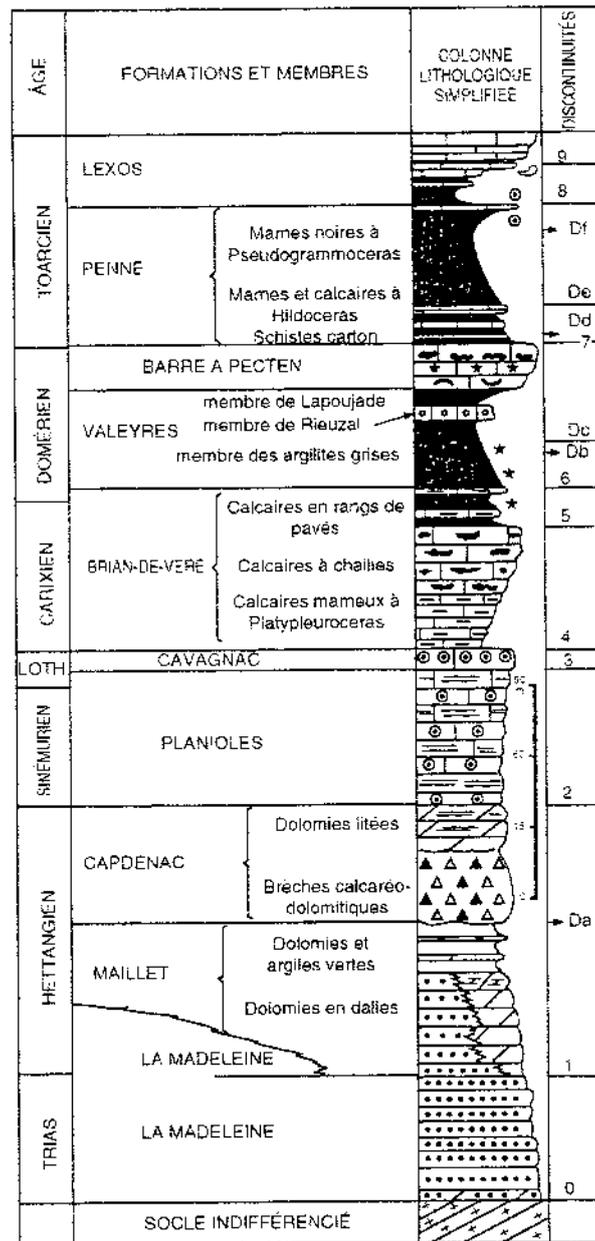


Fig. 3 : Le Lias du Quercy. Unités lithostratigraphiques et principales discontinuités (d'après Cubaynes et al., 1989).

Définition : Nous désignons ainsi l'ensemble des argilites et marnes comprises entre la discontinuité D6 et la formation des Calcaires bioclastiques à Pectinidés.

La formation des Marnes de Valeyres conserve une épaisseur relativement constante de la Grésigne (30 à 35m) à la région de Figeac (20-25 m) puis se réduit rapidement vers Capdenac (15 m).

Nous avons distingué deux membres : le membre des Argilites grises qui correspond à la plus grande partie de la zone à Stokesi et à la partie inférieure de la zone à Margaritatus et le membre supérieur des Marnes à taphoséquences de pente correspondant à l'extrême base de la zone à Spinatum.

Les Argilites grises, avec un mélange de matériel amorphe non sapropélique et de matériel ligno-charbonneux, correspondent à la première arrivée massive de colloïdes dans le bassin quercynois. La succession de trois écozones crinoïdes (à *Chladocrinus*, puis à *Chladocrinus* et à *Balanocrinus* enfin à *Balanocrinus*) souligne l'approfondissement calme et progressif du Bassin quercynois. La réalisation de vasières circalittorales à crinoïdes correspond à une phase d'homogénéisation de ce bassin. A 3-4 m du sommet de ce membre se développe une croûte ferrugineuse de 5 à 10 mm d'épaisseur (discontinuité Db), comprise entre un niveau à *Furcilytoceras* gr. *furcicrenatum* (Buckman) et un horizon à *Protoqrammoceras depressum* (Quenstedt) marquant l'extrême base de la zone à *Margaritatus*.

Les Marnes à taphoséquences de pente signalent une déstabilisation du bassin avec des glissements de sédiments sur une pente. La microflore continentale s'enrichit des premières Pinacées. Ce membre est constitué d'une dizaine de séquences binaires d'échelle métrique (taphoséquences), comprenant chacune un niveau décimétrique à métrique d'une accumulation de nodules calcaires ferrugineux plus ou moins coalescents, avec des formes contournées typiques de slumps puis 1 à 3,50 m d'argilites à *Balanocrinus* et *Gryphaea gigantea* Sowerby et *Mactromya* sp.

#### - Formation de la Barre à Pecten (R. Cubaynes, 1986)

Epaisseur : 10 à 20 m.

Coupe-type : carrière ouverte le long de la route D 33, au Sud Sud-Est de Château-Granier (à l'Est de Penne, Tarn).

Age : Domérien supérieur [Zone à *Spinatum*], extrême base du Toarcien [zone à *Tenuicostatum*, horizon à *Paltus*].

Définition : Ensemble massif de bancs décimétriques, gris ou roux, interrompu à son sommet par la discontinuité D7. Ces calcaires bioclastiques sont datés à leur base par *Pleuroceras solare* (Phillips), puis au sommet, par *Paltarpites paltus* Buckman. Les biomicrites, wackestone à packestone, représentent des dépôts bioclastiques du domaine infralittoral qui est colonisé par des grands Pectinidés tels *Pseudopecten* (*Pseudopecten*) *aequivalvis* (Sowerby) ou par des *Pinna*. Le palynofaciès se caractérise par un intervalle à Tasmanacées (Cubaynes *et al.*, 1984) et par l'abondance des Ptéridophytes.

#### - Formation de Penne (R. Cubaynes et Ph. Fauré, 1981)

Epaisseur : 30 à 60 m.

Coupe-type : coupe de Penne (Tarn) et coupe des cimenteries Lafarge de Lexos (Tarn-et-Garonne), le long de la route D 958.

Age : Toarcien inférieur à supérieur, zones à *Tenuicostatum*, *Serpentinus*, *Bifrons*, *Variabilis*, *Thouarsense* et zone à *Insigne*, sous-zone à *Fallaciosum*, horizon XVII.

Définition : L'unité est limitée par deux discontinuités sédimentaires : D7 à la base et D8 au sommet. Essentiellement marneuse, épaisse de 60 m (Grésigne) à 33 m (Capdenac), elle se compose de trois membres qui sont le membre des Schistes carton, le membre des Marnes et Calcaires à *Hildoceras*, le membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras*.

Les Schistes carton [zone à *Serpentinus*, sous-zone à *Strangewaysi*, horizon à *Elegantulum*] indiquent des fonds réducteurs, sans brassage, où règne une intense activité anaérobie ; ils représentent le seul faciès sapropélique algaire du Lias quercynois. Ce membre se termine par un mince (10 à 15 cm) niveau de condensation à *Harpoceratoides strangewaysi* (Sowerby), [horizon à *Strangewaysi*].

Les marnes et Calcaires à Hildoceras [zone à *Serpentinus*, sous-zone à *Pseudoserpentinum* et à *Falciferum*, zone à *Bifrons*, zone à *Variabilis*] correspondent d'abord à une alternance de bancs calcaires décimétriques et de marnes puis à des marnes. Ces dépôts du domaine infralittoral se caractérisent par le développement du microplancton algair, et par leur richesse en Nodosariidés et en Ostracodes.

Les Marnes noires à Pseudogrammoceras [zone à *Thouarsense*] indiquent le développement d'une vasière circalittorale avec des fonds réducteurs. Une oolithe ferrugineuse, couronnée par un bancs de calcaires oolithiques, packstone à grainstone, lui-même interrompu par la discontinuité D8 post-Fallaciosum [zone à *Insigne*, sous-zone à horizon à *Fallaciosum*] clôture la formation.

#### **- Formation de Lexos (R. Cubaynes et Ph. Fauré, 1981)**

Epaisseur : 0 à 18 m.

Coupe-type : entrée de la carrière des cimenteries Lafarge à Lexos, le long de la route D 958.

Age : Toarcien supérieur, zones à *Insigne*, à *Pseudoradosa* et zone à *Aalensis*.

Définition : Cette unité se compose de marnes sombres puis d'une alternance de marnes et marno-calcaires. Elle se place entre la discontinuité D8 et les calcaires aaléniens à *Leioceras opalinum* (Reinecke) et *Pseudommatoceras* sp., au sommet. Son épaisseur se réduit du Sud (18 m en Grésigne) au Nord (1,50 à 2 m à Figeac) avant de disparaître (Capdenac). Le développement des faunes benthiques (lamellibranches et brachiopodes de l'assise à Gryphées), des Tasmanacées, du matériel ligno-charbonneux, traduit le retour à des conditions plus agitées dans le domaine infralittoral et souligne de nettes tendances régressives. Cette formation évolue donc du domaine circalittoral (marnes noires) au domaine infralittoral.

## **2- Les formations et membres du Dogger (Fig. 4)**

#### **- Formation d'Autoire (J. Delfaud, 1969)**

Elle est composée de trois membres qui sont de bas en haut :

##### **a) - Calcaires à oncolites de la Toulzanie**

Epaisseur : 2 à 10 m.

Coupe-type : base des falaises rive droite du Lot, le long de la route D 662 au lieu-dit « La Toulzanie » en amont de Saint-Martin-Labouval.

Age : Aalénien inférieur et moyen.

Définition : alternances marno-calcaires progressivement relayées par les calcaires bioclastiques à petits oncolites. L'ensemble dessine une séquence klüpfélienne couronnée par un hard-ground ferrugineux (D 10). La présence de *Leioceras opalinum* (Reinecke) et de *Monsardithyris trilineata* (Young et Bird) date cette unité de l'Aalénien inférieur et moyen.

##### **b) - Calcaires oolithiques dolomitisé de Calvignac**

Epaisseur : 50 à 80 m.

Coupe-type : rive gauche du Lot, le long de la route D8 montant au village de Calvignac.

Age : Bajocien.

Définition : Ensemble de calcaires oolithiques massifs recristallisés à la base, surmonté de sparites et dolosparites interrompues par une surface de réactivation (D11). L'âge de cette barrière oolithique frangeante n'est pas connu avec certitude en l'absence d'arguments paléontologiques.

c) - Dolomies bréchiqes du Pech Affamat

Epaisseur : 10 m.

Coupe-type : le long de la route D 662, au pied du Pech Affamat, 3,5 km en amont de Larnagol.

Age : Bajocien

Définition : Cette séquence de comblement présente successivement des calcaires granulaires à laminations entrecroisées ; des paléosols, lentilles ligniteuses, tapis algaires et micrites à *fenestras* ; des dolosparites bréchiqes à structures entérolithiques et nodules de calcite fibroradiée typiques d'une sebkha. L'ensemble, attribué sans preuve au Bajocien, est surmonté par la D 12, surface de réactivation passant latéralement à une discordance angulaire.

- **Formation de Cajarc (J. Delfaud, 1969)**

Elle a été subdivisée en cinq membres.

a) - calcaires oolithiques et graveleux de Larnagol

Epaisseur : 0 à 25 m

Coupe-type : au bord de la route D 662, entre la station de pompage et le village de Larnagol.

Age : Bajocien supérieur ?

Définition : Cette séquence de comblement, allant d'un lagon à la zone intertidale dans un contexte très instable, débute par 5 m de micrites suivies de faciès se relayant de façon rapide et séparés par d'innombrables discontinuités : calcaires granulaires ; micrites massives, laminées à *fenestras* ; brèches de dessiccation, tapis stromatolitiques, etc... Elle est couronnée par un hard-ground (D13).

b) - Calcaires massifs de la Bouye

Epaisseur : 20 à 30 m.

Coupe-type : le long d'un chemin montant de la route D 146 entre Salvagnac-Cajarc et Marin vers le hameau des Farguettes, au Sud-Ouest du gouffre de Lantouy.

Age : passage Bajocien-Bathonien.

Définition : Essentiellement micritique, ces dépôts illustrant les mêmes environnements que l'unité précédente ont livré *Acrosalenia pustulosa* (Forbes) et *Aulacothyris* sp. Un important hard-ground marque la D14 au sommet de l'ensemble.

c) - Calcaires et marnes de la Bouye

Epaisseur : 25 à 45 m.

Coupe-type : à la suite de celle du membre précédent.

Age : Bathonien inférieur.

Définition : Au-dessus d'alternances marno-calcaires à brachiopodes (*Burmirhynchia termierae* Rousselle, *Arceythyris veziani* Rollet et Contini, *Tubithyris whatleyensis* Walker, *Millithyris arvierensis* Alméras, viennent des calcaires recristallisés, tapis stromatolitiques, microbrèches à cailloux noirs,

micrites à pseudomorphoses d'évaporites et assises calcaréo-marneuses à nodules de calcite fibroradiée. Les environnements sédimentaires s'étendent d'un lagon à des milieux supratidaux confinés (sebkha ou étang saumâtre).

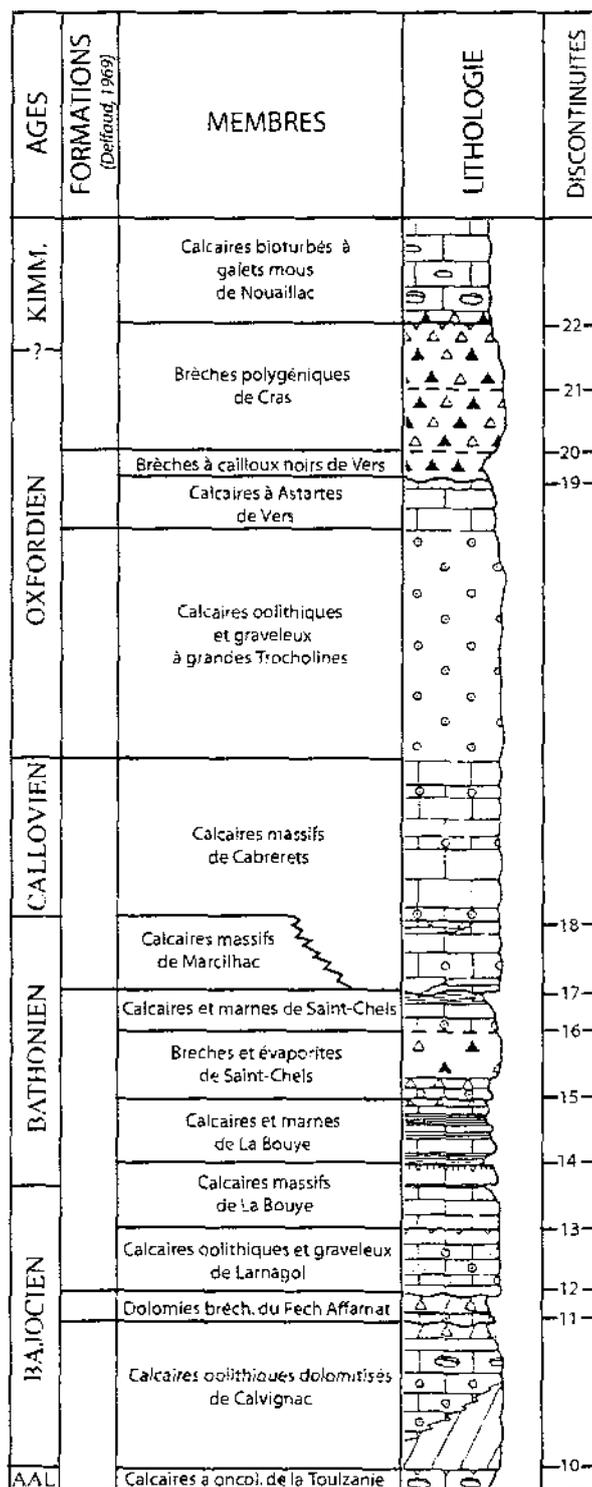


Fig. 4: Le Dogger et la base du Malm dans les vallées du Lot et du Célé. Unités lithostratigraphiques et principales discontinuités (d'après Cubaynes et al., 1989).

d) - Brèches et évaporites de Saint-Chels

Epaisseur : 0 à 20 m.

Coupe-type : au bord de la route D 143, entre les 3ème et 5ème virages de la montée de Larnagol vers Saint-Chels.

Age : Bathonien moyen

Définition : Cette unité débute par des calcaires oolithiques renfermant *Kallirhynchia concinna* (Sow.), brachiopodes du Bathonien moyen. Viennent ensuite des micrites à pseudomorphoses, puis des calcaires recristallisés à structure bréchique. La discontinuité D16 clôture ces dépôts de sebkha.

e) - Calcaires et marnes de Saint-Chels

Epaisseur : 0 à 30 m.

Coupe-type : à la suite de celle du membre précédent, entre les 5ème et 6ème virage de la montée.

Age : Bathonien supérieur.

Définition : Aux calcaires granulaires de base succèdent des micrites laminées à *fenestras* et pseudomorphoses, puis des calcaires marneux à faune et flore dulçaquicoles matérialisant la discontinuité D 17. La présence de *Meyendorffina bathonica* (Aurouze et Bizon), permet d'attribuer l'ensemble au Bathonien supérieur.

- **Formation de Rocamadour (J. Delfaud, 1969)**

Nous avons distingué deux membres :

a) - Calcaires massifs de Marcilhac

Epaisseur : 25 m à 30 m.

Coupe-type : sommet de la coupe de Marcilhac-sur-Célé, le long de la route D14 en direction de Gramat.

Age : Bathonien terminal.

Définition : Après de nettes variations latérales à la base (calcaires oolithiques, microbrèches, micrites laminées, etc...), on rencontre un fin niveau de calcaires granulaires à *Trocholina gigantea* (Pelissié et Peybernès) puis des micrites massives de lagon. Au sommet, on note le retour de dépôts intertidaux avec micrites laminées à pseudomorphoses et hard-ground (D 18). Une riche faune de brachiopodes (*Burmihynchia proteiformis* Laurin, *Ornithella (Digonella)* digonoides (Buckman), *Arceothyris diptycha* (Opper), *Tubithyris globata* (Sow.), et de foraminifères (*pseudocyclamina maynci* Hott., *Pfenderina salernitana* Sartoni, etc...) qui caractérisent le Bathonien terminal (Pelissié et al., 1984).

b) - Calcaires massifs de Cabrerets

Epaisseur : 60 m

Coupe-type : le long de la route D10, entre la vallée de la Sagne et le carrefour avec la route D 198 allant aux grottes de Pech-Merle.

Age : Callovien

Définition : Ensemble de micrites massives avec quelques récurrences de faciès granulaires à *Tr. gigantea*. Cette unité, déposée au sein d'un lagon, est attribuée au Callovien sur la base de la présence de *Praekurnubia crusei* (Redmond).

### 3- Les formations et membres du Malm (Fig. 4 et 5)

#### - Formation de Saint-Géry (J. Delfaud, 1969)

Epaisseur : 30 à 90 m.

Coupe-type : en rive gauche du Lot, le long de la route D8, entre le village de Saint-Cirq-Lapopie et le carrefour avec le chemin du « Causse ».

Age : Oxfordien.

Définition : Ensemble monotone de calcaires granulaires avec quelques intercalations micritiques livrant une abondante faune benthique (*Pr. crusei*, *kurnubia palastiniensis* Henson, *Valvulina lugeoni* Septfont., *Chablaisia chablaisensis* Septfont, etc...), association considérée comme oxfordienne. Cette importante barrière oolithique se réduit vers Cabrerets où elle s'enrichit en oncolites centimétriques.

#### - Formation de Vers (J. Delfaud, 1969)

Elle est constituée de deux membres :

##### a) - Calcaires à Astartes de Vers

Epaisseur : 10 m à 30 m.

Coupe-type : le long de la route D8, au-dessus de l'unité précédente.

Age : Oxfordien.

Définition : Au-dessus de micrites massives se rencontrent des dépôts intertidaux avec micrites laminées à Astartes, interrompues par une surface ravinée (D19).

##### b) - Brèches à cailloux noirs de Vers

Epaisseur : 10 m.

Coupe-type : en rive droite du Lot, à la sortie de Vers, le long de la route D 49 en direction de Cours.

Age : Oxfordien.

Définition : Des microconglomérats à cailloux noirs précèdent des brèches polygéniques à clastes plurimétriques variés ; microconglomérats, calcaires granulaires, micrites, tapis algaires, etc... La base renferme des *Porochara* sp., des troncs de végétaux supérieurs et des gastéropodes pulmonés. Le ciment sparitique a livré de rares *Alveosepta jaccardi* (Schrodt.). Ces sédiments, déposés à l'articulation mer/continent, ont été morcelés en milieu supra à ad-littoral puis cimentés *per descendum* lors du retour des eaux marines.

#### - Formation de Cras (J. Delfaud, 1969)

Elle est constituée de deux membres :

a) - Brèches polygéniques de Cras

Épaisseur : 50 m à 60 m.

Coupe-type : le long de la route D 49, au-dessus de l'unité précédente.

Age : passage Oxfordien/Kimméridgien.

Définition : Ces brèches hétérométriques à ciment sparitique dessinent 2 séquences positives séparées par la discontinuité D21. Dus à la dissolution d'évaporites et témoignant du développement de sebkhas (Pelissié, 1985), ces faciès passent au sommet à des micrites de lagon couronnées par un hard-ground (D22).

b) - Calcaires bioturbés à galets mous de Nouaillac

Épaisseur : 40 m.

Coupe-type : carrière du moulin de Nouaillac et dans la colline sus-jacente, au bord de la route D 653, rive droite du Lot, 4 km en aval de Vers.

Age : Kimméridgien basal.

Définition : Au-dessus de brèches analogues aux précédentes viennent des micrites à oncolites et *Salpingoporella annulata* (Carozzi) puis des micrites bioturbées avec quelques niveaux à galets mous et gravelles. L'ensemble dessine une évolution transgressive entre une sebkha et le milieu subtidal.

- **Formation de Roquedure (P. Hantzpergue, 1987)**

Épaisseur : 39 m.

Coupe-type : elle se développe sur le versant sud de la colline qui borde la vallée de Céou entre Monfaucon et Pont-de-Rhodes, au lieu-dit Roquedure (commune de Soucirac).

Age : Kimméridgien inférieur, zone à Cymodoce, sous-zone à Chatellaillonensis.

Définition : La formation de Roquedure correspond à une alternance de calcaires argileux gris, bioclastiques, se débitant en plaquettes et de bancs plus carbonatés. Le tiers inférieur de la formation présente de fréquentes intercalations marneuses à *Pholadomya protei* (Brong.) et *Nanogyra virgula* (Defr.), tandis que sa partie supérieure, plus homogène, est composée de calcaires argileux massifs. Cet ensemble s'achève par un banc à terriers (discontinuité D 24) qui souligne probablement la limite entre les sous-étages inférieur et supérieur du Kimméridgien. Faisant suite aux Calcaires bioturbés à galets mous de Nouaillac, les assises de la Formation de Roquedure indiquent un brusque approfondissement du milieu de dépôt et un passage en domaine ouvert, attesté par le retour des faunes à céphalopodes.

A dix mètres de la base, un banc de calcaire bioclastique (1 m) est particulièrement riche en ammonites : *Eurasenia gr. manicata* (Schneid), *Rasenioides chatellaillonensis* (M et m) (Hantzpergue) et *streblites* sp. Cette association dominée par *R. chatellaillonensis* (Hantzpergue) indique l'horizon à Chatellaillonensis et précise l'âge de la reprise de la sédimentation terrigène dans la partie terminale de la zone à Cymodoce. D'autre part, la présence de rares *Rasenioides ecolisna* (Hantzpergue), juste sous le banc à terriers situé au toit de la formation, permet de reconnaître l'horizon à *Discoida* qui marque la limite supérieure de la zone à Cymodoce.

- **Formation de Cahors (P. Hantzpergue, 1987)**

Épaisseur : 33 m.

Coupe-type : la formation de Cahors surmonte les assises de la formation de Roquedure, d'Est en Ouest, sur le versant sud de la colline qui borde la vallée du Céou. Cependant, la partie terminale de la

Formation de Cahors est mieux exposée dans l'ancienne carrière située au Nord du Mont Saint-Cyr, entre Saint-Georges et Cabessut.

Age : Kimméridgien supérieur, zone à Mutabilis, sous-zone à Mutabilis.

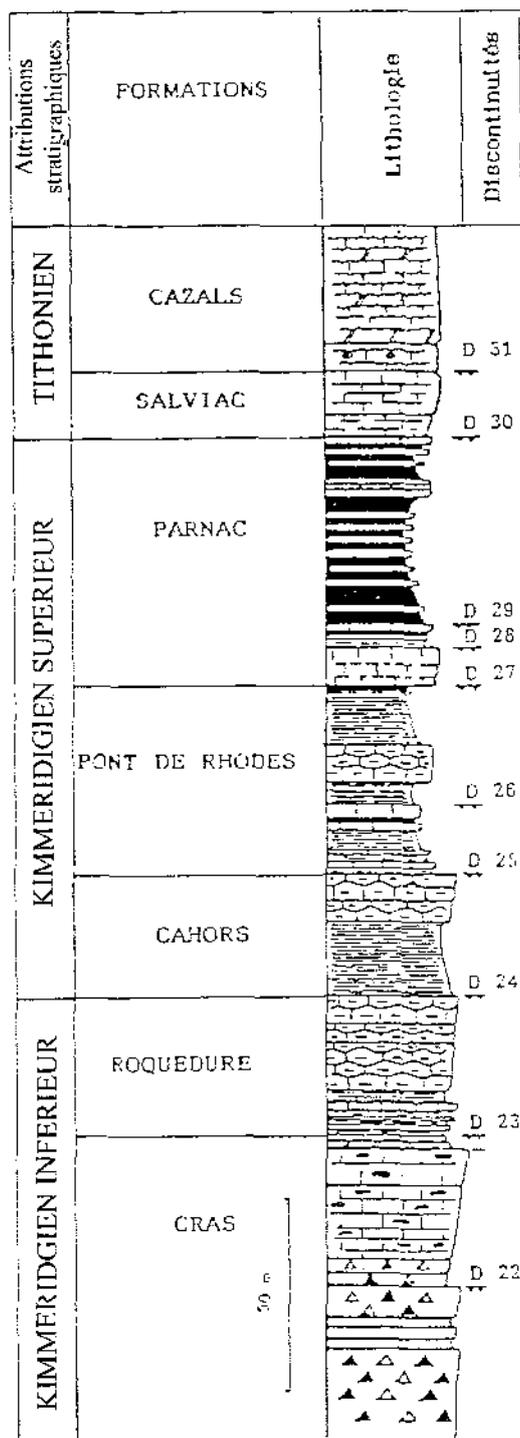


Fig. 5 : Le Kimméridgien-Tithonien entre Lot et Dordogne. Unités lithostratigraphiques et principales discontinuités (d'après Cubaynes et al., 1989).

