ANALYSE DES FACIES
ET STRATIGRAPHIE INTEGREE :
APPLICATION AUX EVENEMENTS DU PASSAGE LIAS-DOGGER SUR LA PLATE-FORME DU QUERCY

Carine LEZIN

Laboratoire de Dynamique des Bassins sédimentaires
39 allées Jules Guesde
Université Paul Sabatier - Toulouse III

Thèse de Doctorat
de l'Université Paul Sabatier - Toulouse III
soutenue le 12 juillet 2000

STRATA Série 2, vol.35 p. 1-317, 138 fig., 9 pl. **2000**

REMERCIEMENTS

Au moment où j'achève ce travail réalisé au Laboratoire de Dynamique des Bassins sédimentaires de l'Université Paul Sabatier, j'exprime toute ma reconnaissance à mon directeur de thèse, Monsieur le Professeur Jacques REY pour m'avoir confié ce sujet qui s'est avéré de plus en plus passionnant au fur et à mesure qu'avançaient les recherches.
Son soutien, son aide et ses encouragements demeurèrent constants tout au long du déroulement de mes travaux. J'ai pu bénéficier de sa culture géologique et de sa rigueur méthodologique

J'exprime toute ma gratitude à Monsieur René CUBAYNES qui a su me transmettre une partie de son immense culture sur le Lias quercynois, sa passion pour la géologie et sa rigueur scientifique. Je tiens également à le remercier pour son soutien constant et ses encouragements.

Je voudrais témoigner également toute ma profonde reconnaissance :

- à Monsieur Thierry PELISSIE pour l'intérêt qu'il a manifesté à l'égard de mon travail, pour m'avoir fait bénéficier de sa connaissance du terrain en m'indiquant notamment de superbes affleurements ;
- à Monsieur Philippe FAURE pour l'important travail de détermination des ammonites qu'il a fourni ;
- à Monsieur Louis BONNET pour la réalisation des analyses statistiques.

Je les remercie tous les cinq pour leur disponibilité, pour les nombreuses discussions très enrichissantes et surtout je tiens à préciser que c'est un réel plaisir de travailler avec eux.

Je suis très honorée de compter parmi les membres du jury messieurs les Professeurs S. ELMI, P.C. de GRACIANSKY, M. FLOQUET, J. CANEROT, J.REY et Monsieur R. CUBAYNES. Je remercie les deux rapporteurs pour leurs lectures rigoureuses et riches en suggestions et pour l'intérêt qu'ils ont exprimé à l'égard de mon travail en acceptant notamment de venir sur mon terrain d'étude et ainsi pour m'avoir fait bénéficié de leurs connaissances.

Ces années de doctorat furent un enrichissement permanent en particulier grâce aux diverses collaborations avec de nombreuses personnes. L'apport de leur compétence m'ont permis d'une part d'enrichir mes connaissances et d'autre part d'approfondir mes recherches.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude :

- à C. DURLET, qui m'a initié à la diagenèse et qui m'a fait découvrir les « superbes » séries du passage Lias-Dogger dans le Haut-Atlas Marocain ;
- au Professeur J. F DECONINCK, pour m'avoir accueilli au sein du Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique (Université de Lille 1), pour m'avoir initié à l'analyse des particules argileuses et pour ses suggestions constructives lors de la rédaction. Je ne serais oublier Deny MALENGROS et Philippe RECOURT qui m'ont initié au mode opératoire ainsi que tous les membres du laboratoire qui m'ont merveilleusement bien accueilli ;
- à M. G. LACHKAR, pour l'étude des associations palynologiques ;
- à M. J.P. BASSOULET, qui m'a aidé dans la détermination des foraminifères porcelanés et agglutinants ;
- à Mme RUGET, pour la détermination des nodosariidés ;
- à M. B. ANDREU, pour la détermination des ostracodes et pour sa disponibilité en qualité de tuteur d'enseignement pendant mes années de monitorat à l'Université Paul Sabatier ;
- aux Professeurs J. CANEROT et F. ODONNE pour leur suggestions notamment en ce qui concerne les interprétations tectoniques. Je remercie tout particulièrement M. CANEROT pour m'avoir confié les enseignements de travaux pratiques de géologie générale.
- à M. Y. ALMERAS, pour la détermination des brachiopodes ;
- à M. J. G. ASTRUC, pour m'avoir fait bénéficier de ses connaissances du terrain ;

- à toutes les personnes qui m'ont honoré par leur présence sur mon terrain d'étude et qui par leur remarque constructive ont contribué à l'amélioration de ce travail.

Un grand merci, également, à **tous les membres du laboratoire** notamment :

- à Mesdames P. EICHENE, M. FILHASTRE, F. RONCHINI pour leur immense gentillesse, leur grande disponibilité et leur aide et à M. V. FOURNIER ;
- à M. FILHASTRE qui a contribué aux cumul des données en confectionnant de nombreuses plaques minces. Je lui souhaite de profiter au maximum d'une retraite bien méritée ;
- à M. R. CISZAK pour les enrichissantes discussions à propos du Dogger des Grands-Causses et pour sa collaboration à l'organisation de l'excursion « le passage Lias-Dogger dans le Quercy et les Grands-Causses ».
- à M. E. DEBROAS, aux Professeurs M. BILOTTE, J.M. VILA et B. PEYBERNES et à Mme A. MAILLARD-LENOIR

Je n'oublie pas non plus tous mes amis géologues et non géologues : Alex (la maman comblée, et il y a de quoi ! !), Christine (la future informaticienne), Odette (la pro des ostracodes), Sandrine (la pro des foraminifères), François, Pierre et Valéry (en espérant qu'ils trouvent très rapidement du travail), Manu (le pro des ammonites), Carole (la géologue de charme), Eric, ...et à tous ceux que j'ai oublié.

Je tiens également à remercier Bénédicte Rey qui m'a gentiment hébergé lors de mon séjour à Lille et tous les étudiants de 1er cycle que j'ai eu le plaisir de rencontré lors de ces 4 années d'enseignement.

Je ne peux pas terminer sans avoir une pensée toute particulière pour mes parents et ma sœur qui n'ont cessé de m'encourager tout au long de ces années et à mon ami Christophe pour avoir été compréhensif et patient. C'est avec une immense joie que je leur dédie ce travail.

RESUME

En milieu marin, les variations du niveau de base se traduisent par des variations à la fois de la biophase, de la texture, des structures sédimentaires, des éléments non biogènes...Dans des séries lithologiquement peu contrastées, il est nécessaire de tenir compte d'un maximum de caractères descriptifs du faciès pour déceler ces variations. Ainsi, ce travail montre la contribution d'une approche pluri - disciplinaire et notamment la contribution de l'analyse quantitative des faciès, pour la reconstitution de l'évolution d'un bassin et l'identification des facteurs contrôlant cette évolution. La démarche a été appliquée au bassin quercynois durant l'intervalle Toarcien supérieur-Bajocien inférieur.

La série étudiée se compose de 7 unités lithostratigraphiques (marnes silteuses, assise à gryphées, calcaires argileux à brachiopodes, calcaires bioclastiques à lamellibranches, calcaires à biopisolithes de nubéculaires, calcaires dolomitiques et recristallisés et calcaires oolithiques).

Le cadre biochronologique est fondé sur les faunes d'ammonites et de brachiopodes. Le Toarcien supérieur a été subdivisé en horizons, plusieurs nouveaux bio-horizons locaux étant individualisés. Pour l'Aalénien, deux zones ont été reconnues (zone à Opalinum et Murchisonae).

L'analyse des faciès a permis d'individualiser 25 faciès différents qui se répartissent dans 2 domaines paléoenvironnementaux : un domaine de plate-forme ouverte au Toarcien supérieur-Aalénien inférieur et un domaine de plate-forme protégée à l'Aalénien moyen et terminal.

Les corrélations de proche en proche des diverses coupes (60) et des divers demi-cycles transgressifs-régressifs individualisés sur chacune des verticales, ont permis de découper la série en 7 séquences de dépôts (S0 à S6).

L'établissement de cartes paléoenvironnementales et l'analyse de la géométrie des dépôts permettent de proposer une reconstitution de la dynamique du bassin en 5 grandes phases : une phase de comblement généralisé du bassin au cours de la zone à Thouarsense conduisant à l'instauration d'une plate-forme homoclinale ; un approfondissement brutal associé à une paléostructuration au cours de la zone à Dispansum (phase 2) ; un comblement saccadé sous contrôle tectonique local conduisant à l'installation d'une plate-forme carbonatée, à partir de la zone à Pseudoradiosa jusqu'à la base de l'Aalénien inférieur (phase 3) ; le passage progressif d'un dispositif de plate-forme ouverte à un dispositif de plate-forme protégée au cours de l'Aalénien inférieur à moyen (phase 4) et un comblement progressif et saccadé de la plate-forme quercynoise du sommet de l'Aalénien moyen jusqu'à la limite aaléno-bajocienne, qui s'achève par le développement de faciès évaporitiques sur la majorité du secteur et des émersions locales (phase 5).

L'analyse de l'agencement des dépôts et de l'évolution de la nature de la sédimentation, associée à l'apport d'analyses complémentaires (minéralogie des argiles, palynologie) a facilité la reconnaissance des facteurs de contrôle de la sédimentation. Du Toarcien supérieur à l'Aalénien moyen, une activité tectonique locale (facteur allocyclique de faible longueur d'onde) relativement significative et continue conduit au morcellement du bassin quercynois.
Le changement progressif de dispositif au cours de l'Aalénien inférieur à moyen, contemporain de la disparition de la kaolinite et de la microflore continentale, témoigne d'une réactivation des accidents hercyniens induisant la surrection (facteur allocyclique de moyenne longueur d'onde) des seuils adjacents (seuils occidental et oriental).
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, peut-être d'origine eustatique.
Les conditions climatiques (climat tempéré) semblent relativement stables durant la période considérée.

Mots clés : lithostratigraphie, biostratigraphie, analyse quantitative, stratigraphie intégrée, dynamique sédimentaire, facteurs allocycliques, Toarcien supérieur-Bajocien inférieur, Quercy (SW France).

ABSTRACT

In a marine environment, the variations of the base level result in variations of the base level of erosion result in variations in the biophase and texture, as well as in the sedimentary structure and non-biological elements... In the not very-contrasted lithologically series, it is required to take into account a maximum of descriptive characters of the facies to discover these variations. As a consequence, this work shows the contribution of a multi-disciplinary approach and more especially the contribution of the statistical analysis of the facies, to reconstitute the evolution of a basin and to identify the factors controling that evolution. This Way of proceeding was used for the « quercynois basin » during the upper Toarcian – lower Bajocian interval.

The investigated series is composed of 7 lithostratigraphic units (silty clays, « assise à gryphées », argillaceous limestone with brachiopods, bioclastic limestones with lamellibranchiata, biopisolith limestones with Nubecularia, dolomitic and recrystallized limestones, and oolithic limestones).

The biochronological setting is based on the fauna composed of ammonites and brachiopods. The upper-Toarcian was subdivided into horizons, several new bio-horizons being individualized. As for the Aalenian, two zones were identified (the Opalinum and Murchisonae zones).

The analysis of the facies allowed us to individualize 25 different facies which belong to two paleoenvironment fields : open shelf at upper Toarcian-lower Aalenian and a restricted shelf at middle – terminal Aalenian.

The correlations (made by degrees) of the different cross-sections and the various transgressive-regressive semi-cycles individualized on every vertical one, allowed us to cut the series into 7 depositional sequences (S0 to S6).

The drawing of paleoenvironmental maps and the analysis of the deposit geometry allow us to suggest a reconstitution of the dynamics of the basin, following 5 main phases : the general silting up of the basin in the Thouarsense zone, leading to the setting of a homoclinal platform (phase 1) ; a severe deepening associated with a paleostructuration at the dispansum zone (phase 2) ; an uneven silting-up under local tectonic control leading to the settling of a carbonated platform starting zone Pseudoradiosa up to the basis of the lower Aalenian (phase 3) ; the progressive passage from an open shelf to a restricted shelf from the lower to the middle Aalenian (phase 4) and a progressive and uneven silting-up of the « quercynoise » platform from the top of the middle Aalenian to the aalenian – bajocian limit, ending with the development of evaporitic facies on the majority of the area and of the local emersions (phase 5).

The analysis of the placing of the deposits and the evolution of the type of the sedimentation, associated to complementary analysis (mineralogy of the clays, palynology) facilitates the recognition of the factors which control the sedimentation.

From the upper Toarcian to the middle Aalenian, a local tectonic activity (an allocyclic factor of weak wavelength) relatively significant and continuous leads to the parcelling of the « quercynois » basin.

The progressive changing during the course of the lower to middle Aalenian, contemporaneous with the disappearing of the kaolinite and of the continental microflora, shows a reactivation of hercynian accidents causing the uplift (allocyclic factor of middle wavelength) of adjacent sills (Western and Eastern).

The relative synchronisation in the recording of the variations of the space available according to the Quercy scale implies an allocyclic control of a wavelength greater than the scale of the basin, may be of eustatic origin.

The climate conditions (a temperate climate) seemed to be relatively steady during the period considered.

Key-Words : lithostratigraphy, biostratigraphy, statistical analysis, integrated stratigraphy, sedimentary dynamics, allocyclic factors, upper Toarcian – lower Bajocian, Quercy (South West France).

SOMMAIRE

CHAPITRE I : PRESENTATION GENERALE ET METHODOLOGIQUE

1. Généralités 13

1.1. CADRE GEOGRAPHIQUE, GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL 13

1.2. LES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES 13
1.2.1. HISTORIQUE 13
1.2.2. LES FORMATIONS QUERCYNOISES A LA LIMITE LIAS-DOGGER 16
1.2.3. LES DISCONTINUITES MAJEURES 17

1.3. CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE 18
1.3.1. DE L'INDIVIDUALISATION DU BASSIN QUERCYNOIS AUX DEPÔTS CIRCALITTORAUX DU TOARCIEN INFERIEUR 18
1.3.2. DEVELOPPEMENT PROGRESSIF D'UNE NOUVELLE PLATE-FORME CARBONATEE PROXIMALE 21

2. Objectifs et méthodes 24

2.1. OBJECTIFS 24
2.2. NOTIONS DE BASE 24
2.2.1. INTRODUCTION 24
2.2.2. METHODOLOGIE 27

CHAPITRE II : BIOSTRATIGRAPHIE ET LITHOSTRATIGRAPHIE

1. Biostratigraphie 35

1.1. INTRODUCTION 35
1.2. ASSOCIATION FAUNIQUE ET NOUVEAU DECOUPAGE BIOZONAL 35

2. Lithostratigraphie 37

2.1. COUPE DE LA GIRONIE 37
2.1.1. LITHOLOGIE ET SUCCESSION DES FACIES 37
2.1.2. BIOSTRATIGRAPHIE 40

2.2. COUPE DE LAPOUJADE 40
2.2.1. LITHOLOGIE ET SUCCESSION DES FACIES 40
2.2.2. BIOSTRATIGRAPHIE 45

2 3 COUPE DE THEMINES 45
2.3.1 LITHOLOGIE ET SUCCESSION DES FACIES 45
2.3.2 BIOSTRATIGRAPHIE 48

2.4 COUPE DE SAINT PIERRE DE LIVRON 50
2.4.1 LITHOLOGIE ET SUCCESSION DE FACIES
2.4.2 BIOSTRATIGRAPHIE 53
2.5. CONCLUSIONS 54

CHAPITRE III : ANALYSE DES FACIES

1. Introduction 57
2. Le traitement statistique des données 57
2.1. LES METHODES 57
2.2 LES VARIABLES 58
2.3. LES RESULTATS 58
2.3.1. LA CLASSIFICATION HIERARCHIQUE 58
2.3.2. LE TEST DE HABERMAN 60
3. Faciès et milieux de dépôt 63
3.1. DESCRIPTIONS 63
3.2. SYNTHESE 74
4. La répartition des faciès dans l'espace 74
4.1. DISTRIBUTIONS DES VARIABLES SUR LES AXES FACTORIELS DE L'A.C.M. 74
4.1.1. AXE F1 74
4.1.2 AXE F2 78
4.1.3. AXE F3 78
4.1.4. AXE F4 78
4.2. DISTRIBUTION DES NIVEAUX DE PRELEVEMENT SUR LES AXES FACTORIELS DE L'A.C.M 79
4.2.1. AXE F1 79
4.2.2. AXE F2 80
4.2.3. AXE F4 80
4.4. PROJECTION DES COUPES (sites de prélèvement) SUR LES AXES FACTORIEL 80
5. La succession des faciès dans le temps 83
5.1. METHODES STATISTIQUES : DIAGRAMMES DES COORDONNEES FACTORIELLES DES UNITES STATISTIQUES 83
5.1.1. TENDANCES MAJEURES 84
5.1.2. TENDANCES MINEURES 84
5.2. LES DISCONTINUITES 89
6. Conclusions 90

CHAPITRE IV : ANALYSE DETAILLEE DU TOARCIEN SUPERIEUR-AALENIEN DANS LE QUERCY ET CORRELATIONS

1. Introduction 93

2. Quercy méridional 94

2.1. COUPES 95

2.1.1. REGION GRESIGNOLE 95

2.1.1a Coupe de référence : coupe de Bruniquel 95

2.1.1b Variations latérales 100

Coupe de Puycelsi 100

Coupe de Janoye 102

Coupe de Lexos 104

2.1.2 VALLEE DE LA BONNETTE 107

Coupe de St Amans 107

Coupe de Loze 108

2.1.3 SECTEUR DU CROS 110

Coupe du Cros 110

Coupe de Puylagarde 112

Coupe de Loygue 114

Coupe de Beauregard 114

**** Conclusions*** 114

2.1.4 SECTEUR DE PROMILHANES-MARTIEL 115

Coupe d'Igue de Gulhe et d'Aïgo-fresco 115

Coupe de Janas 116

Coupe de Laumière 118

Coupe de Ginouilhac 122

2.2. CORRELATIONS 122

3. Le Quercy central 125

3.1. COUPES 126

3.1.1 SECTEUR DE SAINT REMY 126

3.1.1a Coupe de référence de Méjanet 126

3.1.1b Variations latérales 130

Coupe de Lamouroux 130

Coupe de Bérals 130

Coupe de St Rémy 132

Coupe de Farrou (lieu-dit : Ancien Moulin) 132

Coupe des Granades 132

Coupe de Ginals 132

Coupe de La Sarrette 134

3.1.2 SECTEUR DE SAINT MARTIN-LABOUVAL 134

3.1.2a Coupe de Calvignac 136

3.1.2b Variations latérales 140

Coupe de Cénevières 140
** Coupe de La Toulzanie* 142
** Coupe de Cornus et coupe de St-Martin-Labouval* 144
** Variations latérales orientales, le long de la vallées du Lot : coupes de Larroque-Toirac, d'Ambeyrac et de l'intersection D.38-D.86* 144

3.1.3 HAUT-FOND DE FIGEAC-CAPDENAC 146
Coupes de Figeac et de Lissac 146
Coupe de Capdenac-le-Haut 148
** La Marinie, Le Bancarel et St Julien d'Empare* 149

3.1.4 SECTEUR DE CORN-THEMINETTES 149

3.2 CORRELATIONS 153

3.2.1 SECTEUR DE ST REMY 153
3.2.2 SECTEUR DE ST-MARTIN-LABOUVAL 155
3.2.3 HAUT-FOND DE FIGEAC-CAPDENAC 157

4. Le Quercy septentrional 159

4.1. COUPES 159

4.1.1. SECTEUR DE GRAMAT 159
4.1.1a Coupe de référence : coupe de Thémines 159
4.1.1b Variations latérales 159
Coupe de Gramat 159
Coupe du Vitarel 161
Coupe du Moulin de Tournefeuille 163
** Coupe du Gouffre du Réveillon* 165

4.1.2. SECTEUR DE MARTEL-AUTOIRE 167
4.1.2a Coupe d'Autoire 168
4.1.2b Coupe de référence : coupe des Arques 173
4.1.2c Variations latérales 177
Côte des Mathieux 177
Lieu-dit « Courtils » 177
Coupe de Floirac 179
Coupe du Puy d'Issolud 179
Coupe de Carennac 181

4.1.3. SECTEUR DE TERRASSON 181
4.1.3a Coupe de référence : coupe de La Roche 183
4.1.3b Variations latérales 185
** Coupe du Pouch* 185

4.2 CORRELATIONS 186

4.2.1 SECTEUR DE GRAMAT 186
4.2.2 CAUSSE DE MARTEL-AUTOIRE 187

5. Conclusions 189

5.1. DECOUPAGE SEQUENTIEL 189
5.2. STRUCTURATION DU BASSIN QUERCYNOIS 192

CHAPITRE V : DYNAMIQUE DES ARGILES ET ASSOCIATIONS PALYNOLOGIQUES

1. Minéralogie des argiles 197

1.1. BUT DE L'ETUDE 197

1.2. DESCRIPTION DE LA METHODE 197

1.2.1. REALISATIONS DES PATES ORIENTEES 197
1.2.2. LES TRAITEMENTS 197
1.2.3. DESCRIPTION DES DIFFRACTOGRAMMES ET DETERMINATION SEMI-QUANTITATIVE
1.2.4. CONSIDERATIONS GENERALESSUR L'ORIGINE DES MINERAUX ARGILEUX 198

1.3. RESULTATS 199

1.3.1. EVOLUTION DES CORTEGES ARGILEUX DANS LE TEMPS 199
1.3.2. VARIATION SPATIO-TEMPORELLE DES CORTEGES ARGILEUX 208

2. Associations palynologiques 210

2.1. OBJECTIFS 210

2.2. RESULTATS 210

3. Interprétations 212

3.1. ORIGINE DE LA FRACTION ARGILEUSE 212

3.1.1. ROLE DE L'ENFOUISSEMENT 212
3.1.2. ASSEMBLAGES ARGILEUX ET VARIATIONS LITHOLOGIQUES 213

3.2. INTERPRETATION DE L'EVOLUTION DES CORTEGES ARGILEUX DANS LE TEMPS 214

3.2.1. EVENEMENT CLIMATIQUE 214
3.2.2. EVENEMENT EUSTATIQUE 215
3.2.3. LA MODIFICATION PALEOGEOGRAPHIQUE A-T'ELLE UNE ORIGINE TECTONIQUE ?

3.3. VARIATION DES CORTEGES ARGILEUX DANS L'ESPACE 219

4. Conclusions 219

CHAPITRE VI : HISTOIRE GEOLOGIQUE DU BASSIN QUERCYNOIS A LA LIMITE LIAS-DOGGER

1. Cadre géodynamique global 223

1.1. OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE 223
1.2. OUVERTURE DE LA TETHYS LIGURE 223

2. Dynamique du bassin quercynois au passage Lias-Dogger 224

2.1. PHASE DE COMBLEMENT ET MISE EN PLACE D'UNE RAMPE HOMOCLINALE 226
2.2. PHASE D'ENNOIEMENT ET DE PRE-STRUCTURATION 226
2.3. NOUVELLE PHASE DE COMBLEMENT 226
2.3.1. ZONE A PSEUDORADIOSA 228
2.3.2. HORIZON A MACTRA 230
2.4. HORIZON A CELTICA : NOUVELLE PHASE D'ENNOIEMENT DE FAIBLE AMPLITUDE 232
2.5. TOARCIEN TERMINAL : NOUVELLE PHASE DE COMBLEMENT
2.6. AALENIEN BASAL : INSTALLATION D'UNE PLATE-FORME CARBONATEE
2.7. SOMMET DE L'AALENIEN INFERIEUR : PREMICES DE L'INSTALLATION D'UNE PLATE-FORME PROTEGEE 234
2.8. BASE DE L'AALENIEN MOYEN : MODIFICATION PALEOGEOGRAPHIQUE MAJEURE 234
2.9. SOMMET DE L'AALENIEN MOYEN : PHASE DE COMBLEMENT DE CETTE PLATE-FORME PROTEGEE 238
2.10. BASE DE L'AALENIEN TERMINAL : NOUVELLE PHASE TRANSGRESSIVE 240
2.11. SOMMET DE L'AALENIEN : PHASE DE COMBLEMENT MAJEURE 240
2.12. CONCLUSIONS 240

3. Facteurs contrôlant la sédimentation 240
3.1. CONTRÔLE TECTONIQUE 241
3.2. CONTRÔLE EUSTATIQUE 244
3.3. CONTRÔLE CLIMATIQUE 245

4. L'équivalent de la discontinuité « Mi-Cimmérienne » 245
5. Communications avec les bassins adjacents et mise en place diachrone du « Haut-fond Occitan » 246

5.1 CONTEXTE SEDIMENTAIRE DU BASSIN DES GRANDS-CAUSSES 246
5.2. CONTEXTE SEDIMENTAIRE DU BASSIN AQUITAIN 246
5.3. DISCUSSION 249

CONCLUSIONS GENERALES 251

Références bibliographiques 259

Table des illustrations 271

Planches photographiques 279

Annexes 298

CHAPITRE I

PRESENTATION GENERALE ET METHODOLOGIE

1. Généralités 13

1.1. CADRE GEOGRAPHIQUE, GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL 13

1.2. LES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES 13

1.2.1. HISTORIQUE 13

1.2.2. LES FORMATIONS QUERCYNOISES A LA LIMITE LIAS-DOGGER 16

1.2.2a. La Formation de Lexos (Cubaynes *et al.*, 1981) 16
1.2.2b. La Formation d'Autoire (Delfaud, 1969) 16

1.2.3. LES DISCONTINUITES MAJEURES 17

1.3. CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE 18

1.3.1. DE L'INDIVIDUALISATION DU BASSIN QUERCYNOIS AUX DEPÔTS CIRCALITTORAUX DU TOARCIEN INFERIEUR 18

1.3.2. DEVELOPPEMENT PROGRESSIF D'UNE NOUVELLE PLATE-FORME CARBONATEE PROXIMALE 21

2. Objectifs et méthodes 24

2.1. OBJECTIFS 24

2.2. NOTIONS DE BASE 24

2.2.1. INTRODUCTION 24

2.2.1a. Facteurs de contrôle de la sédimentation 24
2.2.1b. Individualisation des unités stratigraphiques 25
2.2.1c. Application à la série étudiée 26

2.2.2. METHODOLOGIE 27

2.2.2a. Identification des divers faciès et interprétation paléoenvironnementale 27
2.2.2b. Profil théorique de dépôt et géométrie des plate-formes 28
2.2.2c. Identification des unités stratigraphiques élémentaires 30
2.2.2d. Corrélations stratigraphiques 30
2.2.2e. Répartition 3D des environnements de dépôts 32
2.2.2f. facteurs contrôlant la sédimentation 32

1. Généralités

1.1. CADRE GEOGRAPHIQUE, GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

La zone d'investigation (fig. 1) 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.

Au NE du bassin Aquitain s'individualise le bassin quercynois de forme triangulaire, qui 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 les différents levés cartographiques, qui ont débutés dès 1830, montrent qu'elles 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 sub E-W 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.

Dans le cadre de cette étude, ce bassin a été divisé en 3 secteurs :

- le Quercy méridional qui s'étend de Puycelsi, au Sud, jusqu'à Villefranche-de-Rouergue, au Nord ;
- le Quercy Central qui débute au Nord de Villefranche-de-Rouergue et qui se termine au Nord du Mas de Gendre ;
- le Quercy septentrional qui s'étend des abords de Thémines (Lacapelle-Marival), au Sud, jusqu'à Brive-la-Gaillarde, au Nord.

1.2. LES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

1.2.1. HISTORIQUE

La recherche géologique dans le Quercy a débuté dès 1830 avec l'établissement de cartes géologiques au 1/80000 et des études géologiques locales (Magnan, 1869 ; Boisse, 1870 et Boule, 1898). Les grandes unités stratigraphiques ont été définies pour la première fois par C. Mouret en 1887 dans une note sur le Lias des environs de Brive. Glangeaud, en 1895, décrit les séries du Lias et du Jurassique moyen qui affleurent sur la bordure occidentale du Massif Central (du Lot jusqu'au département de la Vienne). Il indique l'absence du Toarcien terminal dans le secteur de la Bachellerie, dans la vallée de l'Auvezère et une réduction de cette même unité en allant de Turenne vers Terrasson.