**Définition** : Les vingt premiers mètres de cette formation sont constitués par des calcaires argileux gris bleuté, se débitant en plaquettes et parcourus par de nombreuses pistes (*Scolia*). Ensuite, la partie terminale de la Formation de Cahors devient plus carbonatée : c'est un ensemble de calcaires fins, faiblement argileux, disposés en bancs réguliers et qui s'achève par une hard-ground couvert d'huîtres (discontinuité D 25). L'évolution de la sédimentation montre le passage progressif d'environnements ouverts à un environnement restreint qui traduit, sur la plate-forme, une diminution de la profondeur relative. Les calcaires argileux à *Scolia* contiennent une faune à céphalopodes peu abondante ; cependant on peut y reconnaître la superposition de trois horizons fossilifères : le premier avec *Aulacostephanoides sosvaensis* (Sasonov), le second avec *A. desmonotus* (Opp.) et le troisième livrant *A. anenuatus* Ziegler. Enfin, l'indice zonal, *A. mutabilis* (Sow.) et son microconque probable *A. eulepidus* (Schneid.), est représenté par de rares spécimens provenant des bancs terminaux de la formation.

#### - Formation de Pont-de-Rhodes (P. Hantzpergue, 1987)

**Epaisseur** : 50 m.

**Coupe-type** : Affleurement situé au carrefour entre la route N20 et la route D2, au Nord du hameau de Pont-de-Rhodes.

**Age** : Cette formation se développe dans la partie supérieure de la zone à Mutabilis (sous-zone à Lallierianum) et dans la partie basale de la zone à Eudoxus (sous-zone à Orthocera), du Kimméridgien supérieur.

**Définition** : Il s'agit d'une épaisse alternance de marnes lumachelliques à *Nanogyra virgula* (Defr.) et de calcaires argileux noduleux, qui présente un aspect typique du « faciès virgalien ». Cette alternance s'achève par un mince banc de calcaire graveleux dont la surface perforée est recouverte localement par une croûte ferrugineuse (discontinuité D27).

Les dépôts de la Formation de Pont-de-Rhodes correspondent à une sédimentation de vase peu profonde, de vaste extension (Aquitaine nord, Bassin de Paris) et soumise épisodiquement aux influences du large. Cet aspect s'exprime notamment, en ce qui concerne les faunes d'ammonites, par l'alternance d'éléments endémiques (genre *Orthaspidoceras*) et d'ammonites provenant de la province subboréale (genre *Aulacostephanus*). Successivement, les horizons à Lallierianum et à Schilleri puis à Orthocera, Hybridus et à Calvescens caractérisent respectivement les sous-zones à Lallierianum (zone à Mutabilis) et à Orthocera (zone à Eudoxus). La limite entre ces deux sous-zones coïncide avec la discontinuité D26 qui, selon les localités, s'exprime par une lacune plus ou moins prononcée de l'horizon à Schilleri.

#### - Formation de Parnac (P. Hantzpergue, 1987)

**Epaisseur** : 51 m.

**Coupe-type** : en bordure de la route D9 joignant Parnac à Crayssac (coupe de la Cévenne de Crayssac).

**Age** : La Formation de Parnac débute dans la zone à Eudoxus (sous-zone à Caletanum) et s'achève au toit du kimméridgien supérieur.

**Définition** : Cette puissante formation débute par 10 m de calcaires bioclastiques à *Nanogyra virgula* (Defr.) et *Sellithyris subsella* (Leym), formant une barre facilement repérable dans la morphologie locale (« barre à *A. Caletanum* »). La série se poursuit avec 6 m de calcaires bioclastiques et de marnes terminés par un hard-ground (discontinuité D 29), puis s'achève par 35 m de dépôts à dominante marneuse. Dans les douze premiers mètres, ces marnes sont feuilletées et particulièrement riches en matière organique. Quelques bancs carbonatés s'y intercalent : l'un deux, plus massif et bioclastique, livre de fréquents restes de vertébrés dont *Steneosaurus* sp. (P. Hantzpergue et al., 1982). Puis d'épaisses couches de marnes feuilletées alternent avec de minces bancs calcaires. Six mètres au-dessus du banc à

vertébrés, un autre banc repère d'extension régionale renferme de nombreux *Aulacostephanus contejeani* (Thur.). L'alternance calcaire-marne se poursuit et présente encore deux bancs à ammonites : l'un avec *Aulacostephanus yo* (d'Orb.), l'autre avec l'association d'*Aulacostephanus autissiodorensis* (Cott.) et *Aspidoceras* gr. *catalaunicum* (de Lor.). La Formation de Parnac se termine par une quinzaine de mètres où d'épais niveaux de calcaires argileux en plaquettes alternent avec de minces bancs de calcaires fins, bioclastiques. Son sommet correspond à un banc bioturbé, à galets calcaires, dont la surface supérieure perforée est encroûtée, couverte d'huîtres (discontinuité D30).

Dans la Formation de Parnac, l'évolution de la sédimentation traduit un approfondissement par saccade du milieu de dépôt et un passage progressif à des environnements épisodiquement ouverts. L'abondance relative des céphalopodes permet de reconnaître la succession de huit horizons d'ammonites : les horizons à Caletanum et à Quercynum (sous-zone à Caletanum), à Contejeani et à Yo (sous-zone à Contejeani), à Autissiodorensis et à Lafauriana (sous-zone à Autissiodorensis) et les horizons à Irius et à Catalaunicum (sous-zone à Irius).

**- Formation de Salviac (J. Delfaud, 1969 ; émend. P. Hantzpergue, 1987)**

Epaisseur : 40 m.

Coupe-type : carrière de Pech Fourque au Nord-Est de Salviac.

Age : Tithonien, zone à Gigas, sous-zone à Gigas.

Définition : La Formation de Salviac correspond en partie seulement à la Formation de Peyrilles, définie antérieurement par J. Delfaud, 1969. Elle regroupe une vingtaine de mètres de calcaires micritiques en « petits bancs », à surfaces de stratifications ondulées. Les seize premiers mètres de la Formation de Salviac sont constitués de calcaires fins, sublithographiques, crème, en bancs décimétriques réguliers, avec intercalation de quelques bancs massifs à tubulures. Puis, dans la partie supérieure de la formation, se développent des calcaires fins, crème, en bancs massifs, plus ou moins graveleux, surmontés par une dizaine de mètres de laminites dolomitiques riches en figures d'émersion : fente de dessiccation, traces de gouttes de pluie, *fenestrae* (Delfaud & Gottis, 1966). Cet ensemble s'achève par une surface usée, oxydée et encroûtée par des *Nanogyra* (discontinuité D 31).

Les dépôts de la Formation de Salviac expriment une rapide diminution de la profondeur qui se traduit par le passage d'une sédimentation de milieu restreint à une sédimentation intertidale et supratidale. Dans cet environnement, la présence de rares coquilles d'ammonites, probablement flottées, permet d'attribuer partiellement la Formation de Salviac à la sous-zone à Gigas (Tithonien basal).

**- Formation de Cazals (J. Delfaud, 1969)**

Epaisseur : 90m.

Coupe-type : coupe de Cazals

Age : Tithonien. La base de la formation est datée de la sous-zone à Gravesiana (zone à Gigas) tandis que l'âge de sa partie terminale reste indéterminé.

Définition : La Formation de Cazals débute par 5 m de calcaires micritiques, finement grenus, plus ou moins bioclastiques, à *Gravesia gigas intermedia* (Hantzpergue) et *G. gravesiana* (d'Orb.), puis par une dizaine de mètres de calcaires fins, en bancs décimétriques réguliers, renfermant uniquement *Gravesia gravesiana* (d'Orb.) dans leur partie inférieure. Ce dernier horizon à ammonites tithoniennes précède une épaisse série de calcaires micritiques et de dolomies traduisant la régression fini-jurassique.

### III – L'EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE ET SEDIMENTAIRE

L'évolution du bassin, de son origine jusqu'à la fin Jurassique, peut se résumer en 5 étapes :

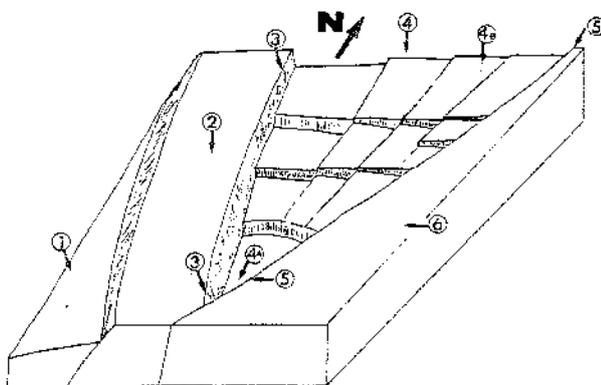
#### 1- La création d'une plate-forme carbonatée au Lias inférieur

L'histoire marine du bassin aquitain et du bassin quercynois débute dès le Lias inférieur. A l'Hettangien inférieur, la première transgression marine engendre la création d'une plate-forme carbonatée par la submersion progressive du Sud vers le Nord et le Nord-Est de plaines fluviales margino-littorales. L'installation d'une mer épicontinentale peu profonde est suivie par une phase de comblement durant laquelle se succèdent une sédimentation de marais maritime et un épisode évaporitique (sebkhas). Par la suite l'approfondissement exprimé par le dépôt des calcaires à microrhythmes puis par des calcaires oolithiques, implique l'installation d'une plate-forme carbonatée peu profonde.

#### 2- L'approfondissement du bassin quercynois et le développement d'environnements distaux

Au passage entre Lias inférieur et Lias moyen, le bassin se structure en sous-bassins. Cubaynes (1986) propose un modèle morpho-structural (fig. 6) du Quercy méridional (Causse de Limogne) basé sur une analyse détaillée de la série liasique. Il montre que l'agencement de cette série souligne un enfoncement progressif du Nord (secteur de Figeac) vers le Sud (Grésigne). Ce phénomène serait lié à un basculement de blocs successifs suivant des failles d'orientation E-W.

Ce modèle montre également la présence de 3 zones hautes qui correspondent pour la première au seuil du Rouergue et bordure SW du massif Central (limite orientale du Quercy), pour la deuxième au haut-fond de Castelsarrasin-Montauban et seuil de Négrepelisse (limite occidentale du sous-bassin) généré par le linéament Ouest-Quercynois et pour la dernière au haut-fond de Figeac-Capdenac (NE du Quercy méridional).



- 1 : bassin d'Aquitaine,
- 2 : hauts fonds de Castelsarrasin-Montauban,
- 3 : linéament ouest-quercynois (N 140° E),
- 4 : bassin quercynois :
  - 4B : hauts fonds de Figeac-Capdenac,
  - 4A : zone subsidente de la Grésigne,
- 5 : Faille de Villefranche-de-Rouergue
- 6 : Seuil du Rouergue

Fig. 6 : Modèle morpho-structural du Quercy méridional (Cubaynes, 1986).

L'installation d'environnements distaux se produit au début du Carixien grâce à une nouvelle transgression marine qui engendre le dépôt des calcaires de Brian de Vère (ensemble marno-calcaire à ammonites). Cet approfondissement s'accroît jusqu'au Domérien inférieur à moyen avec l'installation de vasières circalittorales.

Au Domérien supérieur, les calcaires bioclastiques de la barre à *Pecten* indiquent une nouvelle phase de comblement (Cubaynes, 1986). Dans le Quercy septentrional, la distribution spatiale des faciès domériens (Brunel, 1997) a permis de reconstituer un sous-bassin sédimentaire s'abaissant progressivement du Nord vers le Sud et du NE vers le SW. Ce même auteur rejette l'hypothèse d'une structuration en blocs basculés durant le Lias moyen. Dès le Toarcien inférieur, l'ensemble du Quercy est soumis à une nouvelle transgression marine qui se traduit par le dépôt dans un premier temps des schistes Carton (faciès anoxiques) puis de vasières infra à circalittorales (Toarcien moyen) moins profondes qu'au Domérien.

### 3- Le développement progressif d'une nouvelle plate-forme carbonatée proximale

Au Toarcien supérieur, le bassin quercynois évolue vers une plate-forme carbonatée. Un très net ralentissement de la sédimentation est mis en évidence par les condensations de faune au niveau de l'Assise à Gryphées (Cubaynes, 1986). Une diminution généralisée de l'épaisseur de la tranche d'eau provoque, localement, l'érosion d'une partie des dépôts toarciens dans les zones de hauts fonds.

À l'Aalénien, une nouvelle plate-forme se met en place (fig. 7). Les calcaires à oncolithes marquent une reprise de la sédimentation succédant aux séries réduites du Toarcien terminal. La répartition des dépôts est contrôlée par des accidents N°20 induisant une topographie en blocs basculés à l'Aalénien (Pélissié *et al.*, 1996) et au Bajocien-Bathonien (Peybernés et Pelissié, 1985 ; fig. 8). Sur les marges du seuil de Villefranche qui sépare le bassin d'Aquitaine d'obédience atlantique du bassin des Grands Causses d'influence téthysienne se manifestent alors les effets combinés du rifting des deux océans.

Au cours du Dogger s'individualise progressivement un haut-fond qui intègre le Quercy, la bordure cévenole et les Grands Causses. Cette paléo-topographie de forme rectangulaire et de dimension hectokilométrique correspond au « Haut-fond occitan ». Il s'y développe une sédimentation carbonatée de vasière interne, isolée des mers ouvertes (Atlantique et Mésogée) par des cordons oolithico-récifaux de haute énergie et d'orientation N-S.

### 4- Le retour aux conditions de mer ouverte

Au Kimméridgien inférieur se crée une vaste plate-forme marine non barrée qui sera progressivement comblée puis exondée à la fin du Jurassique. Les calcaires à galets mous de Nouaillac marquent le début de cet épisode. Ils se sont déposés dans des environnements inter puis subtidiaux, sur un littoral non barré. La tendance transgressive s'accroît ensuite rapidement. Elle s'accompagne d'une grande uniformisation des sédiments : les faciès caractéristiques des différentes formations du Kimméridgien quercynois s'étendent sans changement important sur la totalité de la région. Ainsi, les niveaux repères, comme le « banc à vertébrés » dans la zone à Eudoxus (Hantzerpergue, Lafaurie, Lange-Badré, 1982), les bancs à *Aulacostephanus contejeani* (Thur.), et *A. yo* (d'Orb.) se suivent dans le département du Lot sur plusieurs dizaines de kilomètres sans la moindre modification. Toutefois, l'épaisseur des différentes formations augmente progressivement en direction du Sud-Ouest et ceci en relation avec la structure profonde du socle, notamment exprimée par le linéament ouest-quercynois. Le dépôt des marnes et calcaires argileux à *Nanogyra virgula* (Defr.) (Formations de Cahors et de Pont-de-Rhodes), correspond à un maximum transgressif au Kimméridgien supérieur et contribue à un comblement rapide du Bassin d'Aquitaine.

Le contrôle de la sédimentation paraît principalement dépendre des variations eustatiques. Cependant, l'abondance des éléments terrigènes dans la « vasière à *N. virgula* » indique probablement un lessivage des zones émergées et semble traduire également l'intervention de déformations épirogéniques (Enay *et al.* 1980).

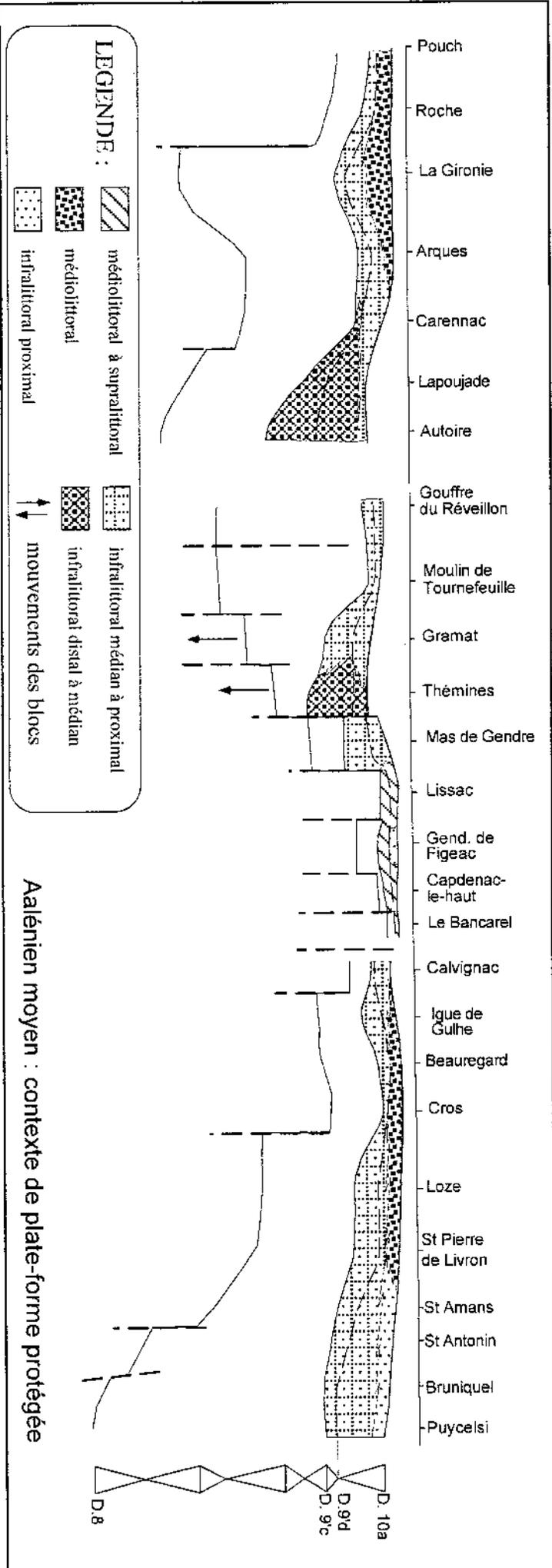
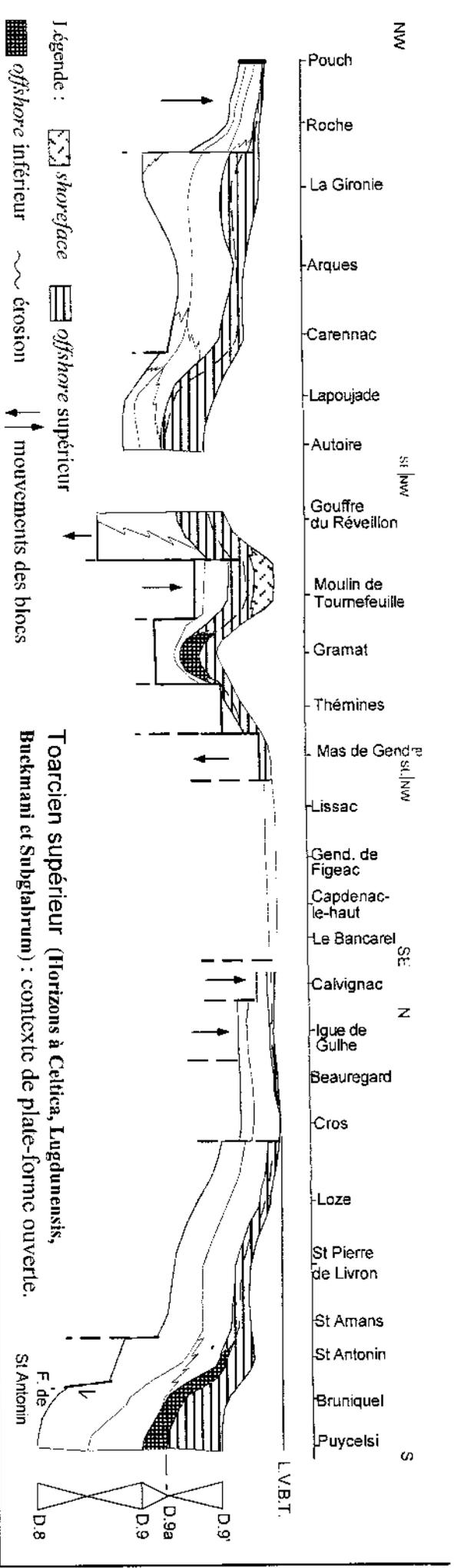


Fig. 7 : Evolution tectono-sédimentaire en contexte de plate-forme ouverte (Toarcien supérieur) et en contexte de plate-forme protégée à l'Aalénien moyen (Lézin, 2000).

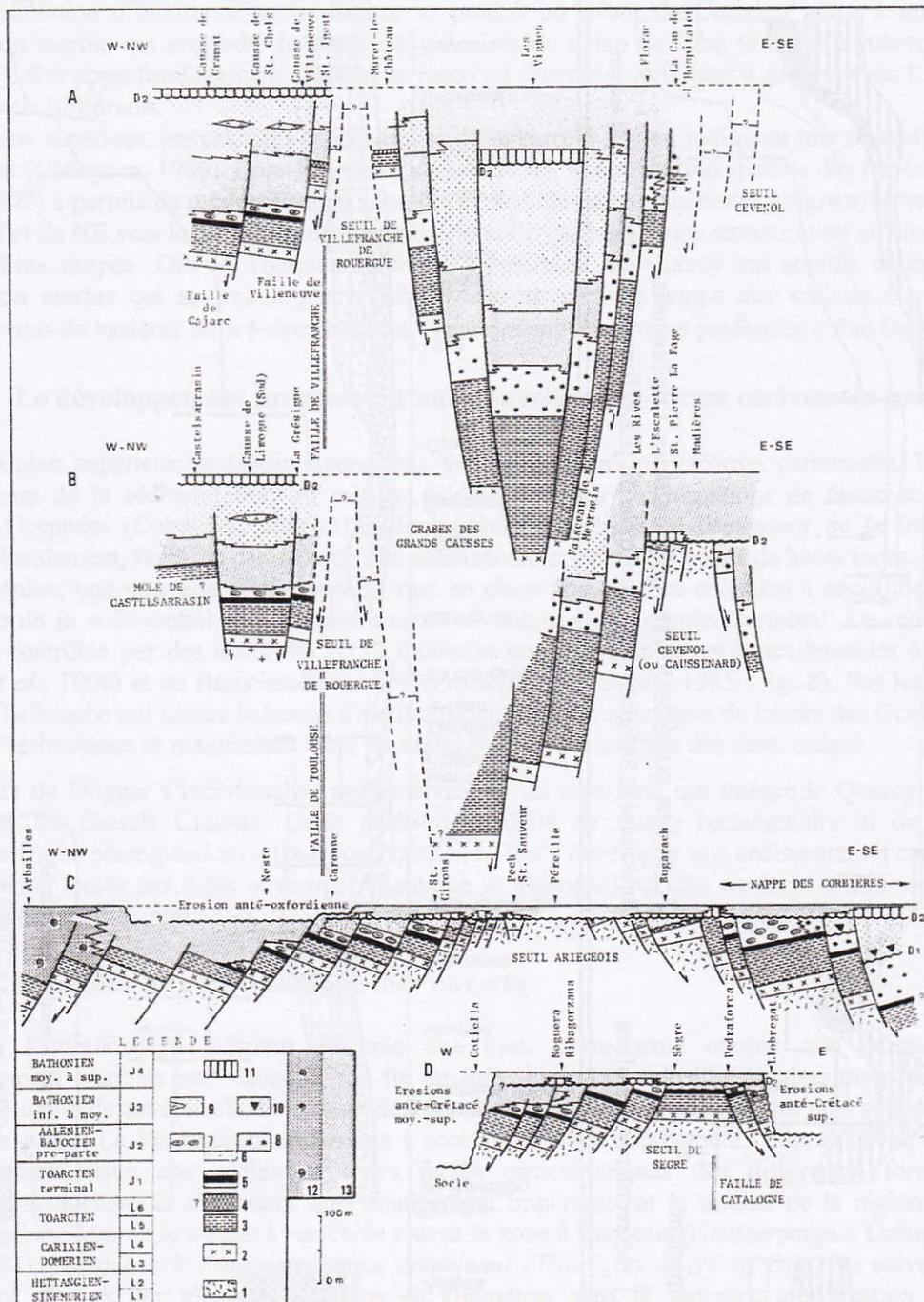


Fig. 8 : Coupes du Haut-fond Occitan pendant le Dogger (d'après Peybernès & Pélissié, 1985).

1 : Lias inférieur ; 2 : Lias moyen ; 3 : Toarcien (exceptée zone à Aalensis), marnes noires à ammonites ; 4 : Toarcien supérieur, minéral de fer oolithique ; 5 : Toarcien terminal (zone à Aalensis), marno-calcaires ; 6 : Aalénien inf. (zone à Opalinum), marno-calcaires à ammonites ; 7-8 : Aalénien - Bajocien pro-parte, calcaires à oncolithes et calcaires à chailles ; 9-10 : Bathonien inf./moyen ?, calcaires margino-littoraux et calcaires oolithiques/subrécifaux ; 11 : Bathonien moyen/sup., calcaires de lagon ; 12 : Toarcien à Callovien, calcaires à microfilaments ; 13 : dolomitisation. L'horizontale correspond approximativement à la limite Bathonien-Callovien.

## 5- Vers la régression fini-jurassique

Avec les Formations de Salviac et de Cazals, les dépôts expriment une diminution progressive de la profondeur relative tandis que les peuplements d'ammonites deviennent très épisodiques.

Au Tithonien basal, le caractère franchement marin des dépôts est attesté par l'abondance et la vaste répartition des ammonites du genre *Gravesia*. La tendance régressive s'accroît ensuite rapidement, accompagnée par la différenciation d'un golfe étroit, du Quercy au Charentes, ouvert à l'Ouest sur le domaine atlantique. Situés à l'extrémité orientale de ce golfe, les dépôts quercynois traduisent une moindre profondeur que leurs équivalents charentais : les calcaires de *Gravesia* de la Formation de Salviac sont contemporains de l'alternance de marnes et de calcaires argileux à *N. virgula* (Defr.) de la pointe de Chassiron (Ile d'Oléron), caractérisée par la même faune d'ammonites. De même, la sédimentation intertidale et supratidale de la Formation de Cazals s'effectue tandis que dans les Charentes les dépôts sont alors plus variés ; des formations évaporitiques s'intercalent dans une série de marnes, de calcaires micritiques, oolithiques ou bioclastiques.

*En conclusion, les dépôts du Jurassique s'organisent dans le Quercy en 2 cycles majeurs transgressifs-régressifs, l'un au Lias-Dogger, l'autre au Malm : les dépôts marginaux littoraux vont donc se développer durant 3 périodes privilégiées :*

- au Lias inférieur (Hettangien - Sinémurien)
- à l'Aalénien - Bajocien
- au Tithonien.

## V – REFERENCES

- BOUTET C., 1981 - Etude palynoplantonique du Trias et du Jurassique inférieur et moyen de Grésigne, Sud-Quercy, *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle Toulouse*.
- BRUNEL F., 1997 - Stratigraphie séquentielle du Domérien du Quercy septentrional. *Thèse Université Paul-Sabatier*. STRATA, 2, 28.
- CUBAYNES R., 1986 - Le Lias du Quercy méridional : étude lithologique, biostratigraphique, paléocéologique et sédimentologique. *Thèse Doctorat Sciences Naturelles, Toulouse*. STRATA, 2, 6.
- CUBAYNES R. & FAURE PH., 1981 - Première analyse biostratigraphique du Lias supérieur du Sud-Quercy (bordure Nord-Est Aquitaine). *C.R. Acad. SC. Paris, (III)*, 292, 1031-1034.
- CUBAYNES R., FAURE PH., BOUTET C., DELFAUD J., 1984 - La mégaséquence d'ouverture du Lias quercynois (bordure sud-ouest du Massif central français) : rapport entre environnements sédimentaires et palynofaciès, contexte climatique. *C.R. Acad. SC. Paris, (III)*, 298, 83-88.
- CUBAYNES R., FAURE PH., HANTZPERGUE P., PELISSIE TH., REY J., 1989 - Le Jurassique du Quercy. Unités lithostratigraphiques, organisation séquentielle, évolution sédimentaire. *Géologie de la France*, édit. B.R.G.M., n° 3, 33-62, 15 fig., 1 tab.
- DELFAUD J., 1969 - Essai sur la Géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. *Thèse Doctorat Sciences Naturelles, Bordeaux*.
- DELFAUD J., GOTTIS M., 1966 - Sur quelques figures de sédimentation dans le Portlandien du Lot et sur leur cadre paléogéographique en Aquitaine septentrionale. *Actes Soc. Linnéenne de Bordeaux*, 103, B, 7, 1-4.
- DOUBINGER J., GRAUVOGEL-STAMM L., FELZINES A., LEFAVRAIS-RAYMOND A., 1985 - Découverte d'une macroflore d'âge hettangien dans les grès dits « triasiques » de la région de Figeac (Quercy). *Bull. B.R.G.M.*, 3, 323-327.
- ENAY R. et al, 1980 - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. *Docum. Lab. Géol. Lyon, H.S.* 5, 210 p., 42 cartes.
- FEIST M., CUBAYNES R., 1984 - Découverte de Charophytes dans le Lias du Sud de la France. Implications paléocéologiques et phyllogénétiques. *C.R. Acad. SC. Paris, (II)*, 299, 593-596.

- FRENEIX S., CUBAYNES R., 1984 – Biofaciès à *Cuneigervillia*-*Pteromya* et biofaciès à *Eomiodon* dans l'Hettangien du Quercy (Aquitaine orientale). *Geobios*, 17, 1, 5-17.
- GRIGNAC C., 1983 – Contribution à l'étude des sédiments détritiques post-hercyniens de la bordure Sud-Ouest du Massif Central (France). *Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle*, Toulouse.
- GRIGNAC C., TAUGOURDEAU LANTZ J., 1982 – Découverte de microflores d'âge hettangien dans l'épandage grésoconglomératique « triasique » formant la base du Mésozoïque de la région de Figeac-Capdenac (Quercy). *C.R. Acad. SC. Paris*, (II), 295,57-62.
- HANTZPERGUE P., 1987 - Les ammonites kimméridgiennes du haut-fond d'Europe occidentale. (*Perisphinctidae*, *Aulacostephanidae*, *Aspidoceratidae*). Biochronologie ; Systématique, Evolution, Paléobiogéographie. *Thèse Doct. Sc. Nat. Univ. Poitiers*, n° 447, 568 p. dact., tab. A-G et 1-46, fig. I-XIII et 1-141, pl. 1-45.
- HANTZPERGUE P., LAFAURIE G., LANGE-BADRE B., 1982 - Un crocodylien du Jurassique supérieur marin des environs de Cahors. *Bull. Soc. Etudes du Lot*. Cahors, 4e fasc., t. CIII, 375-385, 1 fig., 2 pl.
- LEFAVRAIS-RAYMOND, 1950 - Le Pliensbachien du Lot. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, 9, 147-148.
- LEZIN C., 2000. Analyse des faciès et stratigraphie intégrée : application aux événements du passage Lias-Dogger sur la plate-forme du Quercy. *Thèse Université Paul-Sabatier*. STRATA, 2, 35.
- MEGELINK - ASSENAT S., 1982 - Le Trias et le Lias inférieur de la bordure aquitaine du Massif central : fin du remblaiement post-hercynien et modalité d'une transgression dans un contexte pré-atlantique. *Thèse Doct. Etat*, Université C. Bernard, Lyon I, 354 p.
- PELISSIE T., 1985 - Typologie et interprétation génétique des brèches du passage Oxfordien/Kimméridgien dans la Quercy (France, Sud-Ouest), *Arch. SC. Genève*, 39, 2, 211-224.
- PELISSIE T., PEYBERNES B., REY J., 1984 - Les grands Foraminifères benthiques du Jurassique moyen/supérieur du Sud-Ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrénées). Intérêt biostratigraphique, paléocéologique et paléobiogéographiques. *Benthos* 83, 479-489.
- PELISSIE T., ASTRUC J. G., 1996 - Tectonique synsédimentaires et dissolution d'évaporites dans les dépôts du jurassique moyen et supérieur des Causses du Quercy. *Géologie de la France*, n°4, pp. 23-32.
- PEYBERNES B., PELISSIE T., 1985 - Essai de reconstitution de la paléogéographie des dépôts contemporains de la fin du rifting téthysien avant la transgression bathonienne sur le « Haut-fond occitan » (SW de la France). *C.R. Acad. SC. Paris*, (II), 301, 533-538.
- REY J., PEYBERNES B., FAURE PH., 1981 - Les Stromatolites du Lias inférieur aquitano-pyrénéen. *Arch. Sci., Genève*, 34, 181-190.

## LE LIAS INFÉRIEUR ET LE JURASSIQUE TERMINAL QUERCYNOIS

*Cette journée est consacrée d'une part, au Lias inférieur de la région grésignole, entre la vallée du Cèrou (Cordes) et la moyenne vallée de l'Aveyron (Milhars), d'autre part, à l'étude des environnements restreints qui accompagnent le développement de la régression finijurassique.*

### LE LIAS INFÉRIEUR DU QUERCY MÉRIDIONAL

Concernant le Lias, l'objectif est de montrer les caractéristiques des diverses séquences élémentaires caractérisant les environnements margino-littoraux de l'Hettangien et du Sinémurien, lors de la transgression des mers liasiques sur le bassin d'Aquitaine.

Le massif de la Grésigne se situe à la limite orientale du Bassin d'Aquitaine, aux confins du Quercy, du Rouergue et de l'Albigeois, à 50 km de Toulouse et de Cahors (fig. 9).

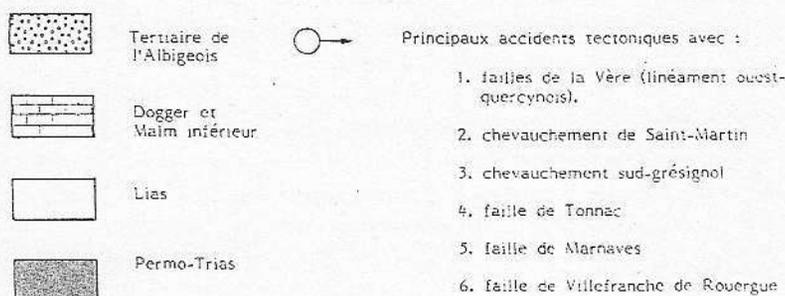
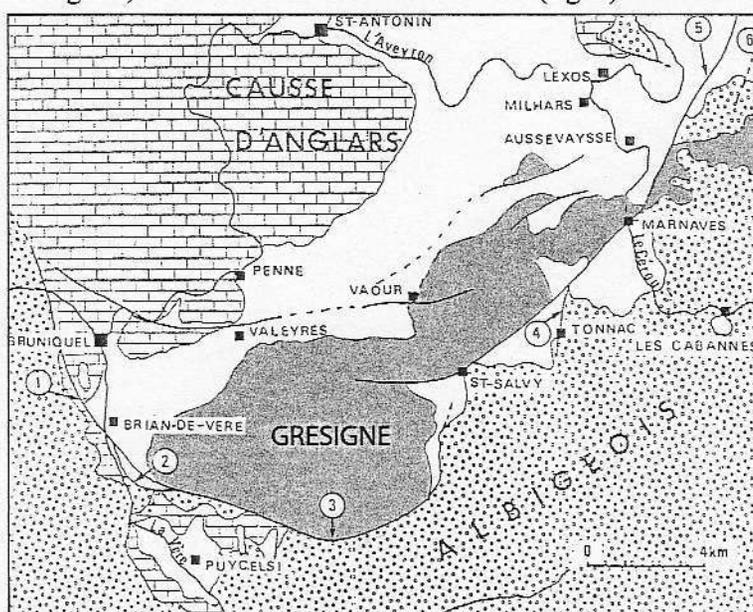


Fig. 9 : Carte géologique simplifiée de la Grésigne.

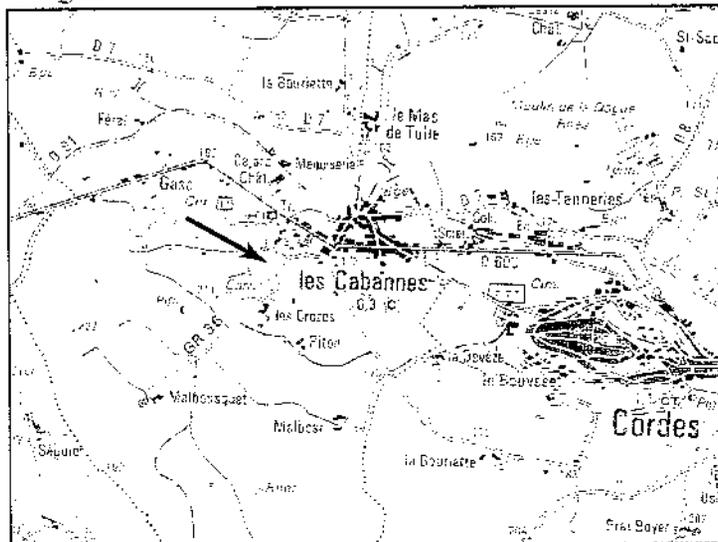
Ce massif, à cœur permotriassique, sépare les plateaux jurassiques du Quercy (Causse de la Garrigue et d'Anglars) du « golfe tertiaire » de l'Albigeois. Les terrains liasiques, horizontaux ou faiblement inclinés, s'enfoncent à l'Ouest, sous le Dogger des plateaux caussenards, au Sud et au Sud-ouest, ils sont recouverts en discordance par les molasses paléogènes de l'Albigeois, dans les régions de Cordes et de Castelnau-de-Montmiral. A l'Est, la faille de Villefranche-de-Rouergue interrompt les affleurements liasiques. Enfin, au Nord-ouest, le Lias se poursuit jusqu'au « Seuil du Poitou ».

Le Lias de la Grésigne, entre Bruniquel et Lexos, apparaît comme le plus dilaté (350 à 400 m d'épaisseur) de toute la marge orientale du bassin d'Aquitaine.

## CARRIERE DES CABANNES

*THEME* : Formation des dolomies du Maillet (Hettangien), membre des Dolomies en dalles, organisation séquentielle.

*LOCALISATION GEOGRAPHIQUE* :



*DESCRIPTION* :

A l'Ouest de Cordes, la butte des Cabannes regroupe les affleurements, les plus orientaux du Lias grésignol avec, de la base au sommet et du Nord au Sud, deux formations plongeant monoclinalement d'une dizaine de degrés vers le SSW :

- la formation des Grès de la Madeleine (20 à 30 m d'épaisseur) qui affleure mal le long de la vallée du Cérou (Megelink-Assenat, 1982) ;
- la formation des dolomies du Maillet (55 à 60 m) dont nous n'étudierons ici que le membre inférieur, les Dolomies en dalles (40 m).

Les Dolomies en dalles (Fig. 10) ou « Dolomies en plaquettes » des anciens auteurs sont bien visibles dans les carrières au sud de la butte. Elles se disposent en bancs centimétriques à décimétriques avec de rares passées argilo-dolomitiques. Nous y avons reconnu une organisation séquentielle qui repose sur la succession et l'alternance de quatre types de séquences tidales. Ces séquences d'échelle métrique, notées I à IV, s'ordonnent du domaine infralittoral au domaine médio-littoral.

Les séquences de type I et de type II alternent dans toute la partie inférieure du membre (les 27 premiers mètres). Les séquences de type III et IV caractérisent la partie supérieure des Dolomies en dalles (les 12 à 13 derniers mètres). Une surface ferrugineuse, peu marquée et située juste sous le premier banc de dolomies vacuolaires, sépare ces deux mésoséquences notées L1 A et L1 B.

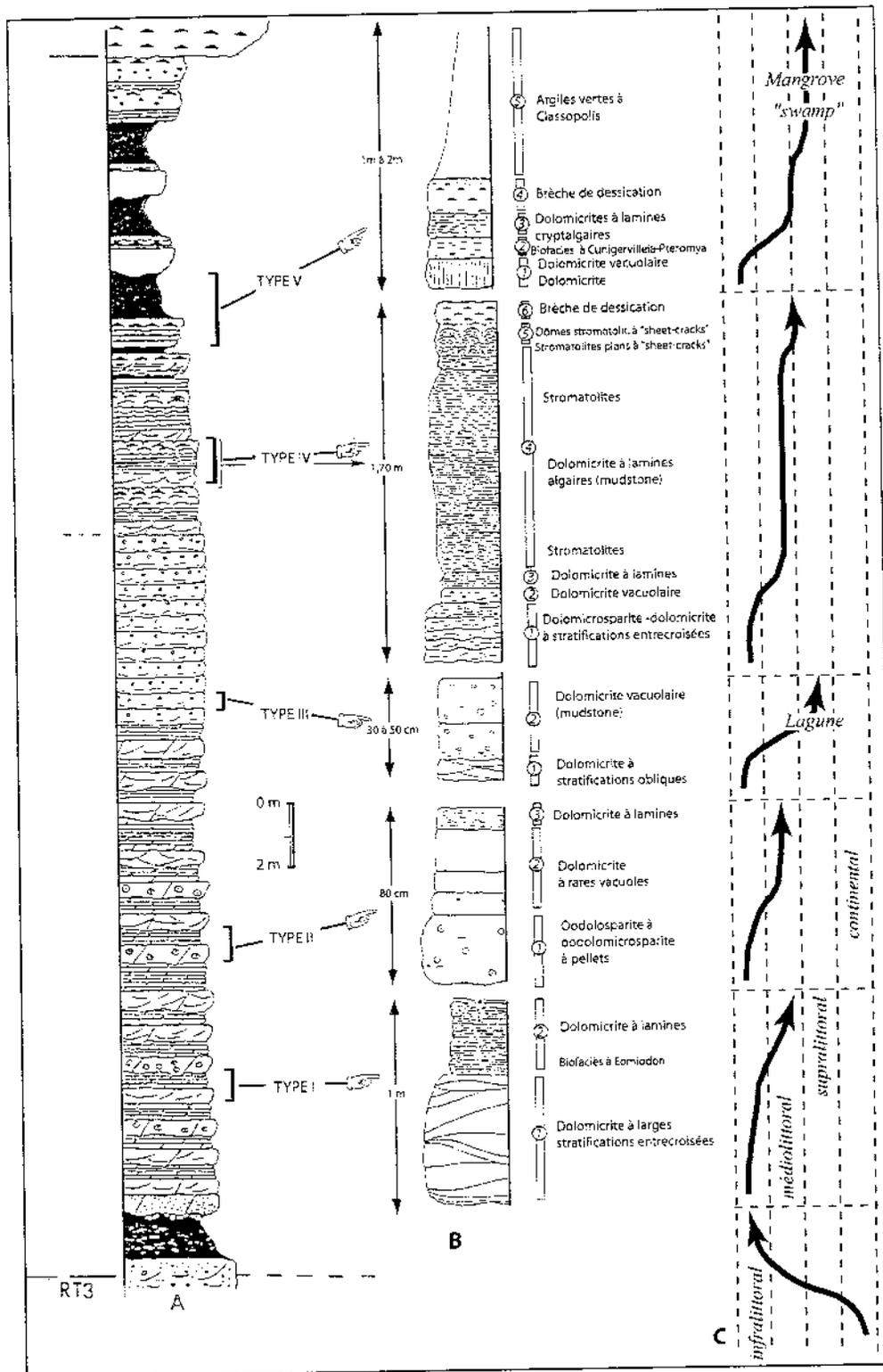


Fig. 10 : Formation des Dolomies du Maillet, coupe synthétique (colonne A), types de séquences (colonne B) et environnement sédimentaire (colonne C).

Séquence de type I (Fig. 11)

Le terme 1, une oodolosparite à oodolomicrosparite à pellets, s'est formée en domaine infralittoral.

Le terme 2 (dolomicrite) présente tous les caractères de lamines mécaniques (troncatures des lamines, faible pente des feuilletts). Les dernières lamines portent des thanatocénoses à *Cuneigervillia* aff. *hagenowi* (Dunker), *Cuneigervillia* ? sp. et *Eimiodon* aff. *menkei* (Dunker).

Selon Freinex et Cubaynes (1984) de tels biofaciès à *Eimiodon* suggèrent des milieux brachyhalins bas (16 - 23 % de salinité) et caractérisent les zones incertaines entre domaines marins et continental. Les lamines planes, interprétées comme d'origine stromatolithique par Megelink-Assenat (1982), ne sont que des lamines mécaniques traduisant l'action de marées dans le domaine médiolittoral.

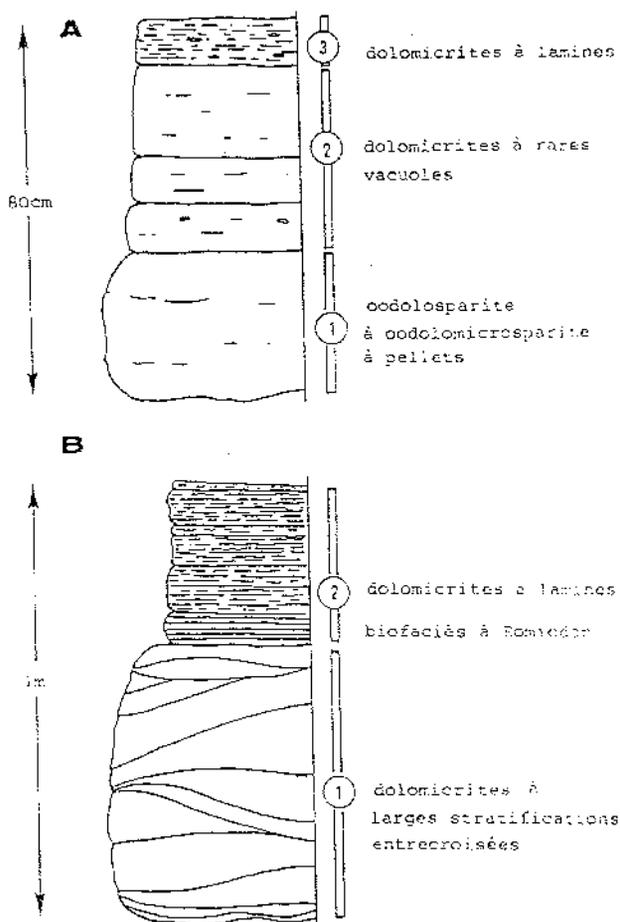


Fig. 11 : Formation des Dolomies du Maillet-membre des Dolomies en dalles, séquence de type I (A) et de type II (B) dans la coupe des Cabannes de Cordes (Tarn).

Séquence de type II (Fig. 11)

Le terme 1 est une oodolosparite à oodolomicrosparite à pellets épars. Il correspond à un épandage oolithique dans le domaine infralittoral, soit à un chenal oolithique.

Les dolomicrites à rares vacuoles du terme 2 puis les dolomicrites à lamines du terme 3 indiquent des dépôts médiolittoraux. Les lamines mécaniques témoignent d'une énergie hydrodynamique modérée.

Dans ces deux types de séquences la diminution de l'agitation des eaux est sensible, de la base au sommet, et la profondeur de sédimentation décroît. Elles correspondent vraisemblablement au comblement de motifs mineurs tels chenaux, cuvettes, etc... Les séquences de type I et de type II présentent des structures particulières :

- des rides de courant (« *current ripple-marks* ») :

Ces rides de courant sont particulièrement nettes au sommet du terme dans les séquences de type I et dans le terme 2 des séquences de type II.

Les crêtes de rides légèrement sinusoïdales sont orientées E-W, leur dissymétrie peu marquée trahit toutefois des courants se déplaçant du Sud vers le Nord et du SSW vers le NNE. La base de chaque crête correspond à une dolomicrite gréseuse avec 40 à 50 % de quartz anguleux très hétérométriques et de lithoclastes micritiques ovalisés. De la base au sommet, nous observons un grano-classement négatif très net avec quartz hétérométriques, lithoclastes micritiques et fragments de quartzite.

De telles rides résultent de l'action de courants de marée sur d'anciens sables argileux. Elles sont scellées par des mudstones dolomitiques à clapotis dus à l'interférence entre le courant principal de marée, grossièrement S-N, et un courant de jusant.

- des tubulures dolomitiques :

Ces tubulures dolomitiques, particulièrement nettes, apparaissent au sommet des séquences de type I (terme 2) et des séquences de type II (termes 2 et 3). Elles sont disposées en relief, à la surface des bancs décimétriques et cachetées par le dépôt de sédiments argilo-dolomitiques.

- diamètre des sections: quelques millimètres à 15 - 16 mm ;
- forme de la section : circulaire à sub-circulaire, souvent ovoïde du fait de la compaction. Les sections observées dans les tous premiers centimètres supérieurs de l'épaisseur du banc restent nettement circulaires.

Les tubes se dichotomisent en deux ou trois branches de diamètre égal ou inférieur au leur. Ils s'entrecroisent, se chevauchent.

Ces terriers de crustacés (*Thalassinoides*) témoignent d'une intense activité de fouissage, à l'interface de deux sédiments de nature différente : une vase calcaréo-dolomitique et une argile litée.

- Séquences de type IV (Fig.12)

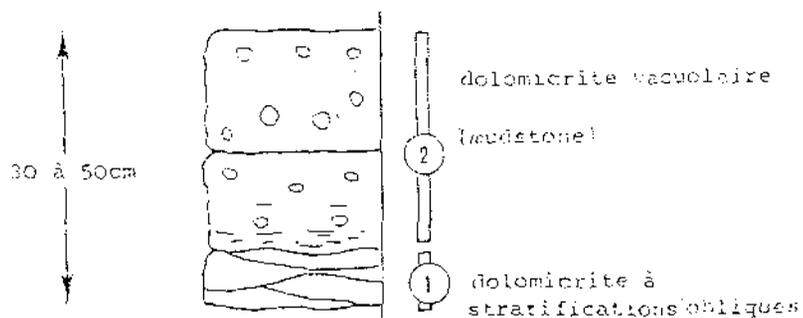
Ces séquences apparaissent surtout dans la partie supérieure du membre.

Le terme 1, des dolomicrites à stratifications obliques, correspond au domaine infralittoral.

Le terme 2, des dolomicrites mudstone, se caractérise par des vacuoles centimétriques de plus en plus nombreuses et de taille croissante remplies de larges cristaux de calcite spathique qui suggèrent la dissolution de nodules d'anhydrite.

Ce terme amorce une séquence à type sebkha et reflète un certain confinement des dépôts avec un début de précipitation, du gypse dans des milieux sursalés ou des lagunes littorales.

L'étude de ces séquences tidales de type IV (« flats » médio à supralittoraux) impose l'image de milieux lagunaires avec une limitation plus ou moins forte, variable et périodique de l'influence directe des eaux marines en raison de structures formant barrière du côté externe (flèche sableuse progradante, cordon littoral ...).



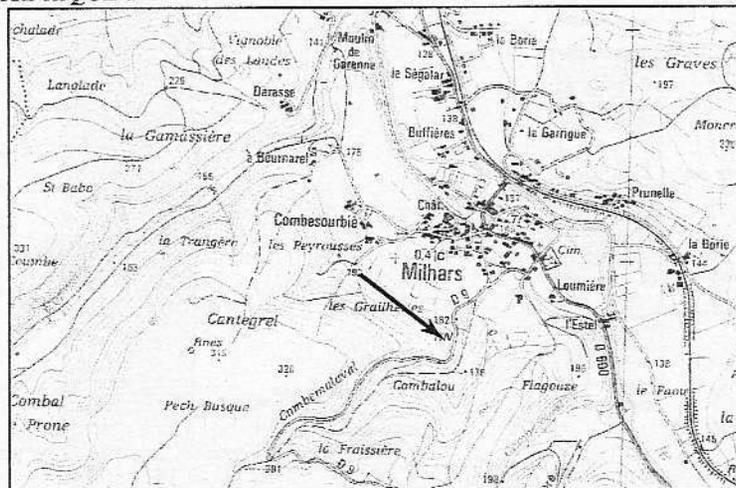
*Fig. 12 : Formation des Dolomies du Maillet-membre des Dolomies en dalles, séquence de type IV dans la coupe des Cabannes de Cordes (Tarn).*

## ARRET J1.2

# COUPE DE MILHARS

**THEME :** Les environnements margino-littoraux et les séquences stromatolithiques du Sinémurien.

**LOCALISATION GEOGRAPHIQUE :**



**DESCRIPTION :**

La Formation de Planioles a une épaisseur d'environ 55 m. Les bancs, orientés N 160°E, plongent de 15 à 20° vers l'ENE.

Cette coupe est proposée pour étudier diverses variations de la séquence de faciès de type III et pour rappeler les résultats de BOICHARD et DRULLION (micro-tectonique synsédimentaire). La figure 12 présente la partie supérieure de la formation (les 26 derniers mètres) afin de situer les séquences décrites ci-après.

a/ - Séquence de type III à la base du Lotharingien (MV 23, Fig. 13)

- Terme 1 : niveau décimétrique lumachelique à lamellibranches avec *Gryphaea sp. cf. Gryphaea arcuata* Lamarck (dét. S. Freneix). Les biomicrites à grands bioclastes sparitiques, à terriers remplis de biosparites à intraclastes et gravelles, correspondent au domaine infralittoral.

- Terme 2 : les biopelmicrites à bioclastes épars de gastéropodes et d'ostracodes, à très rares débris d'échinodermes, à terriers remplis de biopelmicrosparites, évoluent vers des biomicrites à pellets épars et à bioclastes d'ostracodes. Au sommet, les biomicrites se caractérisent par l'abondance des ostracodes : valves séparées mais aussi carapaces complètes, non ornées et fines.

Le terme 2 évolue ainsi dans le domaine médiolittoral et représente une phase de colmatage.

- Terme 3 : installation d'un tapis stromatolithique dans le domaine médiolittoral.

- Terme 4 : les biomicrites mudstones à bird-eyes indiquent la partie supérieure de l'étage médiolittoral. Elles sont interrompues par un hard-ground ferrugineux percé de terriers, verticaux à subverticaux, remplis par le matériel sus-jacent.