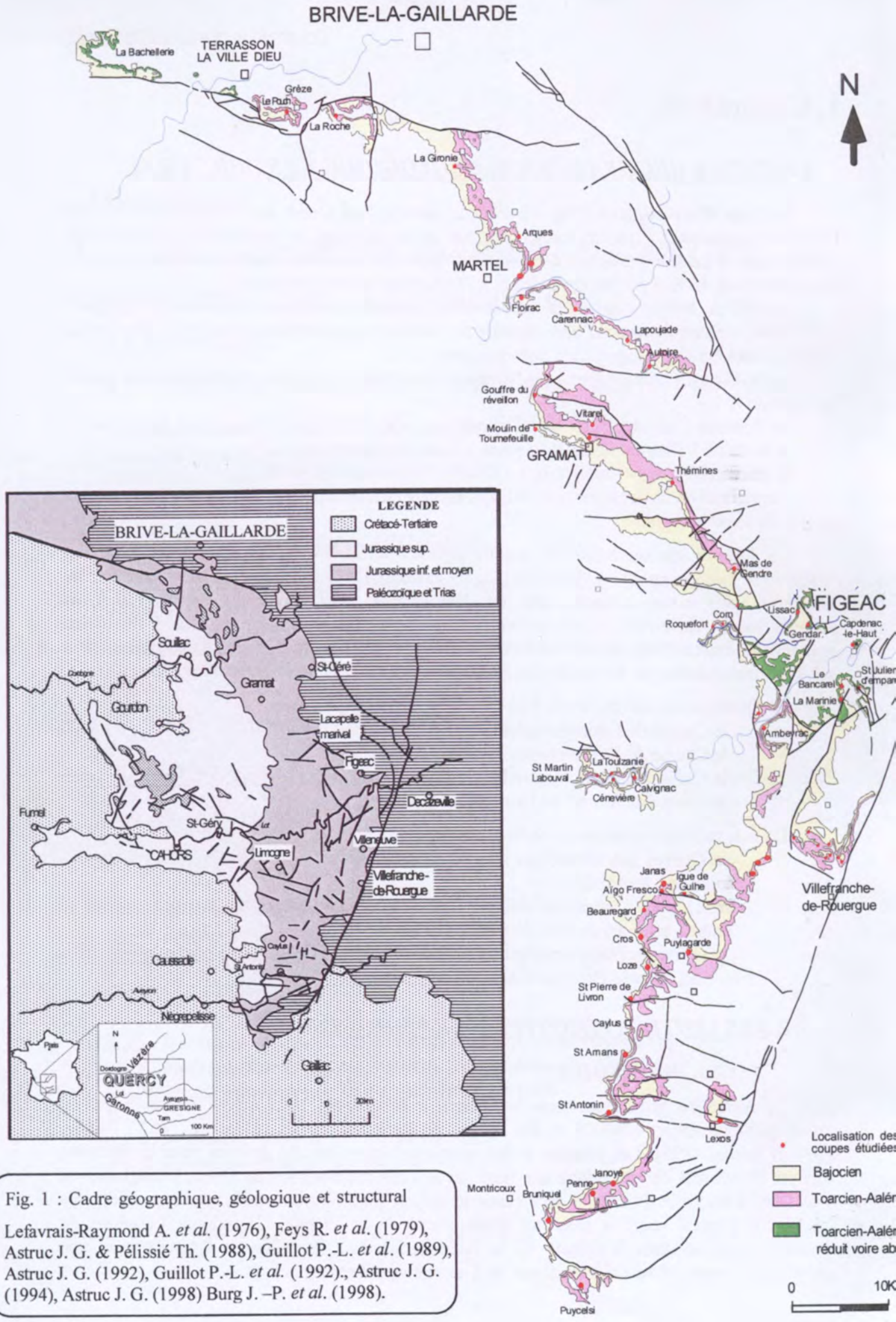


Fig. 1 : Cadre géographique, géologique et structural

Lefavrais-Raymond A. *et al.* (1976), Feys R. *et al.* (1979), Astruc J. G. & Pélissié Th. (1988), Guillot P.-L. *et al.* (1989), Astruc J. G. (1992), Guillot P.-L. *et al.* (1992)., Astruc J. G. (1994), Astruc J. G. (1998) Burg J. –P. *et al.* (1998).

En 1903, Thévenin effectue la première synthèse sur le Jurassique du Quercy. Il décrit la série toarcienne dans le secteur de la Grésigne et notamment aux environs de Saint Antonin et il définit son contenu fossilifère. Il montre l'évolution de cette série du Sud du Quercy vers le secteur de Figeac. Ses observations révèlent l'absence des *Gryphaea sublobata* dans le secteur de Foissac, Saint-Julien-d'Empare et Capdenac..., ainsi que dans le détroit de Rodez. En s'inspirant de travaux antérieurs notamment de Glangeaud (1895), il propose un schéma (fig. 2) de variation de puissance du Lias sur la bordure SW du Massif Central entre Terrasson (Dordogne) et Puycelsi (Tarn).

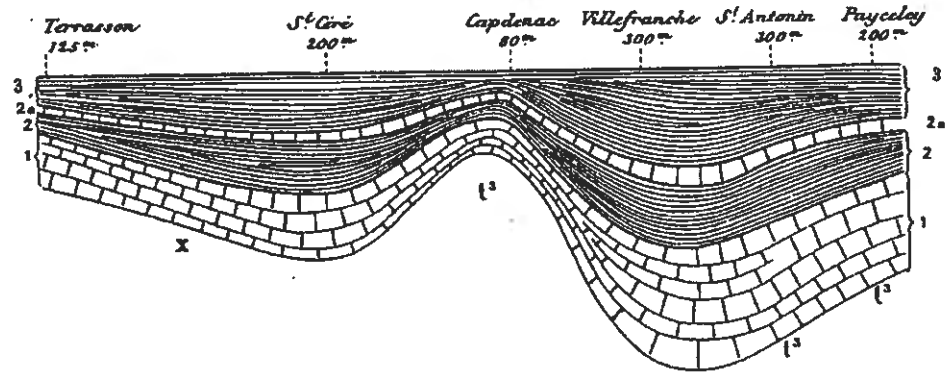


Fig. 2 : Variations de puissance du Lias sur la bordure SW du Massif Central entre Terrasson (Dordogne) et Puycelsi (Tarn).
1 : Infralias et Sinémurien ; 2 : Charmouthien calcaire et marneux ; 2a : barre à pectens ; 3 : Toarcien ; x : substratum paléozoïque ; t^3 : grès du Trias (*in* Thèvenin, 1903).

A partir des années 30, des chercheurs tels que Ellenberger (1937, 1938), Durand-Delga (1943), Gèze *et al.* (1947), Gèze (1954) et Dufaure 1958, précisent le cadre stratigraphique et établissent les premiers schémas structuraux.

En 1969, Delfaud définit la formation d'Autoire, dans la reculée d'Autoire sous le village, vers la cascade le long de la D.38. Dans de nombreuses publications (1967, 1972, 1975, 1980), il analyse les séries jurassiques en faisant intervenir la notion d'analyse séquentielle.

En 1971, Fabre, dans le cadre d'une thèse de 3ème cycle présente, une étude stratigraphique qui englobe les séries allant du Permien au Quaternaire (avec en particulier la description de la série du Toarcien supérieur et de l'Aalénien à Bruniquel) et une étude tectonique dans le secteur grésignol.

A partir des années 80, de nombreux travaux très rigoureux précisent les connaissances sur les séries du Lias et du Dogger quercynois.

En 1981, Cubaynes et Fauré définissent la formation des marnes et calcaires de Lexos dans les carrières de cimenterie Lafarge à Lexos (Tarn et Garonne).

En 1982, Pélissié étudie, dans le cadre d'une thèse de 3ème cycle, le Dogger et le Malm du Causse de Limogne. Durant la même année, Boichard et Drullion proposent une reconstitution diagénétique des formations carbonatées oolithiques du Bajocien.

En 1984, Cubaynes *et al.* distinguent deux séquences klupféliennes durant la période étudiée :

-la première se termine au sommet de l'horizon à Mactra ;

-la seconde englobe à la fois la partie sommitale du Toarcien supérieur et l'Aalénien.

En 1986, Cubaynes reprend et développe l'analyse de la succession des terrains et des

séquences du Toarcien décrite par Cubaynes *et al.* en 1984.

A partir de 1987, divers travaux portent sur la stratigraphie séquentielle du Jurassique du Quercy (Cubaynes *et al.*, 1987 ; Rey *et al.*, 1988 ; Cubaynes *et al.*, 1989a et 1989b ; Cubaynes et Rey, 1994 ; Rey *et al.*, 1995), et affinent le cadre lithostratigraphique, sédimentologique et paléontologique.

Qajoun en 1993, dans son étude stratigraphique et micropaléontologique du Toarcien du Quercy septentrional propose un découpage séquentiel à partir de l'évolution morphologique et de la diversité des foraminifères dans les divers cortèges. Il subdivise le Toarcien supérieur en 2 séquences de dépôts de 3ème ordre :

- la séquence Toa 7 dont le bas niveau est daté de la sous-zone à Insigne, l'intervalle transgressif de la sous-zone à Pseudoradiosa et le haut niveau de l'horizon à Mactra ;
- la séquence Toa 8 dont le bas niveau est daté de l'horizon à Celtica, l'intervalle transgressif de l'horizon à Aalensis (Lugdunensis) et le haut niveau du sommet de l'horizon de Buckmani.

Pélissié *et al.* (1996) mettent en évidence certains indices sédimentaires qui confortent l'hypothèse d'une tectonique synsédimentaire au sein des dépôts du Jurassique moyen et supérieur dans le Quercy (discordance, brèches). Ils présentent un schéma de corrélations lithostratigraphiques de la série aalénienne. Ils montrent notamment des variations d'épaisseurs des calcaires bioclastiques de l'Aalénien basal et le caractère érosif de la discontinuité qui se situe à la base des dépôts bajociens.

1.2.2. LES FORMATIONS QUERCYNOISES A LA LIMITE LIAS-DOGGER

L'intervalle de temps étudié s'étend du sommet de la sous-zone à Fallaciosum (Toarcien supérieur) jusqu'aux calcaires oolithiques bajociens.

Deux formations matérialisent cet intervalle chronologique (fig. 3) :

1.2.2a. La Formation de Lexos (Cubaynes *et al.*, 1981), datant du Toarcien supérieur

Elle est comprise entre la formation de Penne (marnes et calcaires) et la formation d'Autoire. Seule la partie supérieure de cette formation (sommet de la sous-zone à Pseudoradiosa jusqu'au sommet de l'horizon à Buckmani), sera étudiée.

D'un point de vue lithologique elle est caractérisée par la superposition des marnes noires (à la base) puis d'une alternance de calcaires et de marnes contenant une faune benthique (lamellibranches, brachiopodes) et des niveaux ligniteux. Cette succession montre une évolution paléoenvironnementale des domaines circalittoraux (marnes noires) aux domaines infralittoraux, ce qui souligne de nettes tendances régressives (Cubaynes *et al.*, 1989a).

1.2.2b. La Formation d'Autoire (Delfaud, 1969), datant de l'Aalénien et du Bajocien

Seule la partie basale de cette formation datant de l'Aalénien et constituant le membre des calcaires à « oncolithes » de la Toulzanie (Pélissié, 1982) et la base du membre des calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac (Pélissié, 1982) sera analysée.

Ce niveau, qui est composé de calcaires à lamellibranches et à *Leioceras opalinum*, passe progressivement à des calcaires bioclastiques riches en petits « oncolithes » millimétriques et se termine par la discontinuité D.10.

Les dépôts aaléniens de milieu marin ouvert ont été définis comme formant la semelle d'une importante barrière oolithique (Pélissié, 1982). Ils s'organiseraient en une séquence klupfélienne limitée au sommet par un fond durci ou une croûte ferrugineuse (discontinuité D.10). Elle est surmontée par un ensemble de calcaires oolithiques et dolomitiques attribués au Bajocien (Cubaynes *et al.*, 1989a).

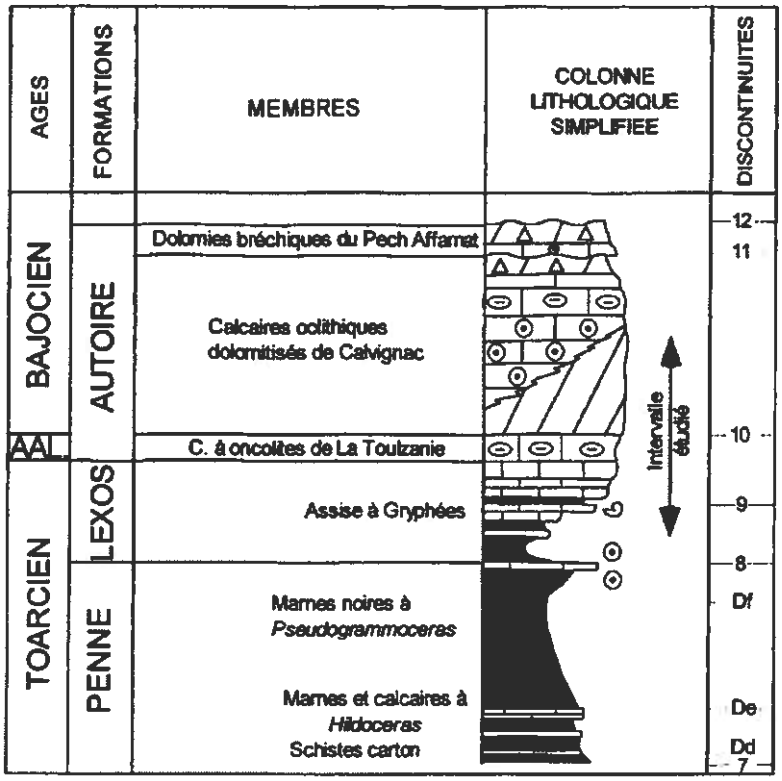


Fig. 3 : Cadre lithostratigraphique et discontinuités majeures (*in* Rey *et al.*, 1995 ; modifié)

1.2.3. LES DISCONTINUITES MAJEURES

Trois discontinuités majeures ont été décrites (par Cubaynes *et al.*, 1989b) dans l'intervalle de temps Toarcien supérieur-base du Bajocien (fig. 3) :

- la **discontinuité D.8** intra-toarcienne, post-Fallaciosum, qui clôture la formation des marnes et calcaires de Penne. Elle a été reconnue sur l'ensemble de la plate-forme quercynoise.
- la **discontinuité D.9 post-Mactra** (Cubaynes *et al.*, 1987) qui interrompt la séquence klupfélienne décamétrique qui se situe au sommet de l'assise à gryphées. Elle est exprimée, généralement, par une surface durcie.
- la **discontinuité D.10** (Pélissié, 1982) est définie par un changement dans la sédimentation (apparition des oolithes), dans l'évolution diagénétique (apparition des faciès dolomitisés et recristallisés) et des biocénoses. Cette surface coïncide avec le mur de la dolomitisation qui affecte la série attribuée au Bajocien et avec l'apparition de certains foraminifères benthiques.

La discontinuité D.11, quant à elle, clôture les calcaires oolithiques du membre de Calvignac. Elle correspond à une surface de réactivation.

1.3. CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE

1.3.1. DE L'INDIVIDUALISATION DU BASSIN QUERCYNOIS AUX DEPÔTS CIRCALITTORAUX DU TOARCIEN INFERIEUR

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 fluviatiles 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 microrythmes puis par des calcaires oolithiques, implique l'installation d'une plate-forme carbonatée peu profonde.

Au passage entre Lias inférieur et Lias moyen, le bassin se structure en sous-bassins. Cubaynes (1986) propose un modèle morpho-structural (fig. 4) 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).

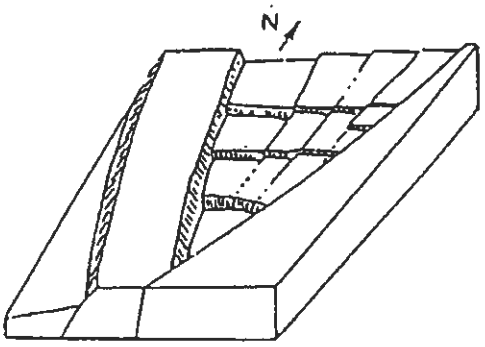


Fig. 4 : Modèle morpho-structural du Quercy méridional (Cubaynes, 1986).

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'accentue jusqu'au Domérien inférieur à moyen avec l'installation de vasières circalittorales (fig. 5).

Au Domérien supérieur, les calcaires bioclastiques de la barre à Pecten indiquent une nouvelle phase de comblement (Cubaynes, 1986 ; fig. 6). 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.

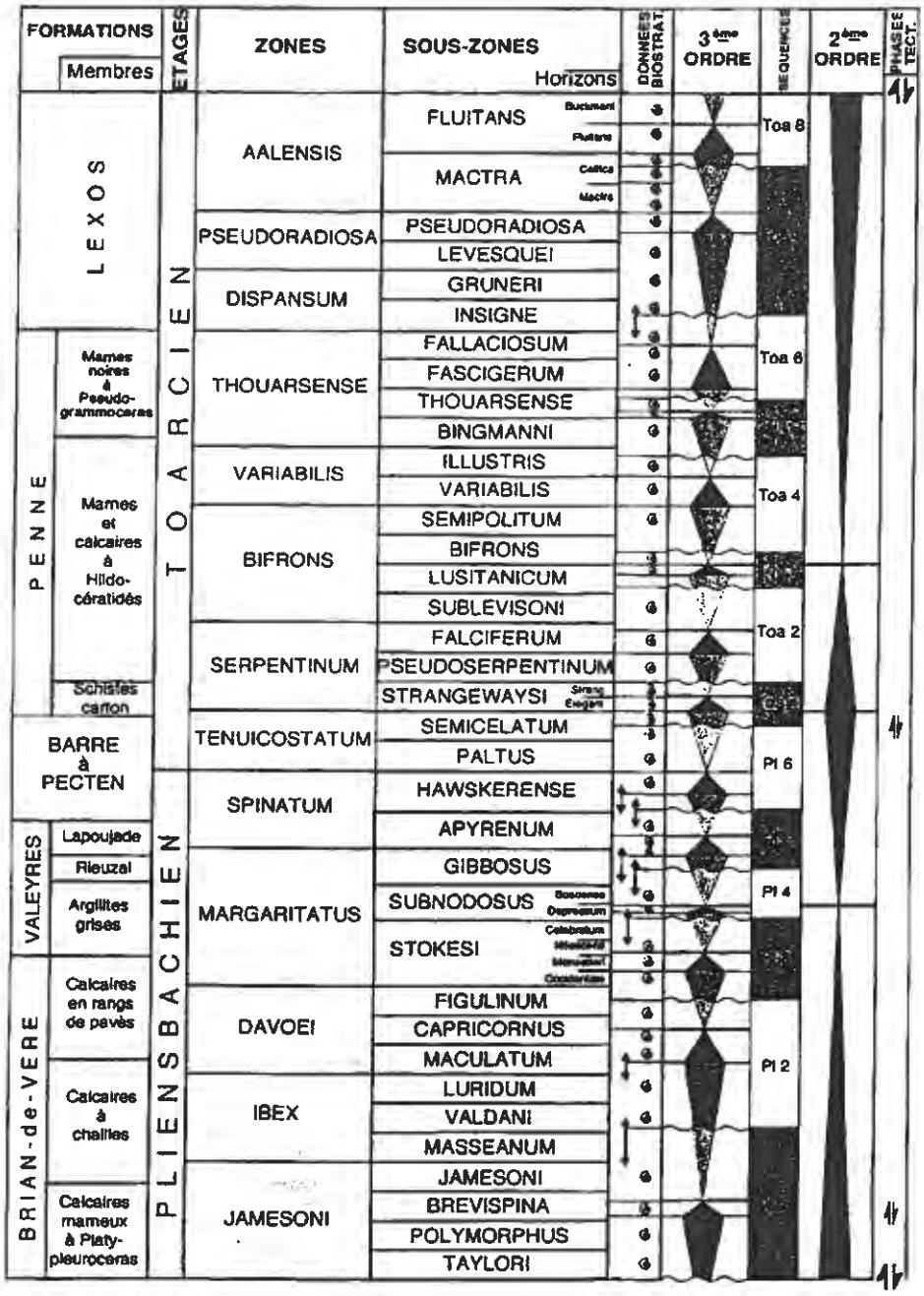


Fig. 5 : Lithostratigraphie, biostratigraphie, séquences de dépôts et cycles régressifs-transgressifs du Lias moyen et supérieur quercynois (*in* Rey *et al.*, 1995).

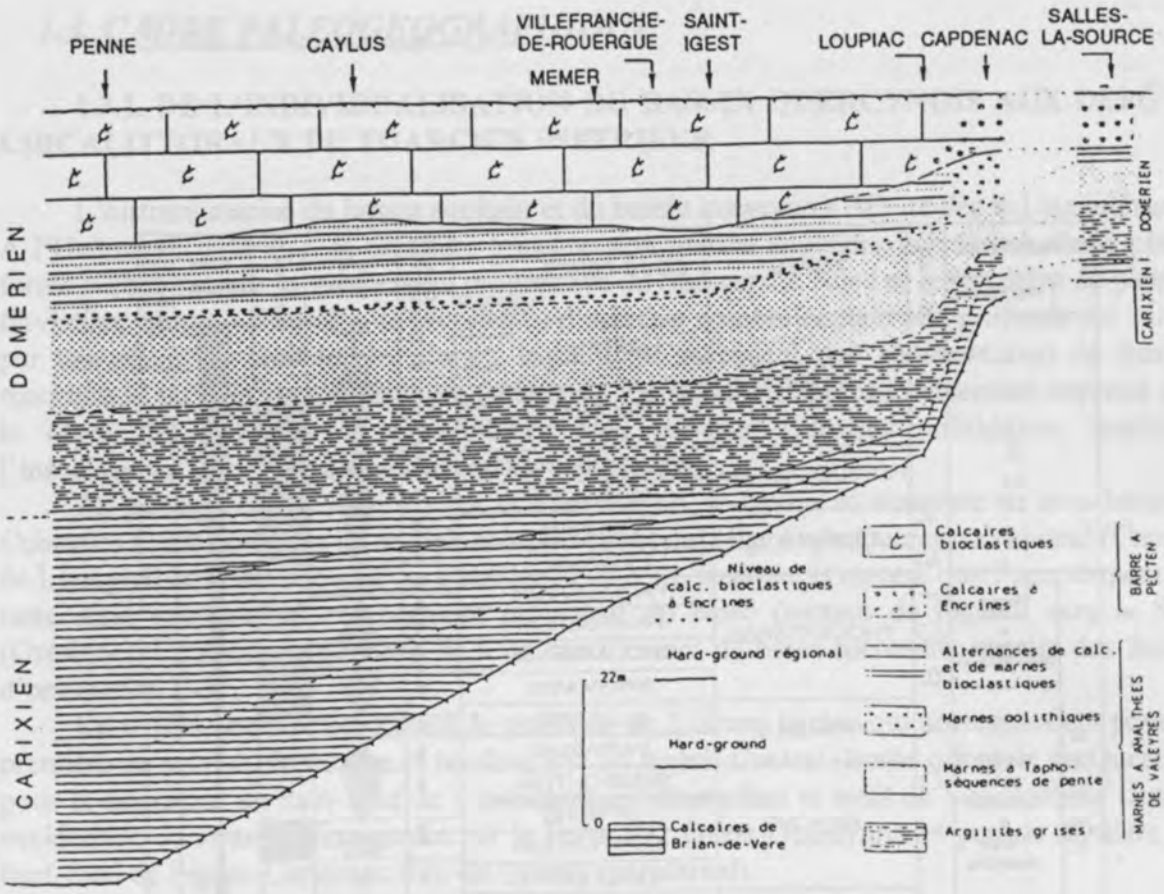


Fig. 6 : La structure en hémi-graben du bassin liasique du Quercy méridional au Carixien-Domérien (*in* Cubaynes, 1986).

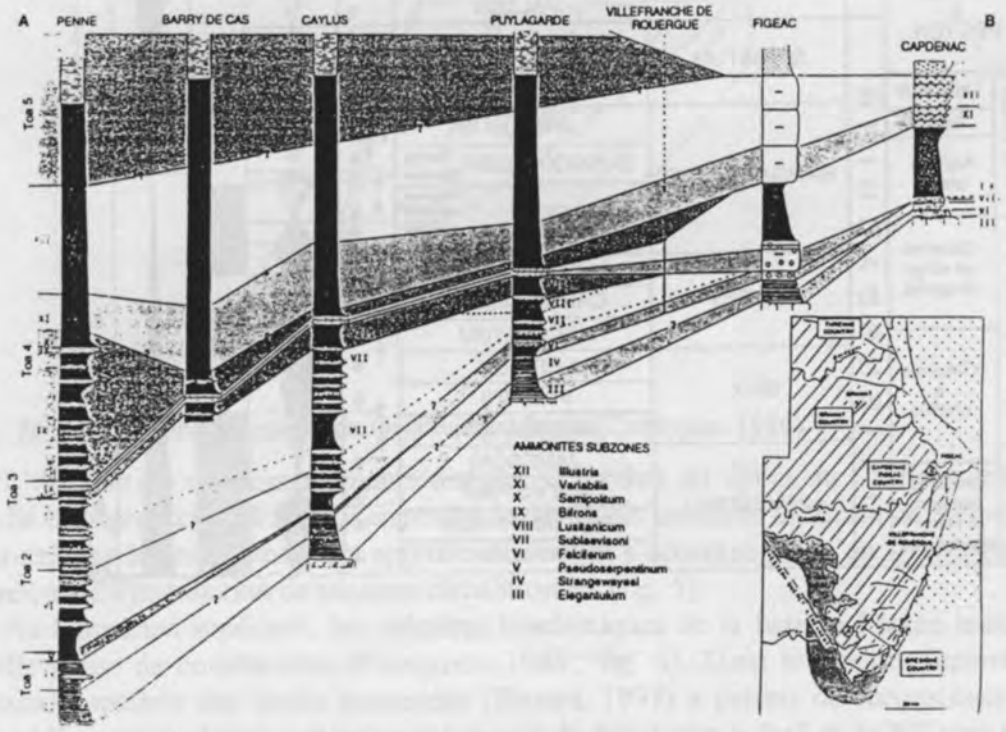


Fig. 7 : Séquences de dépôt du Toarcien inférieur et moyen dans le Quercy méridional (*in* Rey *et al.*, 1995).

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 (fig. 7).

1.3.2. DEVELOPPEMENT PROGRESSIF D'UNE NOUVELLE PLATE-FORME CARBONATEE 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.

A partir de l'Aalénien, une nouvelle plate-forme se met en place. Les calcaires à oncolithes traduisent une reprise de la sédimentation succédant aux séries réduites du Toarcien terminal. La répartition des dépôts est sous la dépendance d'accidents N°20 induisant une topographie en blocs basculés à l'Aalénien (Pélissié *et al.*, 1996 ; fig. 8) et au Bajocien-Bathonien (Peybernés et Pelissié, 1985 ; fig. 9). 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 de ces deux océans.

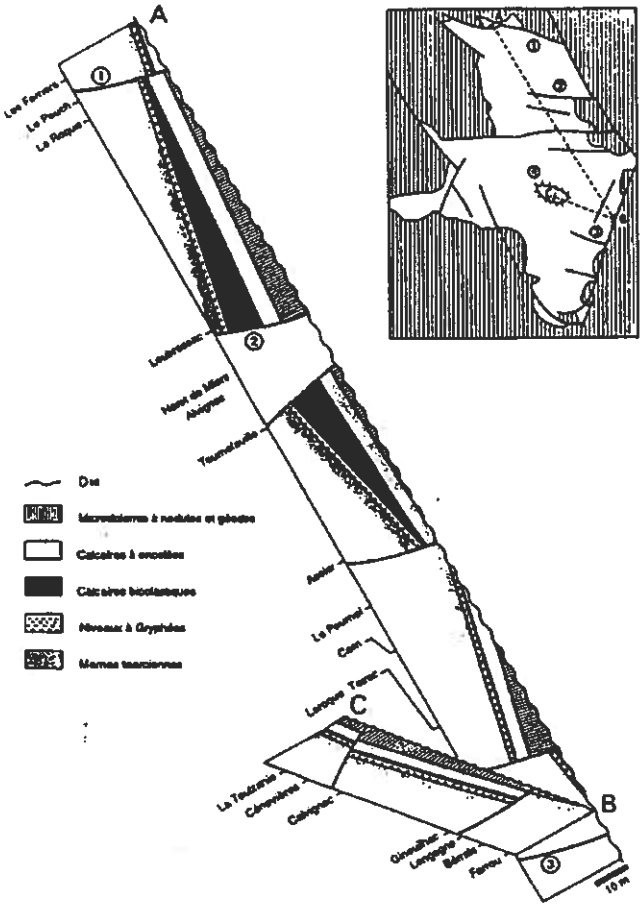


Fig. 8 : Morphologie en blocs basculés du Quercy durant l'Aalénien (*in* Pélissié *et al.*, 1996).

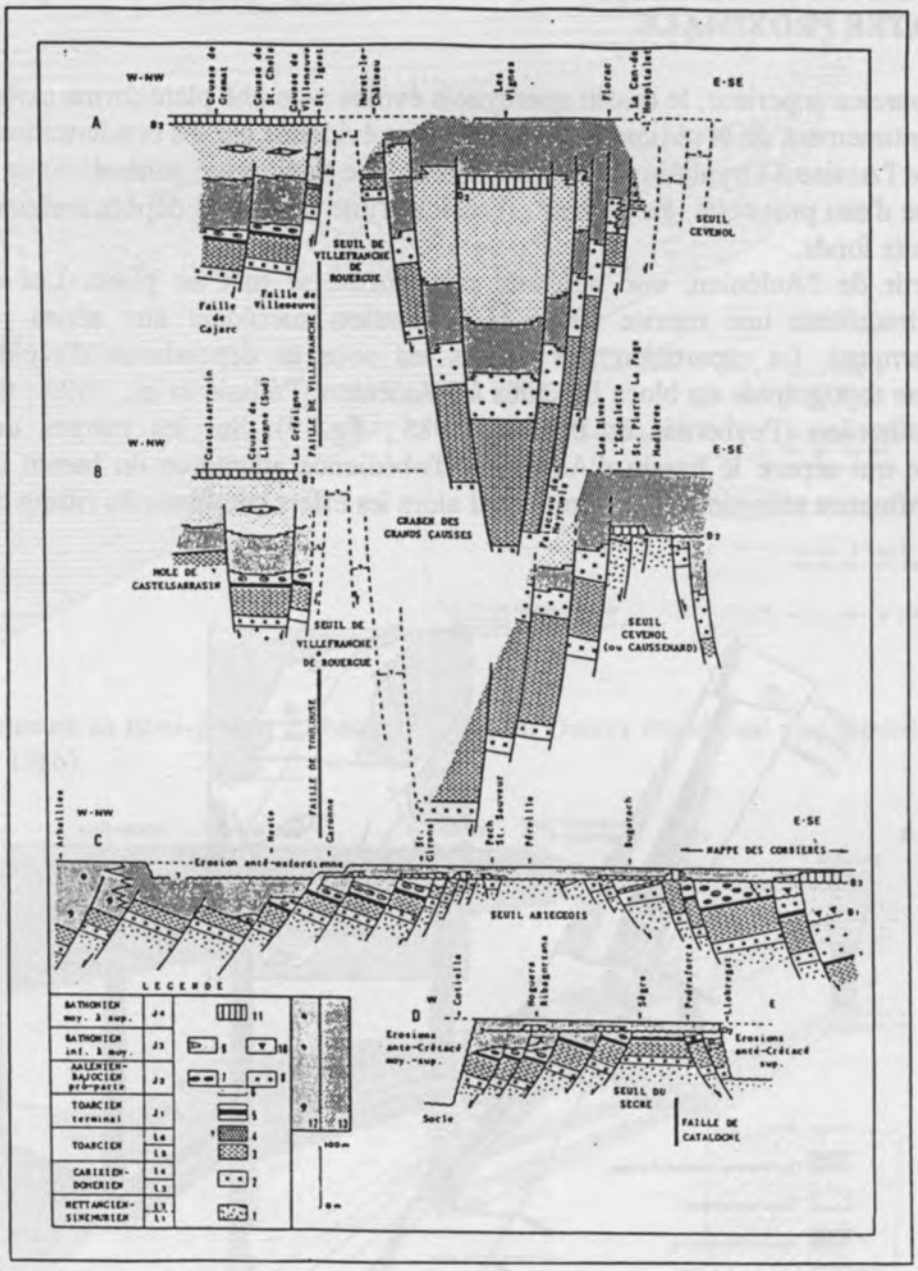


Fig. 9 : Coupes du Haut-fond Occitan pendant le Dogger (*in* Peybernès et Pélissié, 1985).
1 : Lias inférieur ; 2 : Lias moyen ; 3 : Toarcien (exceptée zone à Aalensis), marnes noires à ammonites ; 4 : Toarcien supérieur, minerai de fer oolithique ; 5 : Toarcien terminal (zone à Aalensis), marno-calcaires ; 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.

Du Bajocien au Kimméridgien s'individualise un haut-fond qui intègre le Quercy, la bordure cévenole et les Grands Causses. Cette paléotopographie de forme rectangulaire et de dimension hectokilométrique correspond au « **Haut-fond occitan** » (fig. 10 et 11 ; Delfaud, 1973). 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.

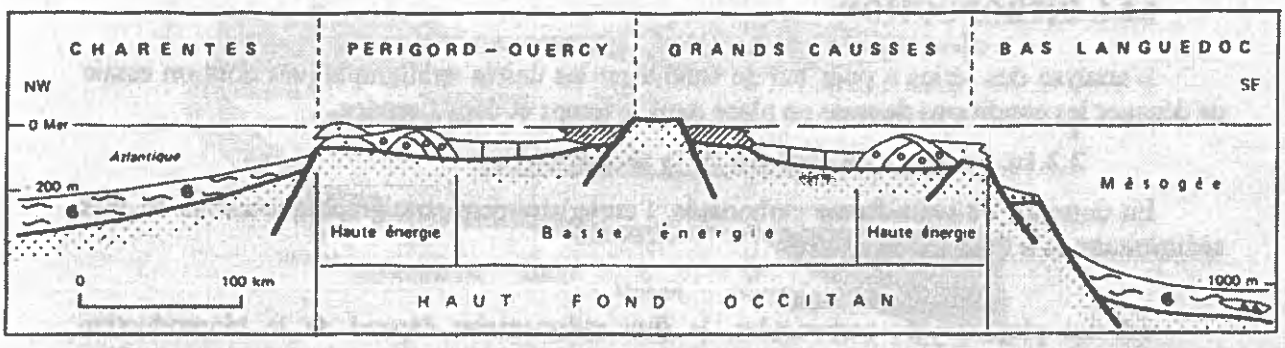


Fig. 10 : Paléotopographie du Haut-fond Occitan (*in* Delfaud, 1973).

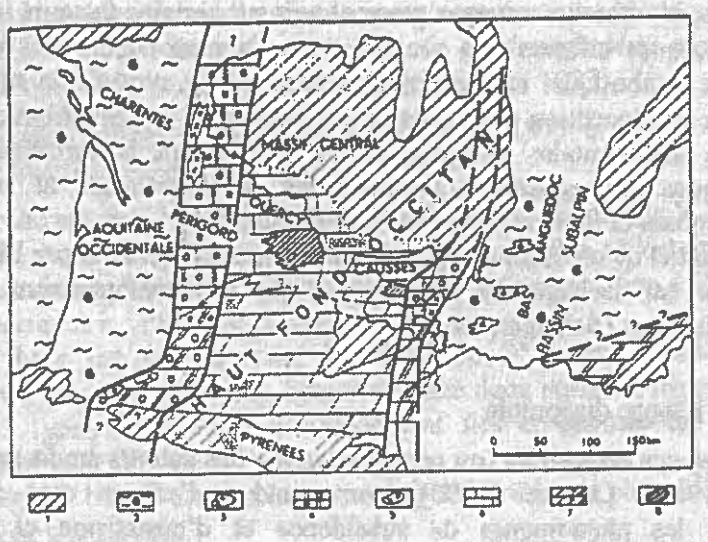


Fig. 11 : Géographie du Haut-fond Occitan (*in* Delfaud, 1973).
1 : socle ; 2 : marnes à ammonites ; 3 : brèches ; 4 : oosparite ; 5 : récifs ; 6 : micrite ; 7 : dolomie ; 8 : argile ligniteuse.

2. Objectifs et méthodes

2.1. OBJECTIFS

Le but de ce travail est de reconstituer la dynamique d'un bassin à sédimentation carbonatée peu contrastée, grâce aux apports de l'analyse quantitative des faciès et de la stratigraphie intégrée.

2.2. NOTIONS DE BASE

2.2.1. INTRODUCTION

L'analyse des séries a pour but de subdiviser les unités stratigraphiques dont on essaie de dégager les conditions de mise en place dans le temps et dans l'espace.

2.2.1a. Facteurs de contrôle de la sédimentation

En domaine de plate-forme carbonatée, l'enregistrement stratigraphique est lié au flux sédimentaire et à l'espace disponible.

- Flux sédimentaire

Sur les plate-formes carbonatées, le flux sédimentaire dépend de la bioproduction carbonatée, ce qui implique un contrôle double par des facteurs externes et internes au milieu de sédimentation. Ainsi, l'autoproduction carbonatée, due à la présence d'organismes producteurs, et l'accumulation sédimentaire sont contrôlées par plusieurs facteurs rétroactifs.

* des ***facteurs autocycliques,*** internes au milieu de sédimentation. Il s'agit de la température, la luminosité, la salinité, la turbidité, la turbulence des eaux, la profondeur, la nature du substrat, du chimisme des eaux (oxygène, CO2...) et de la concentration en nutriments ;
* des ***facteurs allocycliques,*** externes au milieu de sédimentation. Ils correspondent au climat, à l'eustatisme et à la tectonique.

Les variations des facteurs externes peuvent agir sur certains facteurs internes. En effet, les variations eustatiques influent non seulement sur la profondeur mais également sur la position de la zone euphotique. La tectonique, quant à elle, modifie la morphologie de la plate-forme et donc la répartition des zones de production et de redistribution. Elle contrôle, également, le flux sédimentaire terrigène et par conséquent la turbidité des eaux. Les variations climatiques qui agissent notamment sur la température et sur la luminosité modifient les biocénoses et donc la nature de la sédimentation.

Ainsi, le potentiel de croissance d'une plate-forme est déterminé par l'interaction de ces nombreux facteurs car ils agissent directement sur le développement des organismes producteurs de carbonates (Schlager, 1992).

- Espace disponible

Le terme d'***espace disponible*** (ou *accommodation* des auteurs anglo-saxons) [Vail *et al.* (1987), Jervey (1988), Cramez (1990)] correspond à l'espace créé en l'absence de sédimentation par les phénomènes de subsidence et d'eustatisme et disponible pour l'accumulation de sédiments.

Les variations d'espace disponible enregistrent donc les variations du niveau marin relatif.

Une autre notion définie par Cross est impliquée dans le terme d'*accommodation*. Il s'agit de la notion de niveau de base (fig. 12). Le niveau de base est une surface virtuelle qui enregistre les effets combinés de l'*accommodation* et du remplissage sédimentaire. Cette

surface est située en dessous de la surface terrestre quand il y a érosion ; au-dessus quand il y a dépôt et elle est confondue avec cette surface quand il y a transit de matériel sédimentaire (*by pass*).

- si la vitesse de création d'espace disponible est supérieure au taux de sédimentation, un épisode transgressif sera alors enregistré ;
- au contraire, si la vitesse de création d'espace disponible est inférieure au taux de sédimentation, la tendance sera à la régression.

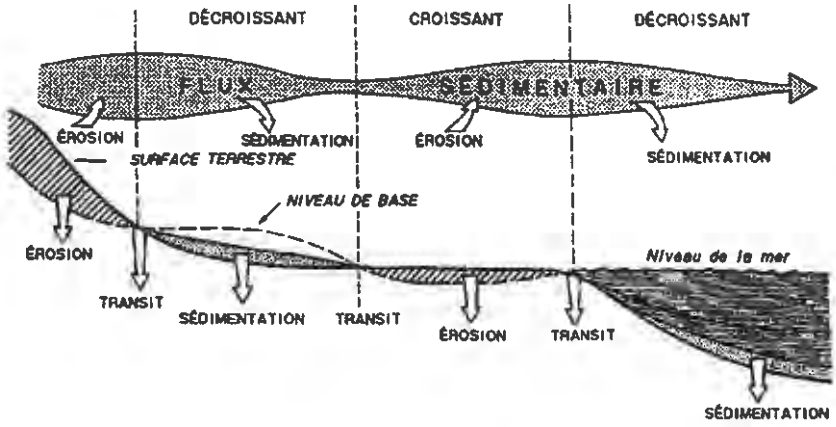


Fig. 12 : Le concept de niveau de base, relation au bilan du flux sédimentaire (*in* Homewood *et al.*, 1995 ; modifié).

2.2.1b. Individualisation des unités stratigraphiques

Deux démarches complémentaires mais qui s'appuient sur des fondements différents permettent d'aboutir à cette subdivision. Il s'agit de la ***stratigraphie séquentielle*** et de la ***stratigraphie faciologique*** (Comité Français de Stratigraphie, 1997).

- Stratigraphie séquentielle (Vail *et al*, 1977 et 1987 ; Sarg, 1988 ; Van Wagonner, 1988 ; Cramez, 1990)

Cette démarche est fondée sur l'étude de la géométrie des dépôts le long d'un transect plateforme - bassin à partir de l'analyse des configurations des réflecteurs sismiques. Elle considère que la structure des corps sédimentaires est étroitement liée à l'espace disponible entre le fond du bassin et le niveau de la mer.

L'unité de base est la séquence de dépôt de 3e ordre subdivisée en cortèges sédimentaires. Cette séquence de dépôt, comprise entre deux surfaces majeures de baisse des eaux, comprend 3 types de cortèges génétiquement liés et déposés au cours d'un cycle eustatique de 3e ordre :

* cortège de bas niveau marin ou cortège de bordure de plate-forme ;
* cortège transgressif ;
* cortège de haut niveau marin.

L'identification et la corrélation des cortèges sédimentaires nécessitent une parfaite connaissance de l'évolution bathymétrique de la géométrie des dépôts ainsi qu'un contrôle chronostratigraphique rigoureux (Comité Français de Stratigraphie, 1997).

Notion de *stacking pattern* : le rapport entre le taux d'accumulation sédimentaire et le

taux de création d'espace disponible permet de définir trois types d'empilement des paraséquences sédimentaires. Le motif obtenu sera soit aggradant, soit progradant ou soit rétrogradant (Cross, 1988, fig. 13).

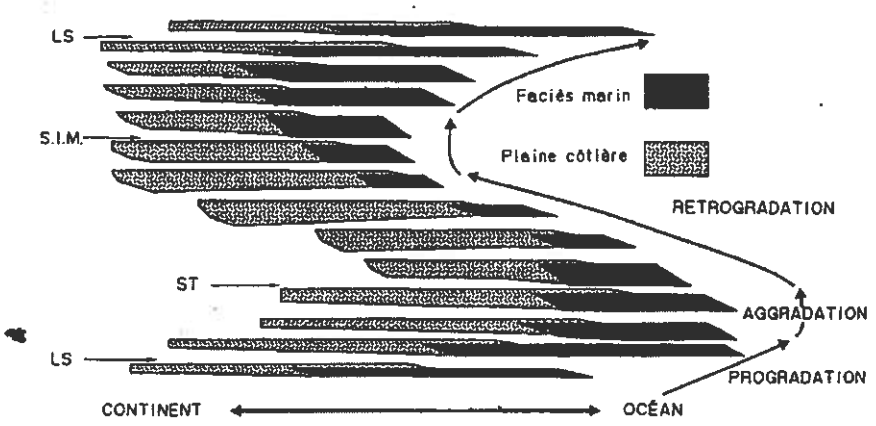


Fig. 13 : Représentation schématique du mode d'empilement des paraséquences au cours d'un cycle de troisième ordre (*in* Cross, 1988).
LS : limite de séquence ; ST : surface de transgression ; S.I.M : surface d'inondation maximale.

Hiérarchisation des séquences de dépôt : Cinq ordres de séquences ont été reconnus. Chaque ordre enregistre une fréquence de variation du niveau marin relatif :

* séquence du **1er ordre** d'une durée supérieure à 50 Ma ;
* séquence du **2e ordre** d'une durée comprise entre 3 et 50 Ma ;
* séquence de **3e ordre** d'une durée oscillant entre 0,5 et 3Ma ;
* séquence de **4e ordre** (0.08 à 0.5 Ma) ;
* séquence de **5e ordre** de durée inférieure à 0,08 Ma.

- Stratigraphie faciologique

Cette démarche s'appuie sur une analyse détaillée de la succession des faciès sédimentaires à l'échelle locale sans a priori géométriques. Elle implique l'acquisition de données sédimentologiques, stratonomiques et paléoécologiques détaillées. L'unité de référence est l'unité génétique. Cette unité génétique d'échelle métrique à décamétrique correspond à un cycle élémentaire de variation du milieu de sédimentation en réponse à une fluctuation cyclique du niveau de base et/ou à une variation de l'espace disponible. Elle comprend donc une phase de progradation puis une phase de rétrogradation. Le changement de tendance est exprimé par une surface d'inondation. Chaque séquence est délimitée par des surfaces d'inondation maximale correspondant à des surfaces isochrones.

L'analyse de l'agencement vertical des séquences génétiques permet leur hiérarchisation et leur organisation en séquence d'ordre supérieur. Les corrélations de proche en proche de ce groupement d'unités génétiques, contraintes par les données biostratigraphiques, facilitera la reconstitution 2D de la géométrie des dépôts et donc la reconnaissance du motif d'empilement (*stacking pattern*).

2.2.1c. Application à la série étudiée

Aucune des deux méthodes ne peut être appliquée en son intégralité pour aboutir à la reconstitution de la dynamique du bassin quercynois au passage Lias-Dogger. Deux raisons

expliquent cette constatation :

- l'absence de cyclicité dans l'enregistrement sédimentaire ne permet pas de définir un ordre d'emboîtement des séquences ;
- la répartition des affleurements, presque exclusivement parallèle à la ligne de rivage, ne permet pas l'individualisation de cortèges en intégrant seulement la notion de géométrie.

Ainsi, une méthode qui associe ces démarches « complémentaires » et qui est adaptée au matériel d'étude et aux objectifs assignés a été retenue.

2.2.2. METHODOLOGIE

Pour agencer les dépôts à l'échelle du bassin, il est nécessaire de décomposer d'abord la série, sur chacune des coupes, en petites unités stratigraphiques. Ces dernières, contraintes par des données biostratigraphiques, seront corrélées de proche en proche afin d'aboutir à la reconstitution de la géométrie des dépôts.

Etape I : Reconstitution de la géométrie 2D des dépôts

2.2.2a. Identification des divers faciès et interprétation paléoenvironnementale

Du fait du caractère ponctuel des affleurements, de la rareté des critères purement géométriques et de la faible variabilité des faciès, la méthode analytique qui nous a semblé la plus appropriée pour aboutir à une définition rigoureuse des séquences de dépôt correspond à une méthode dérivée de la stratigraphie faciologique [« stratigraphie séquentielle de haute résolution » ou « stratigraphie génétique » (Homewood *et al.*, 1992)].

Dans le cas des séries toarciennes et aaléniennes du Quercy, les variations mineures du niveau de base peuvent impliquer un changement mineur de la composition faunique, de sa diversité, de la maturité des grains... ; Ainsi il est nécessaire de tenir compte d'un maximum de critères descriptifs pour déceler les plus significatifs.

Il nous a paru intéressant de procéder à des traitements statistiques. L'intérêt des méthodes d'analyse multidimensionnelle est qu'elles permettent de tenir compte de plusieurs variables et fournissent une synthèse de toutes les informations considérées.

- Phases préliminaires de l'analyse quantitative des faciès

Cette méthode s'articule en plusieurs étapes :

a - choisir des coupes de référence précisément datées, qui montrent une succession relativement continue et occupent des sites différents sur la plate-forme ;

b - effectuer un lever de coupes détaillées (banc par banc) en indiquant le contenu paléontologique et les figures sédimentaires ;

c - échantillonner rigoureusement afin de déceler les fluctuations mineures du microfaciès, en s'appuyant sur un découpage biozonal précis pour ne pas négliger un horizon lorsque celui-ci est condensé.

Avant toute quantification, l'ensemble des plaques minces doit être étudié à plusieurs reprises afin d'identifier un maximum de variables (établissement de fiches). La phase de quantification à partir d'une charte visuelle débute lorsque toutes les descripteurs ont été identifiés.

- Choix des variables

Les variations d'espace disponible se traduisent par des variations environnementales et

donc par des modifications faciologiques.

Ces modifications s'expriment par un changement dans :

* le **contenu paléontologique** (macrofaune et microfaune) ;
* le contenu en **éléments carbonatés non biogènes** (oolithes, biopisolithes de nubéculaires..) ;
* le contenu en **éléments non carbonatés et non biogènes** (silts quartzeux, glauconie..) ;
* **la texture** qui reflète la cristallinité du liant et les conditions hydrodynamiques de sédimentation.
* **les structures sédimentaires**. Elles se mettent en place sous des conditions hydrodynamiques, et donc de profondeurs, spécifiques ;
* **la maturité des bioclastes**. Les variations des dimensions granulométriques et du degré d'usure des bioclastes nous renseignent d'une part sur la proximité de la source et d'autre part sur les variations relatives de la profondeur de dépôt.

Un tableau croisant les variables et les niveaux de prélèvement, et surtout regroupant les données des diverses coupes étudiées sera soumis à une analyse des correspondances multiple.

La démarche statistique sera exposée au cours de son application (voir chapitre III). Elle permettra d'identifier un maximum de faciès distincts. Chacun d'eux sera interprété en terme de paléoenvironnement à partir de ses caractéristiques sédimentaires et paléontologiques.

2.2.2b. Profil théorique de dépôt et géométrie des plate-formes

Les modèles actuels de plate-formes ne se transposent pas forcément à la géométrie des plate-formes passées. Il ne faut pas être influencé par un profil unique conceptuel où les plate-formes se caractérisent par la succession continent/plate-forme/bassin et présentent une polarité simple terre - mer. La morphologie des plate-formes peut être plus complexe à cause de la présence de nombreux hauts-fonds d'origine soit tectonique soit sédimentaire. Le développement optimal de ces hauts-fonds peut leur conférer un rôle d'avant côte, de barrière ou de plate-forme proximale. Ainsi, une des conséquences de la présence de ces seuils est l'individualisation de secteurs relativement protégés des influences externes notamment des régimes hydrodynamiques élevés, mais avec des profondeurs très diverses.

Dans ce travail, la zonation des environnements de dépôts sera basée sur :

- des critères hydrodynamiques en plate-forme externe ;
- des critères biologiques en plate-forme plus protégée, dépourvue de critères hydrodynamiques.

Les critères rencontrés dans notre travail étant relativement différents suivant le type de plate-forme, **deux référentiels** utilisant un vocabulaire distinct seront utilisés.

- La plate-forme dite « ouverte » sera subdivisée en plusieurs zones d'extension bathymétrique variable (fig. 14) :

* le ***foreshore*** ;
* le ***shoreface***, limité à sa base par la limite d'action des vagues de beaux temps ;
* **l'*offshore* supérieur**, limité à sa base par la limite d'action des vagues de tempête ;
* **l'*offshore* inférieur**, dans lequel l'action des vagues n'est pas identifiable et où théoriquement il n'y a que des dépôts par décantation ou turbiditiques.

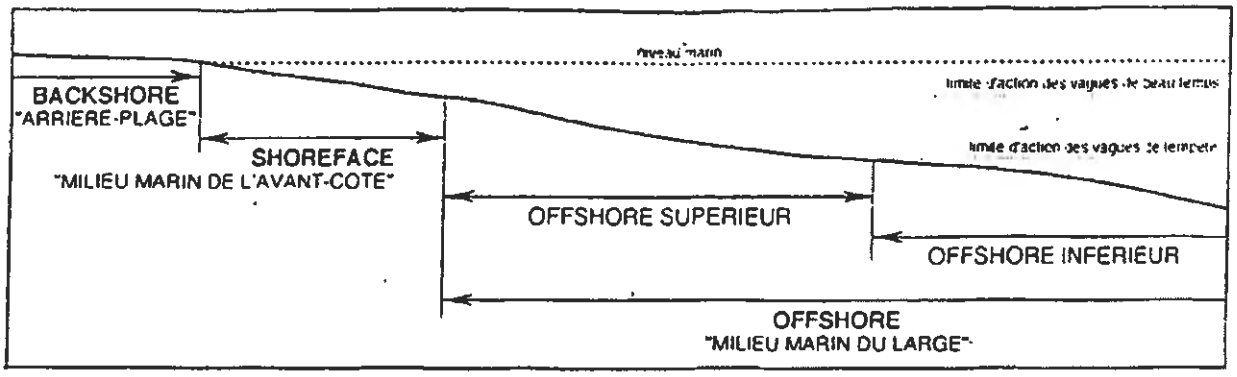


Fig.14 : Morphologie d'une côte dominée par la houle ; plate-forme ouverte (Rousselle, 1996)

- La plate-forme dite « protégée » sera subdivisée en 4 grands domaines (J.M. Pérés, 1961 *in* Rey, 1983 ; fig. 15) :

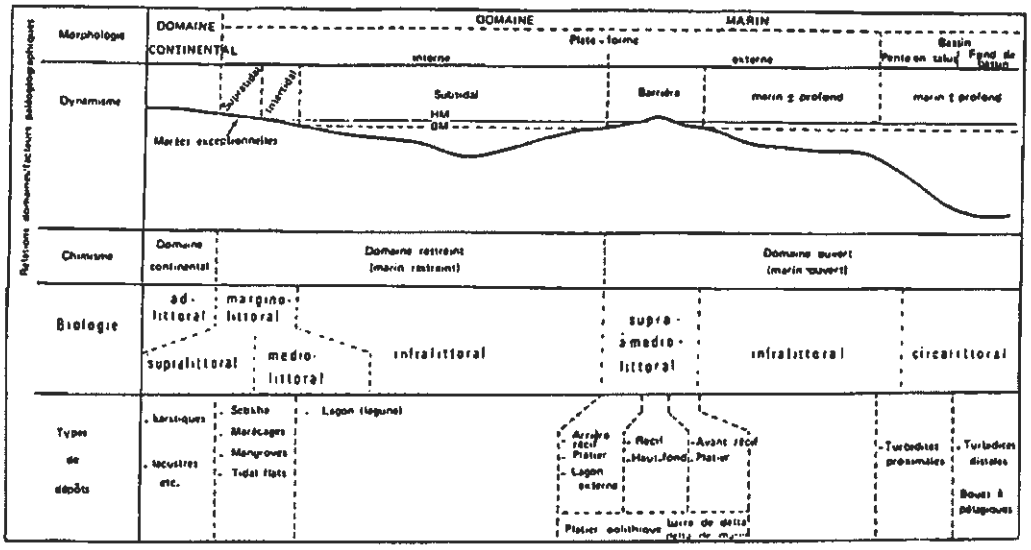


Fig. 15 : Zonation biologique de la province néritique (Elf Aquitaine, 1977 ; modifiée *in* Rey, 1983).