Ce dispositif implique la succession d'événements suivants (Fig. 13) :

- phase de colmatage à l'abri d'un cordon ou d'une flèche littorale ;
- arrêt de sédimentation (hard-ground) ;

- début de lithification du sédiment. Des endobiontes creusent des « terriers ouverts » dans le sédiment légèrement induré et non plus gorgé d'eau ;
- reprise de la sédimentation et remplissage des « terriers ouverts » par les mames gréseuses sus-jacentes, premier niveau de la formation des Calcaires de Cavagnac.

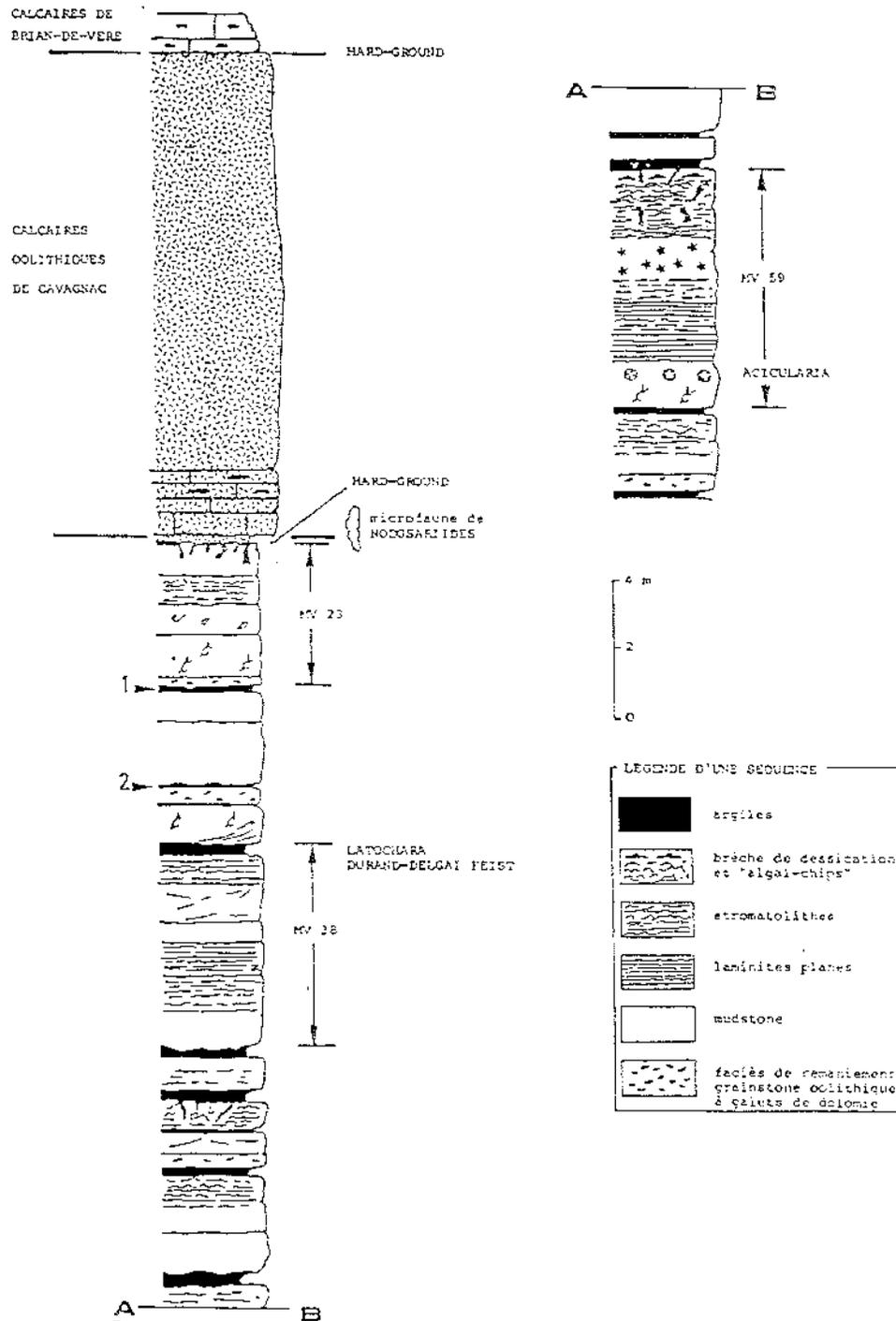
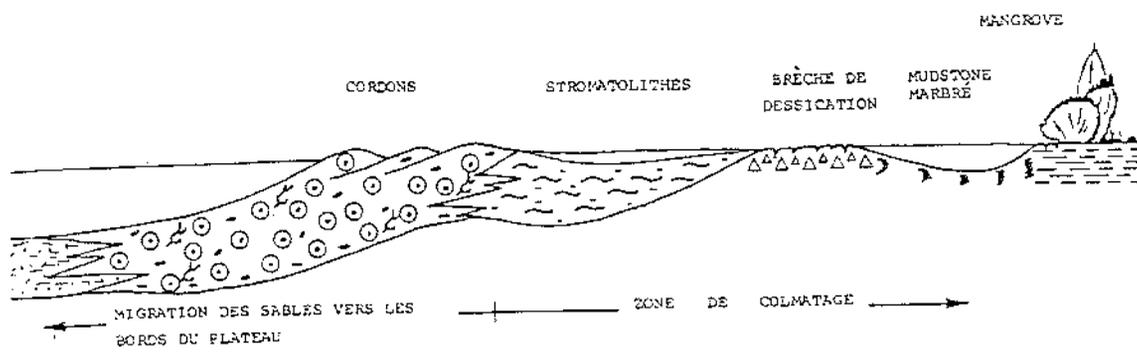
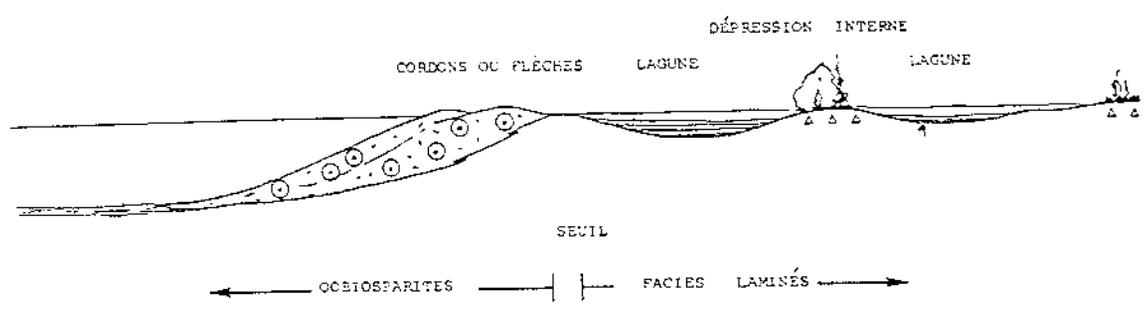


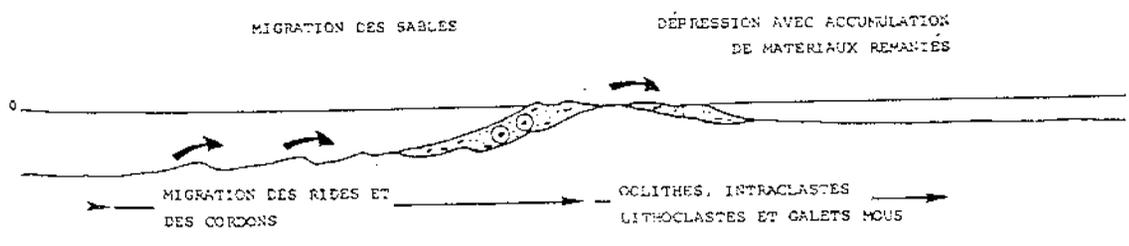
Fig. 12 : Formation des calcaires à microrhythmes de Planioles – coupe de Milhars (Tarn), situation des séquences MV23, MV 38 et MV 59.



③ Phase de colmatage par accrétion latérale du rivage  
 vitesse de subsidence < vitesse de sédimentation



② Phase de progradation avec accumulation verticale  
 vitesse de subsidence > vitesse de sédimentation



① Phase de subsidence-transgression

Fig. 13 : Formation des calcaires à microrhythmes de Planioles, évolution théorique d'une séquence de type III (d'après L'Homer, 1977).

b/ - Séquence de type III vers le milieu de la formation (MV 38, Fig. 14)

- Terme 1 : les biomicrites mudstone à passées pellicoïdales soulignent le début d'une phase de colmatage et marquent l'évolution du domaine infralittoral au domaine médiolittoral.
- Terme 2 : les lamines planes, puis ondulées, indiquent l'installation de voiles stromatolithiques en domaine médiolittoral.

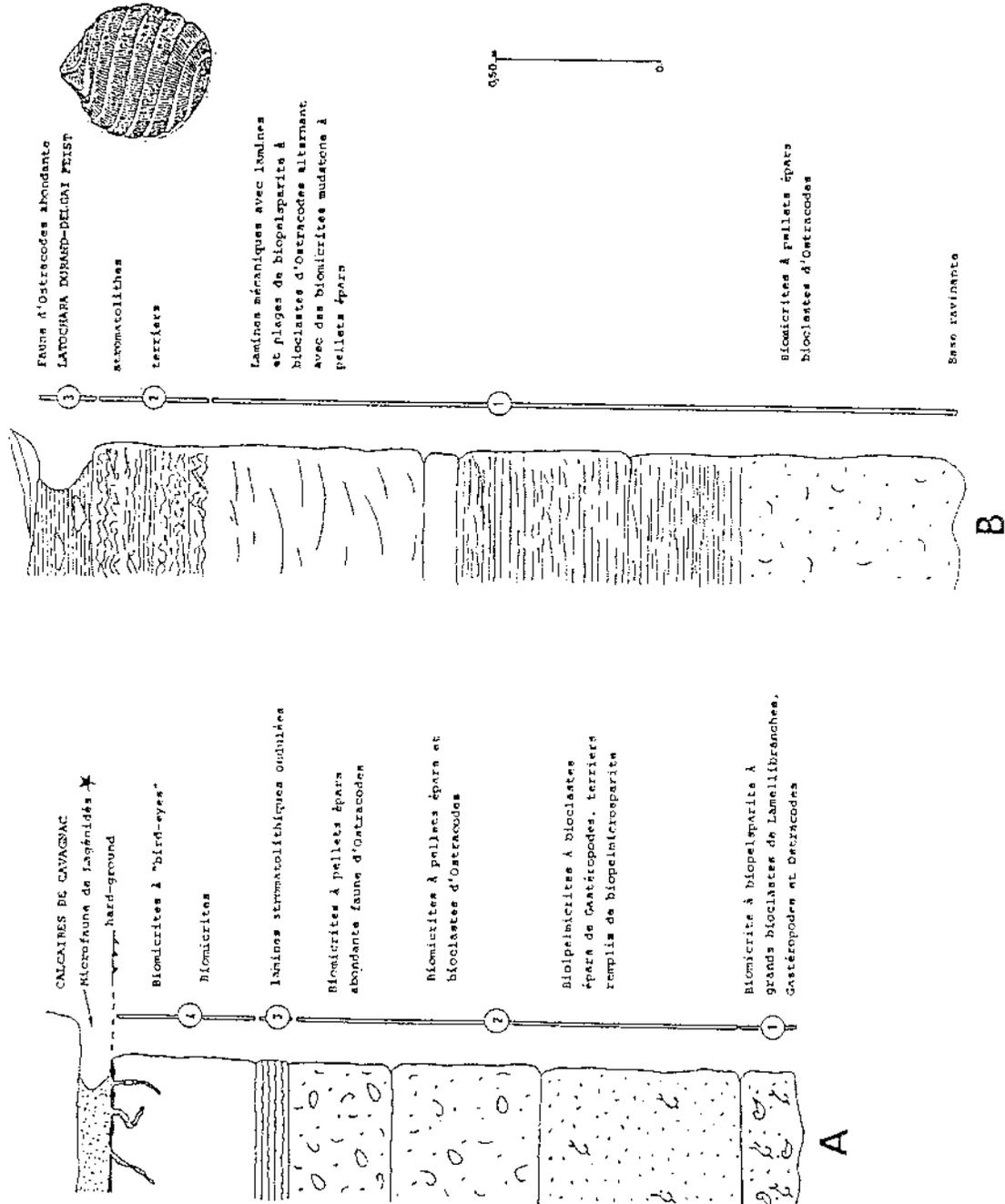


Fig. 14 : Formation des calcaires à microrhythmes de Planioles - coupe de Milhars (Tarn), séquences MV23 (A), MV 38 (B).

- Terme 3 : les argiles grises, micacées, formées d'illites, livrent de très rares débris d'organismes benthiques (encrines, radioles d'échinides), des moules internes pyritisés de gastéropodes, d'abondants ostracodes et gyrogonites de *Latochara durand - delgai* FEIST (Feist & Cubaynes, 1984).

La présence de ces *Latochara* suggère l'existence d'une terre émergée à proximité immédiate.

Les faciès de « biomicrites à ostracodes » marquent une variation latérale par rapport à la coupe de la carrière de Campagnac, où ces faciès étaient moins nets.

Le secteur de Milhars pouvait donc se situer en bordure, ou plus près, de « terres émergées », de marais ou de mangroves.

c/- Séquence de type III, vers la base de la formation (MV 59, Fig.15)

- Terme 1 : elle débute par le classique niveau de remaniement à lithoclastes avec des bioclastes mal triés de bryozoaires, ostracodes, foraminifères, lamellibranches, échinodermes (radioles abondants), gastéropodes et quelques dasycladales : *Acicularia elongata aquitana* Bouroullec & Deloffre, puis elle évolue vers une biomicrite à lithoclastes et à très abondantes *Acicularia*.

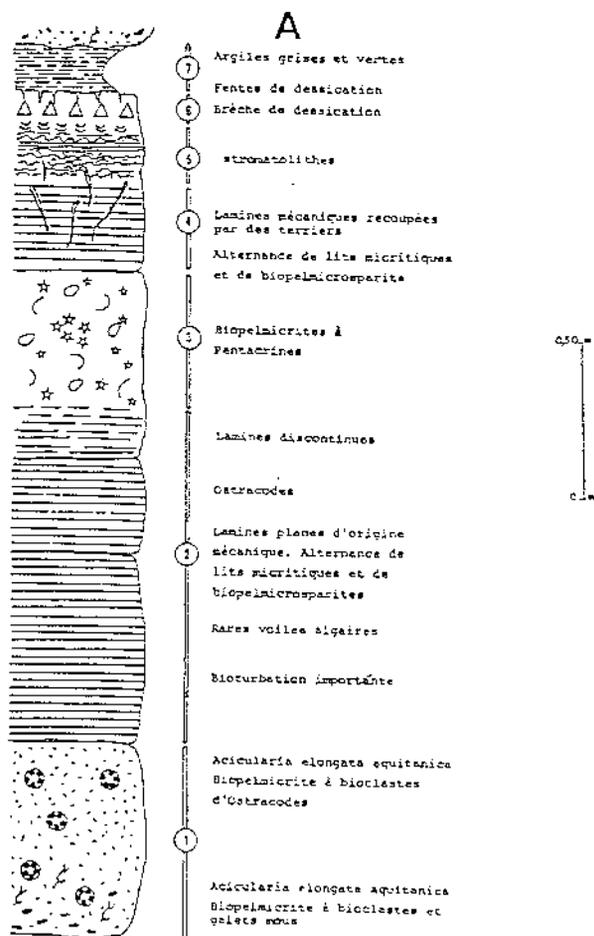


Fig. 15 : Formation des calcaires à microrhythmes de Planioles – coupe de Milhars (Tarn), séquence MV 59 (A).

- Terme 2 : les lamines mécaniques planes apparaissent comme une alternance de lits micritiques et de biopelmicrosparites. Le terme 2 caractérise la partie supérieure de l'étage infralittoral avec une énergie décroissante des eaux.

- Terme 3 : les biopelmicrites présentent des concentrations d'articles de pentacrines remarquablement bien conservées. Les bioclastes de crinoïdes, de lamellibranches et d'ostracodes dominent.

- Terme 4: lamines mécaniques recoupées par des terriers.

- Terme 5 : lamines stromatolithiques du domaine médiolittoral.

- Terme 6: brèche de dessiccation et fentes de dessiccation en milieu supralittoral.

- Terme 7 : argiles vertes à grises.

Cette séquence est remarquable par ses niveaux à *Acicularia* mais aussi par la présence d'éléments de bassin, les pentacrines, apportées par les courants.

#### d/- Eléments de datation

Deux niveaux d'argiles grises, situés en sommet de séquence, nous ont livré une ostracofaune intéressante. Le premier niveau (Fig.12) est situé à 4,50 m sous le hard-ground ferrugineux qui interrompt les Calcaires à microrhythmes, le second niveau (Fig.12) à 7 m sous la même discontinuité sédimentaire.

Les deux associations d'ostracodes présentent plus d'affinités lotharingiennes que sinémuriennes (comm. orale de M. l'Abbé Donze), avec des formes se rapprochant du genre Lotharingien *Pleurifera* et des individus plus évolués que *Klinglerella luxuriosa* Apostolescu.

La limite Sinémurien-Lotharingien se place donc au sein de la Formation de Planioles, à quelques mètres sous le hard-ground qui interrompt cette formation.

## EVOLUTION SEDIMENTAIRE DU MALM QUERCYNOIS

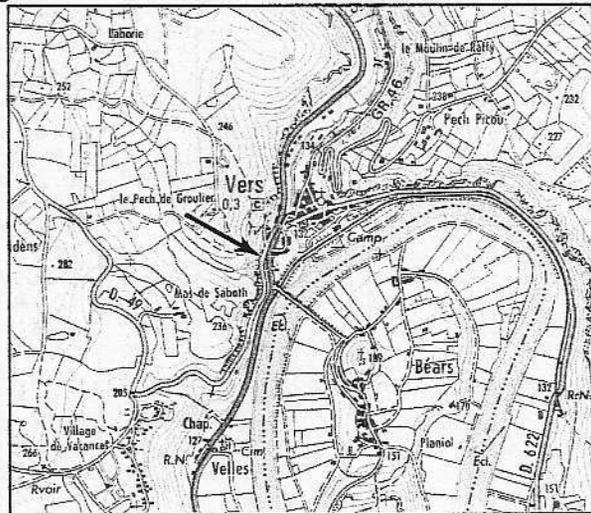
Hormis, la période d'ouverture soulignant la transgression du Kimméridgien supérieur, la bordure quercynoise est marquée de l'Oxfordien au Tithonien par le développement d'environnements restreints mis en relation avec la réactivation de paléostrutures lors du proto-rifting du Golfe de Gascogne puis, au Kimméridgien terminal, liés au comblement sédimentaire accentuant la régression fini-jurassique.

### ARRET J1.3

## VERS

**THEME :** les « Brèches à cailloux noirs de Vers » et les « Brèches polygéniques de Cras », formations du passage Oxfordien/Kimméridgien dans la vallée du Lot

**LOCALISATION GEOGRAPHIQUE :**



**DESCRIPTION :** (figure 16) :

Le contact avec les « Calcaires à Astartes de Vers » sous-jacent n'est pas visible sur cette coupe. Il affleure au bord de la RD 653, en direction de Figeac, à environ 200m en amont dans la vallée du Vers. Au-dessus d'une surface d'érosion s'observe une passée métrique de microconglomérats à cailloux noirs reconnue comme repère cartographique dans tous le Quercy. Ce niveau a livré une flore et une faune d'affinités dulçaquicole : Gastéropodes pulmonés, tiges et gyrogonites de charophytes.

Au-dessus, viennent environ 80m de brèches visibles le long de la RD 49 avec, de la base au sommet :

1) 7m de brèches polygéniques formées de clastes parfois plurimétriques variés : calcaires granulaires (oolitiques et/ou graveleux), micrites, micrites à pseudomorphoses d'évaporites (gypse et anhydrite), sparites et dolosparites noires, microconglomérats à cailloux noirs. La faune comprend, en plus des éléments cités précédemment, des Ostracodes et des Foraminifères benthiques : *Textularia* sp. Et, exclusivement dans le ciment, *Alveosepta jaccardi*. Plus au sud, dans la région de Belmont Sainte Foi, les éléments à cailloux noirs de ce niveau ont livré des troncs de végétaux supérieurs. Les figures sédimentaires se limitent à la partie basale ; elles sont de deux types :

- ⇩ vestiges de surface de stratification qui, latéralement, se fondent rapidement dans les brèches ; ils dessinent ponctuellement de molles ondulations disharmoniques qui ne se retrouvent pas dans les séries inférieures ;
- ⇩ laminations algaires dans certains clastes attestant, par leur orientation quelconque, la rotation de ces derniers.

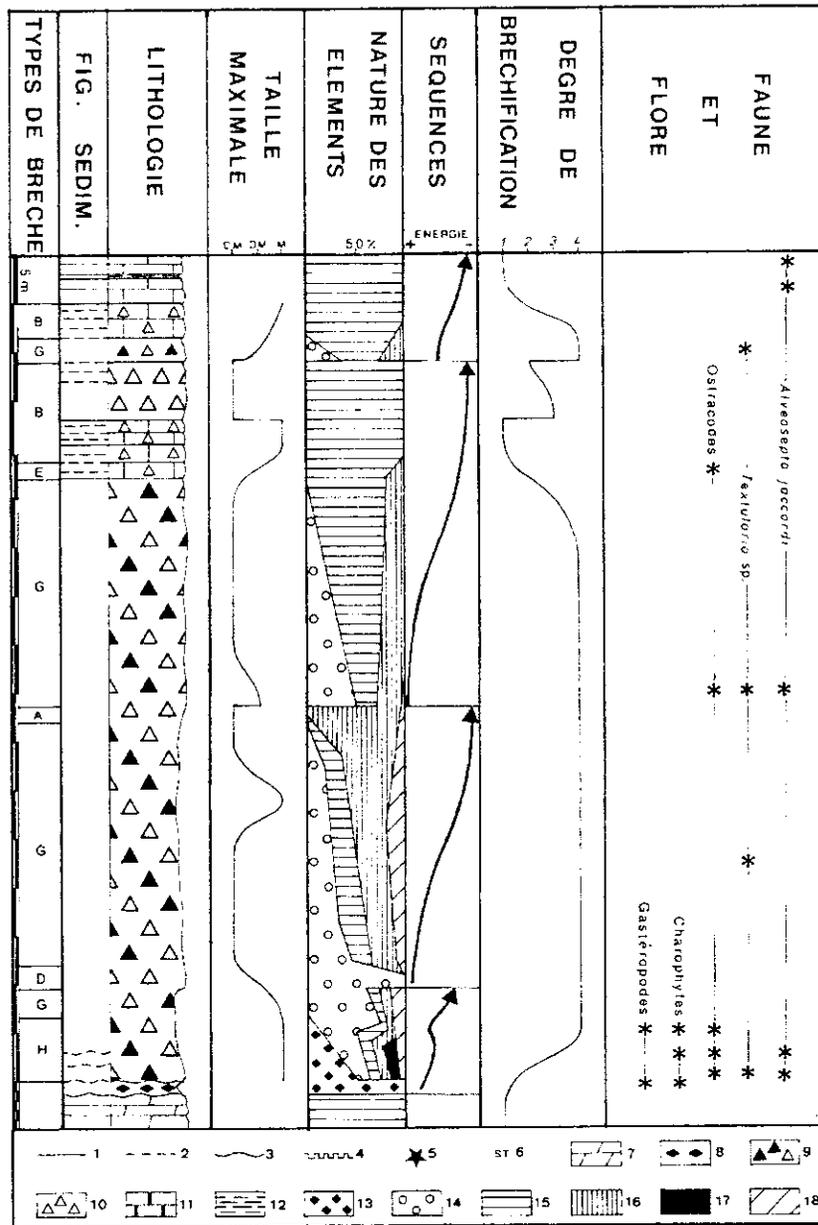


Fig. 16 : Coupe de Vers (Pelissié, 1986)

1 : surfaces de stratification ; 2 : surfaces de stratification ponctuellement conservées ; 3 : surfaces de stratification ondulées ; 4 : fonds durcis ; 5 : figures de tassement différentiel ; 6 : laminations algaires ; 7 : dolomies ; 8 : microconglomérats à cailloux noirs ; 9 : brèches polygéniques ; 10 : brèches monogéniques ; 11 : calcaires cristallisés noirs ; 12 : marnes ; 13 : cailloux noirs ; 14 : calcaires granulaires ; 15 : micrites ; 16 : micrites à pseudomorphoses d'évaporites ; 17 : calcaires à laminations algaires ; 18 : sparites noires.

2) 55m de brèches essentiellement polygéniques caractérisées par la disparition des microconglomérats (ainsi que celle des la faune et de la flore associées) et des vestiges de stratification.

Deux passées monogéniques, la première constituée de calcaires granulaires, la seconde de micrites à pseudomorphoses, s'individualisent au sein de cet ensemble.

3) 18m de brèches principalement monogéniques à éléments de micrites et de micrites morcelées par un réseau tridimensionnel de fissures à remplissage sparitique. Les figures sédimentaires réapparaissent sous la forme de surfaces de stratification planes horizontales. On observe également deux récurrences de brèches polygéniques.

4) Au sommet de la coupe se rencontrent des micrites massives à intercalations marneuses formant la base des « Calcaires bioturbés à galets mous ».

Cette coupe permet de mettre en évidence la non correspondance des quatre séquences d'énergie (reconstituées à partir de la proportion d'éléments granulaires) avec les trois séquences de bréchification. Ces dernières s'associent en une séquence d'ordre supérieur caractérisée par une diminution progressive de l'intensité de la bréchification. Cette évolution n'est cependant pas continue et il est possible d'individualiser deux épisodes bréchiques d'inégale importance, le premier essentiellement polygénique, le second plutôt monogénique, séparés par des niveaux pratiquement intacts.

#### INTERPRETATION

L'extension de ces brèches concerne l'ensemble du Quercy ; ce faciès a de toute évidence une origine sédimentaire qui paraît double (Pélissié, 1982, 1986):

1) Les brèches à cailloux noirs de la base, d'affinités dulçaquicoles, avec traces de petits remaniements intraformationnels mais sans indices de transport important des éléments, seraient liées à des phénomènes d'ordre pédogénétique, en zones supra à adlittorales. Une origine glyptosédimentaire n'est pas envisageable car aucun paléorelief significatif n'a pu être individualisé à cette époque et les formations sédimentaires sous-jacentes n'entrent pas dans la composition de ces brèches .

2) L'essentiel de la masse bréchique tirerait son origine de collapses liés à la dissolution de niveaux évaporitiques et traduisant l'existence de paléosebkhas. Ce mécanisme, illustré par des figures de tassement différentiel comme celle observée à la base de la coupe du Moulin de Nouaillac (voir photo et schéma ci-dessous) et malheureusement détruite par des travaux routiers, justifie les caractéristiques marquantes de ces brèches : le caractère anguleux des clastes, leur hétérométrie, la conservation de vestiges de stratification, l'absence de clastes issus des formations sous jacents, etc.. Du fait de la puissance de l'ensemble et du faible déplacement des éléments, les niveaux évaporitiques devaient être nombreux. A l'origine, la formation devait donc se présenter sous la forme d'un empilement rythmique de séquences élémentaires décimétriques à métriques constituées, outre les évaporites, des divers faciès identifiés.