* ***Etage supralittoral,*** immergé exceptionnellement durant les grandes marées.

* ***Etage médiolittoral*** qui occupe la zone de balancement des marées.

* ***Etage infralittoral,*** constamment immergé. Sa limite inférieure est la profondeur maximale compatible avec la vie des algues photophiles (de 6 à 120 m suivant la turbidité des eaux).

* ***Etage circalittoral*** qui s'étend jusqu'à la limite du plateau continental. Il est caractérisé par la présence d'algues sciaphile.

Signification des termes proximal et distal : précédemment nous avons montré la présence et le rôle significatif des hauts-fonds. Par conséquent, nous n'essaierons pas de définir une côte. Il est donc important de préciser le sens que nous accordons aux termes « proximal » et « distal ». Ces deux termes sont généralement utilisés pour replacer sur un profil de dépôt théorique les différents paléoenvironnements par rapport au rivage. Dans notre cas, nous utiliserons ces termes en incluant seulement les notions d'hydrodynamisme et de bathymétrie relative sans référence au rivage mais par leur position par rapport aux zones hautes.

2.2.2c. Identification des unités stratigraphiques élémentaires

L'identification des unités stratigraphiques élémentaires repose sur l'individualisation des épisodes transgressifs et régressifs qui se succèdent au cours du temps.

Les ***demi-cycles régressifs*** se caractériseront :
- par une stagnation ou une baisse de la profondeur de la sédimentation ;
- par une augmentation de l'hydrodynamisme ;
- par un apport sédimentaire croissant par rapport aux possibilités de stockage

D'un point de vue faciologique, cela peut se traduire par :
- une augmentation de l'épaisseur des bancs (strato-croissance) ;
- une diminution du tri granulométrique ;
- une augmentation de la fraction biodétritique (évolution vers des packstone et des grainstone) ;
- une augmentation de la cristallinité du liant calcitique (micrite à sparite) ;
- une baisse de la diversité faunique ;
- un succession de faciès de plus en plus proximaux.

Les ***demi-cycles transgressifs*** se définiront :
- par une augmentation de la profondeur de la sédimentation ;
- par une chute du gradient énergétique ;
- par un apport sédimentaire décroissant par rapport aux possibilités de stockage ;

D'un point de vue faciologique, cela peut se matérialiser par :
- une diminution de l'épaisseur des bancs (strato-décroissance) ;
- une augmentation du tri granulométrique ;
- une diminution de la fraction biodétritique (évolution vers des wackestone) ;
- une diminution de la cristallinité du liant ;
- une augmentation de la diversité faunique ;
- une succession de faciès de plus en plus distaux.

2.2.2d. Corrélations stratigraphiques

- Cadre biochronologique

Pour aboutir à des corrélations fiables, pour chaque coupe étudiée, il est impératif de rassembler un maximum d'informations biostratigraphiques enregistrées à l'endroit donné ou bien dans les environs. Dans la série toarcienne-aalénienne, le faible taux de sédimentation contraint à effectuer des prélèvements à l'échelle centimétrique.

- Identification des discontinuités

La reconnaissance des discontinuités est primordiale. En effet, à l'échelle de la plate-forme, une baisse eustatique importante peut engendrer la formation d'un karst ou d'une surface d'érosion. Le maximum d'inondation, quant à lui, peut se traduire par une surface condensée ou ferruginisée. Certaines discontinuités telles que les surfaces durcies perforées feront l'objet d'une étude diagénétique afin de définir les modalités de leur élaboration.

- Géométrie des dépôts

Après avoir évalué les variations de l'espace disponible sur une verticale, on s'attachera à reconstituer la géométrie des corps sédimentaires en 2D en corrélant les différents demi-cycles calés par les données biochronologiques et par la nature des discontinuités.

Nous avons vu précédemment (paragraphe 2.2.) qu'une des différences conceptuelles entre la stratigraphie séquentielle et la stratigraphie faciologique réside dans le choix des surfaces « clefs » qui délimitent les séquences.

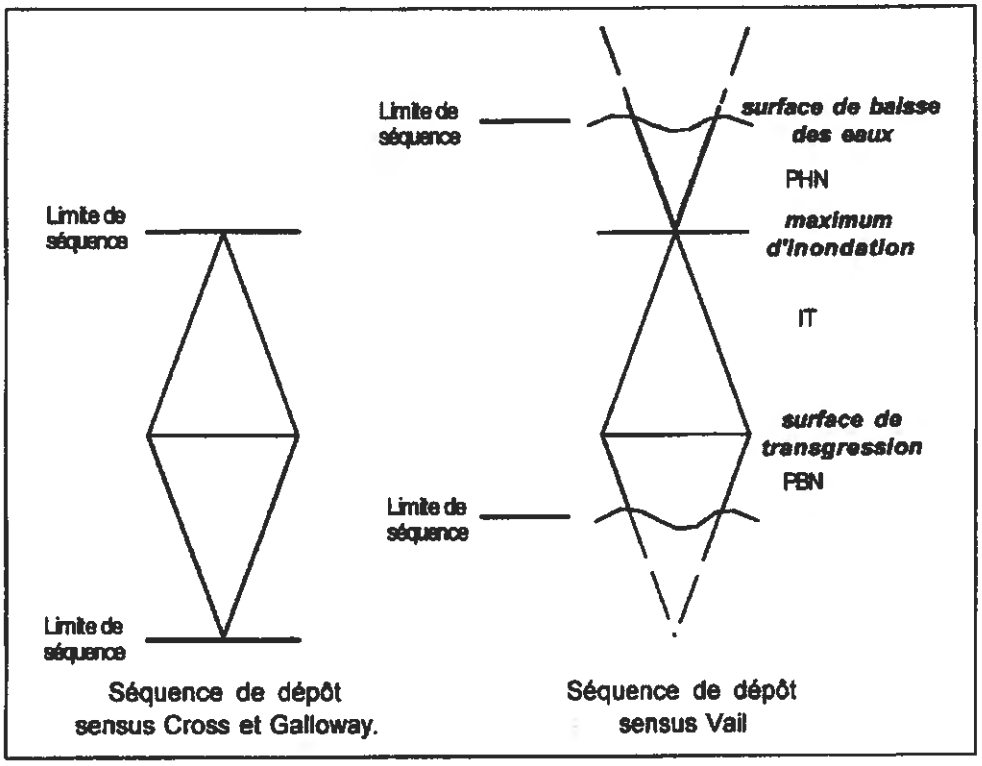


Fig. 16 : Correspondances entre séquences de dépôt *sensus* Cross et Galloway et séquences de dépôt *sensus* Vail.

Une séquence eustatique au sens Vail sera comprise entre 2 surfaces de baisse des eaux. Au contraire, une séquence au sens Cross et Galloway sera délimitée entre 2 surfaces d'inondation maximale (fig.16).

Dans le cadre de ce travail, nous adopterons la première terminologie pour deux raisons :

- d'une part, parce que les surfaces de baisses des eaux sont les surfaces les mieux exprimées sur le terrain d'étude ;
- d'autre part, par la volonté de distinguer les cortèges de bas niveau marin.

Dans tous les cas, le concept reste le même puisque une séquence se développe pendant un cycle complet de variation du niveau marin relatif ; seul change le point de départ du cycle (Cojan et Renard, 1997).

De ces corrélations résultera l'identification des divers cortèges sédimentaires. Une séquence de dépôt sera ainsi décomposée en :

- un cortège de bas niveau marin : empilement de type « *seaward stacking* » ou bien progradation ;
- un intervalle transgressif : empilement de type « *landward stacking* » ou bien rétrogradation ;
- un cortège de haut-niveau-marin : empilement de type « *vertical stacking* » ou bien aggradation, puis de type « *seaward stacking* ».

Etape II : Dynamique du bassin

2.2.2e. Répartition 3D des environnements de dépôts

La réalisation de cartes rendra compte directement de la répartition paléogéographique des environnements et des associations de faciès sédimentaires, et de leur évolution dans le temps.

2.2.2f. Facteurs contrôlant la sédimentation

L'analyse des géométries et de la distribution spatio-temporelle des environnements de dépôt permet d'entrevoir l'histoire géodynamique du bassin et d'accéder aux paramètres de contrôle de la sédimentation.

Ces facteurs seront définis qualitativement, mais non quantitativement, en raison :

- du faible taux de sédimentation ;
- des disparités dans le découpage biochronologique : échelle de l'horizon pour le Toarcien supérieur, absence de marqueurs qui permettent d'identifier l'Aalénien supérieur.

Des études complémentaires (**analyse des particules argileuses** et des **associations palynologiques**) permettront de préciser le rôle des facteurs allocycliques.

CHAPITRE II

BIOSTRATIGRAPHIE ET LITHOSTRATIGRAPHIE

1. Biostratigraphie 35

1.1. INTRODUCTION 35
1.2. ASSOCIATION FAUNIQUE ET NOUVEAU DECOUPAGE BIOZONAL 35

2. Lithostratigraphie 37

2.1. COUPE DE LA GIRONIE 37

2.1.1. LITHOLOGIE ET SUCCESSION DES FACIES 37
2.1.2. BIOSTRATIGRAPHIE 40

2.2. COUPE DE LAPOUJADE 40

2.2.1. LITHOLOGIE ET SUCCESSION DES FACIES 40
2.2.2 BIOSTRATIGRAPHIE 45

2 3. COUPE DE THEMINES 45

2.3.1. LITHOLOGIE ET SUCCESSION DES FACIES 45
2.3.2. BIOSTRATIGRAPHIE 48

2.4. COUPE DE SAINT PIERRE DE LIVRON 50

2.4.1. LITHOLOGIE ET SUCCESSION DE FACIES 50
2.4.2. BIOSTRATIGRAPHIE 53

2.5. *CONCLUSIONS* 54

1. Biostratigraphie

1.1. INTRODUCTION

Le premier découpage précis du Toarcien quercynois a été établi par Cubaynes et Fauré en 1981. Vingt six horizons ont été reconnus. Cette biozonation locale a été ultérieurement précisée et réactualisée (Fauré et Cubaynes, 1983 ; Lézin *et al.*, 1997).

1.2. ASSOCIATION FAUNIQUE ET NOUVEAU DECOUPAGE BIOZONAL (fig. 17)

Les marqueurs biochronologiques ont été prélevés à l'échelle du centimètre afin d'établir pour chaque coupe une biozonation précise.
La série du Toarcien terminal et de l'Aalénien a été subdivisée en 4 biozones fondées, à l'exception de la dernière, sur les faunes d'ammonites. Ces biozones d'ammonites ont été elles-mêmes découpées en sous-zones conformes au découpage biozonal redéfinis par Elmi *et al.* (Toarcien) et Contini *et al.* (Aalénien) dans le mémoire n°17 d'Elf Aquitaine (1997), et en bio-horizons locaux ou de plus large extension.
Les niveaux dépourvus d'ammonite ont été datés grâce à la découverte de rares brachiopodes (détermination par Y. Alméras).

Le contenu faunique de chaque unité biostratigraphique est précisé dans la figure 17. Ainsi ont été distinguées :

- **la zone à Pseudoradiosa** qui se subdivise en 2 sous-zones (sous-zones à Levesquei et à Explanata) et 6 bio-horizons ;

- **la zone à Aalensis** qui se décompose en 2 sous-zones (sous-zones à Mactra et à Lugdunensis) et 9 bio-horizons dont 4 nouveaux bio-horizons locaux (Fauré *et al.*, 2000 ; fig. 17) : bio-horizons à Fluens, à Crinita, à Nov. sp. et à Lugdunensis-Burtonensis.
Cette zone est également représentée par des brachiopodes marqueurs : *Zeilleria* cf. *lycetti* ALMERAS, *Lobothyris haresfieldensis*. La présence de *Loboidothyris* sp. souligne le passage de la zone à Aalensis à la zone à Opalinum. Les *Homoeorhynchia cynocephala* (RICHARD), malgré leur abondante présence au sein de la zone à Aalensis, apparaissent au sommet de la zone à Pseudoradiosa ;

- **la zone à Opalinum** : dans les provinces subméditerranéenne et sub-boréale (Contini *et al.*, 1997), cette zone se subdivise en 3 sous-zones (Opalinum, Comptum et Bifidatum). Dans le Quercy, seule la première sous-zone a été généralement individualisée. La sous-zone à Comptum a été identifiée localement par la présence de *Leioceras lineatum*. L'absence de marqueurs biostratigraphiques n'a pas permis de reconnaître la sous-zone à Bifidatum ;

- **la zone à Murchisonae** : elle a été définie par la présence de brachiopodes tels que *Sphaeroidothyris silicea* Alméras et Moulan, *Stroudithyris pisolithica* (BUCKMAN), *Monsardithyris trilineata* juv. (YOUNG et BIRD), *Pseudoglossothyris brebissoni* (DESLONGCHAMPS), *Rynchonella virgens* (Kafa, 1988), *Globirhynchia subobsoleta* (DAVIDSON) et *Zeilleria leckenbyi* (DAVIDSON). L'ensemble de cette faune donne un âge Aalénien moyen (Alméras et Fauré, 2000).

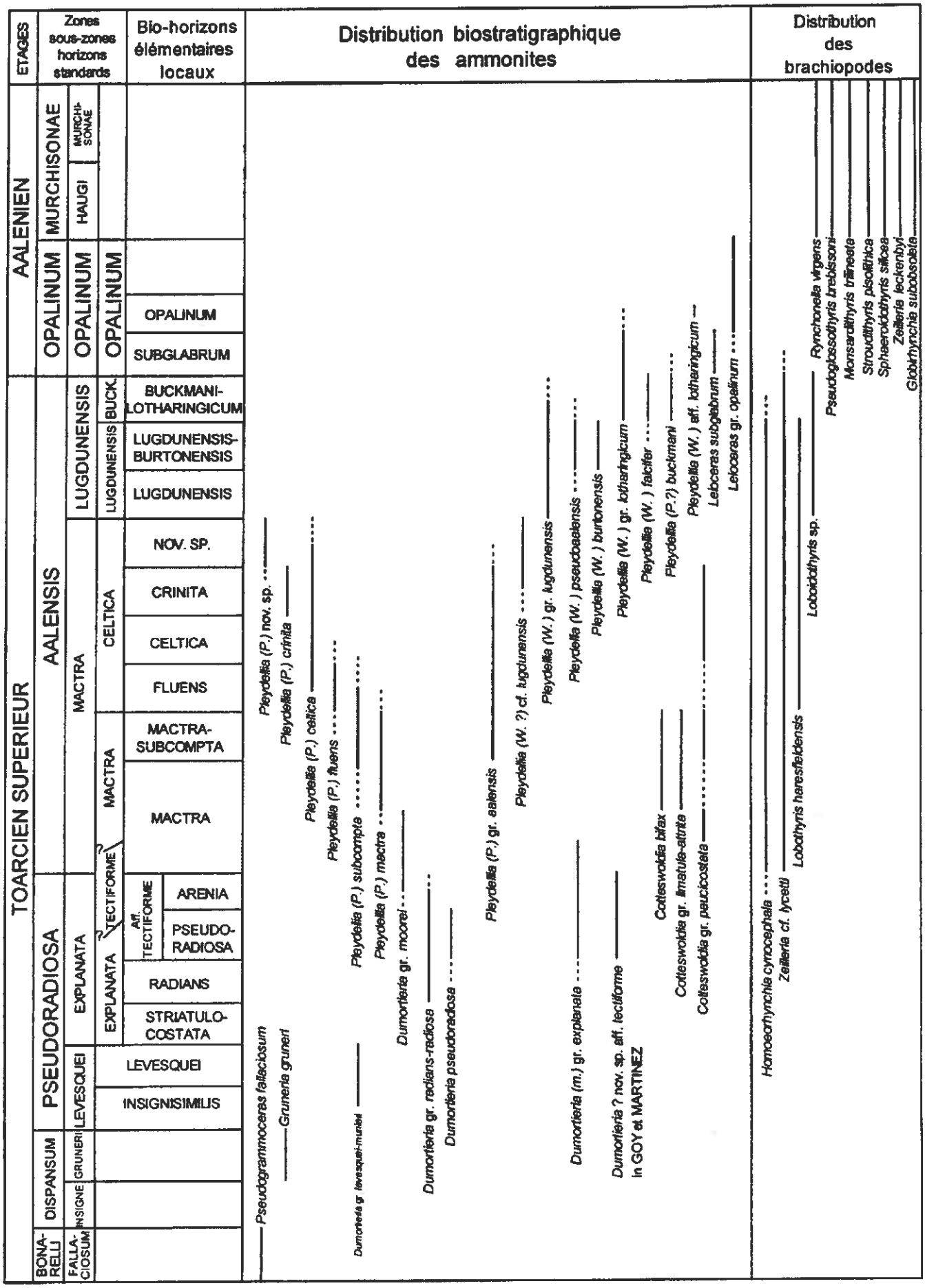


Fig. 17 : Extension verticale des principaux marqueurs biochronologiques du Toarcien supérieur et de l'Aalénien inférieur à moyen du Quercy (d'après Fauré *et al.*, 2000 ; modifié).

L'étude micropaléontologique n'a pas permis de compléter la biozonation, notamment pour les niveaux sommitaux de la série qui sont mal datés. Les ostracodes et les foraminifères benthiques déterminés dans les niveaux aaléniens sont généralement cités dans le Toarcien et l'Aalénien Français.

2. Lithostratigraphie

Les terrains du Toarcien supérieur et de l'Aalénien du Quercy peuvent être décomposés en 7 unités lithostratigraphiques :

- Formation de Lexos

a) marnes silteuses ;
b) assise à gryphées, représentée sur la majorité des coupes par une lumachelle à *Gryphaea sublobata* ;
c) calcaires argileux à brachiopodes qui associent *Homoeorhynchia cynocephala, Zeilleria cf. lycetti* et *Lobothyris haresfieldensis* ;

- Base de la formation d'Autoire

d) calcaires bioclastiques à lamellibranches ;
e) calcaires à biopisolithes de nubéculaires équivalent des calcaires à « oncolithes » ;
f) calcaires dolomitiques et recristallisés ;
g) calcaires oolithiques.

Le contenu de ces 7 unités sera décrit, ici, à partir de 4 coupes de référence qui feront ultérieurement l'objet d'une analyse quantitative des faciès.

Localisation des coupes :

La Gironie : carte I.G.N au 1/25000 de Brive-La-Gaillarde en X=387,8 et Y=4988,9. L'affleurement d'orientation Est-Ouest se localise à 2 Km au SSW de Turenne, au lieu dit « La Gironie ».

Lapoujade : carte I.G.N au 1/25000 de Vayrac-Padirac en X=403,9 et Y=4970,7 (Lapou1). en X=404,7 et Y=4970,3 (Lapou2). L'affleurement se situe le long de la départementale D.14.

Thémines : carte I.G.N au 1/100000 de Figeac en X=559,8 et Y=271,7. La coupe se présente à proximité de la D.40, à 10 Km. au Sud-Est de Gramat.

St Pierre de Livron : carte I.G.N au 1/25000 de Caussade en X= 402,3 et Y= 4901,4. L'affleurement se situe au Nord de St Pierre de Livron, en bordure Ouest de la D.19.

2.1. COUPE DE LA GIRONIE (fig. 18)

2.1.1. LITHOLOGIE ET SUCCESSION DES FACIES

(A) Sommet des marnes silteuses (3,4 m). Il se décompose en :

a1 - marnes calcaires grisâtres (2m)

Microfaciès : les biomicrites mudstone se caractérisent par de rares fragments de lamellibranches et d'échinodermes, par une abondante présence de pyrite, par un important fouissage et par une augmentation significative vers le haut de la concentration en silts quartzeux (3 à 10%).

a2 - calcaires bioclastiques orangés (40 cm)

Microfaciès : biomicrite packstone évoluant vers un grainstone.
Allochems : abondants fragments d'échinodermes (crinoïdes en majorité), abondants galets mous (à la base), nombreuses sections de nodosariidés, quelques grosses sections de lamellibranches et rares silts

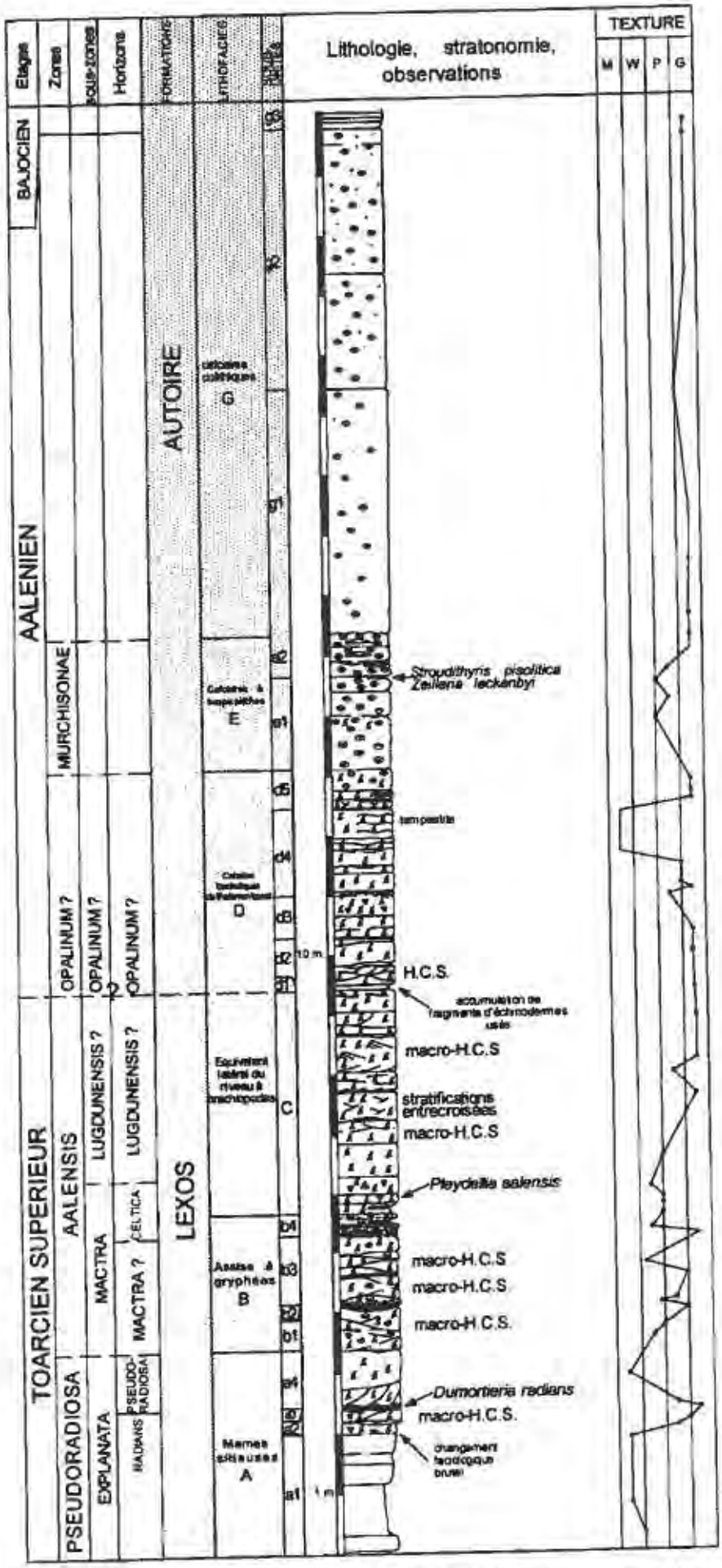


Fig. 18 : Coupe de La Gironie ; lithostratigraphie et biostratigraphie.

quartzeux (1%).
Structures sédimentaires : macro - *Hummocky Cross Stratification.*

- surface ondulée ferruginisée.

a3 - niveau de remaniement composé de 10 cm de calcaires argileux.
Cette unité est surmontée par des rides asymétriques.

a4 - calcaires orangés, passant vers le haut à des calcaires grisâtres (90 cm)
Microfaciès : biomicrite packstone à accumulation de fragments d'échinodermes, évoluant vers un mudstone à rares silts quartzeux et grains de pyrite.

(B) Assise à gryphées (2,3 m). Elle se subdivise en :

b1 - calcaires bioclastiques orangés contenant quelques gryphées éparses (70 cm).
Microfaciès : alternance de biomicrite wackestone à abondantes sections de lamellibranches, d'échinodermes et à rares fragments de brachiopodes et de biosparite grainstone à accumulation essentiellement de crinoïdes. La dolomitisation secondaire est importante.
Figures sédimentaires : macro-H.C.S.
Cet ensemble est clôturé par une surface érosive nette.

b2 - calcaires argileux noduleux (5 à 10 cm).

b3 - calcaires bioclastiques (1,15 m).
Cette unité débute par une lumachelle à *Gryphaea sublobata* de 5 cm d'épaisseur. La densité de gryphées décroît vers le haut. Les figures sédimentaires et les allochems sont identiques à ceux de l'unité B1.
La surface sommitale est matérialisée par une surface durcie et taraudée.

b4 - calcaires argileux (40 cm)
Macrofaune : à la base, concentration de gryphées remaniées et fragmentées associées à des bélemnites et autres genres de lamellibranches. Au sommet, les gryphées deviennent rares.
Microfaciès : biomicrite wackestone à gros fragments de lamellibranches et de microfragments d'échinodermes.
Structures sédimentaires : stratifications obliques.

(C) Calcaires à brachiopodes (3,7 m)

Les calcaires argileux contenant de rares térébratules et lamellibranches passent très rapidement à des calcaires bioclastiques francs.
Microfaciès : de la base vers le sommet, les biomicrites wackestone passent progressivement à des biosparites grainstone.
Allochems : à la base, s'associent des fragments de lamellibranches, d'échinodermes, de nodosariidés et de rares brachiopodes. Au sommet, s'accumulent essentiellement des fragments d'échinodermes usés (crinoïdes).
Structures sédimentaires au sein de la partie supérieure : macro-H.C.S.

(D) Calcaires bioclastiques à lamellibranches (3,75 m)

d1 - marnes marron orangé sableuses renfermant les mêmes allochems que précédemment (10 cm).

d2 - calcaires bioclastiques à géodes de calcite et à macro-H.C.S (80 cm ; pl.4, photo 6).

- marnes marron orangé sableuses (2,5 cm).

d3 - calcaires bioclastiques beige orangé à lamellibranches (*Trigonia* sp....). La dolomitisation secondaire est intense. La surface sommitale correspond à une surface stylolithisée légèrement ondulée (70 cm).

d4 - calcaires bioclastiques à dolomitisation croissante vers le haut (1,40 m). Les allochems constitutifs correspondent toujours à des fragments d'échinodermes qui tendent à être masqués par la recristallisation secondaire.
Structures sédimentaires : présence de tempestites distales dans le dernier banc.

- marnes sableuses marron orangé (2,5 cm).

d5 - calcaires bioclastiques strato-croissants (65 cm).
Microfaciès : biosparite grainstone composée des mêmes allochems que précédemment. Toutefois,

certains d'entre eux ont subi une micritisation par perforation. La concentration en bioclastes micritisés tend à augmenter vers le haut.

(E) Calcaire à biopisolithes de nubéculaires (2,25 m).

e1 – calcaires en bancs centimétriques à abondants biopisolithes (1,55 m).

Microfaciès : biomicrite wackestone à localement packstone. Il est relativement constant sur toute l'épaisseur du niveau.

Allochems : biopisolithes de nubéculaires, rares sections de lamellibranches, d'échinodermes et d'annélides, abondants gastéropodes et nombreux foraminifères benthiques (verneuilinoïdés, *Ophthalmidium* sp., *Spirillina* sp., *Planiinvoluta* sp., rares nodosariidés). A la partie supérieure apparaissent les premières bahamites.

Cet ensemble est clôturé par un niveau de remaniement à concentration en biopisolithes et à brachiopodes.

e2 – calcaires francs (70 cm).

Microfaciès : biomicrite packstone qui passe vers le haut à une biosparite grainstone.

Allochems : de la base vers le sommet, les foraminifères benthiques tendent à disparaître et la concentration en bahamites augmente significativement. Ces éléments hétéromorphes et hétérométriques sont associés à quelques débris de dasycladales (*Holosporella* sp.).

(G) Calcaires oolithiques (9 m). Ce niveau se décompose en :

g1 – bancs métriques de calcaires strato-croissants (4m).

Microfaciès : oobiosparite grainstone.

Allochems : à la base, les biopisolithes et les bahamites sont associées à quelques foraminifères benthiques précédemment cités. Au sommet, ces mêmes constituants s'associent à d'abondants pelletoïdes, de rares fragments bioclastiques non encroûtés et de rares grappestones.

g2–calcaires (5 m) composés essentiellement de bahamites dominantes et de biopisolithes.

Microfaciès : oobiosparite grainstone qui évolue en oobiomicrite packstone.

Il semblerait que la discontinuité D.10 clôture cette unité. Au-dessus de cette surface, le changement stratonomique est brutal. Les bancs carbonatés d'échelle centimétrique se composent seulement de bahamites (oobiosparite grainstone).

2.1.2. BIOSTRATIGRAPHIE

Trois unités lithostratigraphiques ont été partiellement datées. Il s'agit :

- des marnes silteuses datées de la zone à Pseudoradiosa ;
- de la base du niveau à brachiopodes datée de l'horizon à Celtica ;
- des calcaires à biopisolithes de nubéculaires datés de la zone à Murchisonae.

2.2. *COUPE DE LAPOUJADE*

2.2.1. LITHOLOGIE ET SUCCESSION DES FACIES (fig. 19)

Au-dessus de 45 cm de calcaires à forte concentration en *Pseudogrammoceras fallaciosum*, dont la surface sommitale correspond à un arrêt de sédimentation (« *hard ground* à Fallaciosum »), la série se décompose en :

(A) Marnes silteuses (3,9 m), subdivisées en :

a1 - marnes grises micacées (1,5 m) ;

a2 - marnes à oolithes ferrugineuses (1,5 m) ;

a3 - marnes calcaires qui évoluent vers des calcaires argileux (75 cm). Le microfaciès du sommet de ce niveau correspond à une biomicrite wackestone à rares oolithes ferrugineuses, abondantes sections

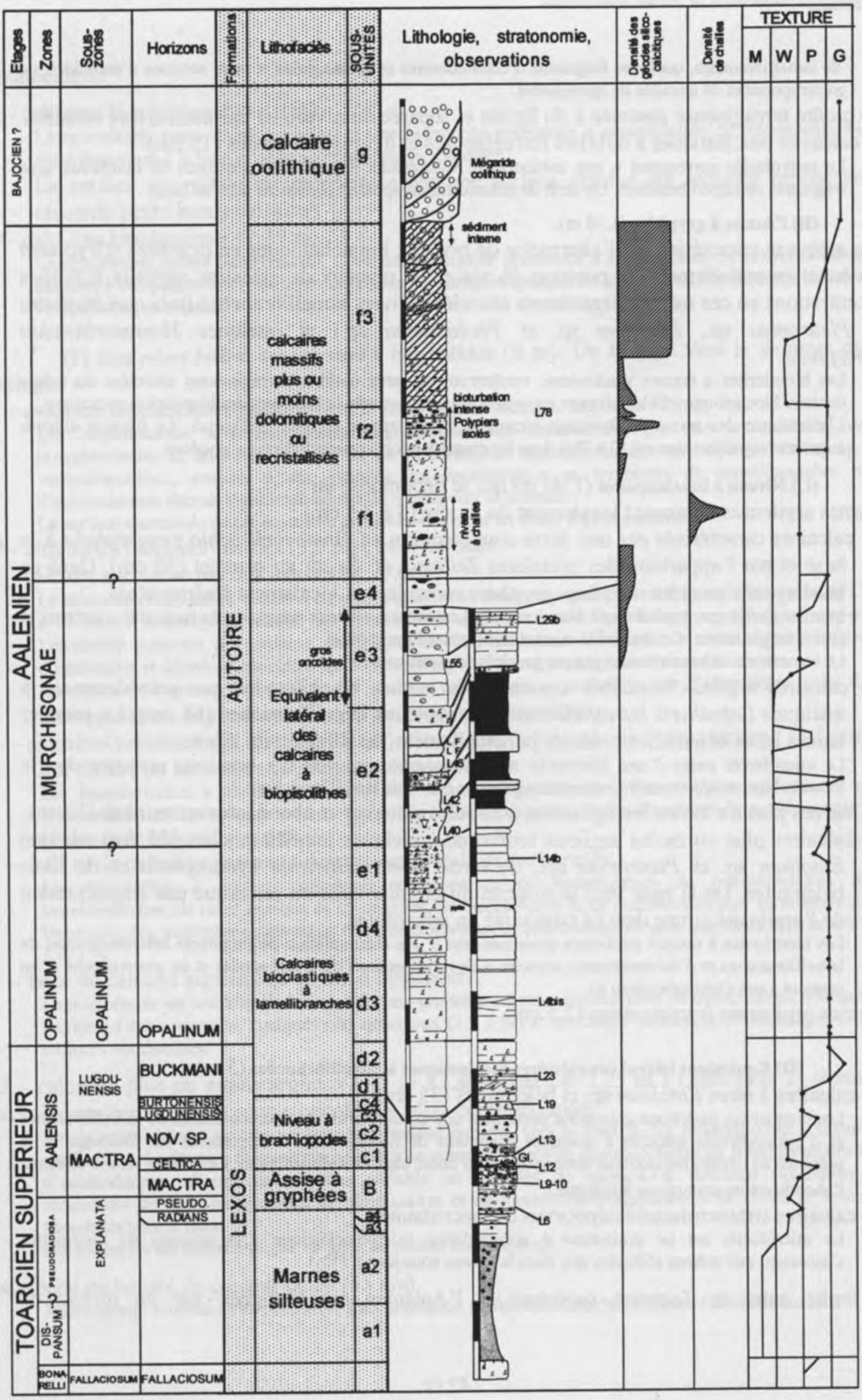


Fig. 19 : Coupe de Lapoujade ; lithostratigraphie (lapou1, à droite ; lapou2, à gauche).

de lamellibranches, quelques fragments d'échinodermes et nodosariidés et rares sections d'annélides, de gastéropodes et de spicules de spongiaires.

-une croûte ferrugineuse associée à du lignite et séparée du niveau a3 par une surface ondulée.

a4 - calcaires bioclastiques à oolithes ferrugineuses et à rares bélemnites (15 cm).

Le microfaciès correspond à une oobiomicrite wackestone à packstone contenant de nombreux gros fragments de lamellibranches. Un arrêt de sédimentation apparaît nettement dans ce banc.

(B) l'Assise à gryphées (1,10 m).

Cette assise se caractérise par l'alternance de niveaux lumachelliques en gryphées (*Gryphaea sublobata*) essentiellement en position de vie et de niveaux de calcaires argileux à faibles concentrations en ces mêmes organismes associés à divers lamellibranches (tels que *Inoperna* sp., *Pleuromya* sp., *Entolium* sp. et *Pholadomya* sp.) et quelques *Homoeorhynchia cynocephala*.

Les biomicrites à texture wackestone, renfermant de rares oolithes ferrugineuses associées au même contenu bioclastique que les niveaux sous-jacents, évoluent vers le haut vers des biomicrites packstone. L'abondance des traces de fouissage témoigne d'une intense activité biologique. La fraction silteuse augmente significativement (2 à 7%) dans les niveaux à forte concentration en gryphées.

(C) Niveau à brachiopodes (1,90 m) qui se décompose en :

- marnes argileuses contenant localement du lignite (5 à 7,5 cm) ;

c1 - calcaires caractérisés par une forte concentration en *Homoeorhynchia cynocephala* à la base et par l'apparition des premières *Zeilleria* cf. *lycetti* au sommet (50 cm). Dans ce banc apparaissent les dernières gryphées remaniées et localement fragmentées.

Le microfaciès correspond à une biomicrite wackestone à packstone composée de rares silts quartzeux et grains de glauconie. Cet ensemble montre une intense bioturbation.

Le sommet de ce banc est souligné par un arrêt de sédimentation.

c2 - calcaires argileux bioturbés associant les mêmes brachiopodes que précédemment à quelques *Lobothyris haresfieldensis* et à quelques lamellibranches (65 cm). Le premier banc à rares bélemnites présente ponctuellement, au sommet, du lignite.

Le microfaciès passe d'une biomicrite wackestone-packstone vers une biomicrite packstone dont la fraction bioclastique contient majoritairement des débris de lamellibranches.

c3 - marnes plus ou moins ferrugineuses à nodules calcaires et abondantes ammonites (10cm).

c4 - calcaires plus ou moins argileux renfermant quelques lamellibranches (55 cm) tels que *Entolium* sp. et *Pleuromya* sp., de rares *Homoeorhynchia cynocephala* et de rares bélemnites. De la base vers le sommet du premier banc on remarque une augmentation de l'argilosité et une densité croissante en ammonites.

Les biomicrites à texture packstone correspondent à une accumulation de fragments hétérométriques de lamellibranches et d'échinodermes, associés à de rares sections de brachiopodes et de gastéropodes et au sommet à des *Ophthalmidium* sp.

- marnes argileuses ferrugineuses (2,5 cm).

(D) Equivalent latéral des calcaires bioclastiques à lamellibranches (5 m)

d1 - calcaires à rares *Entolium* sp. et bélemnites (35 cm).

Les biomicrites packstone-grainstone présentent une accumulation de microbioclastes de lamellibranches et d'échinodermes associés à quelques fragments de nodosariidés. L'importance du fouissage et la présence de terriers horizontaux témoignent d'un faible taux de sédimentation. De la base vers le sommet, l'abondance en ammonites augmente.

d2 - calcaires stratocroissants dépourvus de macrofaune.

Le microfaciès est un grainstone à accumulation microbioclastique. Des spicules de spongiaires s'associent aux mêmes éléments que dans le niveau sous-jacent (1m).

La limite entre le Toarcien supérieur et l'Aalénien est soulignée par un niveau de

remaniement.

d3 - calcaires bioclastiques (1,10 m).

Le microfaciès passe d'une biosparite à une biomicrite grainstone à accumulation de microbioclastes d'échinodermes à la base et de lamellibranches au sommet.

La surface sommitale est représentée par une surface érosive sur laquelle repose en onlap de petits bancs calcaires.

d4 - calcaires bioclastiques (2,35 m).

Le microfaciès diffère du niveau d3. C'est une biomicrite grainstone à accumulation de microbioclastes associés à des pelletoïdes (bioclastes micritisés), à quelques spicules de spongiaires à la base et à de rares biopisolithes au sommet.

(E) Equivalent latéral des calcaires à biopisolithes (8 m). De la base vers le sommet on distingue :

e1 - calcaires bioclastiques passant vers le haut à des calcaires argileux (2 m).

Les biopelmicrites à texture packstone-grainstone sont caractérisées par une accumulation de microbioclastes et une forte proportion de foraminifères agglutinants tels que *Ophthalmidium* sp., verneuilinoïdés..., associés à des dentales. La concentration en fragments de lamellibranches et d'échinodermes décroît significativement de la base vers le sommet.

La surface sommitale de cet ensemble est matérialisée par un liseré argileux marron.

e2 - alternance calcaires-marnes (3,5 m) ; en 4 niveaux :

- calcaire surmonté par des marnes (1,10 m).

Le microfaciès des bancs calcaires est une biopelmicrite packstone-grainstone à fraction silteuse élevée (7 à 10 %) et à sections d'annélides. Les foraminifères agglutinants ont disparu. La fraction bioclastique de l'ensemble marneux se compose de fragments d'échinodermes très usés, de rares valves isolées d'ostracodes et de rares *Lenticulina* sp.. Un liseré argileux ferrugineux apparaît dans ces marnes.

Cet ensemble marneux est couronné par un banc calcaire qui se caractérise par d'abondantes traces de fouissage, une accumulation de microbioclastes et de rares biopisolithes.

- calcaires passant à des marnes (85 cm). Ce niveau débute par un banc calcaire (12,5 cm) qui diffère du banc sous-jacent par son microfaciès.

Les biopelmicrites à texture grainstone sont riches en gastéropodes, foraminifères agglutinants et biopisolithes. La microfaune est très diversifiée et bien conservée (belles *Tetraserpula quadricostata*). Les traces de fouissage abondent.

- 2,05 m de calcaires passant à des marnes à nodules carbonatés.

Les biomicrites à texture grainstone composées d'une accumulation de microbioclastes de lamellibranches, de rares sections de bryozoaires, de biopisolithes et de nodosariidés sont surmontées de biopelmicrites wackestone présentant de rares bioclastes. Le pourcentage en silts quartzeux fluctue entre 2 et 3 %.

- banc de calcaire argileux de 15 cm d'épaisseur.

Le microfaciès est une biopelmicrite packstone-grainstone à rares biopisolithes de nubéculaires, quelques sections d'échinodermes, quelques silts quartzeux (3 à 5 %) et annélides. Les traces de fouissages sont toujours nombreuses.

e3 – calcaires plus ou moins argileux (1,5 m à Lapoujade1 et 2,25 m à Lapoujade 2) strato-décroissants composés de gros « oncoïdes » pluri-centimétriques.

Les biopelmicrites à texture packstone-grainstone passent, vers le haut, à des biopelmicrites à texture wackestone. La fraction bioclastique se compose essentiellement de microbioclastes de lamellibranches et d'échinodermes, d'une concentration variable en spicules de spongiaires (tetraxon notamment), localement de rares biopisolithes de nubéculaires et de foraminifères agglutinants de moins en moins abondants vers le haut.

Cet ensemble est interrompu par un joint de marnes rouge orangé.

e4 – banc carbonaté de couleur beige (35 cm).

Microfaciès : biopelmicrite packstone à accumulation de foraminifères benthiques (*Planiinvoluta* sp.,

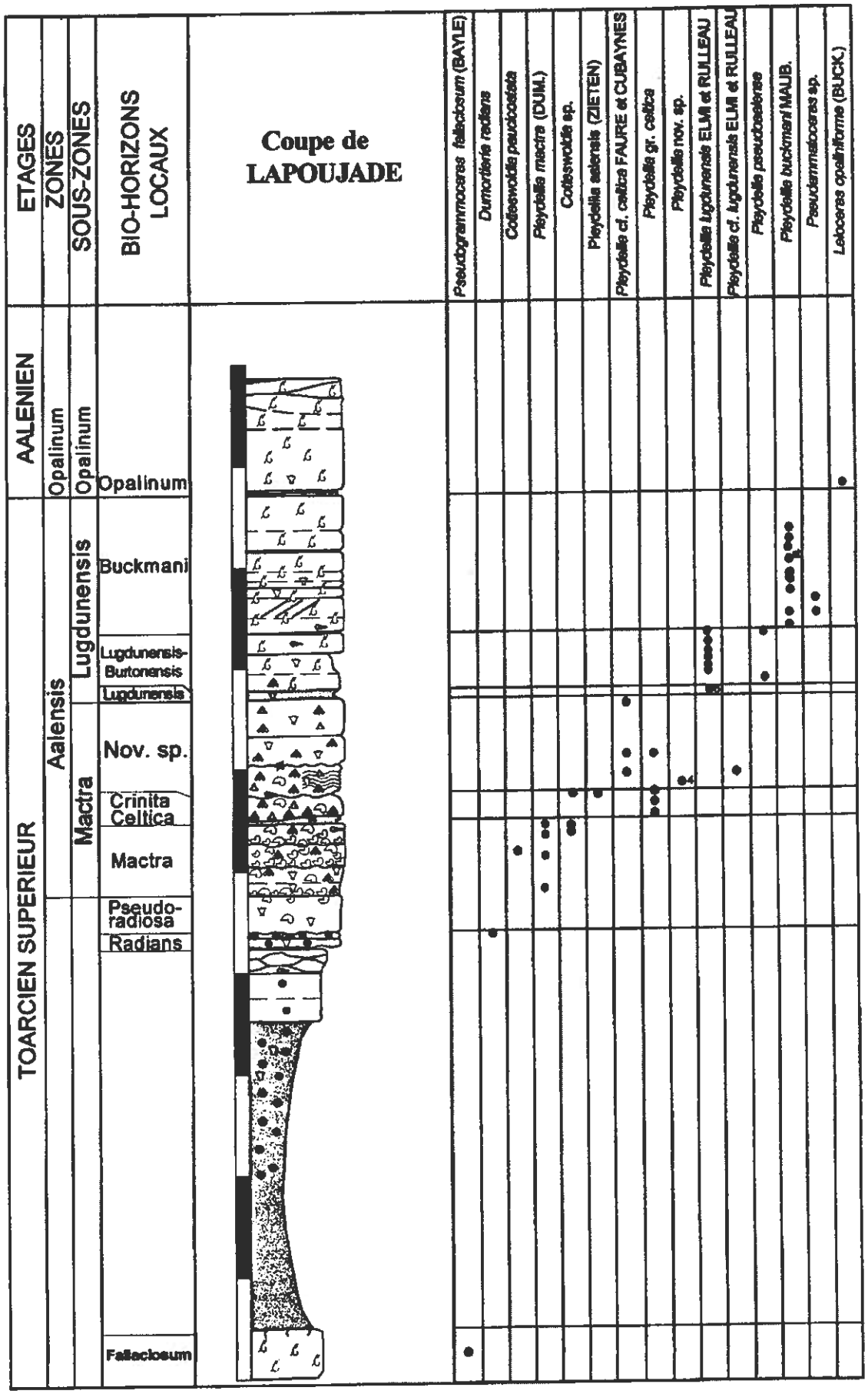


Fig. 20 : Répartition verticale des faunes d'ammonites sur la coupe de Lapoujade (Lapou1) et découpage biozonal.

Ophthalmidium sp...) associés à des biopisolithes de nubéculaires.

(F) Calcaires plus ou moins dolomitiques (9m)

f1 – ensemble de bancs pluricentimétriques à géodes silico-calcitiques ou ***chailles*** (planche 8, photo 4).

Les géodes de la base disparaissent rapidement vers le haut et laissent place à des chailles siliceuses dont le maximum de concentration se localise à la base du quatrième banc. Au-dessus les géodes se substituent progressivement aux chailles.

De la base vers le sommet, les biopelmicrites wackestone-packstone à accumulation de micro-fragments d'échinodermes et de spicules de spongiaires passent à une biopelmicrite packstone-grainstone à accumulation exclusive de pelletoïdes et de foraminifères benthiques.

f2 – bancs pluri-centimétriques strato-décroissants (1,2m)

Le microfaciès, homogène, correspond à une biopelmicrosparite (à biopelsparite) grainstone avec d'abondants foraminifères benthiques (*Ophthalmidium* sp., *Verneuilinoïdés* sp., *Planiinvoluta* sp...), quelques biopisolithes, de rares bahamites, et grapestones à la base, des sections de gastéropodes, et des spicules de spongiaires au sommet. Des traces de bioturbations révèlent une intense activité biologique pendant la sédimentation.

Cet ensemble se termine par un double banc à condensation de géodes. Ces géodes correspondent à des **cavités internes de polypiers** à remplissage de nature silico-calcitique.

f3 – ensemble de bancs (4,5 m) globalement strato-croissants de calcaires recristallisés orangés à rougeâtres, à ooïdes plus ou moins remaniés et à nombreuses petites géodes sphériques d'environ 1 cm de diamètre.

Du sédiment interne apparaît dans les derniers centimètres.

(G) calcaires oolithiques

Microfaciès : oobiosparite grainstone dont les allochems constitutifs sont les bahamites, les oolithes et de rares fragments d'échinodermes.

Structures sédimentaires : barre oolithique.

2.2.2. BIOSTRATIGRAPHIE (fig. 20)

Quatre unités lithostratigraphiques ont été datées :

- les marnes silteuses datent des zones à Dispansum et à Pseudoradiosa ;
- l'assise à gryphées date du sommet de la zone à Pseudoradiosa et de l'horizon à Mactra ;
- le niveau à brachiopodes date des horizons à Celtica, Crinita, Nov. sp., Lugdunensis, Burtonensis ;
- les calcaires bioclastiques à lamellibranches datent des horizons à Buckmani et à Opalinum.

2 3. COUPE DE THEMINES

2.3.1. LITHOLOGIE ET SUCCESSION DES FACIES (fig. 21)

De bas en haut se succèdent :

- calcaires (35 cm) à concentration en oolithes ferrugineuses datés de la sous-zone à Fallaciosum par la présence de *Pseugrammoceras fallaciosum* (BAYLE).

(A) Marnes silteuses (0,35 m)

Calcaires argileux composés d'abondantes oolithes ferrugineuses, *Homoeorhynchia cynocephala* et *Entolium* sp..
Ce niveau est surmonté par un liseré d'argiles ferrugineuses de couleur brun orangé.

(B) Assise à gryphées (0,55 m). Elle comprend 2 parties :
b1 - à la base, les 2 premiers bancs séparés par un liseré marneux brun orangé, se caractérisent par des calcaires argileux noduleux à forte concentration en oolithes ferrugineuses associées à de nombreuses *H. cynocephala* et *Z.* cf. *lycetti* à la base, et aux premières gryphées hétérométriques remaniées.
b2 - les 2 bancs suivants correspondent à 2 niveaux lumachelliques en *Gryphaea sublobata* hétérométriques, pour la plupart en position de vie. La limite entre ces 2 bancs est soulignée par un hard-ground surmonté par un liseré ferrugineux localement associé à du lignite.

Le sommet de cette assise est matérialisé par un fin liseré argileux orangé.

La partie inférieure correspond à une oobiomicrite wackestone à packstone à nombreuses sections de brachiopodes, oolithes ferrugineuses à structures concentriques, fantômes d'oolithes hétérométriques et hétéromorphes, sections de gastéropodes, fragments de nodosariidés et bioclastes perforés et remaniés d'échinodermes ; la partie supérieure est une oobiomicrite packstone-grainstone à abondantes sections de lamellibranches parfois encroûtées d'annélides.

La présence de terriers et de traces de fouissage signale une intense activité biologique.

(C) Niveau à brachiopodes (2 m). Il est subdivisé en plusieurs sous-niveaux :
c1 - des marnes à nodules calcaires (0,15 m) contenant des gryphées *H. cynocephala* et des oolithes ferrugineuses remaniées sont surmontées par des calcaires argileux noduleux caractérisés par le même contenu en éléments biogènes et non biogènes. Toutefois, les brachiopodes semblent autochtones comme en témoignent leur bon état de conservation et l'apparition des *Lobothyris haresfieldensis*.

Le microfaciès du second banc est une oobiomicrite packstone à abondants fragments de lamellibranches et quelques débris de nodosariidés. La bioturbation est intense et la majorité des bioclastes sont perforés.

Le sommet du niveau est marqué par un liseré ferrugineux et un niveau à condensation en ammonites.

c2 - ensemble de bancs (4) centimétriques stratodécroissants (0,6 m) séparés les uns des autres par un liseré d'argile orangé. De la base au sommet, la fraction argileuse augmente (passage de calcaires argileux noduleux à des marnes à passées plus carbonatées) et la concentration en brachiopodes (association *H. cynocephala*, *Lobothyris haresfieldensis* et *Zeilleria* cf. *lycetti*) décroît significativement.

Le microfaciès passe d'une biomicrite packstone à une biomicrite wackestone. Le contenu micropaléontologique est similaire au niveau sous-jacent. Les oolithes sont éparses et sous forme de fantômes (remplissage sparitique).

La présence d'abondants terriers parallèles à la stratification indique une intense activité biologique et un faible taux de sédimentation.

La surface sommitale est signalée par un important liseré argileux ferrugineux.

c3 - des calcaires francs (0,5 m) marquent un changement lithologique brutal. A la base, les mêmes brachiopodes que dans l'assise sous-jacente sont associés à des bélemnites et à des lamellibranches.

Le microfaciès passe d'une biomicrite wackestone à une biomicrite packstone. Les éléments qui constituent la fraction bioclastique sont fortement remaniés et usés. Les fragments de lamellibranches prédominent à la base ; au sommet, les sections d'échinodermes deviennent majoritaires.

c4 - Succession (0,75 m) de petits bancs calcaires centimétriques à pluricentimétriques composés de quelques lamellibranches et de rares brachiopodes.

Le microfaciès est une biomicrite packstone-grainstone à bioclastes ovalisés et remaniés de lamellibranches, brachiopodes, nodosariidés, échinodermes et annélides (rares).

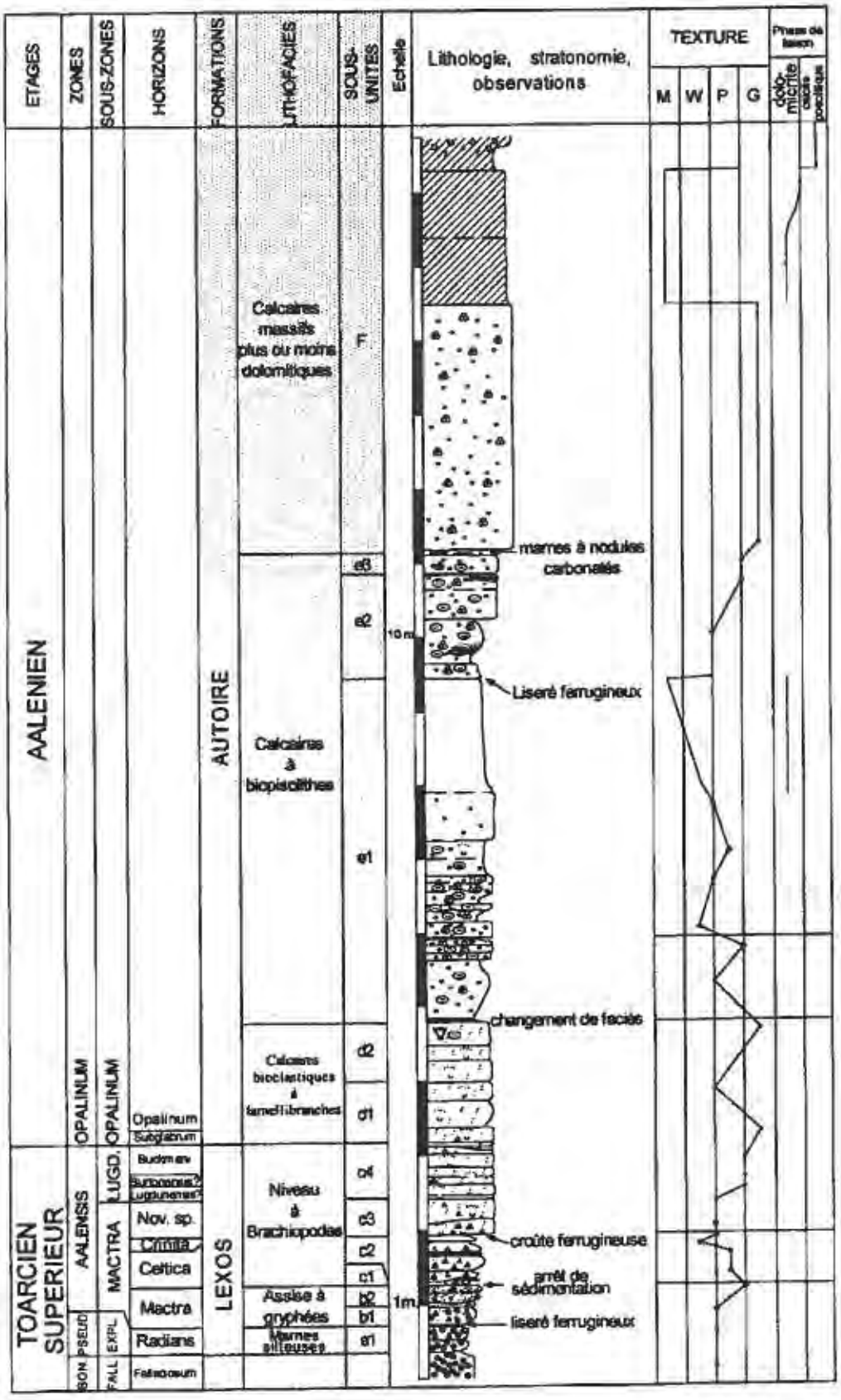


Fig. 21 : Coupe de Thémines ; lithostratigraphie.