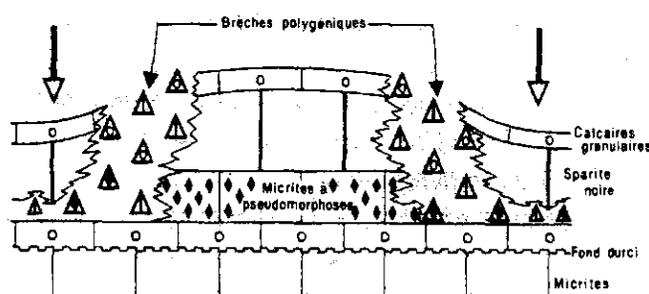


Fig. 17 : Coupe du moulin de Nouaillac : figures de tassement différentiel lié à la dissolution de niveaux évaporitiques.

### Bibliographie :

PELISSIE T., 1982 - Le Causse jurassique de Limogne-en-Quercy : stratigraphie, sédimentologie, structure. *Thèse de Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. P. Sabatier, Toulouse.

PELISSIE T., 1986 - Typologie et interprétation génétique des brèches du passage Oxfordien/Kimméridgien dans le Quercy (France, Sud-Ouest), *Arch. Sc. Genève*, vol.39, fasc.2, pp.211-224.

### ARCHEOLOGIE :

L'aqueduc antique de Divona-Cahors, long de 33km alimentait les thermes de Cahors à partir de la source de Font Polémie ou, plus vraisemblablement, du ruisseau du Vers. Aménagé vers la fin du 1<sup>er</sup> siècle de notre ère, il aurait été abandonné vers la fin du IV<sup>ème</sup> ou le début du V<sup>ème</sup> siècle.

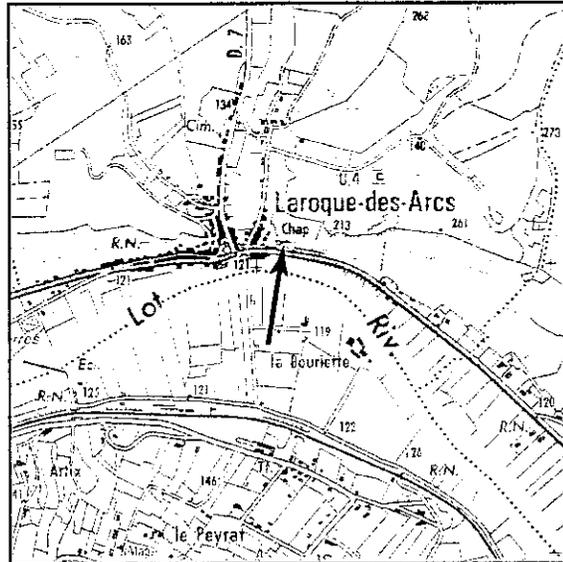
Au confluent des vallées du Vers et du Lot, son tracé s'avère très aérien, taillé en corniche à mi hauteur des falaises armées par les Brèches polygéniques de Cras. Un sentier permet de suivre l'ouvrage sur quelques centaines de mètres, à travers arches naturelles, encorbellements et tranchées profondes en roche massive. Un vrai travail de romain....

## ARRET J1.4

# LAROQUE DES ARCS

**THEME :** les glissements synsédimentaires dans les « Calcaires bioturbés à galets mous » du Kimméridgien inférieur dans la vallée du Lot

**LOCALISATION GEOGRAPHIQUE :**



**DESCRIPTION :** (figure 18) : D'après J.Delfaud, 1995.

« Le complexe bréchique peut être étudié le long de la route, à l'Est du village. Au-dessus de marno-calcaires à rares Exogyres, on observe :

- 1) Un premier complexe bréchique, strato et granocroissant, composé de brèches monogéniques, anguleuses, à blocs décimétriques qui ont la même composition que l'encaissant. Des failles synsédimentaires, à rejets décimétriques, sont associées à cette sédimentation catastrophique ;
- 2) Des calcaires argileux, en petits bancs souvent perturbés par des glissements synsédimentaires ;
- 3) Des marno-calcaires noduleux formant une combe ;
- 4) Un second complexe bréchique, stratocroissant qui supporte la chapelle. Les blocs deviennent polygéniques avec des éléments à pseudomorphoses de gypse arrachés aux formations de Vers et de Cras. »

Seul ce dernier ensemble sera observé, la partie inférieure de la coupe se situant en bordure de la route et s'avérant particulièrement dangereuse.

**INTERPRETATION :**

Revert *et al.* (1991) mettent en relation avec un apex de bloc basculé développé entre les Causes de Gramat et de Limogne. Globalement, ce dispositif déca-kilométrique découperait le Quercy en trois panneaux orientés est-ouest. Il serait apparu à la base du Kimméridgien, en liaison avec le proto-rifting du Golfe de Gascogne, dans le prolongement du Bassin de Parentis.

Il ne faut néanmoins pas sous estimer la création de pentes sédimentaires par la dissolution différentielle des évaporites sous-jacentes (Brèches polygéniques de Cras). En effet, dans tout le Quercy, de fréquentes discordances en éventail lié à ce phénomène affectent les « Calcaires bioturbés à galets mous », même en dehors des apex des trois blocs basculés supposés.

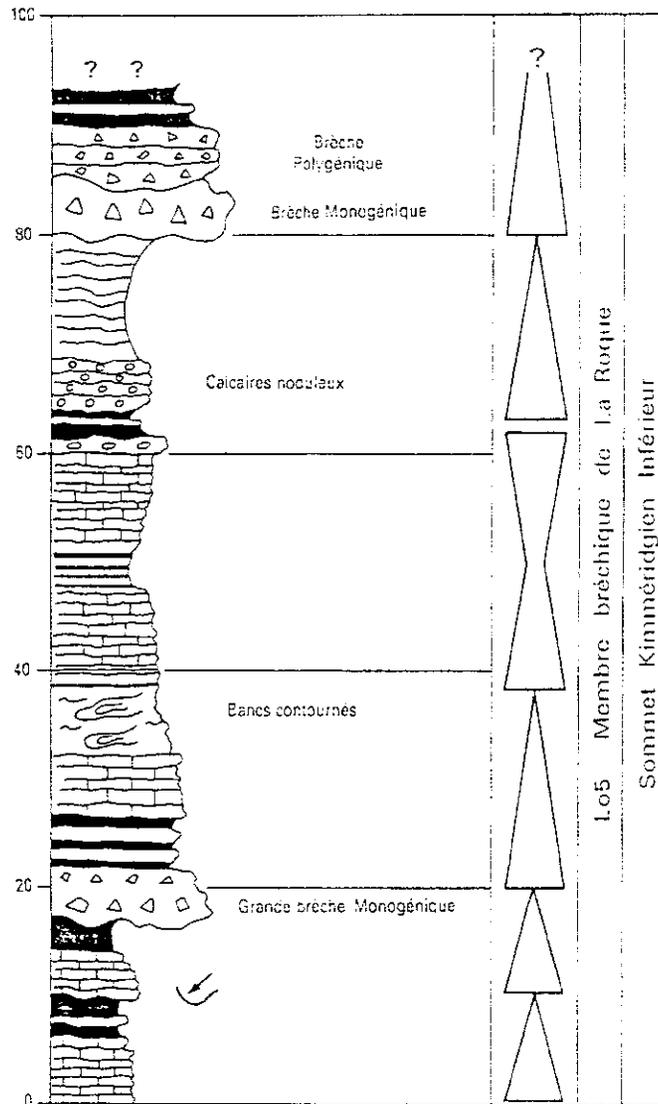


Fig. 18 : Coupe de Larroque-des-Arcs (in Delfaud 1995)

## ARRET J1.4

# GISEMENT ICHNOLOGIQUE DE CRAYSSAC

**THEME :** dans le contexte paléogéographique du Jurassique terminal aquitain, la régression fini-jurassique conduit à l'installation d'environnements restreints. Dans la région de Cahors, une vasière carbonatée se comble progressivement par une suite de séquences d'accrétion dont les termes sommitaux correspondent aux tidalites épisodiquement développées dans la formation de Cazals. Localement, ce faciès livre d'abondantes pistes de locomotion de ptérosaures, crocodiliens, tortues, dinosaures, dont l'exploitation durant une dizaine d'années révèle une diversité ichnologique exceptionnelle.

**LOCALISATION GEOGRAPHIQUE :** à une quinzaine de kilomètres au nord-ouest de la ville de Cahors, le gisement ichnologique est situé sur la commune de Crayssac (Lot), dans une carrière exploitant la « Pierre de Cahors », au lieu dit « Le Mas de Pégourdy ».

**DESCRIPTION :**

**- Age :**

Dominant la vallée du Lot, le plateau de Crayssac présente un grand nombre de carrières exploitant des bancs de calcaires fins commercialisés sous le nom de Pierre de Cahors. Les levés détaillés ont permis de reconstituer la succession stratigraphique synthétique du Tithonien inférieur de cette région (Hantzpergue & Lafaurie, 1994). Sur une centaine de mètres d'épaisseur, les dépôts tithoniens se répartissent dans la formation de Salviac pour leur partie inférieure et dans la formation de Cazals tronquée en son sommet par la surface d'érosion du Crétacé basal (Cubayne et al. 1989). Les niveaux exposés dans le gisement ichnologique du Mas de Pégourdy se localisent dans la partie basale de la formation de Casals. Ils livrent de rares ammonites permettant de les attribuer à la sous-zone à Gravesiana (zone à Gigas, Tithonien inférieur). Ainsi, l'âge de ce gisement occupe une position intermédiaire entre celle des lagerstätten de Solenhofen et de Canjuers (Mazin et al., 1997).

**- Séquence théorique de dépôts et paléoenvironnements : (Fig. 19 et Fig.20)**

Implanté dans la carrière du Mas de Pégourdy, le sondage SOLEN 98 permet dans le détail, de reconstituer la séquence virtuelle de dépôt caractérisant la vasière quercynoise au Tithonien inférieur. De bas en haut, cette séquence présente la succession de six principaux termes : (Fig. 20)

- Intrabiosparite à oolites, ou intra-oosparite bioclastique (bivalves, échinodermes, foraminifères) et/ou oobiomicrorite à litage entrecroisé. Texture packstone à grainstone.
- Micrite ou pelmicrite bioturbée faiblement bioclastique, intraclastes micritiques. Texture mudstone à wackstone.
- Micrite laminée faiblement bioturbée, avec alternance de lits micritiques et péletoïdaux à cimentation microsparitique, fentes de dessiccation et structures de dégazage recristallisées. Texture mudstone à wackstone.
- Micrite à laminations microbactériennes et terriens calcitiques ouverts, s'achevant par une surface d'émersion à encroûtement stromatolitique. Texture mudstone.

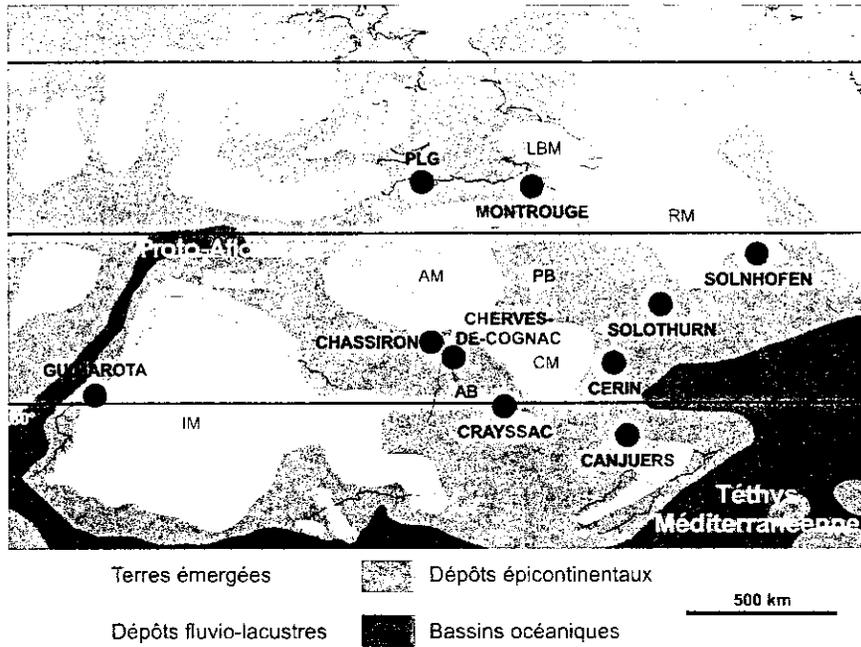


Fig. 19 : Paléogéographie de l'Europe occidentale au Tithonien inférieur : localisation des principaux lagerstätten. (d'après Billon-Bruyat, 2003).

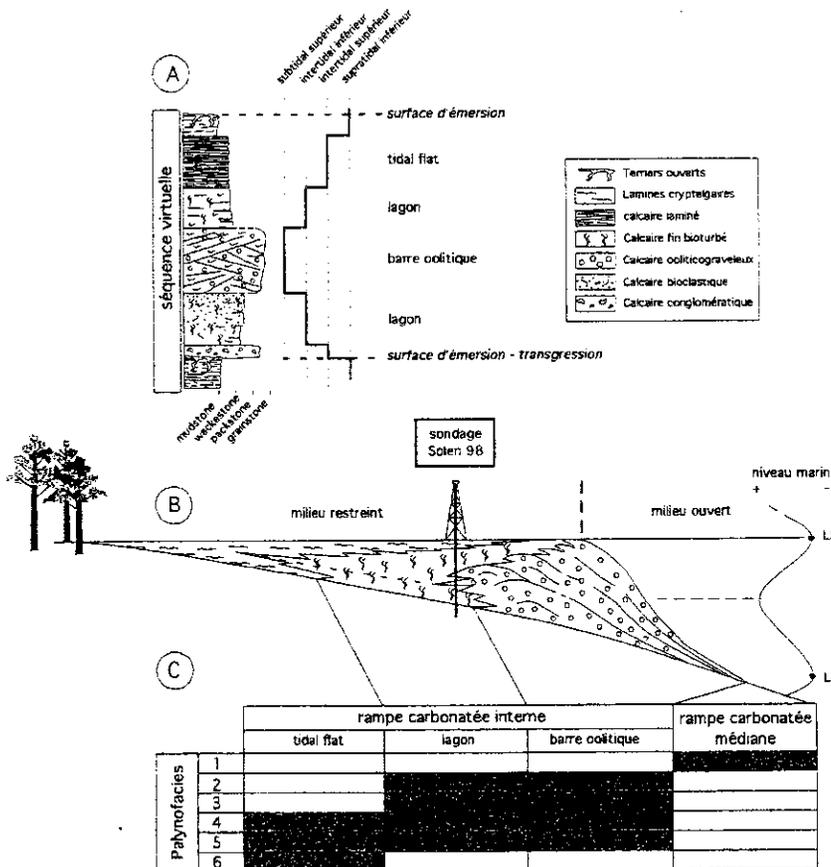


Fig. 20 : Tithonien de Crayssac : A) séquence virtuelle de rampe carbonatée interne ; B) environnement de dépôt ; C) répartition des palynofacies (d'après Courtinat et al, 2003).

La succession de ces six termes, plus ou moins complètement représentés, traduit une dynamique sédimentaire péritidale cyclique. Chaque séquence est limitée respectivement à sa base et son sommet par une surface d'émersion. Entre ces discontinuités, la sédimentation évolue d'un milieu de lagon à des environnements de tidal flat, en passant par un maximum d'ouverture sur le domaine marin franc s'exprimant par des dépôts de ride oolitique et bioclastique ceinturant le lagon. Dans la formation de Cazals, cette évolution sédimentaire s'exprime de façon itérative à l'échelle de la paraséquence.

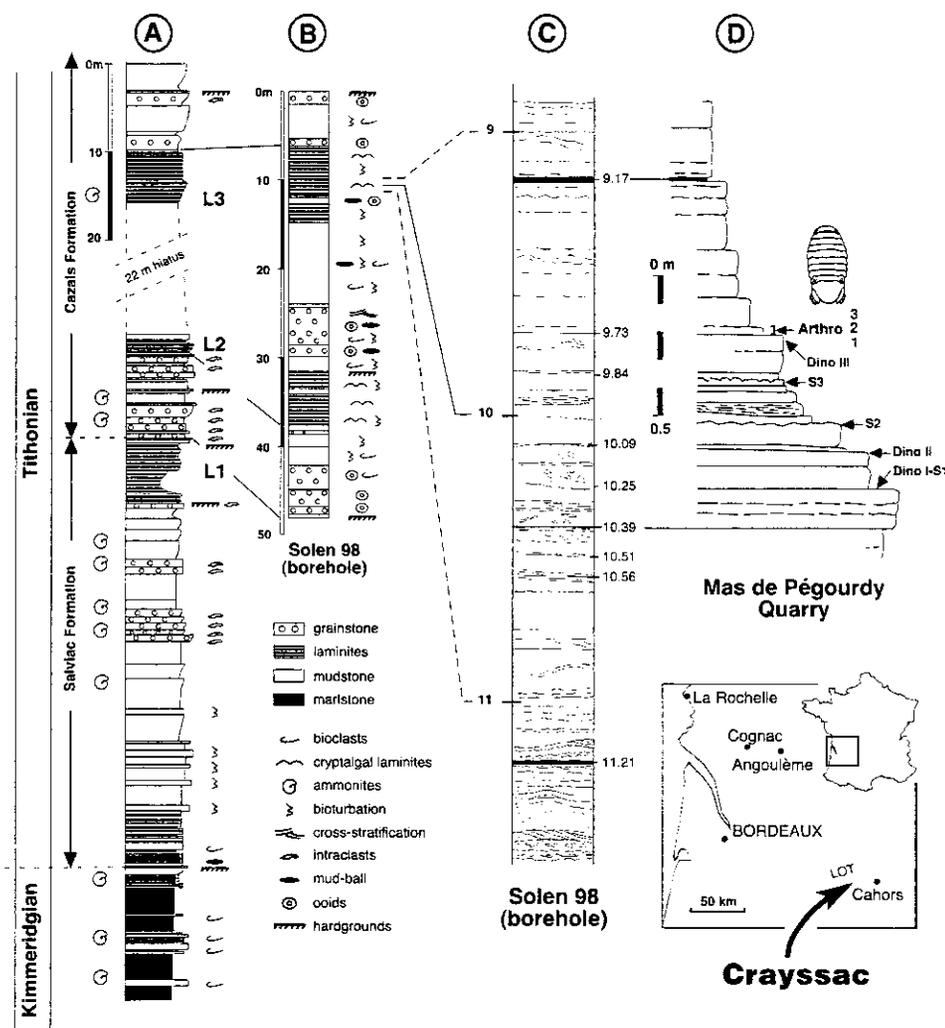


Fig. 21 : Lithologie et stratigraphie du fossil-lagerstätte de Crayssac. A) Succession stratigraphique du Tithonien quercynois (d'après Hantzpergue & Lafaurie, 1994) ; B) et C) forage SOLEN 98 ; D) gisement ichnologique du Mas de Pégourdy (d'après Gaillard et al., en cours).

#### - Ichnologie :

Le terme laminé L3 de la formation de Cazals, exploité dans la carrière du Mas de Pégourdy (Fig. 21) a été l'objet d'une fouille ichnologique détaillée, menée sur une dizaine d'années.

La caractéristique paléontologique essentielle du gisement de Crayssac consiste en l'abondance et la qualité de préservation d'empreintes d'origine animale dont plus d'une trentaine de types a été inventoriée, révélant l'existence d'un riche écosystème littoral lié à l'alternance des marées.

#### - Chéloniens:

Les tortues devaient être assez fréquentes dans la vasière de Crayssac à en juger par la fréquence de leurs traces. Cependant, si les empreintes isolées de grosses tortues ne sont pas rares, les pistes sont moins nombreuses. Une double piste laissée par deux petites tortues, a été prélevée et représente le seul spécimen extrait de la carrière (les autres sont laissés en place).

Ces tortues, bien que vivant sur le littoral, ne sont pas des tortues marines au sens strict. Leurs membres ne sont pas transformés en palettes natatoires et les traces de leurs pieds et mains montrent des doigts griffus.

#### - Crocodiliens:

Deux pistes constituées d'une alternance de pieds tétradactyles et de mains pentadactyles encadrant la trace sinusoïdale d'une queue ont été mises au jour pendant les fouilles. La comparaison avec des pistes expérimentales de crocodiles du Nil ont clairement montré que ces pistes ont été laissées par de petits crocodiliens de moins de 1 mètre de longueur. On peut noter que ces deux pistes sont orientées Sud-Nord, c'est à dire perpendiculairement à la ligne du rivage.

Les ossements sont rares à Crayssac et, hormis quelques restes de poissons, seuls des ostéodermes, fragments crâniens et vertèbres du crocodilien marin *Steneosaurus* sont trouvés. Il paraîtrait donc très probable que les pistes de Crayssac ont été laissées par ce crocodilien marin. Cependant, à l'exception de quelques vertèbres isolées, les ossements et pistes révèlent des animaux de petites dimensions. Il est aussi pensable que cette vasière riche en ressources alimentaires ait été une zone refuge pour des crocodiliens juvéniles.

#### - Ptérosaures:

Les premières empreintes isolées de vertébrés de Crayssac ont été signalées par Hantzpergue et Lafaurie en 1994 et provisoirement attribuées à des crocodiliens. Lors de fouilles qui ont suivi, plusieurs pistes du même type ont été mises au jour, révélant des caractéristiques étranges, notamment l'association systématique de traces de pieds allongés, triangulaires et tétradactyles avec des traces de mains à trois doigts rayonnants, tenues plus écartées du corps que ne le sont les pieds. Cette morphologie particulière évoquait un type de piste décrit sous le nom de *Pteraichmus* par Stokes (1957) et rapporté à un ptérosaure ptérodactyloïde. L'attribution de Stokes avait été largement contestée, jusqu'à son quasi abandon en 1984 lorsque Padian et Olsen ont démontré qu'il s'agissait d'empreintes de crocodiliens.

Les découvertes de Crayssac ont permis d'attribuer définitivement l'ichnogenre *Pteraichmus* à des ptérosaures ptérodactyloïdes (Mazin *et al.* 1995, 1997) et de clore un débat vieux de deux siècles sur la locomotion terrestre de ces animaux (Mazin *et al.* 2003). Ces ptérosaures étaient quadrupèdes au sol et venaient sans doute écumer le littoral à la recherche de nourriture ou pour s'y reposer, à l'instar de nos oiseaux marins actuels.

A ce jour, une trentaine de pistes de ptérosaures ptérodactyloïdes ont été mises au jour à Crayssac, révélant des animaux de la taille d'un moineau à celle d'un goéland. Ces pistes sont celles d'animaux errants, bien que bon nombre présentent une orientation plus ou moins parallèles à la ligne du rivage.

La qualité de conservation des ichnites à Crayssac a permis l'enregistrement de détails particuliers, comme la trace de la palmure interdigitale sur les pieds. Quelques pistes particulières ont aussi été trouvées, comme une piste d'atterrissage.

Enfin, quelques pistes de petite taille attribuables à des ptérosaures rhamphorhynchoïdes. Ce sont les premières connues au monde (Mazin *et al.*, 2001). Leur morphologie générale est celle de ptérosaures quadrupèdes, mais les pieds sont pentadactyles et les mains portent trois doigts orientés antérieurement.

#### - Dinosaures:

Plusieurs pistes de dinosaures ont été mises au jour lors des fouilles de Crayssac. Elles ont toutes été laissées par des formes bipèdes de type théropodes, de taille petite à moyenne, et toutes ou presque orientées parallèlement à la ligne du rivage. Trois ichnogenres au moins ont été identifiés.

Le plus fréquent, *Eubrontes*, est caractérisé par des pieds tridactyles aux doigts épais. Six pistes attribuables à cet ichnogenre ont été mises au jour, dont l'une atteint 15 m de longueur. Il est intéressant de noter que les empreintes de ces dinosaures de la taille d'un homme sont assez faiblement marquées et correspondent au passage d'animaux sur un substrat déjà induré et craquelé.

Les empreintes d'un autre dinosaure bipède, de taille plus réduite et attribuable à l'ichnogenre *Grallator*, ont été trouvées sur une autre surface. L'animal, qui fait un demi-tour brutal, a laissé des empreintes profondément marquées dans un substrat meuble.

Enfin, deux pistes d'un petit dinosaure bipède de la taille d'une dinde correspondent à un ichnogenre inconnu. Ces deux pistes, parallèles à la ligne de rivage, sont caractérisées par des empreintes à deux doigts seulement, correspondant à un animal morphologiquement ou fonctionnellement didactyle.

#### - Invertébrés :

Les fossiles d'invertébrés sont exceptionnellement conservés dans les termes laminés (rares bivalves et très rares ammonites). En revanche, certaines surfaces présentent en abondance des pistes constituées par une succession de traces d'appendices, organisées en chevrons serrés de part et d'autre de l'axe de progression, sur une largeur de 5 à 8 mm.

Cette trace est attribuée à l'ichnogenre *Pterichnus* (ne pas confondre avec le Ptérosaure *Pterichnus* ci-dessus), interprété comme une piste de locomotion d'isopodes. Différentes expressions morphologiques de ces piste résultent des variations de consistance du sédiment. Il est vraisemblable que de telles pistes soient attribuables à l'isopode *Archaeoniscus* dont quelques spécimens ont été récoltés dans ces niveaux.

L'orientation préférentielle des pistes perpendiculairement à la ligne de rivage résulte probablement de migrations dépendant du rythme tidal. La forte concentration de *Pterichnus* indique une importante colonisation des environnements inter et supratidaux par les isopodes.

#### Références :

- BILLON-BRUYAT J-P., 2003 – Les écosystèmes margino-littoraux du Jurassique terminal et du Crétacé basal d'Europe occidentale : biodiversité, biogéochimie et l'événement biotique de la limite Jurassique/Crétacé. *Thèse de Doctorat*. Université de Poitiers, 296 p.
- HANTZPERGUE P., LAFAURIE G., 1994 - Les calcaires lithographiques du Tithonien quercynois : stratigraphie, paléogéographie et contexte biosédimentaire. *Geobios*, numéro spécial 16, 237-243.
- MAZIN J.M., HANTZPERGUE P., LAFAURIE G., VIGNAUD P., 1995 - Des pistes de ptérosaures dans le Tithonien de Crayssac (Quercy, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 321, II a, 417-424.
- MAZIN J-M, HANTZPERGUE P., VIGNAUD P., LAFAURIE G., 1997 - Le gisement de Crayssac (Tithonien inférieur, Quercy, Lot, France) : découverte de pistes de dinosaures en place et premier bilan ichnologique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris. 325, 733-739.
- COURTINAT B., HANTZPERGUE P., RIO M., MAZIN M., 2003 - Matière organique sédimentaire et paléoenvironnement du Tithonien inférieur quercynois, *Geobios*, 36, 1, 13-25.
- MAZIN J-M., BILLON-BRUYAT J-P., HANTZPERGUE P. & LAFAURIE G., 2001 - Could they be the first rhamphothynchid tracks ? Yes !, *Two hundred years of Pterosaurs*, Toulouse, 2001, Strata série 1, vol 11, 64-65.
- MAZIN J-M., BILLON-BRUYAT J-P., HANTZPERGUE P., LAFAURIE G., 2003 - Ichnological evidence for quadrupedal locomotion in pterodactyloid pterosaurs : trackways from the late Jurassic of Crayssac (Southern France), *Geological Society, London*, Special Publication 217, Evolution and Palaeobiology of Pterosaurs, E. Buffetaut and J.-M. Mazin edit., 283-313.