Nous pouvons noter également la présence de rares oolithes ferrugineuses à structures concentriques
Le sommet du niveau est souligné par la présence ponctuelle de lignite.

(D) Calcaires bioclastiques à lamellibranches (1,6 m) disposés en 2 ensembles :

d1 - le premier banc calcaire est surmonté par 2 bancs de calcaires argileux (0,8 m).

A la partie inférieure, le microfaciés est une biosparite grainstone à accumulation de microbioclastes hétérométriques d'échinodermes associés à des extraclastes ; la partie supérieure est composée d'une biomicrite wackestone composée des mêmes bioclastes que précédemment, usés et pyritisés. Le banc basal contient des terriers parallèles à la stratification soit à remplissage micritique soit à remplissage de pelotes fécales (terriers de crustacés).

d2 - 3 bancs calcaires pluricentimétriques à rares lamellibranches et térébratules (0,8 m).

Les biomicrites packstone-grainstone renferment d'abondants échinodermes, quelques dentales, de rares fragments de nodosariidés, quelques sections d'annélides et de gastéropodes. Au sommet, ces mêmes bioclastes en majorité perforés sont associés à de rares biopisolithes et à quelques foraminifères agglutinants (*Ophthalmidium* sp. et *Glomospira* sp.).

(E) Equivalent latéral des calcaires à biopisolithes de nubéculaires (3,43 m) : alternance de calcaires argileux et de marnes calcaires à biopisolithes où se superposent 3 termes :

e1 - la partie basale correspond à une alternance calcaires-calcaires argileux à rares biopisolithes (4,5 m).

De la base vers le sommet, l'augmentation de la fraction silteuse (1 à 7 %), s'accompagne d'une élévation de l'argilosité et d'une baisse significative de la diversité faunique. On note des concentrations variables de microbioclastes micritisés (pelletoïdes), de spicules de spongiaires, de dentales, de nodosariidés, de gastéropodes et d'*Ophthalmidium* sp.. Localement, dans les niveaux les plus argileux, des sclérites d'holoturie et de rares microfilaments s'associent à ces éléments. Les biopelmicrites à texture packstone passent vers le haut à des dolobiopelmicrosparite à texture wackestone.

Cet ensemble est couronné par un liseré argileux marron orangé.

e2 - calcaires à gros biopisolithes et à foraminifères agglutinants puis calcaires à abondants microbioclastes micritisés, à concentration variable en spicules de spongiaires et à biopisolithes locaux (1,4 m).

e3 - banc calcaire encadré par 2 niveaux de marnes à nodules calcaires (25 cm).

Le microfaciès est une biopelmicrite packstone-grainstone à biopisolithes, rares microfilaments, fragments de lamellibranches, d'échinodermes et de nodosariidés et abondants spicules de spongiaires. Présence de terriers horizontaux.

(F) Calcaires plus ou moins dolomitiques (5,5 m).

Les calcaires massifs roux contenant essentiellement des pelletoïdes, quelques spicules de spongiaires et d'abondants verneuilinoïdés (biopelmicrosparite grainstone) sont surmontés par des calcaires fortement dolomitisés (dolomicrite à dolomicrosparite mudstone) puis par des calcaires recristallisés à ooïdes.

Le microfaciès correspond à une oobiodolomicrite packstone composée de fantômes d'oolithes associés à d'abondantes sections d'échinodermes roulées et à de rares sections de gastéropodes. Les bioclastes sont usés et certains sont perforés.

Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'identifier la discontinuité D.10.

2.3.2. BIOSTRATIGRAPHIE (fig. 22)

Quatre unités lithostratigraphiques ont été datées. Il s'agit :

- des marnes silteuses datées de la zone à Pseudoradiosa ;
- de l'assise à gryphées datée de l'horizon à Mactra ;
- du niveau à brachiopodes daté des horizons à Celtica, Crinita, Nov. sp., Lugdunensis, Burtonensis et Buckmani ;

- des calcaires bioclastiques à lamellibranches datés de la zone à Opalinum.

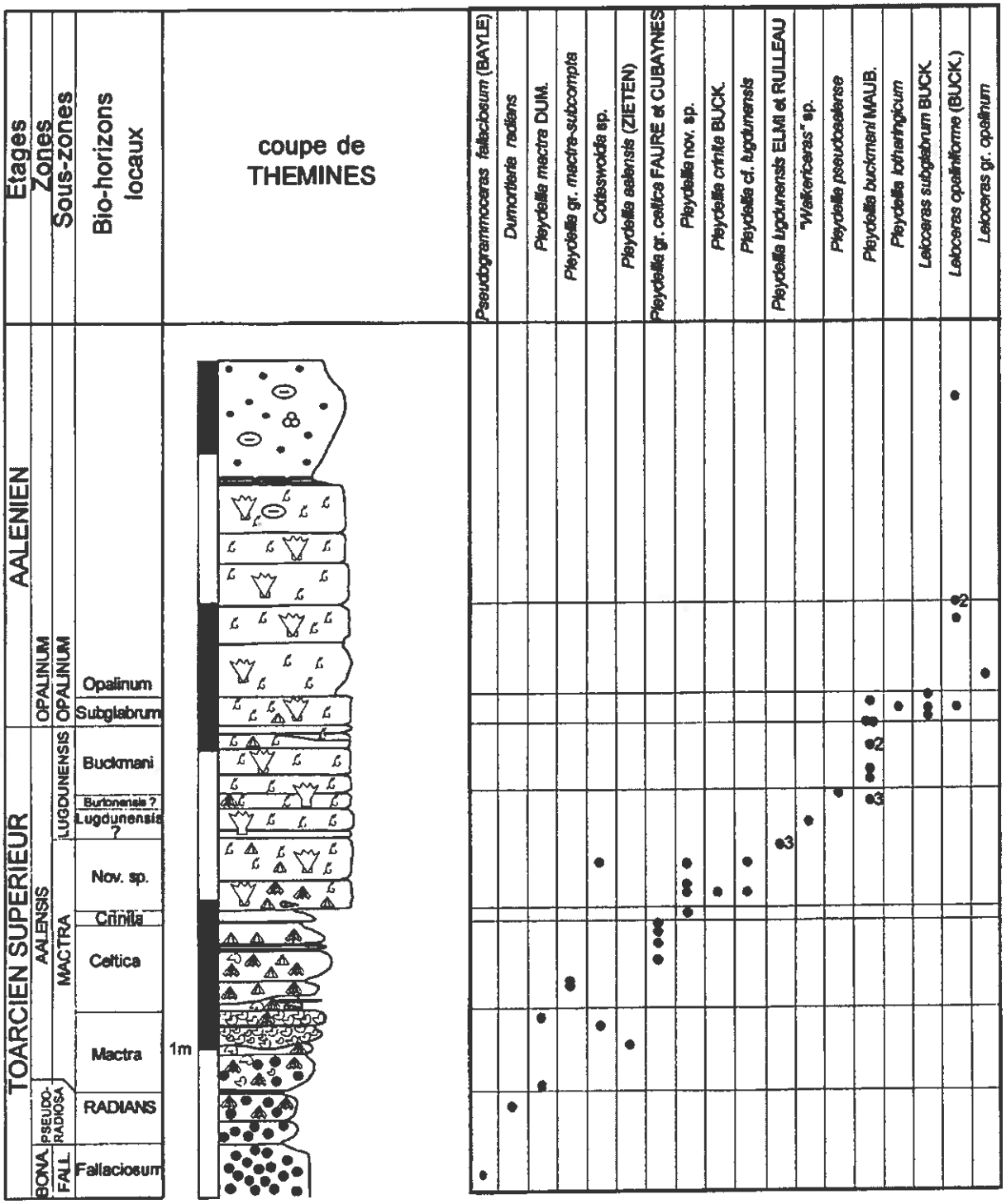


Fig. 22 : Répartition des faunes d'ammonites sur la coupe de Thémines et découpage biozonal.

2.4. COUPE DE SAINT PIERRE DE LIVRON

2.4.1. LITHOLOGIE ET SUCCESSION DE FACIES (fig. 23)

(A) Marnes silteuses (1,35 m)

a1 - marnes brunes (35 cm) à rares lamellibranches tels que des pectinidés.
- un liseré argileux.

a2 - alternance marno-calcaire (1 m) dont la fraction bioclastique et carbonatée croît en montant dans la série. La macrofaune est faite de rares lamellibranches (*Inopernas* sp.) et de brachiopodes (*H. cynocephala*). Au sommet apparaissent les premières gryphées de petites tailles, fragmentées et remaniées.

Microfaciès : biomicrite wackestone composée majoritairement par des fragments d'échinodermes, de rares extraclasts, quelques oolithes ferrugineuses à structures concentriques allochtones, de fragments de nodosariidés, quelques sections de lamellibranches et de serpules.
La bioturbation et la dolomitisation secondaire y sont intenses. Cet ensemble présente deux liserés ferrugineux. Le second est notamment associé à des cavités de dissolution infra-centimétriques.

(B) Assise à gryphées (90 cm), elle se décompose en :
- liseré argileux

b1 - calcaires argileux (15 cm) à surface basale irrégulière. La concentration en *Gryphaea sublobata* augmente vers le haut. Ces organismes, en taille et état de conservation variables, constituent une lumachelle.

Le microfaciès du niveau lumachellique est une biomicrite wackestone à packstone à forte proportion de fragments de lamellibranches, rares oolithes ferrugineuses à structures concentriques et rares fragments de nodosariidés. Le fouissage y est intense.
Cet ensemble est clôturé par un arrêt de sédimentation.

- liseré d'argile ferrugineuse

b2 - marnes calcaires (30 cm) ayant le même contenu macrofaunique et les mêmes caractéristiques que le niveau sous-jacent.
Le sommet est marqué par un arrêt de sédimentation ferruginisé.

(C) Niveau à brachiopodes (2,12 m)

c1 - alternance de marnes à nodules calcaires et de calcaires argileux (45 cm). Les gryphées y sont fragmentées et fortement remaniées. Elles sont associées à de rares *H. cynocephala* et *Zeilleria* cf. *lycetti*.

Le fouissage est toujours intense et les fragments de lamellibranches sont perforés. Deux liserés ferrugineux subdivisent cet ensemble en 3 parties.

- joint d'argile ferrugineuse.

c2 - calcaires argileux noduleux (75 cm) à abondants *H. cynocephala*, *Zeilleria* cf. *lycetti* et *Lobothyris haresfieldensis* associés à des lamellibranches.

Microfaciès : les biomicrites wackestone passent vers le haut à des biomicrites packstone. Les allochems sont constitués par d'abondantes sections de gastéropodes, de brachiopodes, de lamellibranches et de nodosariidés, de rares *Ophthalmidium* sp., fragments d'échinodermes, ooïdes à remplissage sparitique et serpules. La concentration en sections d'échinodermes tend à augmenter vers le haut.
L'activité biologique, matérialisée par les traces de bioturbation et la présence de terriers parallèles à la stratification, est importante.

- marnes ferrugineuses.

c3 - alternance marno-calcaire (25 cm) avec le même contenu macrofaunique que précédemment. Les allochems sont également identiques mais, toutefois, les fragments

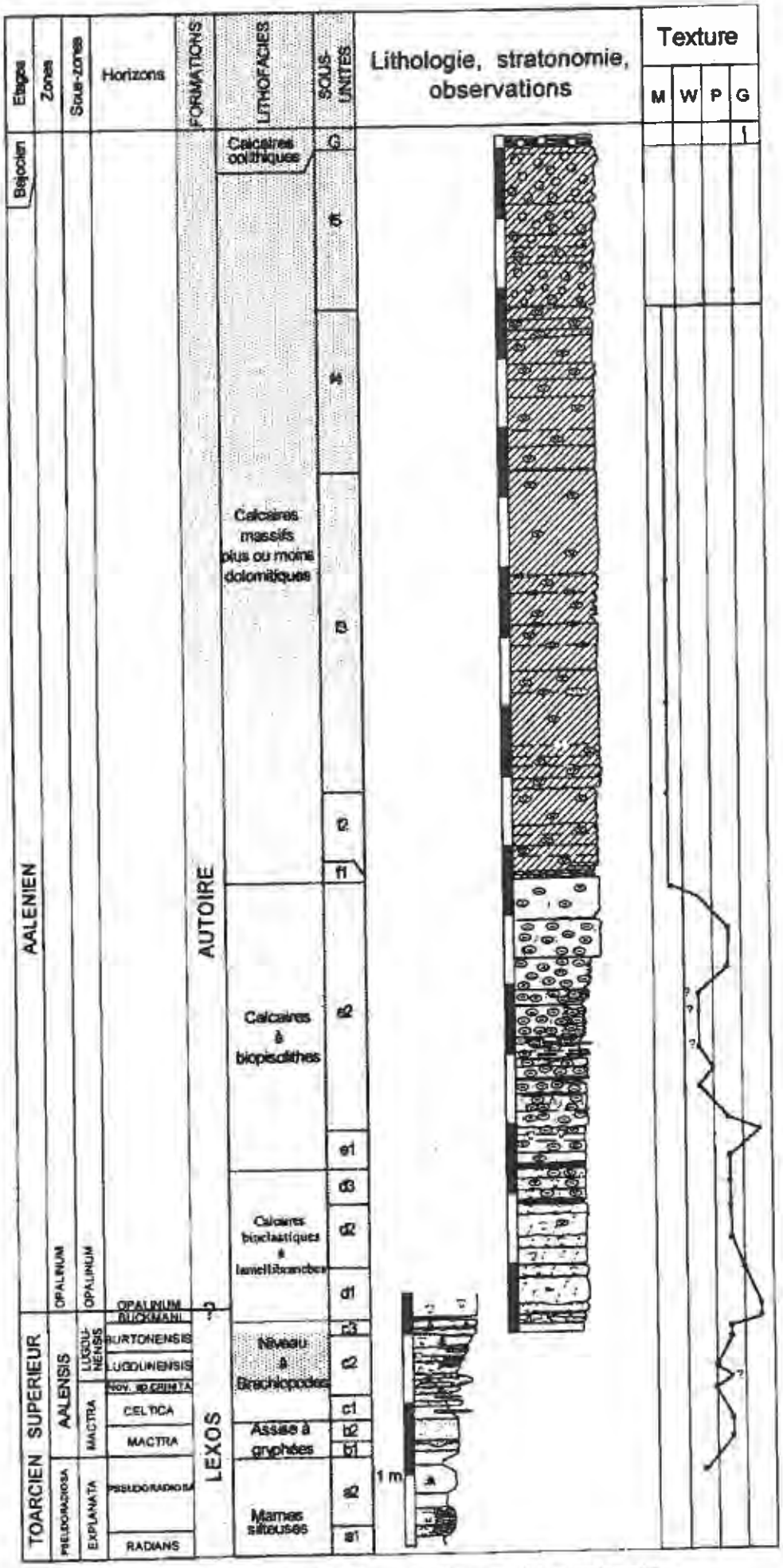


Fig. 23 : Coupe de Saint-Pierre-de-Livron ; lithostratigraphie.

d'échinodermes prédominent. Certains bioclastes sont perforés et micritisés.

(D) Calcaires bioclastiques à lamellibranches (1,85 m)

d1 - calcaires (67 cm) renfermant quelques lamellibranches (*Trichites* sp.) et de rares bélemnites.

L'analyse pétrographique révèle une intensification de la micritisation des bioclastes par perforation. Les organismes sont fortement fragmentés et émoussés et le fouissage est important.

d2 – ensemble de bancs décimétriques à pluridécimétriques à base et sommet irréguliers.

En montant dans la série, les biomicrites packstone-grainstone à abondantes sections d'échinodermes majoritairement micritisées et perforées, à gastéropodes et à lamellibranches en densité variable passent à une biomicrite packstone caractérisée par les premiers biopisolithes, de rares pelletoïdes et foraminifères benthiques (*planiinvoluta* sp.) associés aux mêmes allochems que précédemment.

Figures sédimentaires : tempestites distales.

- niveau de remaniement.

d3 - calcaire bioclastiques à biopisolithes de nubéculaires (50 cm).

Microfaciès : biomicrite packstone (base) à biomicrosparite grainstone (sommet). Les abondantes sections de foraminifères benthiques tels que *Ophthalmidium* sp., nodosariidés.., sont associés à des biopisolithes dont la concentration augmente vers le haut, à quelques gastéropodes et à des sections de lamellibranches.

(E) Calcaires plus ou moins argileux à biopisolithes de nubéculaires (3,5 m)

e1 - calcaires (68 cm) de plus en plus argileux à biopisolithes, rares térébratules et lamellibranches.

Microfaciès : les biomicrites packstone passent vers le haut à des biomicrites wackestone composées d'abondants biopisolithes et spicules de spongiaires, de quelques fragments de dasycladales (*Holosporella* sp.), de lamellibranches et d'échinodermes, de quelques sections de foraminifères benthiques (*Lenticulina* sp.) et de rares pelletoïdes.

e2 - Marnes surmontées de calcaires puis de calcaires recristallisés (3,5 m).

Microfaciès : biomicrite wackestone qui passe vers le haut à une biomicrite packstone.

Les allochems correspondent, à la base, à d'abondants foraminifères benthiques et biopisolithes, à quelques fragments algaires, pelletoïdes, gastéropodes et fragments de lamellibranches, d'échinodermes et de serpules. En montant dans la série, les fragments algaires et les spicules de spongiaires deviennent très abondants, les fragments bioclastiques et les biopisolithes deviennent rares et les premières bahamites apparaissent.

Au sommet, l'intense recristallisation efface en globalité les allochems.

Deux liserés argileux ferrugineux subdivisent en trois parties l'ensemble inférieur marneux et un niveau de remaniement sépare les 2 derniers bancs calcaires.

(F) Calcaires recristallisés à géodes silico-calcitiques hétérométriques et hétéromorphes (10,2m)

f1 - calcaires recristallisés noduleux (10 cm) passant latéralement à des marnes brunes.

f2 - calcaires recristallisés (1,15 m) beiges à orangés, strato-croissants, contenant de petites géodes. Cet ensemble est interrompu par une surface ondulée.

f3 - calcaires recristallisés strato-croissants (4,4 m), à abondantes géodes hétérométriques qui se disposent en majorité le long des surfaces de stratification.

f4 - calcaires recristallisés strato-décroissants (2,3 m) à petites géodes. Au sommet, apparaissent les premières oolithes. La discontinuité qui clôture ce niveau est mise en évidence par la karstification actuelle qui a créé de grosses cavités de dissolution.

f5 - calcaires recristallisés rouges strato-croissants (2,25 m), à ooïdes jointifs.

La discontinuité D.10 se positionne à la limite entre les faciès recristallisés à géodes et les calcaires oolithiques en plaquettes bajociens.

2.4.2. BIOSTRATIGRAPHIE (fig. 24)

Quatre unités lithostratigaphiques ont été datées :

- les marnes silteuses datent de la zone à Pseudoradiosa ;
- l'assise à gryphées date du sommet de la zone à Pseudoradiosa et de l'horizon à Mactra ;
- le niveau à brachiopodes date des horizons à Celtica, Crinita, Nov. sp., Lugdunensis, Burtonensis ;
- les calcaires bioclastiques à lamellibranches datent de l'horizon à Buckmani et de la zone à Opalinum.

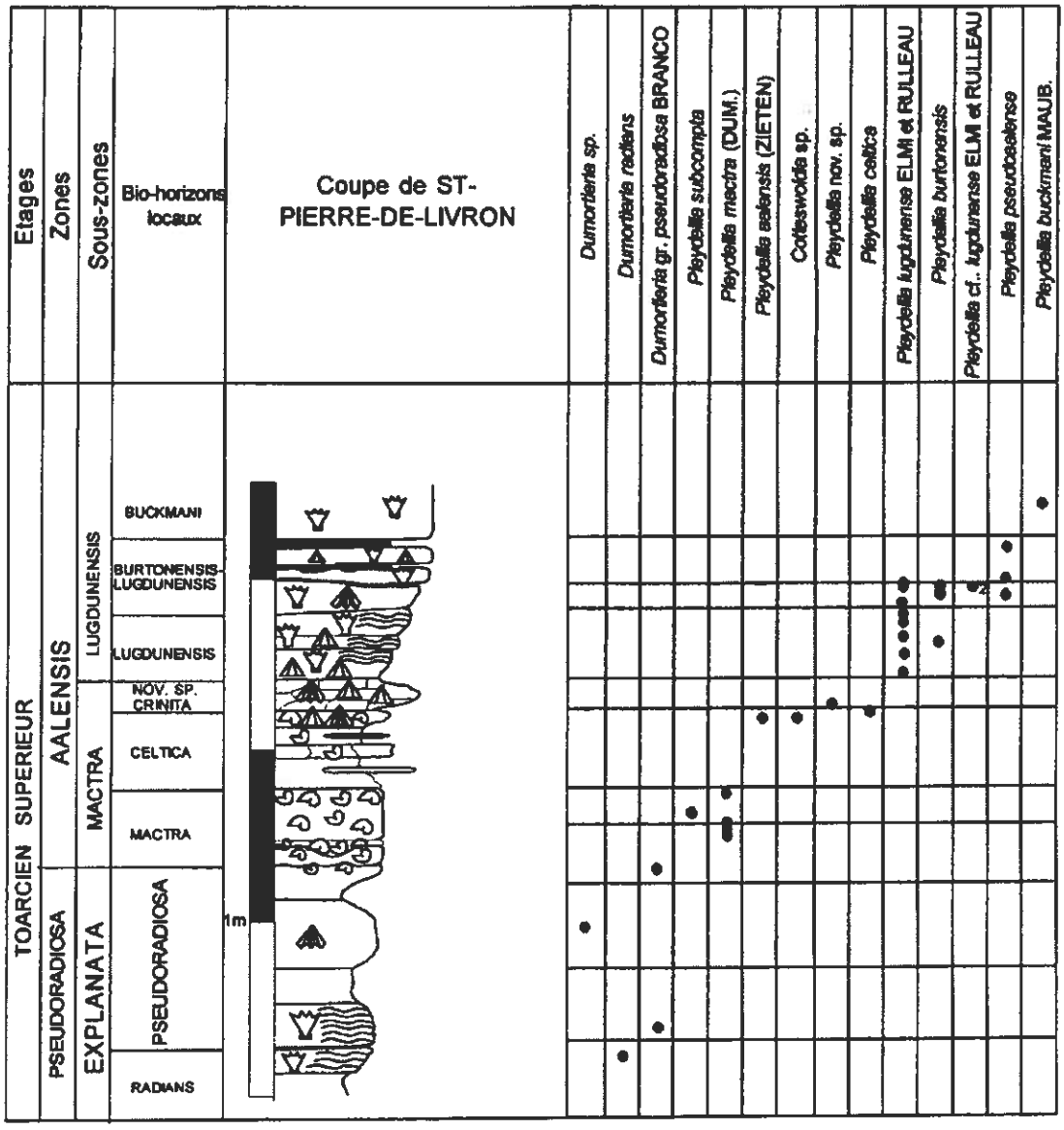


Fig. 24 : Répartition des faunes d'ammonites sur la coupe de St-Pierre-de-Livron et découpage biozonal.

2.5. CONCLUSIONS

Nous avons distingué 7 unités lithostratigraphiques dans l'intervalle Toarcien supérieur – Aalénien – Bajocien inférieur.

* **Marnes silteuses** : bien exprimé à Lapoujade, ce faciès passe latéralement à des calcaires argileux à oolithes ferrugineuses à Thémines, à des calcaires silteux puis bioclastiques à La Gironie, et à des calcaires argileux bioturbés à St Pierre de Livron.
D'un point de vue chronologique, cette unité est synchrone sur les 4 coupes (zones à Dispansum et à Pseudoradiosa).

* **Assise à gryphées** : elle est représentée par des calcaires argileux à abondantes *Gryphaea sublobata* sur 3 coupes. Sur la coupe de La Gironie, ces organismes sont dispersés dans des calcaires bioclastiques massifs.
Âge : synchrone sur les 3 coupes où elle a pu être datée (horizon à Mactra).

* **Niveau à brachiopodes** : il correspond dans la majorité des cas à des calcaires argileux bioturbés composés d'abondantes térébratules et rynchonelles. Lorsque la fraction carbonatée augmente (calcaires bioclastiques), ces organismes se raréfient (La Gironie, Lapoujade).
Âge : l'extension chronologique de cette unité diffère suivant les secteurs. Elle apparaît durant l'horizon à Celtica et disparaît soit à la limite Toarcien-Aalénien soit au sommet de l'horizon à Burtonensis (Lapoujade, St Pierre de Livron).

* **Calcaires bioclastiques à lamellibranches** : calcaires plus (La Gironie) ou moins (Thémines) bioclastiques à lamellibranches nombreux et variés.
Âge : ce lithofaciès apparaît suivant les secteurs soit dès la base de l'horizon à Buckmani (Lapoujade, St Pierre de Livron) soit à la base de la zone à Opalinum (La Gironie, Thémines). Il semble disparaître, dans les 4 secteurs, à la limite Aalénien inférieur-Aalénien moyen.

* **Calcaires à biopisolithes de nubéculaires** : calcaires plus ou moins argileux renfermant d'abondants biopisolithes de nubéculaires et à teneur en bahamites croissante vers le haut (La Gironie, St Pierre de Livron). Latéralement cette unité est constituée par une alternance de marnes et de calcaires à rares biopisolithes qui passent progressivement vers le haut à des calcaires à gros « oncoïdes » et pelletoïdes (Lapoujade, Thémines).
Âge : les rares marqueurs biochronologiques (La Gironie) permettent de dater cette unité de la zone à Murchisonae (Aalénien moyen).

* **Calcaires dolomitisés et/ou recristallisés** : calcaires fortement dolomitisés qui passent vers le haut à des calcaires recristallisés. Ils sont absents sur la coupe de La Gironie. Sur les coupes de Lapoujade et de Thémines, ces calcaires sont précédés par des calcaires à pelletoïdes que nous intégrons dans la même unité.
Âge : en raison de leur superposition à des calcaires à biopisolithes datés de l'Aalénien moyen, nous attribuons cette unité à l'Aalénien supérieur, en l'absence d'arguments biochronologiques.

* **Calcaires oolithiques** : l'unité est représentée par des calcaires à oolithes micritisés.

Âge : sur la coupe de La Gironie, ce lithofaciès apparaît au-dessus des calcaires à biopisolithes. En raison de la continuité de la sédimentation, nous les rapportons en partie à l'Aalénien supérieur. Sur les trois autres coupes ils dateraient probablement du Bajocien.

CHAPITRE III

ANALYSE DES FACIES

1. Introduction 57

2. Le traitement statistique des données 57

2.1. LES METHODES 57

2.2. LES VARIABLES 58

2.3. LES RESULTATS 58

2.3.1. LA CLASSIFICATION HIERARCHIQUE 58

2.3.2. LE TEST DE HABERMAN 60

3. Faciès et milieux de dépôt 63

3.1. DESCRIPTIONS 63

3.2. SYNTHESE 74

4. La répartition des faciès dans l'espace 74

4.1. DISTRIBUTIONS DES VARIABLES SUR LES AXES FACTORIELS DE L'A.C.M. 74

4.1.1. AXE F1 74

4.1.2. AXE F2 78

4.1.3. AXE F3 78

4.1.4. AXE F4 78

4.2. DISTRIBUTION DES NIVEAUX DE PRELEVEMENT SUR LES AXES FACTORIELS DE L'A.C.M 79

4.2.1. AXE F1 79

4.2.2. AXE F2 80

4.2.3. AXE F4 80

4.3. PROJECTION DES COUPES (sites de prélèvement) SUR LES AXES FACTORIELS. 80

5. La succession des faciès dans le temps 83

5.1. METHODES STATISTIQUES : DIAGRAMMES DES COORDONNEES FACTORIELLES DES UNITES STATISTIQUES 83

5.1.1. TENDANCES MAJEURES 84

5.1.2. TENDANCES MINEURES 84

5.1.2a. Les demi-cycles transgressifs-régressifs de la coupe de Lapoujade au Toarcien 84

5.1.2b. Comparaison avec les autres coupes de référence 86

5.1.2c. Application de la méthode à la série Aalénienne 87

5.2. LES DISCONTINUITES 89

6. Conclusions 90

1. Introduction

Les rares travaux (Kafa, 1988) impliquant l'Aalénien du Quercy n'ont permis de définir qu'une mégaséquence de comblement qui débute au Toarcien supérieur et qui se termine à la limite entre l'Aalénien et le Bajocien (D.10). En effet, sur la grande majorité des coupes, il est très difficile de distinguer des variations mineures du niveau marin à cause de l'uniformité des faciès. Ces variations mineures engendrent vraisemblablement de faibles fluctuations des paramètres tant biologiques que purement sédimentologiques qui sont difficilement perceptibles. La seule façon de les mettre en évidence est de les définir en considérant le maximum de descripteurs de faciès.

Pour pouvoir tenir compte simultanément de tous ces critères, il nous a paru intéressant de procéder à des traitements statistiques. L'intérêt des méthodes d'analyse multidimensionnelle est qu'elles permettent de tenir compte simultanément de plusieurs variables et de donner une synthèse de toutes les informations considérées.

La différenciation des faciès sera donc fondée sur les traitements statistiques de 4 coupes de référence. Une description complète de tous les faciès et environnements identifiés dans le bassin quercynois sera ensuite proposée. Un retour aux résultats des analyses statistiques (en particulier une interprétation des axes factoriels), permettra ensuite de positionner ces faciès et environnements les uns par rapport aux autres et de proposer un découpage séquentiel aux diverses échelles, complété par une identification des discontinuités sur le terrain.

2. Le traitement statistique des données

2.1. LES METHODES

Les méthodes statistiques utilisées sont :

* L'analyse des correspondances multiple (A.C.M. ; Benzecri *et al.*, 1973 ; Saporta, 1990). qui :
  - permet de traiter des données continues, non continues et mixtes, préalablement codées. Elle permet de traiter à la fois des données qualitatives (présence-absence) et des données quantitatives (pourcentage) qui peuvent être « éclatées » en classes ;
  - offre la possibilité de projeter simultanément des descripteurs et des unités statistiques ;
  - permet la mise en évidence de liaisons aussi bien linéaires que non linéaires entre variables ainsi qu'entre variables et axes factoriels.
* La méthode de classification automatique (classification hiérarchique avec, pour critère d'agrégation, le moment d'ordre 2 ou critère de Ward) a été utilisée en complément de l'A.C.M., afin de regrouper des éléments analysés en ensembles plus ou moins homogènes. Les relations entre les éléments sont représentées par un arbre (dendogramme).
* Le test de Haberman permet de quantifier les relations entre descripteurs des niveaux de prélèvement et, en particulier, de sélectionner les liaisons les plus importantes.

Le traitement statistique a été effectué sur le matériel provenant de 4 coupes (La Gironie, Lapoujade, Thémines et St-Pierre-de-Livron). Il comprend :

- Une A.C.M basée sur **un tableau qui croise les unités statistiques (niveaux de prélèvement) et les variables et qui intègre les données des 4 coupes ;**
- Une classification hiérarchique du moment d'ordre 2 appliquée aux 4 premiers facteurs et sur des ensembles non classés dans le but de rechercher une structure sans a priori.

2.2. LES VARIABLES

Les 4 coupes décrites dans le chapitre précédent ont été retenues parce qu'elles répondaient le mieux à toutes les exigences et couvraient tous les paléoenvironnements rencontrés dans le Quercy au Toarcien supérieur-Aalénien.

Le caractère relativement condensé des séries étudiées a nécessité un pas de prélèvement serré (de l'ordre du centimètre), hormis dans les niveaux dolomitiques où il a été variable à cause de l'homogénéité relative de la lithologie. L'analyse quantitative des faciès nous a amenés à utiliser des variables faciologiques (données de terrain) et des variables microfaciologiques (analyse de plaques minces). Plusieurs dizaines de variables (de 20 à 30 selon les coupes), qualifiées de descripteurs, ont ainsi été définies.

Nous avons pris en compte :

- le contenu macropaléontologique (gryphées, ammonites, brachiopodes) ;
- le contenu micropaléontologique (foraminifères benthiques [nodosariidés, *Planiinvoluta sp.*, *Ophthalmidium sp.*, verneuilinoïdés], gastéropodes, dentales, dasycladales ;
- les éléments biogènes (bioclastes de lamellibranches, d'échinodermes, de brachiopodes) et non biogènes (biopisolithes, pelletoïdes, bahamites - ou oolithes de type 1 d'après Strasser, 1986 -, oolithes ferrugineuses, fantômes d'oolithes, silts quartzeux, glauconie, géodes de calcite et géodes de quartz) ;
- les figures sédimentaires (stratifications obliques, rides asymétriques, macro-H.C.S...) ;
- la texture (micrite, sparite et dolomie) ;
- la maturité des bioclastes.

Les données du microfaciès ont été quantifiées sous forme de pourcentages. En ce qui concerne les variables faciologiques, seule leur absence et leur présence ont été retenues. Ces données sont synthétisées dans un tableau croisant les variables et les niveaux de prélèvement (fig. 25, annexes 1, 2 et3).

2.3. LES RESULTATS

Le résultat de l'A.C.M. permet de projeter dans l'espace factoriel aussi bien les variables (fig. 33 et 34) que les niveaux de prélèvement en fonction de leurs coordonnées sur les différents axes (fig. 35 et 36). L'interprétation de cette analyse se réalise en plusieurs étapes :

- identification des divers groupes de faciès au moyen d'une classification hiérarchique des niveaux de prélèvement, chaque groupe étant rattaché à un environnement distinct ;
- interprétation des axes factoriels argumentée par la distribution sur chacun des axes d'une part des variables et d'autre part des divers groupes de faciès préalablement identifiés ;
- interprétation de la projection des sites de prélèvement sur les différents axes factoriels ;
- analyse chronologique des diagrammes des valeurs (scores) des unités statistiques (niveaux de prélèvement) sur les divers axes.

2.3.1. LA CLASSIFICATION HIERARCHIQUE

La classification hiérarchique (Diday *et al.*, 1983) utilise comme données les 4 premiers axes de l'A.C.M. Elle distingue quatre groupes de niveaux de prélèvement, chacun subdivisé en plusieurs sous-groupes.

Ces groupes associent les échantillons appartenant au même domaine de sédimentation.

	Eléments non biogènes									Eléments biogènes															Texture	
										Bioclastes						Foraminifères			Maturité		Macrofaune					
Echantillon/Variétés	Pelletoïdes	Biopelloïdes	Bahamites	Oolithes ferr.ou phos.	Fantômes d'oolithes	Silts quartzeux	Glauconite(PA)	Géodes de calcite(PA)	Géodes de quartz	Lamellibranches	Echinodermes	Annélides	Gastéropodes	Brachiopodes	Dentales	Spicules de spongiaire	Nodosariidés	Vermetilinoïdés sp.	Ophthalmidium sp.	Planiinvolutes sp.	Bioclastes sutures	Bioclastes frais	Gryphées	Ammonites	Brachiopodes	Micrite(1), sparite(2), dolomie(3)	Stratification oblique
L41b	0	0	0	0	10	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	10	0	0	0	3	0
L40b	0	1	0	0	15	0	0	1	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	10	0	0	0	3	0
L39b	10	0	0	0	7	1	0	1	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	10	0	0	0	3	0
L38b	10	2	1	0	0	1	0	0	1	5	2	0	3	0	0	2	2	3	3	1	75	25	0	0	0	2	0
L37b	10	2	1	0	0	1	0	0	1	2	2	0	2	0	1	10	2	3	3	2	80	20	0	0	0	2	0
L36c	30	3	2	0	0	1	0	0	0	3	2	1	0	0	0	2	2	1	2	1	50	50	0	0	0	2	0
L36b	30	8	2	0	0	1	0	0	0	2	3	0	2	0	0	0	1	1	1	1	40	60	0	0	0	2	0
L35b	35	0	0	0	0	1	0	0	0	3	2	1	0	0	0	0	1	0	0	0	60	40	0	0	0	2	0
L34b	28	0	0	0	0	2	0	0	0	2	8	0	0	0	0	2	1	0	0	0	90	10	0	0	0	1	0
L31b	10	3	0	0	0	2	0	0	0	3	4	0	0	0	0	3	0	0	0	0	80	20	0	0	0	1	0
L29b	15	0	0	0	0	2	0	0	0	7	7	1	0	0	0	2	2	0	0	0	90	10	0	0	0	1	0
L27b	25	0	0	0	0	2	0	0	0	1	1	0	0	0	1	10	1	0	1	1	75	25	0	0	0	1	0
L26b	15	10	0	0	0	5	0	0	0	2	3	1	0	0	0	2	1	0	0	1	80	20	0	0	0	1	0
L25b	15	0	0	0	0	5	0	0	0	2	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	95	5	0	0	0	1	0
L24b	10	2	0	0	0	5	0	0	0	8	8	0	0	0	0	2	2	0	0	1	90	10	0	0	0	1	0
L22b	10	3	0	0	0	3	0	0	0	3	3	2	3	0	1	15	2	2	2	2	60	40	0	0	0	1	0
L21b	20	2	0	0	0	10	0	0	0	2	5	2	0	1	0	1	2	1	1	1	90	10	0	0	0	1	0
L19b	10	1	0	0	0	10	0	0	0	2	7	1	0	0	1	2	2	2	2	1	90	10	0	0	0	1	0
L18b	15	0	0	0	0	1	0	0	0	2	3	0	0	0	2	10	2	2	2	2	80	20	0	0	0	1	0
L16b	7	0	0	0	0	1	0	0	0	2	5	0	0	0	2	7	2	2	2	1	85	15	0	0	0	1	0
L14b	3	1	0	0	0	1	0	0	0	2	7	1	0	1	2	10	2	2	3	2	75	25	0	0	0	1	0
L13b	5	1	0	0	0	1	0	0	0	2	7	1	0	0	1	3	2	1	2	2	90	10	0	0	0	1	0
L11b	0	0	0	0	0	2	0	0	0	3	30	1	0	0	0	0	2	0	0	0	80	20	0	0	0	1	0
L09b	0	0	0	0	0	2	0	0	0	2	30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	10	0	0	0	1	0
L08b	1	0	0	0	0	2	0	0	0	5	20	2	0	0	0	0	1	0	0	0	90	10	0	0	0	1	0
L07b	0	0	0	0	0	2	0	0	0	7	30	1	0	0	0	1	2	0	0	0	90	10	0	0	0	1	0
L04b	0	0	0	0	0	2	0	0	0	7	15	2	0	0	0	0	2	0	0	0	80	20	0	0	0	1	0
L02b	0	0	0	0	0	1	0	0	0	3	30	0	0	1	0	0	1	0	1	1	80	20	0	0	0	2	0
L28a	0	0	0	0	0	1	0	0	0	3	20	2	0	0	0	0	1	0	1	0	80	20	0	0	0	2	0
L26a	0	0	0	0	0	1	0	0	0	5	30	2	0	0	0	0	1	0	0	0	80	20	0	1	0	2	0
L24a	0	0	0	0	0	1	0	0	0	15	30	0	0	0	0	1	2	0	0	0	75	25	0	1	0	3	0
L21a	0	0	0	0	0	1	1	0	0	15	20	0	1	0	0	0	2	0	1	0	75	25	0	1	0	1	1
L20a	0	0	0	1	0	1	0	0	0	5	7	0	1	0	0	0	1	0	0	0	90	10	0	1	0	1	0
L18a	0	0	0	0	0	1	0	0	0	15	5	1	1	1	0	0	1	0	0	1	75	25	0	1	1	1	0
L16a	0	0	0	0	0	1	0	0	0	10	15	2	0	2	0	0	1	0	0	0	70	30	0	1	1	1	0
L14a	0	0	0	2	0	2	1	0	0	10	2	1	0	0	1	0	1	0	0	0	90	10	0	1	1	1	0
L13a	0	0	0	0	0	2	1	0	0	7	3	2	1	0	0	1	1	0	1	0	90	10	1	1	1	1	0
L12a	0	0	0	1	0	1	1	0	0	10	2	0	1	0	0	0	1	0	1	0	50	50	1	1	1	1	0
L10a	0	0	0	2	0	7	0	0	0	5	2	1	0	0	0	0	1	0	0	0	50	50	1	1	1	1	0
L07a	0	0	0	1	0	2	1	0	0	7	7	0	0	0	0	0	1	0	0	0	90	10	1	1	1	1	0
L05a	0	0	0	2	0	1	1	0	0	15	5	0	0	0	0	0	1	0	0	0	80	20	0	1	0	1	0
L03a	0	0	0	0	0	2	1	0	0	7	3	1	1	0	0	1	1	0	0	1	80	20	0	1	0	1	0

Fig. 25 : Tableau (niveau de prélèvement X descripteurs binaires et effectifs) synthétisant les données de la coupe de Lapoujade.

Les paléoenvironnements suivants ont été reconnus (fig. 26) :
- domaines de plate-forme protégée (groupe I), proximaux, caractérisés par des bahamites (Purser, 1983), des pelletoïdes, des biopisolithes, des verneuilinoïdés, des dasycladales (*Holosporella* sp.) et une texture micritique ou localement sparitique ;
- domaines de plate-forme externe (groupe IV), ouverts, distaux, caractérisés par des ammonites, des gryphées, des brachiopodes, des oolithes ferrugineuses et une texture micritique ;
- domaines intermédiaires (barre[G, H] et arrière-barre [E, F]) de haute énergie (groupe II), caractérisés (G et H) par une texture sparitique et par l'abondance en bioclastes, (essentiellement des fragments d'échinodermes).

Le groupe III, quant à lui, associe les niveaux qui ont subi une importante dolomitisation secondaire aux niveaux à faible diversité faunique ; il n'est pas interprétable en termes de paléoenvironnement.

Chaque sous-groupe comprend des niveaux de prélèvement possédant des caractéristiques faciologiques très proches (fig. 26) et correspond aux divers environnements d'un même domaine sédimentaire. Par exemple, dans le groupe I, le sous-groupe D présente des indices faciologiques (biomicrite wackestone à packstone, dasycladales, pelletoïdes, biopisolithes) qui indiquent l'étage infralittoral en domaine de plate-forme protégée.

2.3.2. LE TEST DE HABERMAN (Haberman, 1973)

Cette méthode fait partie de l'analyse exploratoire des tables de contingence.

Le tableau initial, croisant les classes des variables avec les niveaux de prélèvement, permet d'établir un tableau de Burt qui croise les classes des variables 2 à 2. Ce tableau permet donc de définir le nombre de fois qu'une classe de variable Li est associée à une classe de variable Cj. Ainsi sera défini l'effectif observé nij.

Le but du test d'Haberman est d'éprouver la signification de l'écart entre l'effectif nij observé dans une case Li, Cj d'une table de contingence (tableau de Burt) et l'effectif théorique Nij correspondant (effectif que l'on espère obtenir sous l'hypothèse nulle Ho : indépendance des lignes et des colonnes du tableau c'est-à-dire, ici, indépendance entre les classes des variables).

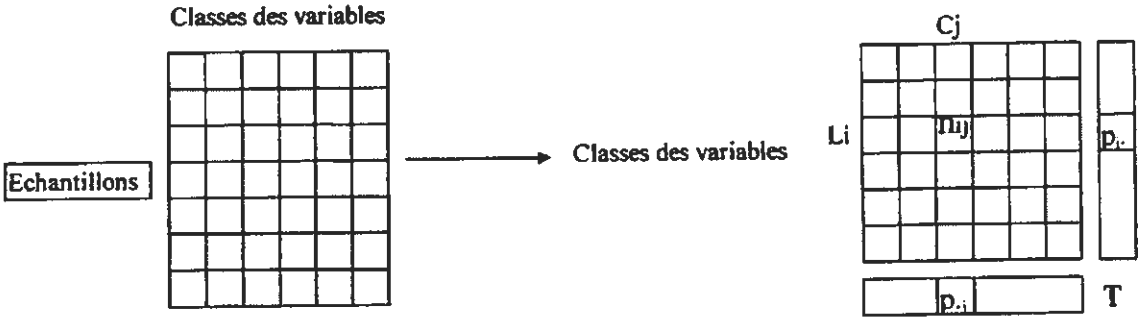


Tableau initial **Tableau de Burt**

$p_{.j}$ = somme des éléments de la colonne j
$p_{i.}$ = somme des éléments de la ligne i.
$N_{ij} = (p_{i.} \times p_{.j})/T$
e_{ij} (résidu standardisé) = $d_{ij}/\sqrt{N_{ij}}$
u_{ij} (résidu réduit) = e_{ij} / s_{ij}

d_{ij} (résidu de la case ij) = $n_{ij} - N_{ij}$
sij = écart-type de e_{ij}

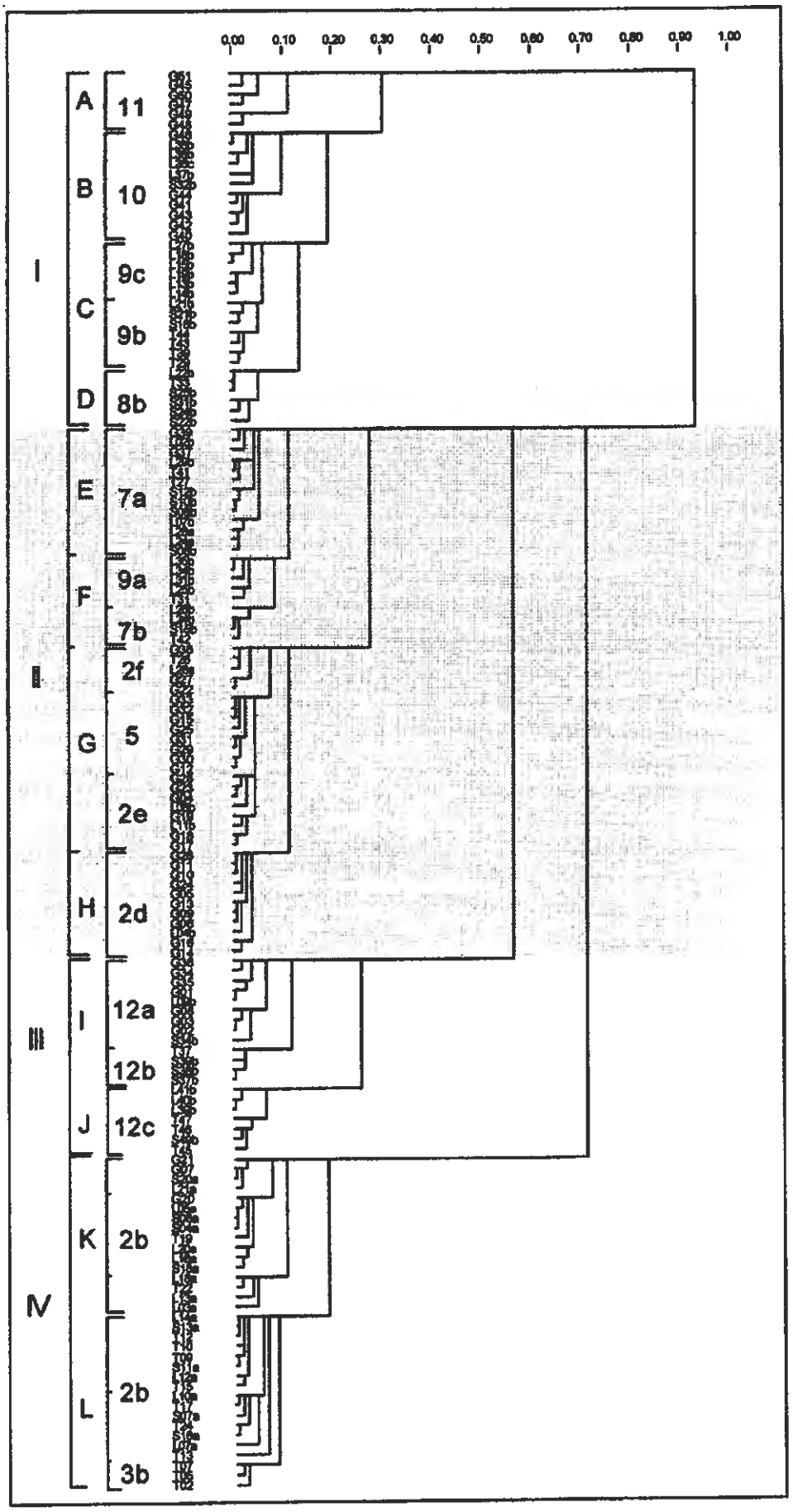


Fig. 26 : Classification automatique hiérarchique du moment d'ordre 2 avec pour données les 4 premiers axes de l'A.C.M.

Si $|u| \geq 1{,}96$, on considère que l'écart dij est significatif au seuil de 5%. On rejette l'hypothèse Ho d'indépendance au risque de 5%. Selon le signe de u, on considère qu'il y a excès ou déficit dans la case ij.

Le logiciel Tabcont (L. Bonnet) d'exploration des tables de contingence donne U et la probabilité que $|u|$ soit dépassée sous Ho. Si cette probabilité est $\leq 5\%$, l'écart est considéré comme significatif au risque choisi.

Le tableau de résultat (fig. 27) présente tous les écarts significatifs qui sont définis à partir du croisement de toutes les classes de variables (70) considérées dans cette étude.

Il est important de rappeler que l'indice 1 après une variable indique la classe 1, c'est-à-dire la valeur zéro de cette variable. Par exemple, acol1 signifie absence de dentale. Les indices 2 et 3 soulignent respectivement la classe de présence faible à moyenne (2) ou forte (3) de la variable (ammo2 : présence d'ammonites).

TABCONT bur70x70 70mod5 70mod5 TEST DE HABERMANN. Ordre du Tableau. Seuil: .1 %

	L.	C.	Ti	Tj	nij	Nij	ECART	BRIN	% DU LIEN	% CUM	u	Proba %	
1	2 acol2	49 ophl2	608	1504	16	6.201	9.799	0.00010	0.13	0.91	3.963	0.00	*
2	2 acol2	53 plan2	608	1312	15	5.410	9.590	0.00012	0.14	1.22	4.150	0.00	*
3	2 acol2	70 vern2	608	864	13	3.563	9.438	0.00017	0.21	1.62	5.025	0.00	*
4	4 ammo2	16 bram2	1120	896	25	6.806	18.194	0.00033	0.41	3.23	7.022	0.00	*
5	4 ammo2	23 fant2	1120	576	13	4.375	8.625	0.00012	0.14	3.45	4.147	0.00	*
6	4 ammo2	31 glau2	1120	320	8	2.431	5.569	0.00009	0.11	3.68	3.590	0.02	*
7	4 ammo2	40 lame3	1120	1408	22	10.694	11.306	0.00008	0.10	3.92	3.487	0.04	*
8	4 ammo2	47 oolt2	1120	448	14	3.403	10.597	0.00022	0.27	4.38	5.776	0.00	*
9	8 baha2	19 echi1	544	1312	14	4.840	9.160	0.00012	0.14	6.51	4.190	0.00	*
10	8 baha2	37 holo2	544	288	6	1.063	4.938	0.00016	0.19	6.96	4.804	0.00	*
11	8 baha2	38 lame1	544	1248	12	4.604	7.396	0.00008	0.10	7.06	3.468	0.04	*
12	8 baha2	44 onco2	544	1248	16	4.604	11.396	0.00019	0.23	7.45	5.343	0.00	*
13	8 baha2	49 ophl2	544	1504	14	5.549	8.451	0.00009	0.11	7.62	3.613	0.02	*
14	8 baha2	53 plan2	544	1312	13	4.840	8.160	0.00009	0.11	7.90	3.732	0.01	*
15	8 baha2	70 vern2	544	864	12	3.188	8.813	0.00017	0.20	8.35	4.960	0.00	*
16	9 biom1	70 vern2	736	864	12	4.313	7.688	0.00009	0.11	9.34	3.722	0.01	*
17	14 brac2	16 bram2	1088	896	16	6.611	9.389	0.00009	0.11	11.33	3.676	0.02	*
18	16 bram2	23 fant2	896	576	11	3.500	7.500	0.00011	0.13	12.43	4.029	0.00	*
19	16 bram2	47 oolt2	896	448	12	2.722	9.278	0.00021	0.26	13.11	5.649	0.00	*
20	18 chen2	33 gryp2	480	544	7	1.771	5.229	0.00010	0.13	13.94	3.943	0.00	*
21	19 echi1	38 lame1	1312	1248	25	11.104	13.896	0.00012	0.14	14.89	4.207	0.00	*
22	19 echi1	41 nodo1	1312	736	17	6.549	10.451	0.00011	0.14	15.09	4.113	0.00	*
23	27 geoc2	41 nodo1	384	736	12	1.917	10.083	0.00036	0.44	18.91	7.311	0.00	*
24	27 geoc2	68 text3	384	320	6	0.833	5.167	0.00022	0.27	19.41	5.673	0.00	*
25	37 holo2	45 onco3	288	128	2	0.250	1.750	0.00008	0.10	21.21	3.505	0.04	*
26	37 holo2	53 plan2	288	1312	8	2.563	5.438	0.00008	0.10	21.46	3.415	0.05	*
27	37 holo2	70 vern2	288	864	6	1.688	4.313	0.00007	0.09	21.72	3.333	0.07	*
28	38 lame1	41 nodo1	1248	736	17	6.229	10.771	0.00013	0.16	22.11	4.345	0.00	*
29	41 nodo1	68 text3	736	320	7	1.597	5.403	0.00012	0.15	23.83	4.290	0.00	*
30	44 onco2	49 ophl2	1248	1504	26	12.729	13.271	0.00009	0.12	24.92	3.755	0.01	*
31	44 onco2	51 pell2	1248	1344	25	11.375	13.625	0.00011	0.14	25.11	4.076	0.00	*
32	44 onco2	53 plan2	1248	1312	26	11.104	14.896	0.00014	0.17	25.35	4.509	0.00	*
33	44 onco2	70 vern2	1248	864	21	7.313	13.688	0.00017	0.21	25.81	5.098	0.00	*
34	49 ophl2	51 pell2	1504	1344	28	13.708	14.292	0.00010	0.12	27.44	3.898	0.01	*
35	49 ophl2	53 plan2	1504	1312	34	13.382	20.618	0.00022	0.26	27.81	5.691	0.00	*
36	49 ophl2	70 vern2	1504	864	26	8.813	17.188	0.00023	0.28	28.41	5.837	0.00	*
37	51 pell2	53 plan2	1344	1312	29	11.958	17.042	0.00016	0.20	29.30	4.973	0.00	*
38	51 pell2	59 spic2	1344	1216	28	11.083	16.917	0.00018	0.22	29.62	5.126	0.00	*
39	51 pell2	70 vern2	1344	864	22	7.875	14.125	0.00017	0.21	29.94	5.071	0.00	*
40	53 plan2	59 spic2	1312	1216	26	10.819	15.181	0.00014	0.18	30.70	4.655	0.00	*
41	53 plan2	70 vern2	1312	864	24	7.688	16.313	0.00023	0.29	31.12	5.927	0.00	*
42	59 spic2	70 vern2	1216	864	18	7.125	10.875	0.00011	0.14	32.26	4.103	0.00	*

Fig. 27 : Test de Haberman. Détermination des associations les plus importantes.