**FACIES ET STRATIGRAPHIE INTEGREE DU TOARCIEEN SUPERIEUR ET DE LA  
BASE DU DOGGER SUR LA PLATE-FORME DU QUERCY (VALLEES DE LA  
DORDOGNE ET DU LOT)**

*Cette seconde journée est consacrée à la présentation des dépôts de plate-forme et des dépôts littoraux de la fin du Lias et du début du Dogger dans le Quercy central et septentrional.*

## **I – INTRODUCTION**

L'objectif de cette introduction est de présenter brièvement la série du passage Lias-Dogger au sein du bassin quercynois en précisant le cadre biochronologique, la répartition des faciès et leur interprétation paléoenvironnementale, le découpage séquentiel, les différentes étapes de l'évolution paléogéographiques, et l'impact des différents facteurs contrôlant la sédimentation. Dans une ultime étape, sont présentés les divers indices sédimentologiques traduisant l'instauration de conditions margino-littorales au sommet de l'Aalénien.

### I.1. Cadre biostratigraphique

La série du Toarcien supérieur et de l'Aalénien a pu être subdivisée en 5 biozones fondées, à l'exception de la dernière, sur les faunes d'ammonites (fig. 22). Cette échelle locale fait référence au cadre biochronologique de référence redéfinis par Elmi *et al.* (Toarcien) et Contini *et al.* (Aalénien) dans le mémoire n° 17 d'Elf (1997).

Les faunes de brachiopodes ont permis l'identification de la zone à Murchisonae (Aalénien moyen).

Le tableau I présente la distribution des différents marqueurs biochronologiques (ammonites et brachiopodes) en fonction du cadre biozonal (Fauré *et al.*, 2000 ; modifié).

### I.2. Faciès et paléoenvironnements

L'analyse des faciès, qui intègre entre autre les résultats d'un traitement statistique (Lézin *et al.*, 2000) et d'une analyse diagénétique, a permis de distinguer 25 faciès qui se répartissent dans 2 domaines paléoenvironnementaux distincts se succédant dans le temps :

\* un domaine de plate-forme ouverte (Toarcien sup. et Aalénien inf.) où 15 faciès se distribuent entre l'*offshore* inférieur et le *shoreface* (fig. 23);

\* un domaine de plate-forme protégée (Aalénien moyen et supérieur) où 10 faciès se répartissent entre le domaine infralittoral profond et le domaine médio à supralittoral (fig. 24).

### I.3. Séquences de dépôt

Les corrélations de proche en proche des différentes coupes étudiées et des divers demi-cycles identifiés sur chacune des verticales, contraintes par les données biostratigraphiques, nous ont conduit à identifier 7 séquences de dépôt.

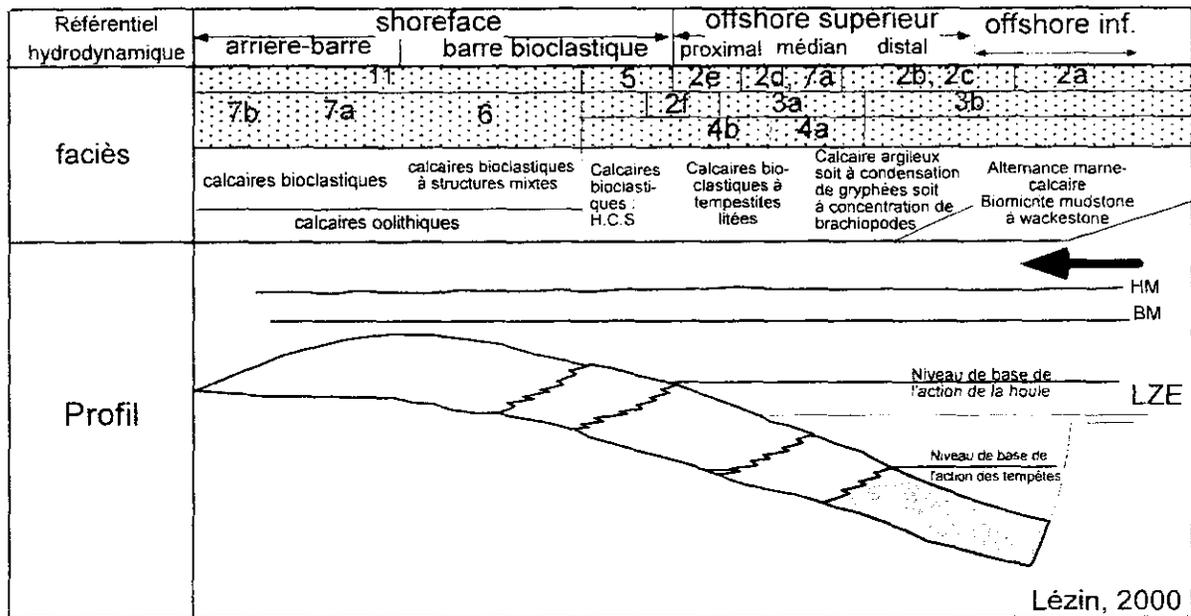


Fig. 23 : Profil de dépôt, plate-forme ouverte (Toarcien supérieur - Aalénien inférieur).

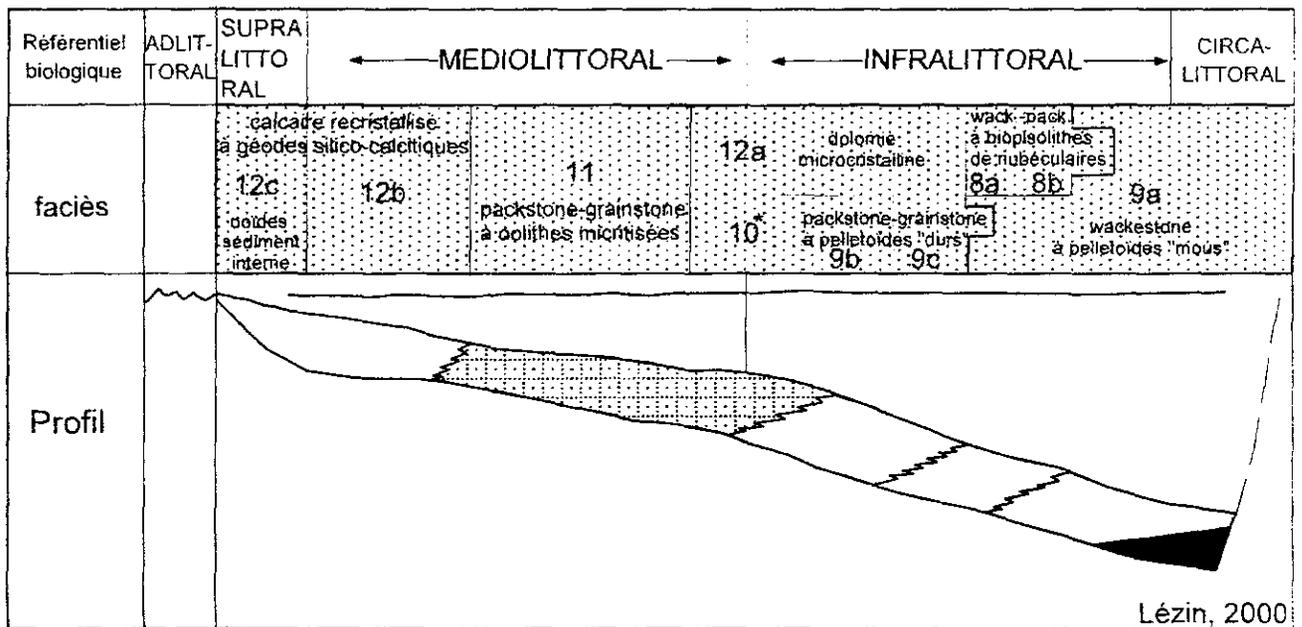


Fig. 24 : profil de dépôt, plate-forme protégée (Aalénien moyen et terminal).

\* packstone-grainstone associant pelétoïdes, biopisolithes de nubéculaires, oolithes micritisées, grapestones.

- **Séquence S0**, dont seul le haut niveau marin a été étudié, est datée du sommet de la zone à Touarsense ;
- **Séquence S1**, constituée sur l'ensemble du secteur de deux cortèges, l'intervalle transgressif datant de la zone à Dispansum et le haut niveau marin de la zone à Pseudoradiosa et de l'horizon à Mactra ;
- **Séquence S2**, caractérisée sur les coupes les plus complètes par deux cortèges. Le cortège transgressif, daté sur la majorité des coupes de l'horizon à Celtica, s'étend localement jusqu'à l'horizon à Lugdunensis voire même jusqu'à l'horizon à Burtonensis. Le sommet du haut niveau marin est daté de l'horizon à Buckmani ;
- **Séquence S3**, qui comprend, sur certaines coupes, les trois cortèges. Le bas niveau marin est daté du sommet de l'horizon à Buckmani et de l'horizon à Subglabrum, le cortège transgressif de la base de l'Aalénien inférieur et le haut niveau marin du sommet de l'horizon de l'Aalénien inférieur ;
- **Séquence S4**, représentée par deux cortèges uniquement, transgressif et de haut niveau marin. Elle est datée de la zone à Murchisonae ;
- **Séquence S5**, (Aalénien terminal), matérialisée sur l'ensemble du secteur par deux cortèges transgressif d'une part et de haut niveau marin d'autre part ; le bas niveau marin, daté vraisemblablement du sommet de l'Aalénien moyen, n'est connu que localement (secteur de st-Martin-Labouval, Autoire, Lapoujade...) ;
- **Séquence S6**, (Aalénien terminal-Bajocien) dont seul l'intervalle transgressif a été observé sur l'ensemble du secteur car la série sus-jacente sortait du cadre de notre étude.

#### I.4. Phases d'évolution paléogéographique

L'évolution du bassin quercynois se décompose en 5 phases principales :

- **Phase 1.** A partir de l'horizon à Thouarsense, comblement progressif du bassin qui conduit à l'installation d'une plate-forme carbonatée au sommet de la zone à Fallaciosum ;
- **Phase 2.** Approfondissement brutal au cours de la zone à Dispansum associé à une paléostructuration ;
- **Phase 3.** A partir de la zone à Pseudoradiosa, comblement saccadé sous contrôle tectonique local qui conduit à l'instauration progressive d'une plate-forme carbonatée ;
- **Phase 4.** Dès l'Aalénien inférieur, passage progressif d'une sédimentation de plate-forme ouverte à une sédimentation de plate-forme protégée créant un isolement relatif de la plate-forme quercynoise ;
- **Phase 5.** A partir du sommet de l'Aalénien moyen jusqu'à la limite aaléno-bajocienne, la plate-forme quercynoise se comble progressivement.

#### I.5. Facteurs contrôlant la sédimentation

L'agencement des dépôts et la nature de la sédimentation sont sous le contrôle de plusieurs facteurs allocycliques de diverses longueurs d'onde :

##### I.5.1. Facteur allocyclique de faible longueur d'onde : tectonique locale

De nombreux indices témoignent d'une activité tectonique relativement significative et continue du Toarcien supérieur à l'Aalénien moyen. Elle débute au Toarcien supérieur par un morcellement du bassin quercynois. En effet, ce bassin se décompose en deux sous-bassins (un sous-bassin méridional et un sous-bassin septentrional) séparés par le haut-fond de Figeac-Capdenac (Quercy central). Chaque sous-bassin se subdivise en une mosaïque de blocs de forme rhomboédrique et de taille variable.

Elle se poursuit jusqu'à l'Aalénien moyen, avec le jeu différencié des accidents délimitant les blocs.

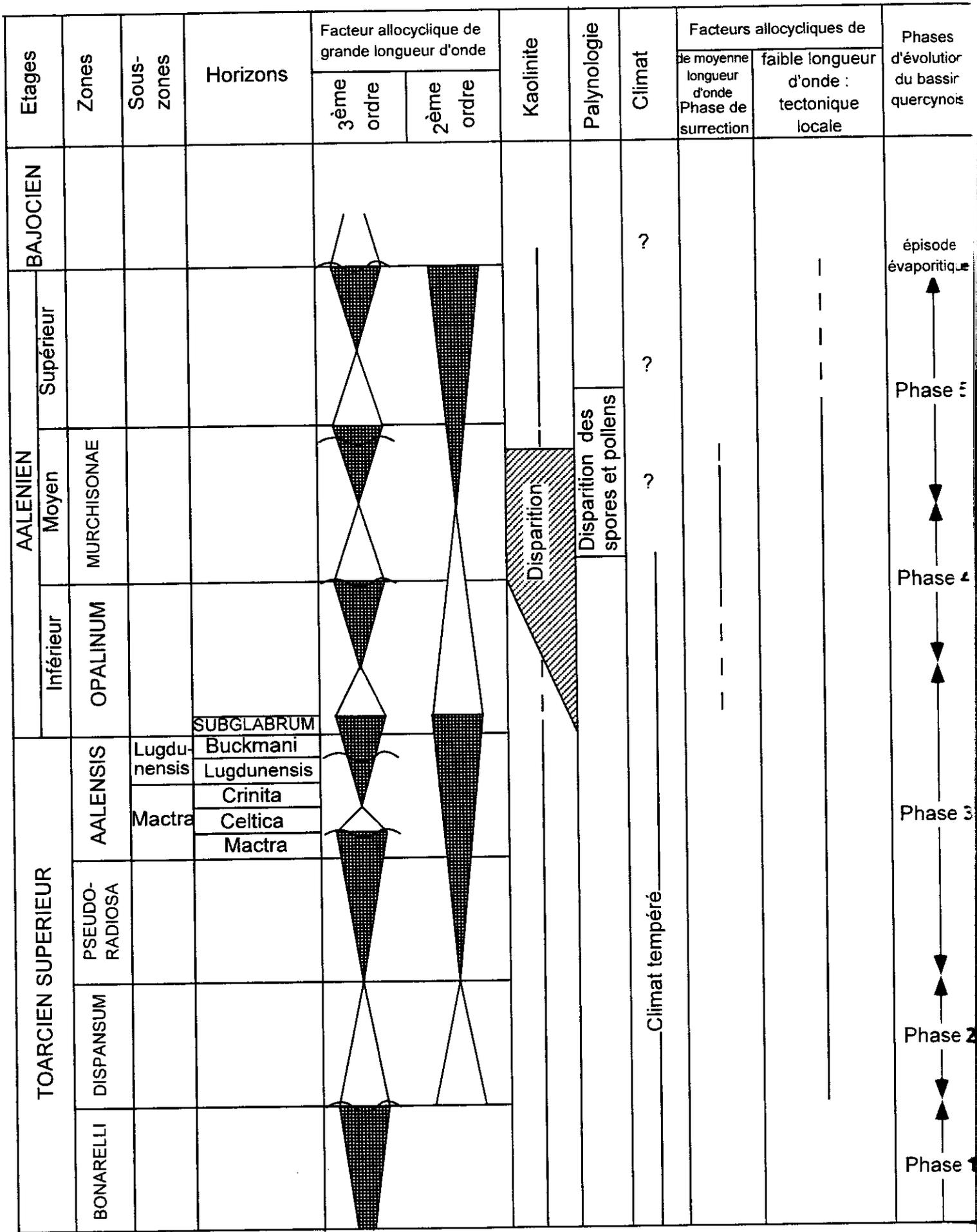


Fig. 25 : Synthèse des événements enregistrés dans le bassin quercynois au Toarcien supérieur et à l'Aalénien (Lézin, 2000).

### I.5.2 Facteur allocyclique de moyenne longueur d'onde : tectonique en surrection des seuils adjacents

Le passage d'un dispositif de plate-forme ouverte (Toarcien-Aalénien inférieur) à un dispositif de plate-forme protégée (Aalénien moyen et supérieur), qui est contemporain de la disparition de la kaolinite et de la microflore continentale, s'exprime par une réactivation des accidents hercyniens induisant la surrection des seuils adjacents (seuils occidental et oriental) au bassin.

### I.5.3 Facteur allocycliques de longueur d'onde supérieur à l'échelle du bassin : contrôle d'origine eustatique ?

Le synchronisme relatif dans l'enregistrement des variations de l'espace disponible à l'échelle du Quercy implique un contrôle allocyclique de longueur d'onde supérieure à l'échelle du bassin. Le caractère planétaire - donc l'origine eustatique de cet enregistrement - reste à prouver.

### I.5.4. Contrôle climatique

Les associations palynologiques suggèrent un climat tempéré chaud relativement stable au Toarcien supérieur et à l'Aalénien. Néanmoins, le développement de faciès évaporitiques, au sommet de l'Aalénien, traduirait une légère tendance à l'aridité.

## **II – LES ENVIRONNEMENTS MARGINO-LITTORAUX DU PASSAGE LIAS-DOGGER ET DU BAJOCIEN DANS LE QUERCY**

Sur quasiment l'ensemble du territoire quercynois, le sommet de l'Aalénien se caractérise par la présence de l'un des 2 faciès ci-dessous :

- calcaires recristallisés : il s'agit de calcaires jaunes, roses ou orangés, totalement recristallisés. La présence d'impuretés et d'inclusions ferrugineuses permet de distinguer des rhomboèdres de dolomie qui témoignent d'une phase de dolomitisation antérieure. L'analyse microfaciologique révèle des fantômes de bioclastes (certains silicifiés) et parfois des grains de quartz. Les cristaux de calcite sont micro à macrocristallins (calcite poecilitique).

- calcaires recristallisés de couleur rouille à fantômes d'oolithes : ce niveau diffère du précédent par la seule présence de calcite macrocristalline et par l'apparition de fantômes d'ooïdes (oolithes à remplissage sparitique et/ou fantômes d'échinodermes roulés) en densité croissante vers le haut.

L'apparition progressive et massive de ces allochems (ooïdes) et la présence d'un épisode évaporitique au sommet suggéreraient la mise en place de ces deux derniers faciès en domaine médiolittoral. En effet, divers indices sédimentologiques, au sein de ces faciès, témoignent d'un épisode évaporitique. Il s'agit principalement :

- de géodes à remplissage silico-calcitique ;
- de vacuoles de dissolution à remplissage de sédiment interne ;
- de petits filons de gypse ;
- de brèches de dissolution d'évaporites.

### **Géodes à remplissage silico-calcitique**

#### Répartition stratigraphique :

Les géodes silico-calcitiques apparaissent au sommet des calcaires à biopisolithes de nubéculaires, et se développent au sein des niveaux dolomitiques ainsi que dans les calcaires recristallisés. Nous remarquons que lorsque les deux unités supérieures sont absentes (niveaux dolomités et calcaires recristallisés), ces géodes sont également absentes. Ces géodes disparaissent au-dessus de la discontinuité à la limite Aalénien-Bajocien, avec l'apparition des calcaires oolithiques. Il semble donc qu'il y ait une

étroite relation entre la lithologie et la présence de ces géodes. A la base, elles se répartissent de manière diffuse dans l'encaissant. En montant dans la série, elles tendent à se concentrer le long des joints de stratification.

### Description

Ces géodes subsphériques, à contour irrégulier, ont un diamètre compris entre quelques centimètres et quelques décimètres. Sur chaque coupe, la taille de ces éléments décroît en montant dans la série ; au sommet, ces géodes se présentent sous forme de petits nodules d'environ 1 à 2 cm de diamètre. Localement, sous la limite Aalénien-Bajocien, apparaissent des structures en « fil de poule » (*chicken wire*). Lorsque ces nodules se développent, ils tendent à devenir coalescents.

Dans la partie basale de la série, les fossiles tels que les polypiers et les éponges servent de site de nucléation (voir coupe de Lapoujade).

### Composition des géodes

L'étude micropéetrographique et l'analyse au MEB révèlent une zonation centrifuge (Fig. 26). Le bord externe se compose d'une enveloppe de calcédoine composée exclusivement de silice (100 % de SiO<sub>2</sub>). Cette calcédoine passe vers le centre à de gros cristaux de quartz à inclusions de nature variée. Au sommet de ces cristaux, les inclusions disparaissent. Le centre des géodes est occupé par de la sparite plus ou moins ferreuse.

L'analyse pétrographique révèle la présence, dans certaines inclusions, de cristaux tabulaires à biréfringence relativement élevée qui ont de fortes analogies avec les cristaux d'anhydrite. L'analyse chimique (au MEB, Fig. 26 et 27) montre la présence dans ces mêmes inclusions de calcium et de soufre. Ces observations confirment donc l'existence d'anhydrite (CaSO<sub>4</sub>).

D'autres éléments chimiques (cuivre, chlore, soufre, potassium, cérium, fer), dont l'origine est indéterminée, composent les inclusions.

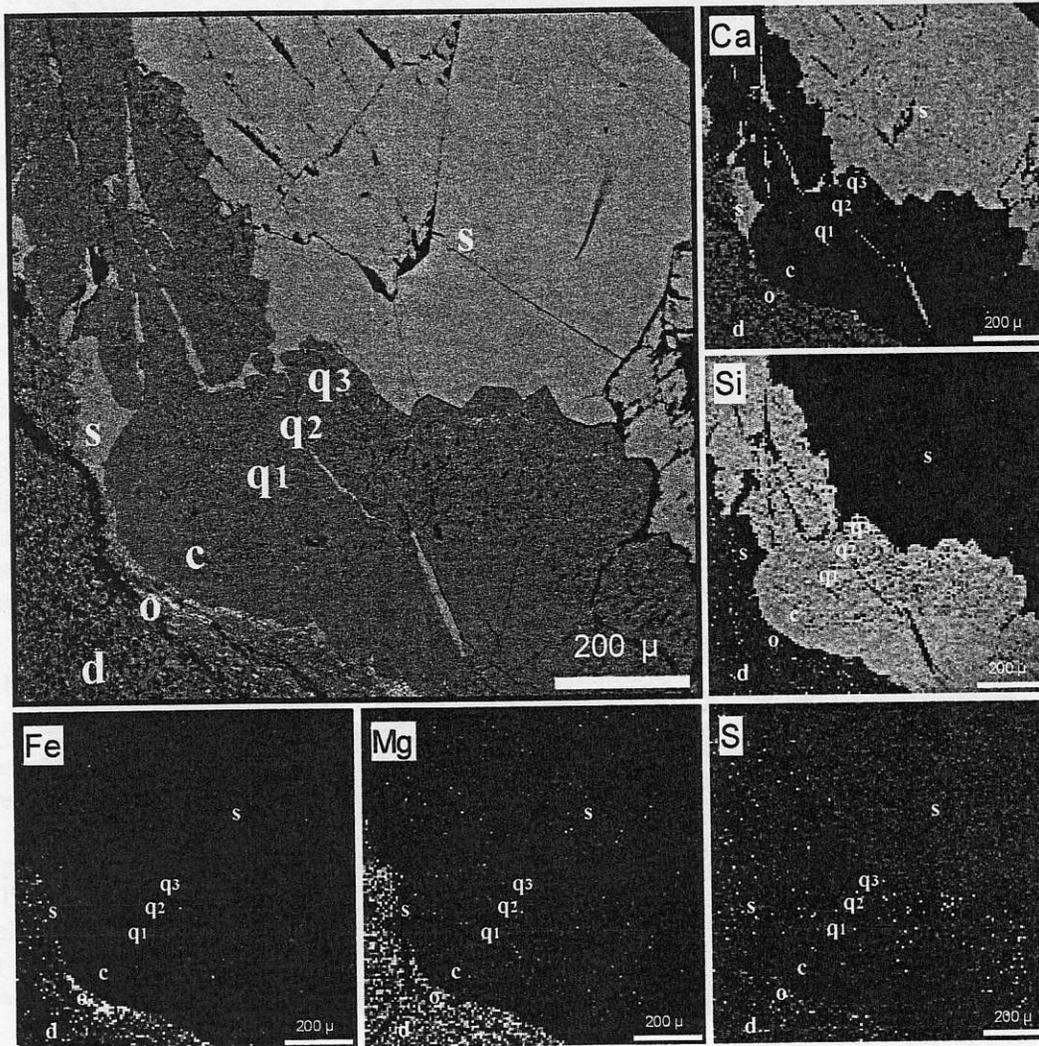
### Origine des géodes

La présence d'inclusions d'anhydrite dans le quartz, à la partie supérieure des géodes, et leur absence dans la matrice immédiatement adjacente est la preuve que ces géodes se sont formées par remplacement de nodules d'anhydrite de même taille que les géodes. La présence dans les niveaux non dolomités de spicules de spongiaires, dissous et calcitisés postérieurement, suggère que ces allochems constituent partiellement ou en globalité la source de la silice. Folk et Pittman (1971), Cojan & Renard (1997) indiquent que les pseudomorphoses d'évaporites les plus fréquentes sont réalisées par de la silice (calcédoine, leucite) ou par de la calcite. La forme initiale du minéral originel (nodules pour l'anhydrite...) est souvent conservée. De plus, la déformation du sédiment encaissant autour des géodes montre que les nodules d'anhydrite se sont formés durant la diagenèse précoce avant compaction et lithification.

### Genèse des nodules d'anhydrite

La composition des géodes prouve leur origine évaporitique. Un des problèmes majeurs est de situer dans le temps l'épisode de sursalure précurseur de la formation de ces géodes. En effet, pour Maliva (1987), les géodes silico-calcitiques peuvent se former par un flux par *descensum* d'eau sursaturée en anhydrite.

Dans l'exemple traité dans le Sud de l'Indiana (Formation de « *Ramp Creek* »), Maliva (1987) signale la présence de géodes trop grosses et éparées et l'absence de petits nodules centimétriques (« *chicken wire* »). D'autre part, dans cet exemple, les sédiments qui englobent les géodes, se sont déposés en milieu subtidal dans un environnement normal de salinité marine. Suivant ces critères, l'épisode évaporitique à l'origine de ces géodes ne serait pas contemporain du dépôt de l'encaissant.



- d = dolomie peu ferreuse
- o = oxydes de fer
- c = calcédoine (SiO<sub>2</sub> env. 100%)
- q1 = quartz (SiO<sub>2</sub> env. 100%) à inclusions liquides ou gazeuses
- q2 = quartz (SiO<sub>2</sub> env. 100%) à inclusions d'anhydrite
- q3 = quartz (SiO<sub>2</sub> env. 100%) sans inclusions
- s = sparite faiblement ferreuse

Mn, K, P et Al non détectés

Fig. 26 : Analyse au M.E.B. d'une géode silico-calcitique (Lézin, 2000).

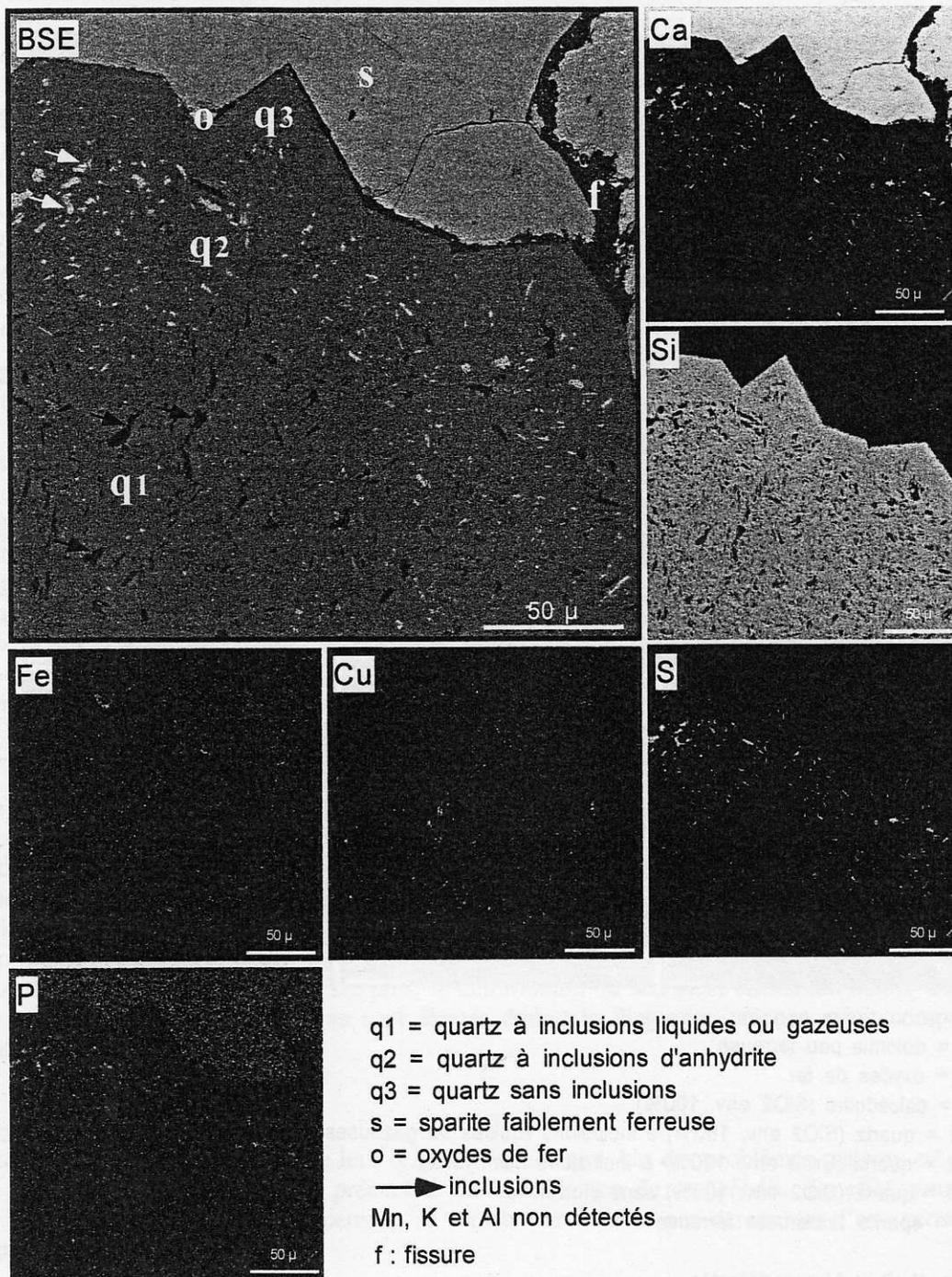


Fig. 27 : Analyse au M.E.B. d'une géode silico-calcitique. Etude de la composition chimique de la fraction siliceuses. Echantillon 99.14 de la coupe de Cénevières (Lézin, 2000).

Ainsi on peut se poser les questions suivantes :

- Y a-t-il eu un épisode évaporitique antérieur au dépôt des calcaires oolithiques bajociens ?
- ou bien l'épisode évaporitique est-il contemporain de la phase de sursalure datée du Bathonien inférieur (Formation de Cajarc ; Péliissié, 1982) ?

Dans l'exemple quercynois, les anciens nodules d'anhydrite de sebkhas, qui apparaissent au sommet de la série (sommet des calcaires recristallisés oolithiques), ont une morphologie et une distribution similaire à celles des exemples modernes non silicifiés. De plus les sédiments encaissants se sont vraisemblablement déposés en domaine médiolittoral. Ainsi la présence de ces structures et l'environnement de dépôt du sédiment encaissant tendraient à prouver qu'il y a eu au minimum une phase évaporitique au sommet des calcaires recristallisés oolithiques (U6).

Les géodes, contenues dans les sédiments sous-jacents, se seraient formées en partie par *descensum* d'un fluide sursaturé en sulfate.

La précipitation de ces évaporites se déroulerait vraisemblablement lors de périodes chaudes et relativement sèches engendrant ainsi une augmentation de la salinité de l'eau dans les parties médiolittorale et supralittorale de la plate-forme. Cet épisode de sursalure aurait également pu favoriser la dolomitisation précoce des sédiments selon le modèle de pompage par évaporation (Purser 1980, 1983). La présence de cette évaporite s'expliquerait par une sédimentation en domaine de sebkhas supratidales au sommet des calcaires recristallisés.

#### **Vacuoles de dissolution à remplissage de sédiment interne (voir coupe de Calvignac)**

##### Répartition stratigraphique :

Ces cavités de dissolution à remplissage de sédiment interne apparaissent localement au sommet des calcaires recristallisés à ooïdes.

##### Description :

A l'affleurement, ces cavités se présentent sous forme d'un réseau en connexion oblique par rapport à la stratification, à remplissage de sédiments de nature différente de l'encaissant. Boichard et Drullion (1982) indiquent également la présence de vacuoles de dissolution vides. Le sédiment de remplissage calcaréo-argileux ferrugineux, polyphasé de couleur rougeâtre ou orangée, présente un aspect « fluidal ».

##### Interprétation :

Ces cavités de dissolution sont interprétées comme étant la résultante de la dissolution précoce de masses gypseuses formées dans un environnement de type sebkha côtière (Durlot *et al.*, 2000). La présence de ces cavités ne fait que conforter l'hypothèse d'un épisode évaporitique au sommet de l'Aalénien.

#### **Filons de gypse**

Ils ont été observés uniquement dans les niveaux de transition entre les calcaires à biopisolithes de nubéculaires et les calcaires dolomitiques et recristallisés. Le gypse se présente essentiellement sous forme de gypse fibreux. Il est vraisemblablement d'origine secondaire. Il proviendrait de la réhydratation diagénétique de l'anhydrite dans des conditions soit de diagenèse précoce en partie interne des sebkhas soit de diagenèse tardive par mise en contact de l'anhydrite avec les eaux interstitielles météoriques au cours de la remontée des couches et de l'érosion (Cojan & Renard, 1997). La nature du sédiment encaissant plaiderait en faveur de cette seconde hypothèse.

## Références :

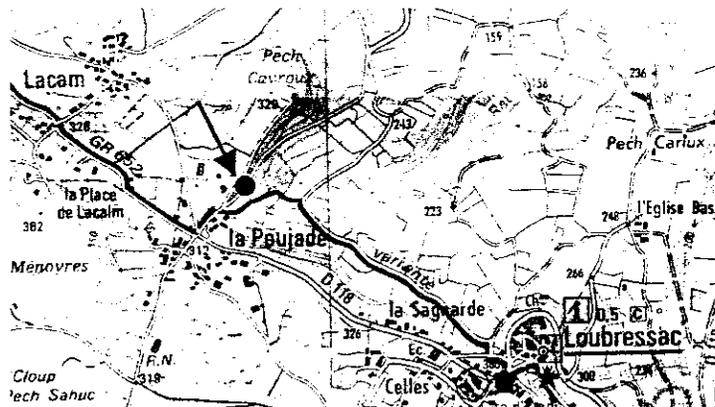
- BOICHARD R. et DRULLION G. (1982) - Genèse et évolution diagénétique des formations carbonatées granulaires du Bajocien du Quercy : Evolution de leurs propriétés réservoirs. Thèse 3<sup>ième</sup> cycle, Université de Bordeaux III, 345 p.
- COJAN I. et RENARD M. (1997) – Sédimentologie. *Masson*, collection Enseignement des Sciences de la Terre, 418 p.
- CONTINI D., ELMI S., MOUTERDE R. et RIOULT M. (1997) - Biozonation de l'Aalénien. In biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles ; *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Mém. 17, 6 fig., 79 tab., 42 pl., 440 p.
- DURLET C, LEZIN C, PELISSIE TH., LORENZ J. et GELY J.P. (2000) – Les indices d'émersion dans les dépôts aalénobajociens des pourtours du Massif Central. *Strata*, vol.10, série 1, 2 fig., pp. 56-58.
- ELMI S., RULLEAU L., GABILLY J. et MOUTERDE R. (1997) – Biozonation du Toarcien. In biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles ; *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Mém. 17, 6 fig., 79 tab., 42 pl., 440 p.
- FAURE PH., LEZIN C. et CUBAYNES R. (2000) – Le découpage biochronologique du Toarcien supérieur par les ammonites (zones à *Pseudoradosa* et à *Aalensis*) du Sud de la France (Lot, Lozère, Aveyron). *Strata*, série1, vol.10.
- FOLK R.L. et PITTMAN S. (1971) – Lenght-slow chalcedony ; a new testament for vanished evaporites. *J. of Sedim. Petr.*, vol. 41, n°4, 14 fig., pp.1045-1058.
- LEZIN C., BONNET L., REY J., CUBAYNES R. et PELISSIE TH. (2000) - Contribution de l'analyse quantitative des faciès aux corrélations stratigraphiques, exemple du Toarcien supérieur-Aalénien dans le Quercy (SW France). *Bull. Soc. Géol. France*, t.171, n°1, pp.91-102.
- MALIVA R. G. (1987) - Quartz geodes : early diagenetic silicified anhydrite nodules related to dolomitization. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 57, n°6, pp. 1054-1059.
- PELISSIE TH. (1982) - Le causse Jurassique de Limogne-en-Quercy : Stratigraphie, sédimentologie, structure. *Thèse de 3ième cycle*, 281 p.
- PURSER B.H. (1980) - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Technip éd., Paris, t.1, 366 p.
- PURSER B.H. (1983) - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Technip éd., Paris, t.2, 389 p.

## ARRET J2-1

# LAPOUJADE

*THEME* : le Toarcien supérieur-Aalénien dans le Causse de Martel ; série dilatée, complète et distale.

*LOCALISATION GEOGRAPHIQUE* :



### DESCRIPTION

Le Toarcien supérieur et l'Aalénien sont représentés respectivement par 8,25 m et 21 m de sédiments (Fig.28).

Les calcaires bioclastiques (*offshore* supérieur médian) datés de la sous-zone à Fallaciosum, qui clôturent à la fois une séquence de comblement de 2<sup>ème</sup> et de 3<sup>ème</sup> ordre (S0), sont surmontés par les unités suivantes :

#### Unité 1 :

Des marnes silteuses (*d'offshore* inférieur) attestent d'un approfondissement ou bien d'une brutale accentuation de l'espace disponible durant la zone à Dispansum (IT de S1).

A partir de la zone à Pseudoradiosa et jusqu'au sommet de l'assise à gryphées, une nouvelle phase de comblement (HNM) s'amorce. Elle se traduit par le passage progressif d'une sédimentation *d'offshore* inférieur (marnes à oolithes ferrugineuses) à une sédimentation *d'offshore* supérieur distal (calcaires argileux bioturbés à *Gryphaea sublobata*). La limite de séquence, confondue avec la surface de transgression, est datée de l'horizon à Mactra.

Les calcaires argileux bioturbés à gryphées remaniées et à glauconie, datés de l'horizon à Celtica, soulignent un nouvel épisode transgressif (IT, S2).

Une nouvelle phase de comblement (HNM de S2 et BNM de S3) s'instaure à partir de l'horizon à Nov. Sp. et jusqu'à la limite Toarcien-Aalénien. Elle se traduit par le passage progressif de calcaires plus ou moins argileux à brachiopodes et ammonites (*offshore* supérieur distal) à des calcaires bioturbés à accumulation de biodébris d'échinodermes (*offshore* supérieur médian). La limite de séquence, datée de l'horizon à Burtonensis, est soulignée par un niveau à concentration d'ammonites.

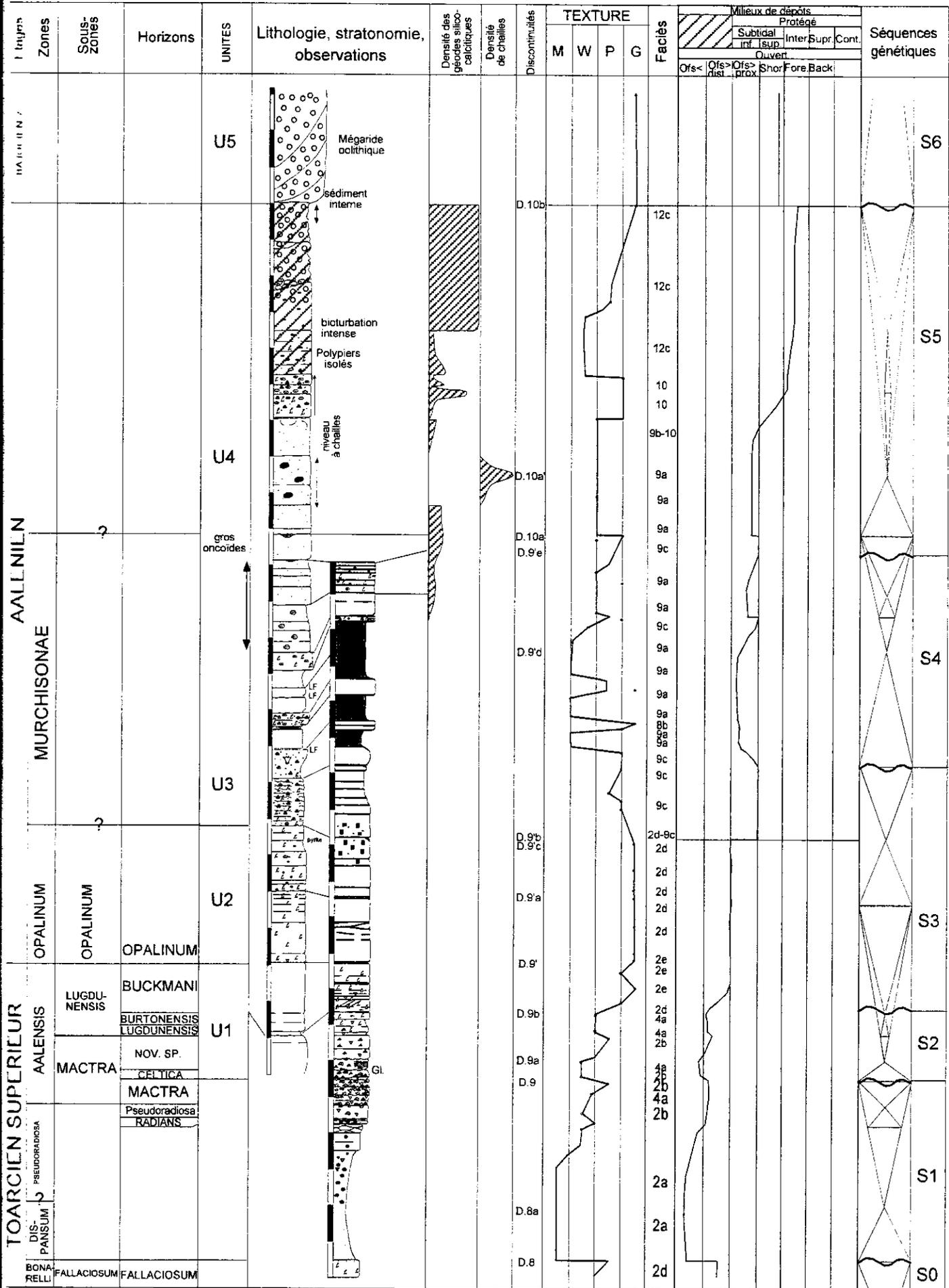


Fig. 28 : Coupe de Lapoujade. Evolution lithologique et stratigraphie (Lézin, 2000).

### **Unité 2 :**

La phase transgressive de S3 est caractérisée par un ensemble strato-décroissant de ~~calcaires~~ à accumulation de débris de plus en plus petits d'échinodermes.

L'intervalle régressif de S3 est souligné par un ensemble de bancs carbonatés décimétriques composés de fragments d'échinodermes et une abondance en pellesoïdes croissante vers le haut. La présence de cet élément non biogène témoignerait de conditions d'arrière-barre bioclastique.

### **Unité 3 :**

L'épisode transgressif de S4, daté de la zone à Murchisonae, est représenté par des calcaires bioturbés à pellesoïdes et à foraminifères benthiques puis par une alternance de calcaires beiges et de calcaires argileux grisâtres composés de rares biopisolithes de nubéculaires. L'augmentation de l'argilosité et le contenu en éléments biogènes et non biogènes témoignent d'un approfondissement en domaine subtidal (plate forme protégée).

Le passage des calcaires argileux grisâtres à gros « oncoïdes » strato-décroissants aux calcaires beiges à biopisolithes de nubéculaires et polypiers isolés traduit une nouvelle diminution de l'espace disponible (HNM de S4 et BNM de S5).

### **Unité 4 :**

L'intervalle transgressif de S5 est souligné par l'apparition progressive de spicules de spongiaires et la disparition des biopisolithes de nubéculaires dans l'aire de sédimentation. Cette arrivée, massive et exclusive, est à l'origine de la formation des chailles.

La nouvelle tendance au comblement (HNM de S5) se traduit par le passage progressif des calcaires à chailles aux sables à pellesoïdes, aux calcaires bioturbés à ooïdes, biopisolithes et polypiers isolés puis aux calcaires recristallisés à ooïdes et géodes silico-calcitiques.

### **Unité 5 :**

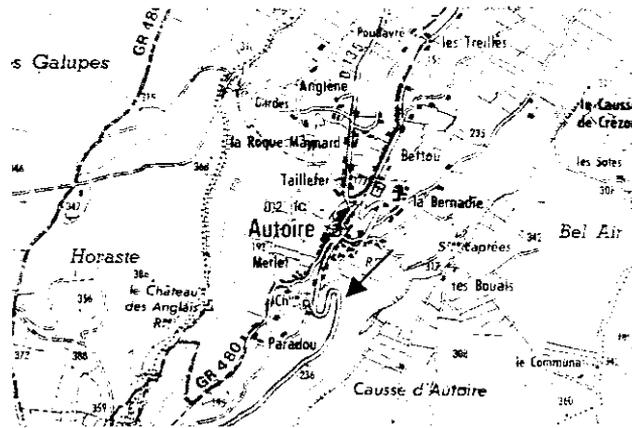
L'épisode (BNM de S6) évaporitique (géodes silico-calcitiques) et sub-émersif (sédiment interne) est suivi de l'instauration d'une mégaride oolithique (IT de S6).

## ARRET J2-

# AUTOIRE

*THEME* : mégaride oolithique bajocienne, la discontinuité D.10b

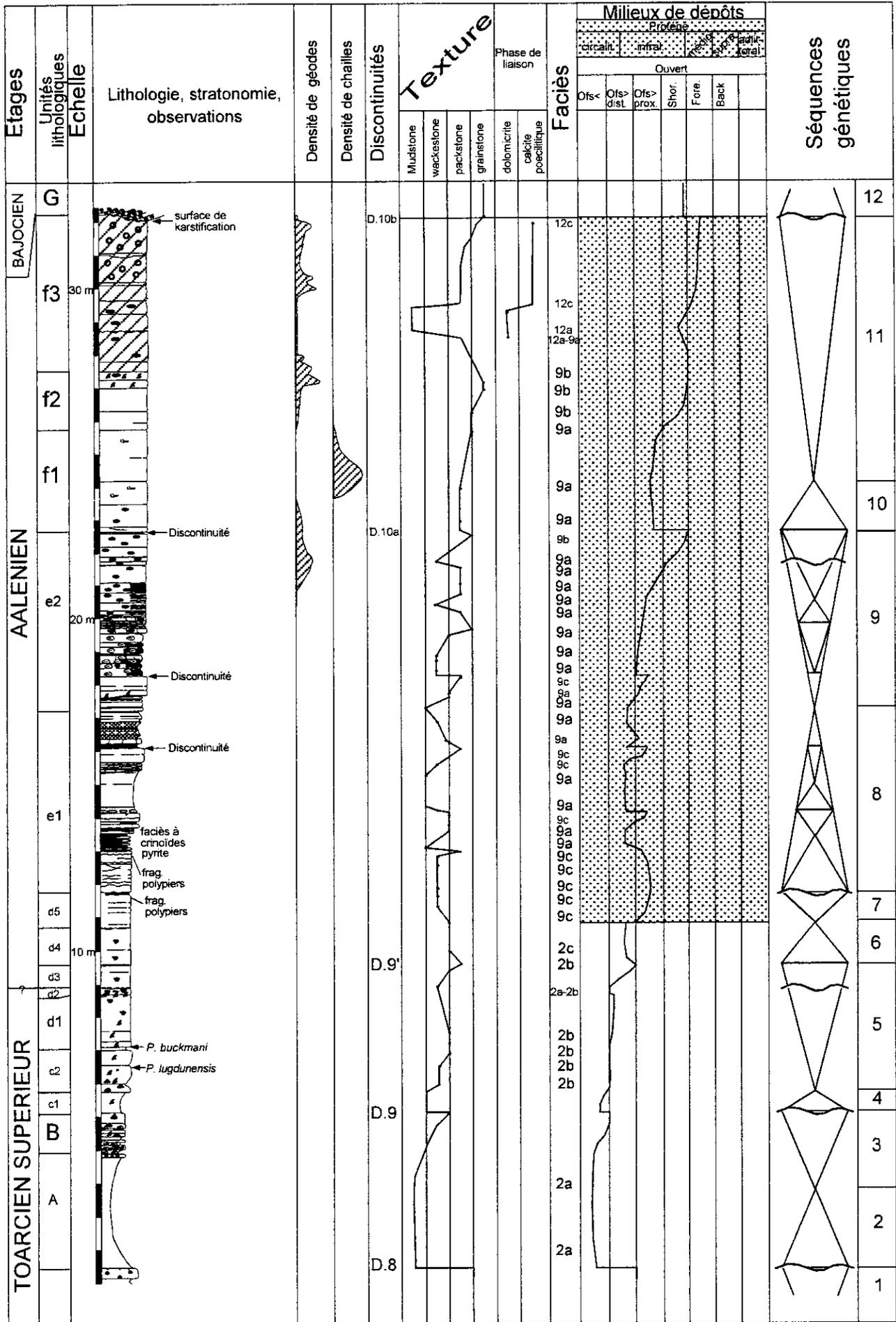
*LOCALISATION GEOGRAPHIQUE* :



*DESCRIPTION (Fig.29)*

On retrouve la même succession lithologique et stratigraphique qu'à Lapoujade. Néanmoins, la sédimentation acquiert un caractère plus distal qui se traduit notamment par un approfondissement plus marqué durant la zone à Murchisonae (IT de S4). Il s'exprime sur le terrain par une alternance de marnes et de calcaires.

La discontinuité D.10b qui correspond à une surface irrégulière est surmontée par une mégaride oolithique plurimétrique probablement datée du Bajocien inférieur.

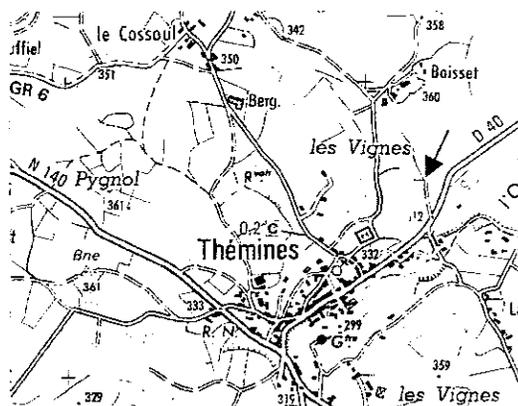


## ARRET J2-3

# THEMINES

*THEME* : Calage biostratigraphique, série condensée et réduite

*LOCALISATION GEOGRAPHIQUE* : La coupe se présente à proximité de la D.40, à 10 km au Sud-Est de Gramat.



### *DESCRIPTION* :

La série s'étend des calcaires à Fallaciosum jusqu'aux calcaires dolomitiques oolithiques (Fig.30).

Quelques différences avec la coupe de référence de Lapoujade sont à souligner :

Réduction et condensation du Toarcien supérieur : Sur les calcaires à oolithes ferrugineuses datés du bio-horizon à Fallaciosum reposent directement des calcaires argileux à oolithes ferrugineuses et *Homoeorhynchia cynocephala* datés, par la récolte de *Dumortiera radians*, du bio-horizon à Radians, sous-zone à Explanata, Zone à Pseudoradosa.

La présence de cette ammonite souligne une lacune équivalente à une zone et une sous-zone d'ammonites (zone à Dispansum, sous-zone à Levesquei).

La richesse en ammonites a permis de subdiviser le sommet du Toarcien supérieur en 7 bio-horizons.

### Réduction de l'Aalénien :

La série aalénienne se caractérise globalement par la même succession lithologique et stratigraphique qu'à Lapoujade. Néanmoins, la sédimentation acquiert un caractère légèrement plus proximal et la puissance de cet intervalle se réduit significativement (12 m d'épaisseur).

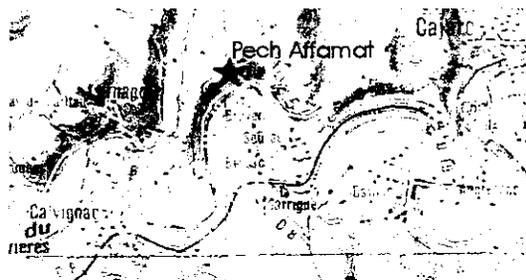


## ARRET J2-4

# PECH AFFAMAT

*THEME* : Les « Dolomies bréchiques du Pech Affamat », formation du Bajocien supérieur dans la vallée du Lot

*LOCALISATION GEOGRAPHIQUE* : Sur la rive droite de la vallée du Lot, en bordure du CD 662, à mi chemin entre Cajarc et Larnagol.



*DESCRIPTION* : (Fig.31)

L'ensemble inférieur (2m) comprend essentiellement des calcaires oolithiques et graveleux de type grainstone. On y observe les traces d'une cimentation précoce sous forme d'auréoles régulières de calcite fibreuse autour des éléments figurés. Des laminations entrecroisées affectent l'ensemble. Ces faciès de haute énergie alternent au sein de séquences élémentaires avec des liserés de micrite marnreuse à lamines planes parallèles. L'épaisseur de ces liserés augmente quand on monte dans la série.

Le sommet de l'ensemble inférieur présente des traces d'induration allant jusqu'à former une passée de conglomérats dont les éléments correspondent à des galets de grainstone (niveau de remaniement).

Au-dessus viennent 40 cm de micrites à pseudomorphoses d'évaporites (gypse et anhydrite) et à structures fenestrées. Ce niveau est affecté de perforations de racines.

Deux niveaux ligniteux séparés par 40 cm de micrite à fenestrées et pseudomorphoses surmontent ce paléosol. Le niveau ligniteux supérieur présente au sommet des fentes de dessiccation.

Après 50 cm de micrite à fenestrées et pseudomorphoses d'évaporites viennent une quinzaine de centimètres d'oolithmicrite à laminations ondulées non parallèles de type stromatolitique.

Le sommet de la séquence correspond à des dolosparites (90 cm) puis à des brèches vacuolaires (2,80m) à éléments hétérométriques et ciment sparitique ou dolosparitique renferment des nodules puricentimétriques de calcite fibroradiée.

*INTERPRETATION* (Fig.31)

Cette séquence régressive débute dans le domaine subtidal (calcaires oolithiques et graveleux). Vers le continent, en zone intertidale, se développent ensuite des micrites à pseudomorphoses d'évaporites et à fenestrées couronnées par des tapis algaires. Localement, certaines zones légèrement déprimées favorisent le développement de "mangroves" avec développement conséquent de la végétation (paléosol) et accumulation de matières organiques (lignite).

La séquence se termine dans un environnement supratidal de type sebkha.

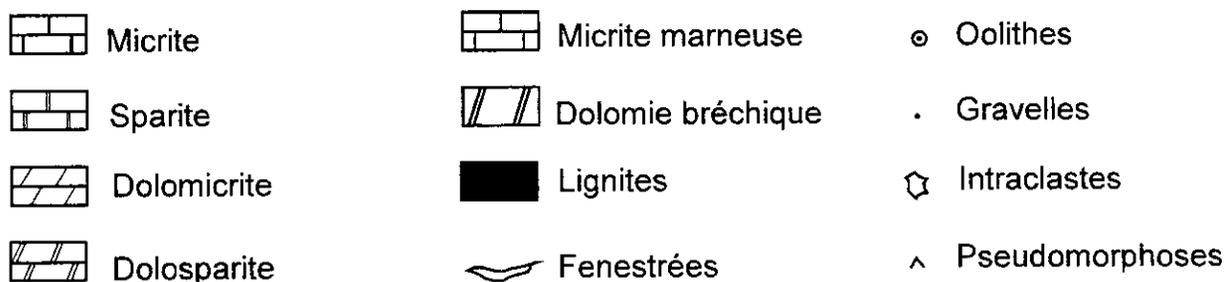
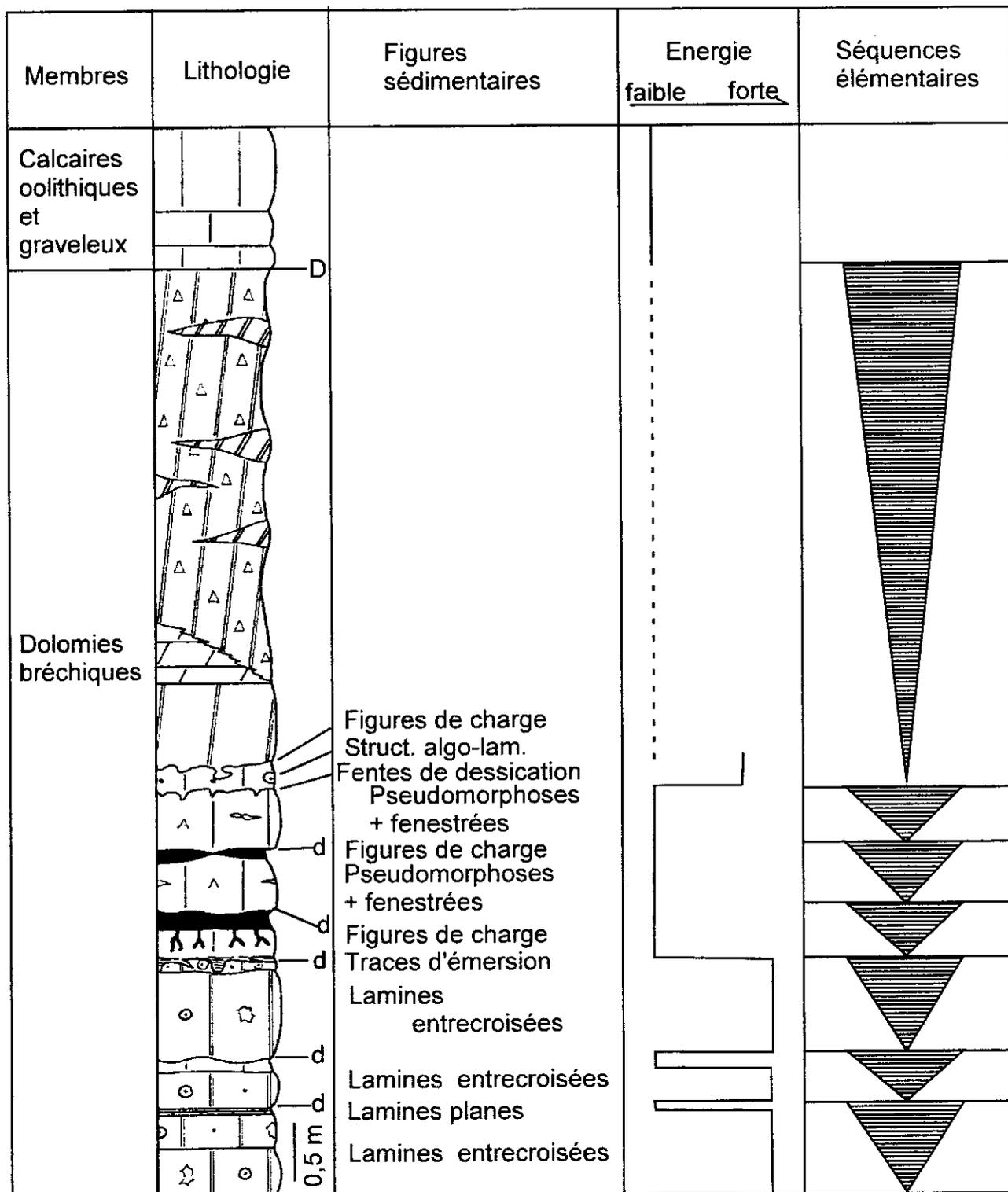
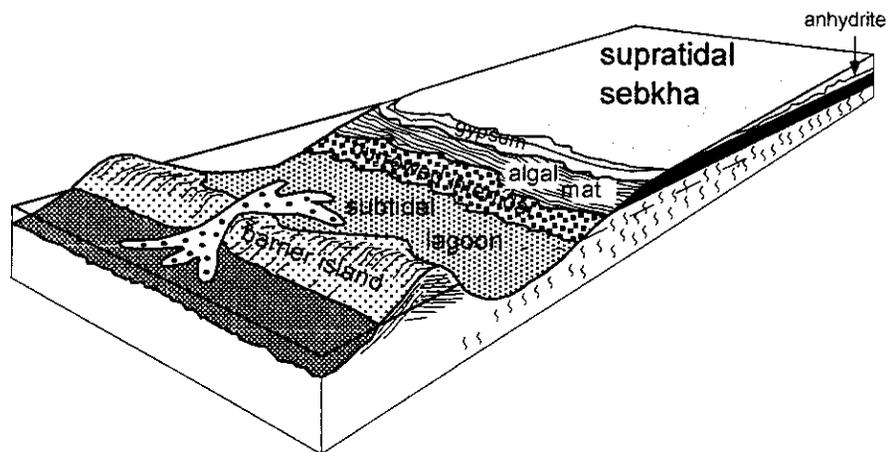


Fig. 31 : Coupe du Pech Affamat. Evolution lithologique et stratigraphie (Pélissié, 1982).



Bibliographie :

CUBAYNES René, FAURE Philippe, HANTZPERGUE Pierre, LEFAVRAIS-RAYMOND Andrée, PELISSIE Thierry, REY Jacques (1987) Le Jurassique du Quercy Généralités & Livret guide d'excursion, Strata, Série 2, vol. 7, pp. 127-131

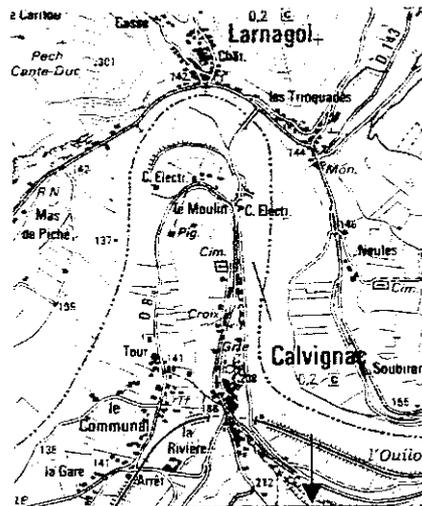
PELISSIE Thierry (1982) Le Causse jurassique de Limogne-en-Quercy : stratigraphie, sédimentologie, structure. Thèse de Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. P. Sabatier, Toulouse.

## ARRET J2-5

# CALVIGNAC

**THEME :** présentation de la série de passage Lias-Dogger dans la vallée du Lot, faciès, variations paléoenvironnementales et évolution séquentielle.

**LOCALISATION GEOGRAPHIQUE :** l'affleurement se situe en rive gauche du lot, le long du chemin vicinal nommé « la tranchée » qui mène de la D.8 au village de Calvignac.



### DESCRIPTION :

La série se décompose en 5 grandes unités lithologiques (Fig.32) :

- **unité 1** : ensemble argilo-carbonaté condensé et réduit daté du Toarcien supérieur. L'évolution des faciès aux diverses échelles indique des environnements oscillant entre l'*offshore* inférieur et l'*offshore* supérieur médian.

L'analyse biostratigraphique montre la présence de deux lacunes :

- < La présence de l'assise à gryphées (horizon à Mactra) sur le double banc à Fallaciosum révèle une lacune de sédimentation équivalente à 2 zones d'ammonites (Zone à Dispansum et zone à Pseudoradosa) ;
- < Au sommet de l'unité, l'absence de sédiments entre les calcaires bioclastiques aaléniens (zone à Opalinum probable) et le banc centimétrique daté de l'horizon à Lugdunensis suggère le développement d'une lacune équivalente à deux horizons d'ammonites (H. à Buckmani et Subglabrum).

Cette unité se décompose en 4 demi-cycles transgressif-régressifs qui s'intègrent dans 3 séquences de dépôts (S0, S1 et S2, *sensus* Vail). Trois discontinuités majeures clôturent les 3 séquences. La discontinuité D.8 au sommet du banc à Fallaciosum, la discontinuité D.9 qui couronne l'assise à gryphées et la discontinuité D.9' au sommet de l'unité qui matérialise la limite entre le Toarcien et l'Aalénien.



- **unité 2** : calcaires bioclastiques datés de l'Aalénien inférieur (zone à Opalinum).

Cette unité est représentée par deux bancs calcaires. Le premier se compose de biodébris d'échinodermes de taille décroissante en montant dans la série. Au sommet, un niveau bioturbé souligne le maximum d'inondation (D.9'a). Au sein du second banc, associé à de gros débris d'échinodermes apparaissent des biopisolithes de nubéculaires baignant dans un liant sparitique. De la base vers le sommet les conditions paléoenvironnementales passent de l'*offshore* supérieur médian au *shoreface* (dépôt d'arrière barre bioclastique). Cette unité constitue la séquence de dépôt S3. La limite supérieure de cette séquence (D.9'b), confondue avec la surface de transgression (D.9'c) de la séquence sus-jacente, est représentée par une surface durcie perforée. L'analyse diagénétique de cette discontinuité révèle son édification en milieu phréatique marin et son façonnement en domaine de *shoreface*.

- **unité 3** (1,9 m) : calcaires à biopisolithes de nubéculaires

Il s'agit de calcaires plus ou moins argileux composés de biopisolithes de nubéculaires (domaine subtidal de la plate forme protégée) datés de la zone à Murchisonae (sous-zones à Haugi et à Murchisonae) par la présence de *Monsardithyris trilineata*. Les variations de la concentration en bioclastes non encroûtés et du degré d'usure des éléments figurés, l'évolution de la diversité faunique et la nature du liant (micrite ou sparite) soulignent la proximité de barres bioclastiques et les variations de l'espace disponible.

Cette unité comprend la séquence de dépôt (S4) et le bas niveau de la séquence sus-jacente (S5). La *mfs* de S4 (D.9'd) se matérialise par un liseré de marnes jaunâtres. La limite de séquence correspond à une surface durcie perforée par des lithodomus. Il s'agit d'une surface durcie infratidale façonnée par la houle et lithifiée par de la calcite magnésienne. La surface de transgression de S5 (D.10a) correspond à un niveau marneux centimétrique composé de petits filons de gypse.

- **unité 4 (7,25 m)** : Calcaires recristallisés et dolomités à géodes silico-calcitiques datées probablement de l'Aalénien supérieur.

Cette unité se décompose en 2 ensembles :

\* un ensemble inférieur strato-croissant composé de dolomies légèrement calcaires à la base et de calcaires recristallisés au sommet. Cet ensemble se serait déposé à la limite entre les domaines subtidaux et intertidaux. L'uniformité du faciès témoigne d'une relative constance du milieu de sédimentation. Ainsi, l'évolution positive de la stratonomie se traduit par une compensation de l'augmentation de l'espace disponible par élévation du taux de sédimentation ;

\* un ensemble supérieur légèrement strato-décroissant, composé de calcaires recristallisés à abondantes petites géodes silico-calcitiques centimétriques et à sédiments internes. En montant dans la série apparaissent, au sein des calcaires recristallisés, d'abondants fantômes d'ooïdes.

Les géodes silico-calcitiques témoignent d'une diagenèse précoce de type évaporitique supratidal (Durllet *et al.*, 2000) associée à un épisode émerusif (sédiment interne).

Cette unité s'organise en une séquence de dépôts (S5). La *mfs* de S5 (D.10a') est soulignée par un petit banc centimétrique à base et à sommet irréguliers. La limite de séquence (D. 10b), confondue avec la surface de transgression de la séquence sus-jacente, correspond à une surface irrégulière (vraisemblablement de karstification). Cette discontinuité est soulignée par un changement lithologique net et elle est confondue avec le front sommital de dolomitisation.

- **unité 5** : calcaires oolithiques massifs

Il s'agit d'une oobiosparite à accumulation d'oolithes micritisées associées à des fragments d'échinodermes en voie de micritisation par perforation et localement à des peltoïdes. L'absence de

structures sédimentaires et la micritisation des éléments constitutifs souligneraient des conditions d'arrière barre oolithique.

A retenir essentiellement :

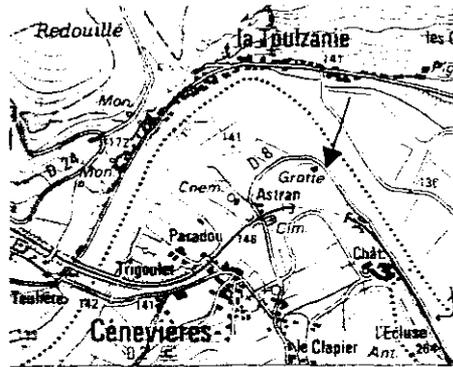
- \* le caractère réduit et condensé de la sédimentation datée du Toarcien supérieur ;
- \* le faciès à biopisolithes de nubéculaires ;
- \* les surfaces durcies perforées ;
- \* le changement de dispositif paléogéographique dans la partie basale de l'Aalénien ;
- \* les indices de la diagenèse précoce de type évaporitique dans l'unité 4 ;
- \* la discontinuité D.10b qui limite la dolomitisation.

## ARRET J2-6

# CENEVIERES

**THEME :** Réduction significative du Toarcien supérieur et passage latéral de faciès au sein de la zone à Murchisonae

**LOCALISATION GEOGRAPHIQUE :**



### DESCRIPTION

Quelques différences avec la coupe de Calvignac sont à souligner (Fig. 33) :

#### \* Réduction du Toarcien supérieur :

Sur le banc calcaire daté de la sous-zone à Fallaciosum reposent directement des marnes grises lenticulaires à *Pleydellia lugdunensis* [horizon à *lugdunensis*] (SU3b) qui contiennent d'abondants fragments de lamellibranches et de rares *H. cynocephala*.

La présence de cette ammonite souligne une lacune équivalente à deux Zones et une sous-zone d'ammonites (Zone à *Dispansum*, Zone à *Pseudoradiosa* et sous-zone à *Mactra*). Ce niveau lenticulaire, dont l'épaisseur oscille entre 0 et 10 cm, est surmonté par une croûte ferrugineuse d'un vingtaine de centimètre d'épaisseur. Des conditions très oxydantes et un taux de sédimentation faible étaient favorables au développement de cette croûte.

La limite entre le Toarcien et l'Aalénien est signalée par une surface d'érosion. Ces observations révèlent l'alternance de phases de sédimentation, d'érosion et de non dépôt durant le Toarcien supérieur.

#### \* Absence de l'intervalle transgressif de la séquence S3 :

#### \* Variation latérale de faciès dans l'Aalénien :

Ces variations latérales se traduisent par l'apparition de calcaires à pellesoïdes, à foraminifères benthiques et à spicules de spongiaires au sein du cortège HNM de la séquence S4. La limite de séquence (D.9'e) correspond à un niveau de remaniement. Il se compose d'une accumulation de biopisolithes de nubéculaires fragmentés et de lithoclastes.

\* Présence au sein de l'unité 4 de deux horizons à concentration de géodes silico-calcitiques témoins probables de 2 épisodes évaporitiques.

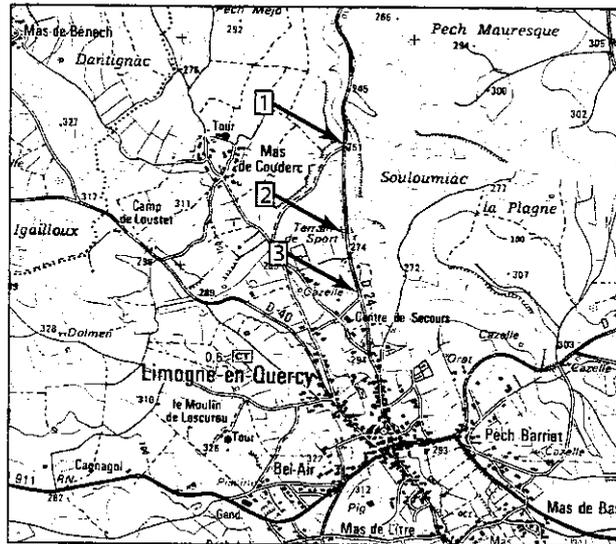


## ARRET J2-7

# LA BALME

**THEME :** les « Calcaires de Larnagol », formation du Bajocien supérieur/ Bathonien basal dans le Causse de Limogne-en-Quercy

**LOCALISATION GEOGRAPHIQUE :**



**La Balme n°1** (Fig. 34)

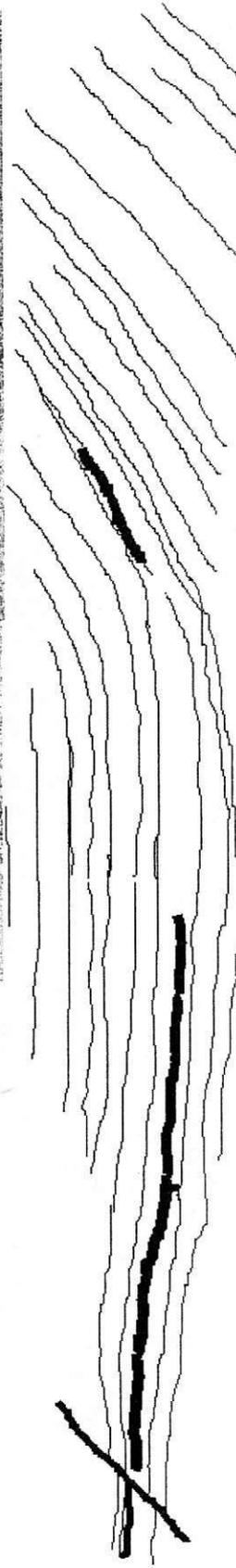
### DESCRIPTION

Au sein d'un ensemble bien stratifié à dominance micritique s'observe un chenal décamétrique. L'axe en est occupé par des marnes sableuses jaunes. Latéralement les dépôts correspondent à des marnes feuilletées gris-clair et à un liseré ligniteux.

*Nota:* A une centaine de mètres de là, le gisement de la Balme n°0 correspond à un niveau ligniteux ayant livré une faune abondante: ostracodes (*Theriosynoecum* sp., *Darwinula* cf. *leguminella*), charophytes (*Porochara* sp.), gastéropodes (*Neritoma* sp., *Oncochilus* sp., *Exelissa costaminuera* (gisement type), *Gtraulus balmensis* (gisement type), *Pictavia* sp., *Ceritellopsis lycettea*, *Actaeonina* n.sp., *Ovacteonina* sp), Pycnodontes, poissons, fragments d'échinodermes, etc. (Gründel J. et al., 2000). Des débris de coquilles d'œuf de Dinosaures ont également été récoltés et étudiés par l'Institut des Sciences de l'Evolution de Montpellier (publication en cours).

### INTERPRETATION

Les faciès, la géométrie des dépôts et le contenu paléontologique plaident pour des chenaux développés au travers d'une zone intertidale développée. Les lignites sont ici en position secondaire contrairement à ceux observés au Pech Affamat.



*Fig. 34 : La Balme I.*

### La Balme n°2 (Fig. 35)

Un ensemble à dominante micritique s'organise en séquences décimétriques selon la logique suivante :

- 1) surface d'érosion ;
- 2) liseré centimétrique de dépôts bioclastiques, parfois microconglomératiques ;
- 3) micrites à structures fenestrées ;
- 4) micrites à laminations de type stromatolitiques couronnées par des fentes de dessiccation.

On observe de surcroît une faille dont le rejet décimétrique à une évidente composante synsédimentaire avec basculement des strates inférieures et surtout déformation avant induration de lamines stromatolitiques contre le miroir de faille.

*Nota :* De nombreux indices de tectonique synsédimentaire ont été relevés dans le membres des « Calcaires de Larnagol » : secteur de La Toulzanie (vallée du Lot), de Cabrerets (vallée du Célé), d'Autoire (vallée de la Dordogne), etc. (Péligri et Astruc, 1996).



Fig. 35 : La Balme 2.

### La Balme n°3 (Fig. 36)

L'ensemble à dominante micritique s'organise selon le même schéma séquentiel que précédemment.

On remarque surtout une surface à rides de vagues passant latéralement et de façon ponctuelle à des zones encroûtées de petits lamellibranches. Sur cette surface s'observent des bioturbations horizontales ainsi que des empreintes (tridactyles ?) en cours d'étude.



*Fig. 36 : La Balme 3.*

#### Références:

GRÜNDEL J., PELISSIE T., GUERIN M., 2000 - Brackwasser-Gastropoden des mittleren Doggers von la Balme (Causses du Quercy, Südfrankreich). Berliner geowiss. Abh., E34, pp. 185-203.

PELISSIE T., ASTRUC J.G., 1996 - Tectonique synsédimentaires et dissolution d'évaporites dans les dépôts du jurassique moyen et supérieur des Causses du Quercy. Géologie de la France, n°4, pp. 23-32.

## DECOUVERTE DES PLUS ANCIENNES COQUILLES D'ŒUFS DE SAUROPODES (MEGALOOOLITHIDAE) LAURASIATIQUES

G. GARCIA\*, L. MARIVAUX, T. PELISSIE & M. VIANEY-LIAUD

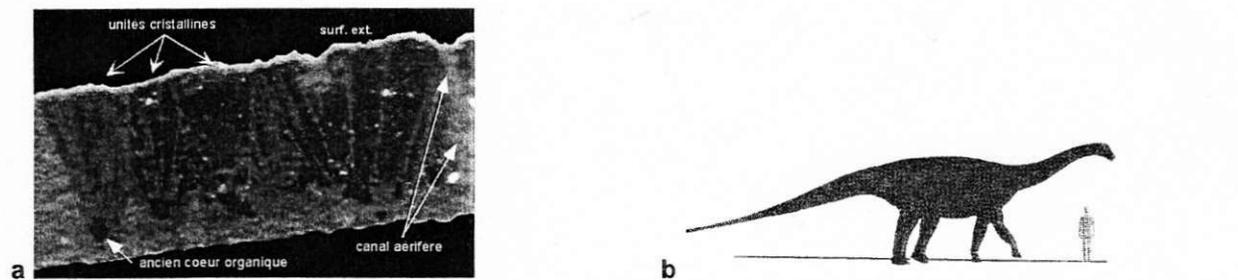
Les prospections menées au cours de ces dernières années, par l'un d'entre nous (T. Pelissié) ont conduit à la découverte inattendue et exceptionnelle, de fragments d'œufs de dinosaures, qui se sont avérés **les plus anciennes coquilles d'œufs de sauropodes répertoriées en Laurasie**. Ce matériel, partiellement recristallisé et très mince (0,15 à 0,25 mm), était associé à de nombreux micro-restes de vertébrés (crocodiliens, tortues, squamates, poissons), de charophytes (Porocharacés) et de gastéropodes, provenant de niveaux ligniteux, intercalés dans les calcaires marins de la Formation de Cajarc.

Après analyses (microstructurale et cladistique), il est apparu que ces coquilles étaient comparables, en tout point, aux formes discrétisphérolitiques du Crétacé supérieur (parafamille des Megaloolithités). La découverte d'œufs embryonnés en Argentine a permis récemment de faire le lien entre ce type de coquille et l'animal pondreur, un saltasauridé (famille méridionale de sauropodes de la fin du Mésozoïque).

Ainsi, les coquilles d'œufs de La Balme ont permis de démontrer pour la première fois, mais de manière indirecte, l'occurrence d'un taxon sauropodomorphe dans le Bajocien du Quercy.



**Figure 1.** a/ Surface externe de la coquille montrant de nombreux tubercules saillants (SEM x50). b/ Dessins (sections radiales) de coquilles discrétisphérolitiques caractérisées par des unités cristallines en éventails juxtaposées (Megaloolithid de la Balme et *Megaloolithus siruguei*, taxon maastrichtien).



**Figure 2 :** a/ Section radiale observée sous cathodoluminescence (x150). b/ Silhouette représentative d'un sauropode saltasauridé.

\* Lab. de Géobiologie, Biochronologie et Paléontologie Humaine, CNRS UMR 6046, Université de Poitiers.