L'intérêt de ce test est d'aider à définir le milieu de vie de certains organismes à partir de l'analyse de l'association biocénotique qui les contient.
Ainsi, nous retenons de l'examen de ce tableau de résultats, les points principaux suivants (fig. 27) :

- dans les environnements externes, en particulier dans un faciès à ammonites, il est possible d'observer des brachiopodes, des fantômes d'oolithes, des grains de glauconie, d'abondants bioclastes de lamellibranches et des oolithes ferrugineuses ;
- l'absence de bioclastes d'échinodermes est souvent corrélée avec l'absence de fragments de bivalves et de nodosariidés ;
- les géodes silico-calcitiques sont exclusivement présentes dans les faciès dolomitiques ;
- les bahamites sont rarement associées à des biodébris ;
- l'association verneuilinoïdés, *Planiinvoluta* sp. et *Ophthalmidium* sp. est caractéristique des domaines protégés car elle se rencontre dans les faciès à biopisolithes, à pelletoïdes, à bahamites et à dasycladales.

3. Faciès et milieux de dépôt

Dans ce paragraphe, on se propose de décrire les différents faciès définis non seulement par l'analyse quantitative (noyaux d'affinités déduits de la classification hiérarchique) mais également par l'ensemble des observations relevé dans les autres coupes du bassin quercynois. Ces faciès seront replacés sur un profil de dépôt.

3.1. DESCRIPTIONS

Vingt-cinq faciès ont été ainsi distingués :

1-Alternance marno-calcaire (**2a**, pl. 1, photo 1):

Ce faciès se compose de niveaux marneux noirâtres à grisâtres, laminés, dont la fraction silteuse est constituée essentiellement par des petits grains de quartz anguleux. L'importante variabilité de la concentration en quartz souligne des arrivées détritiques ponctuelles. Ces marnes alternent avec des passées plus carbonatées. Elles possèdent parfois un débit noduleux créé par la compaction différentielle générée dans des sédiments très bioturbés à concentrations de bioclastes. Les foraminifères benthiques et les ostracodes sont rarement présents. Les seuls microorganismes rencontrés correspondent à des formes ubiquistes (*Lenticulina* sp.). Le milieu était certainement défavorable au développement d'une microfaune benthique diversifiée. Les niveaux les plus carbonatés contiennent des biodébris de bivalves (majoritaires), de petits foraminifères benthiques (notamment *Ophthalmidium* sp.) et localement de spicules de spongiaires. Les bioclastes sont souvent répartis en horizons et sont généralement associés à des concentrations de pyrite. La macrofaune est majoritairement composée de lamellibranches endobiontes, d'ammonites, localement de gryphées et de brachiopodes. Selon les classifications de Folk (1959) et de Dunham (1962), le microfaciès correspond à des biomicrites à texture mudstone-wackestone.

L'absence de critères nets d'actions des tempêtes et la macrofaune rencontrée placent cette alternance marno-calcaire dans les environnements les plus profonds, sous la limite d'action des tempêtes, en environnement d'*offshore* inférieur. Les silts et les argiles se seraient déposés sur des fonds de relative grande profondeur après un long transport.

2- Calcaires argileux bioclastiques (Groupe IV, K et L, faciès **2b** ; pl.1, photo 2) :

Ce faciès relativement noduleux est riche en bioclastes de lamellibranches, d'échinodermes et d'annélides (biomicrite packstone). L'abondance de la macrofaune et

l'importance de la bioturbation soulignent une intense activité biologique. Lorsque la sédimentation est ralentie (association de faciès L), le contenu paléontologique se différencie par d'abondants brachiopodes (*Zeilleria* cf. *lycetti*, *Homoeorhynchia cynocephala* et *Lobothyris haresfieldensis*), de nombreuses ammonites et une faune très diversifiée de bivalves (épifaune et endofaune). La présence de traces de bioturbation implique une certaine stabilité du substrat (Purser, 1983) et une aire à taux de sédimentation faible.

La concentration bioclastique et le caractère plus carbonaté de ce faciès par rapport au faciès 2a soulignerait un domaine de sédimentation à la limite entre l'*offshore* inférieur et l'*offshore* supérieur voire même au sein de l'*offshore* supérieur distal.

Entre le faciès 2b et 5, on rencontre une grande variété de microfaciès. On distingue :

- faciès **2c** : packstone à accumulation de spicules de spongiaires ;
- faciès **2d** (Groupe II, H ; pl.1, photo 3) : packstone-grainstone à accumulation de microbiodébris d'échinodermes ;
- faciès **2e** (Groupe II, G ; pl.1, photo 4) : packstone-grainstone à accumulation de débris d'échinodermes. L'association de sparite et de micrite au sein de la phase de liaison traduit un vannage incomplet ;
- faciès **2f** (Groupe II, G ; pl.1, photo 5) : biosparite grainstone à accumulation de fragments d'échinodermes. Aucune structure sédimentaire n'est visible sur le terrain.

3 - **Calcaires à oolithes ferrugineuses et à fantômes d'ooïdes** :

Cet ensemble se décompose en 2 faciès relativement distincts :

- le premier faciès (**3a**) correspond à des calcaires plus ou moins argileux riches en grains ferrugineux. La majorité de ces grains correspondent à des oolithes. Deux types d'oolithes ferrugineuses à cortex composé de laminations concentriques coexistent :

- des oolithes de type α (suivant la classification de Purser, 1980) ;
- des oolithes de type γ qui s'identifient par le développement plus affirmé de laminations sur un côté du nucleus.

La forme du cortex de ces oolithes est généralement ovale ou elliptique. La nature du noyau est souvent difficile à déterminer à cause de la ferruginisation très accentuée. Ces grains relativement dispersés sont associés à d'abondants silts quartzeux et à des fragments de nodosariidés ferruginisés et à quelques bioclastes de bivalves et d'échinodermes. Le faciès se caractérise par un liant dolomitique et ferrugineux qui lui confère une couleur rougeâtre à l'affleurement.

- le second faciès (Groupe IV, L, **3b** ; pl.2, photos 1 et 2) correspond à des calcaires argileux de couleur brune qui se composent à la fois d'oolithes ferrugineuses et de fantômes d'ooïdes. Suivant l'intensité de la dissolution, la proportion relative entre ces deux éléments peut être très variable. Ces oolithes hétéromètriques et hétéromorphes, de type α et γ, sont dispersées dans un liant dolomicrosparitique ou micritique.

Un tel faciès diffère du précédent par l'absence de liant ferrugineux et par la calcitisation totale ou partielle de certaines oolithes. La calcitisation totale est soulignée par la présence d'ooïdes à remplissage sparitique (fantômes d'ooïdes). La calcitisation partielle, quant à elle, se traduit par le développement de sparite prismatique dans les couches les plus externes du cortex (Soussi *et al.*, 1991). Certaines formes (lenticulaires) dérivent d'un effet de compaction. D'autres, en état de débris (usées, fragmentées), témoignent d'un certain transport et donc de l'allochtonie des oolithes.

D'un point de vue stratigraphique, lorsque les deux faciès sont représentés sur la même coupe, le faciès 3a se dépose avant le faciès 3b. Le plus mauvais état de conservation des

oolithes dans le second faciès, associé à l'absence de liant ferrugineux, indiquerait vraisemblablement un plus grand éloignement de la zone d'approvisionnement.

D'un point de vue paléoenvironnemental, la présence de stratifications obliques au sein du **faciès 3a** souligne l'action des tempêtes dans des milieux d'***offshore* supérieur distal (ammonites) à médian**. Dans le **faciès 3b**, l'absence d'indices hydrodynamiques (lié à l'intense bioturbation) et la présence d'ammonites positionneraient ce faciès entre **l'*offshore* inférieur proximal et l'*offshore* supérieur distal** (association de faciès L).

4 - Calcaires bioclastiques à extraclasts (association de faciès K) :

Il s'agit de calcaires relativement argileux à concentration bioclastique variable (wackestone-packstone, faciès 4a ; pl.1, photo 6). Dans certains niveaux, le microfaciès résulte essentiellement d'une bioaccumulation (packstone-grainstone, faciès 4b ; pl.2, photo 3) de microfragments usés. La macrofaune, quant à elle, est peu variée (rares bivalves). Ces caractéristiques faciologiques témoigneraient d'une sédimentation en domaine **d'*offshore* supérieur distal à médian (4a) et d'*offshore* supérieur médian à proximal (4b).**

5 - **Calcaires bioclastiques à macro-H.C.S.** (Groupe II, G, faciès 5 ; pl.4, photo 6) :

Ils renferment d'abondants fragments d'échinodermes usés et fragmentés. Le microfaciès correspond à des biosparites grainstone. La macrofaune y est réduite (présence locale de gryphées) voire absente. La dolomitisation y est intense. Elle peut masquer toutes traces fossiles ce qui induit, au niveau textural, une alternance de dolomicrosparite mudstone et de biosparite grainstone. Dans les niveaux où la dolomitisation est modérée, il est fréquent d'observer un ciment syntaxial. Il s'agit d'un ciment qui se développe en continuité optique avec des débris d'échinodermes et qui indique une diagenèse précoce (Javaux, 1992) dans la zone marine phréatique.

Ce faciès, légèrement granoclassé, est exprimé à l'affleurement par des bancs calcaires lenticulaires de 2 à 3 m de long et d'une vingtaine de centimètres de hauteur, correspondant vraisemblablement à des stratifications mamelonnées de type macro-H.C.S. Ces structures se rencontrent actuellement dans des milieux relativement variés (lacustre, marin proximal et distal). Cependant, les structures fossiles semblent être essentiellement conservées dans des environnements **d'*offshore* supérieur et de *shoreface* inférieur** (hypothèse confortée par le contenu paléontologique et surtout par la nature du ciment). Dans les environnements les plus distaux, l'action de la houle et des courants de retour est trop faible pour les engendrer. Dans les environnements les plus proximaux, ces structures sont oblitérées par l'action des vagues de beau temps qui provoquent un remaniement constant du sédiment.

6 - **Calcarénite à extraclasts et à structures tidales** (faciès 6 ; pl.4, photo 5) :

Ces calcarénites correspondent à une bioaccumulation d'entroques à encroûtement ferrugineux, associée à d'abondants extraclasts (notamment des galets mous), à de rares oolithes ferrugineuses et à quelques bioclastes de bivalves. Généralement, deux types de ciment sparitique sont présents : un ciment syntaxique qui enveloppe les fragments d'échinodermes et un ciment drusique qui encadre les autres constituants. La présence de structures sédimentaires telles que des stratifications entrecroisées, des rides 3D à crêtes sinueuses et des stratifications sigmoïdes en éventails et à contact tangentiel (mégarides) suggèrerait l'influence de courants tidaux du domaine infratidal qui serait l'équivalent du ***shoreface* supérieur** dans la zonation hydrodynamique.

7 - **Calcaires à bioclastes en voie de micritisation** (association de faciès E, 7a et 7b) :

Il s'agit de packstone-grainstone dont le liant microsparitique à sparitique souligne un hydrodynamisme relativement élevé. Le contenu bioclastique est fait majoritairement de

fragments d'échinodermes (entroques) et de quelques fragments de lamellibranches. Certains bioclastes présentent une enveloppe micritique. Cette micritisation est due à une perforation relativement intense, vraisemblablement d'origine végétale. Les cavités sont remplies soit de micro-cristaux d'aragonite soit de calcite magnésienne (Purser, 1983). Les études sur l'actuel indiquent que ces perforations peuvent s'effectuer à tous types de profondeur ; toutefois, le remplissage de ces perforations ne se produit que dans les mers chaudes entre 0 et 10 m de profondeur dans la zone photique. Ce faciès se rencontre généralement dans des bancs pluridécimétriques à base et sommet ondulés, caractéristiques des tempestites distales légèrement litées. Lorsque ces structures sédimentaires sont absentes, quelques ammonites constituent le contenu macrofaunique. Ces variations au sein du même faciès indiquerait que le milieu de formation de ces dépôts (7a, pl.2 ; photos 4 et 5) s'étendrait de **l'*offshore* sup. distal** (ammonites) **jusqu'à l'*offshore* sup. proximal** (tempestite). La micritisation des bioclastes implique nécessairement un faible taux de sédimentation. Il doit exister un faciès qui s'est déposé sous des conditions comparables mais qui est toutefois dépourvu de processus de micritisation en raison d'un taux de sédimentation trop élevé. Ainsi, dans un même milieu, doivent alterner des phases avec faible taux de sédimentation (micritisation) et des phases à taux de sédimentation plus élevé (sans micritisation).
Ce même faciès peut se déposer en **arrière-barre bioclastique (*offshore* supérieur à *shoreface* inférieur).** Dans ce cas, le contenu en éléments non biogènes se composera de rares biopisolithes de nubéculaires (**7b**, pl.2, photo 6).

8 - <u>Calcaires à biopisolithes de nubéculaires au sens strict du terme</u> (Groupe I, D, 8b et 8a) :

Il s'agit de calcaires plus ou moins argileux, gris, à abondants biopisolithes gris à rouille. La taille de ces éléments est comprise entre 2 mm et 2 cm. Leur forme dépend de la forme du bioclaste qui constitue le nucleus.

Ces biopisolithes de nubéculaires ont été décrits par Rat (1966) dans le Bajocien de Bourgogne. Ils se développent en particulier par encroûtement de nubéculaires sur un fragment organique quelconque. Ainsi, la présence de bioclastes par épandage détritique permet l'encroûtement de ces organismes constructeurs et donc le développement des biopisolithes. Toutefois les nubéculaires ne sont pas les seuls organismes encroûtants. Certaines sections montrent l'encroûtement également de serpules et de zoécies de bryozoaires.

Les éléments encroûtés correspondent en grande majorité à des débris d'échinodermes et de lamellibranches, à des petits gastéropodes et à des foraminifères benthiques (nodosariidés essentiellement). Les allochems associés aux biopisolithes sont très variés (diversité faunique relativement élevée). Il s'agit notamment de foraminifères benthiques [tels que *Ophthalmidium* sp., *Planiinvoluta* sp., *Glomospira* sp. et des nodosariidés (*Lenticulina* sp. surtout)], de pelletoïdes, d'algues (*Holosporella* sp.), de spicules de spongiaires (localement), de rares sclérites d'holoturies, et fragments de lamellibranches et d'échinodermes. La concentration de ces divers constituants varie significativement d'un niveau à l'autre.

La macrofaune est composée seulement de rares brachiopodes. Certains ne sont présents que sous leur forme juvénile (comm. orale de Y. Alméras), ce qui témoignerait d'un milieu défavorable à leur développement.

L'analyse micropétrographique montre que la concentration en biopisolithes et la concentration en fragments organiques non encroûtés varient dans les différents prélèvements. Il semblerait qu'il y ait une étroite corrélation entre la stabilité du substrat et le degré d'encroûtement. L'augmentation du nombre de fragments organiques (faciès **8a**) non encroûtés au détriment des biopisolithes serait liée à une instabilité du milieu, due vraisemblablement à une augmentation de l'énergie et, surtout, du taux de sédimentation. Lorsque le milieu est plus calme (stabilité, faciès **8b** ; pl.3, photos 1 et 2) et que l'on s'éloigne

des zones d'apports (faible taux de sédimentation), la fixation des nubéculaires est favorisée ; la concentration en fragments organiques encroûtés est élevée. L'apport biodétritique résulterait vraisemblablement du démantèlement de zones hautes où se développaient notamment des prairies à crinoïdes.
Le microfaciès correspond à des biomicrites à texture wackestone-packstone.

Les nubéculaires actuels abondent dans les zones peu profondes des mers chaudes. Rat (1966) explique le développement de ces foraminifères encroûtants par l'extension des eaux claires et chaudes et par l'abondance des fonds sableux organo-détritiques. Branger (1989) indique que les nubéculaires devaient avoir un développement optimal à une profondeur de 30 à 40 m.

Ces sédiments se seraient donc déposés dans un milieu calme (protégé), peu profond, où les apports détritiques sont réduits. L'association des nubéculaires avec des fragments de dasycladales suggère leur prolifération au sein de **la zone photique en domaine infralittoral de la plate-forme protégée.**

9 - <u>**Les calcaires à pelletoïdes**</u> (Groupe II, F, faciès 9a ; G. I, C, faciès 9b et 9c) :

Nous désignons sous le terme de pelletoïdes toutes particules ovoïdes à subsphériques composées de calcite ou d'aragonite cryptocristalline sans structure interne. Nous incluons dans cette classification à la fois les pellets fécaux (peu abondants dans la série étudiée) et les pelletoïdes d'origine secondaire. Dans la majorité des niveaux à pelletoïdes, tous les stades de transition existent entre la particule squelettique intacte et l'élément ovoïde micritique sans structure interne. Dans la série aalénienne, ce sont essentiellement les foraminifères agglutinants (*Ophthalmidium* sp. surtout) qui constituent la structure originelle. D'après Purser (1983) « la destruction de la structure primaire est due à des micro-perforations de micro-végétaux et au remplissage par des nano-cristaux d'aragonite et de calcite magnésienne » (micritisation). Cette modification diagénétique de grains carbonatés (de diverses natures) doit être active dans la zone photique, dans des milieux d'agitation faible à modérée où chaque élément reste à la surface pendant une période suffisamment longue pour faciliter l'activité de ces micro-végétaux. L'abondance des pelletoïdes est vraisemblablement liée à la prolifération des végétaux dans des eaux peu profondes et limpides. Purser (1983) signale la présence dans le Golfe Persique de sables à pelletoïdes au sommet des hauts-fonds à moins de 2 m de profondeur.

Deux faciès peuvent être individualisés :

- les calcaires à pelletoïdes et à fragments d'échinodermes (**9a** ; pl.3, photos 3 et 4) ;
- les calcaires à pelletoïdes, à foraminifères benthiques et à spicules de spongiaires (**9b** ; pl.3, photo 5).

La différence entre ces deux faciès repose non seulement sur la nature des allochems mais également sur la forme et donc le type de pelletoïdes qui les composent.

Le faciès 9a correspond à des calcaires argileux ou à des marnes contenant des microbioclastes d'échinodermes, une population réduite et peu diversifiée (formes ubiquistes) d'ostracodes (valves isolées majoritaires) et nodosariidés et des pelletoïdes plus ou moins abondants. Les pelletoïdes sont ovoïdes, de forme diffuse, irrégulière ; ils peuvent être qualifiés sous le terme de « pellets mous ». Le microfaciès est une biomicrite wackestone à localement packstone.

Le faciès 9b est constitué par des calcaires à abondants foraminifères benthiques (verneuilinoïdés, *Planiinvoluta* sp., *Ophthalmidium* sp...) associés souvent à des spicules de spongiaires, à de rares biopisolithes et à de nombreux pelletoïdes. Les pelletoïdes de forme

régulière sont durcis. Le microfaciès est une biomicrite ou une biosparite packstone à grainstone.

Le passage du faciès 9a au faciès 9b est souligné notamment par une augmentation de l'hydrodynamisme et un durcissement significatif des pelletoïdes. Purser (1980) indique que le durcissement des pellets s'effectue dans des milieux très peu profonds (<5m). La comparaison avec l'actuel (Golfe Persique..) nous permet de replacer le faciès **9a** (vase à pelletoïdes) dans le **domaine infralittoral** et le faciès **9b** (sable à pelletoïdes) **à la limite entre les domaines infralittoraux et médialittoraux** (Cros, 1979).

Sur certaines coupes (Autoire), l'analyse microfaciologique révèle le passage progressif de 9a à 9b. Il existe également un faciès intermédiaire qui se compose exclusivement de foraminifères benthiques cités précédemment associés à des spicules de spongiaires et à quelques pelletoïdes « mous » (faciès **9c**).

10 - <u>Calcaires à composition mixte</u> (Groupe I, B, faciès **10** ; pl.3, photo 6):

Ce faciès intermédiaire entre le 8b et le 11 est caractérisé par des pelletoïdes, des biopisolithes, des bahamites, divers foraminifères benthiques et localement des polypiers isolés et des grapestones. La nature du liant varie (micrite ou sparite) ; toutefois, dans la majorité des cas, les deux types de phase de liaison sont associés, ce qui souligne un vannage incomplet des particules fines.

Ces sédiments se seraient déposés dans des milieux d'énergie modérée, en domaine de transition entre l'arrière-barre oolithique et la plate-forme protégée (Cros, 1979) c'est-à-dire **entre les domaines infralittoraux et médiolittoraux.**

11 - <u>Les calcaires à bahamites</u> (Groupe I, A, faciès **11**) :

Ce faciès correspond à un packstone-grainstone à dominante oolithique et à faible diversité faunique. Les allochems sont représentés majoritairement par des oolithes micritisées, par des pelletoïdes et des biopisolithes à nubéculaires dans certains niveaux. La taille des oolithes varie d'un niveau à l'autre (500 µm à 2 mm). Le cortex présente une lamination vague et le nucleus est souvent bien visible. La nature de ce dernier est relativement variée (fragments de lamellibranches, d'échinodermes, de foraminifères benthiques...). Le liant de cet ensemble est généralement constitué par de la sparite.
A l'affleurement, ces calcaires à bahamites se présentent sous la forme de bancs décimétriques à métriques. Malgré la nature du liant qui témoigne d'un certain degré d'énergie, aucune figure sédimentaire n'est visible.

D'un point de vue paléoenvironnemental, ces bahamites (oolithes de type 1 d'après Strasser, 1986) caractériseraient vraisemblablement des milieux modérément agités (Purser, 1983 ; Cros, 1979) **en partie distale du domaine médiolittoral (arrière-barre oolithique** ; Strasser, 1986).
Dans certains faciès (pl.4, photo 2) des oolithes micritisées millimétriques s'associent à des fragments d'échinodermes et à des oolithes de type 3 (Strasser, 1986). Cette association et la présence locale de structures sédimentaires typiques de barres oolithiques suggèrent des conditions hydrodynamiques élevées en domaine de ***shoreface***.

12 - <u>Ensemble dolomitisé et recristallisé :</u>

Il comprend trois faciès qui se succèdent au cours du temps :
- dolomie de base (Groupe III, I, faciès **12a**): il s'agit d'un faciès totalement dolomitisé (dolomie essentiellement microcristalline). La lithologie de base n'est plus observable. Toutefois quelques « fantômes »de biopisolithes, d'échinodermes et de pelletoïdes y persistent. Cette dolomitisation partielle de la roche, qui est suivie localement d'une dédolomitisation

d'une petite partie des rhomboèdres, s'observe sur la coupe de Beauregard. Les calcaires oolithiques passent latéralement à des dolomies microcristallines. Cette dolomitisation partielle et précoce prouve l'existence d'un front de dolomitisation qui est diachrone à toutes les échelles d'observation. Au sein de ce faciès, la présence de rides de vagues témoigne de l'action des tempêtes à la limite entre les domaines infralittoraux et médiolittoraux.

- calcaires recristallisés (Groupe III, I, faciès **12b** ; pl.4, photo 4) : 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 (Groupe III, J, faciès **12c** ; pl.4, photo 3) : 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 et la présence d'un épisode évaporitique au sommet suggéreraient la mise en place de ces deux derniers faciès, qui sont les plus récents, **en domaine médiolittoral.** En effet, divers indices sédimentologiques, dans 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*** (pl.6, photo 5);
- de ***brèches de dissolution d'évaporites.***

* **Géodes à remplissage silico-calcitique** (pl.5, photo 1):

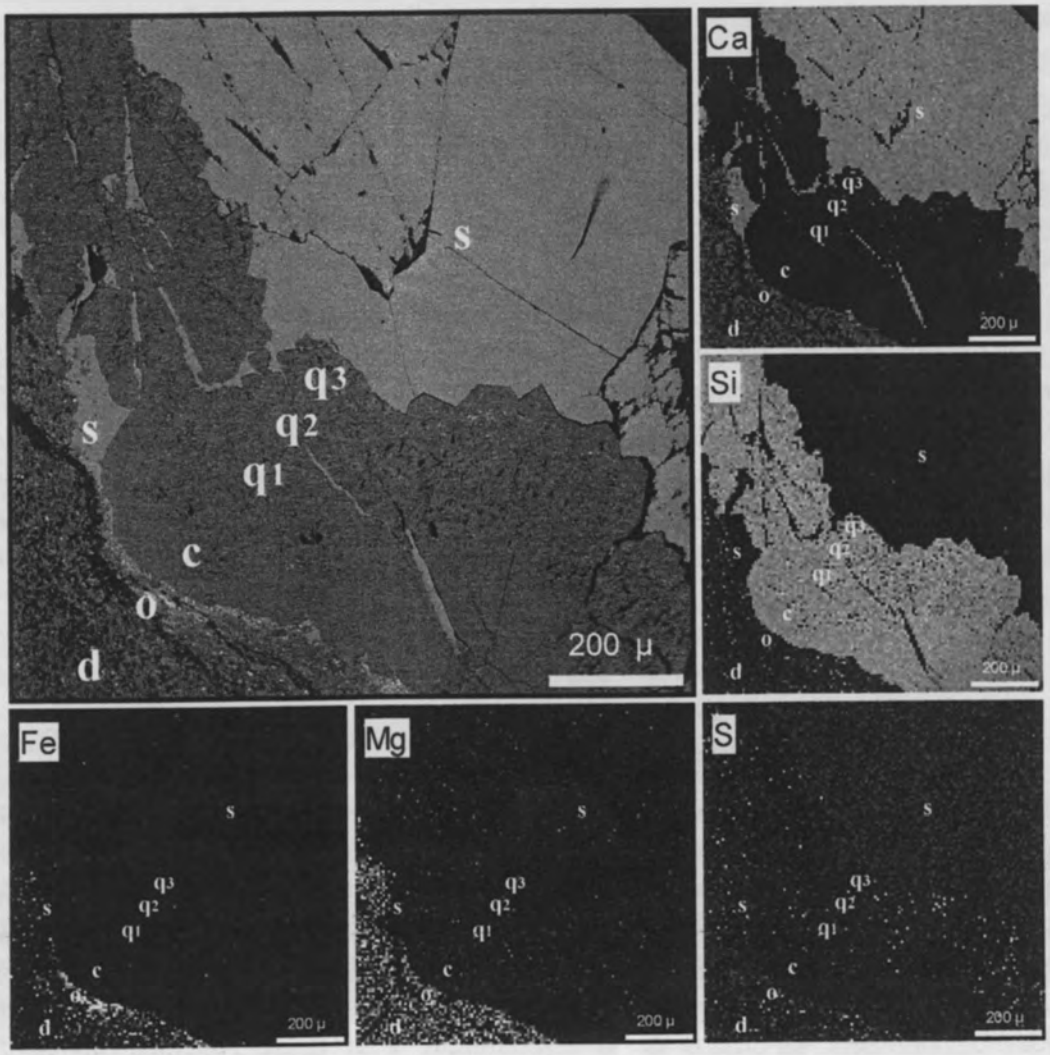
Répartition stratigraphique :

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 dolomitisés 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 » (*chiken wire* ; pl.5, photos 3 et 4). 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 (pl.5, photo 2).



d = dolomie peu ferreuse
o = oxydes de fer
c = calcédoine (SiO2 env. 100%)
q1 = quartz (SiO2 env. 100%) à inclusions liquides ou gazeuses
q2 = quartz (SiO2 env. 100%) à inclusions d'anhydrite
q3 = quartz (SiO2 env. 100%) sans inclusions
s = sparite faiblement ferreuse

Mn, K, P et Al non détectés

Fig. 28 : Analyse au M.E.B. d'une géode silico-calcitique (échantillon 99.14 de la coupe de Cénevières).

Composition des géodes

L'étude micropétrographique et l'analyse au MEB révèle une zonation centrifuge (fig. 28 ; pl.5, photos 5 et 6). Le bord externe se compose d'une enveloppe de calcédoine composée exclusivement de silice (100 % de SiO_2). 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. 28 et 29) montre la présence dans ces mêmes inclusions de calcium et de soufre. Ces observations confirment donc l'existence d'anhydrite ($CaSO_4$).

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 dolomitisés 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 et 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 éparses et l'absence de petits nodules centimétriques (« *chiken 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.

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 ; Pélissié, 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.

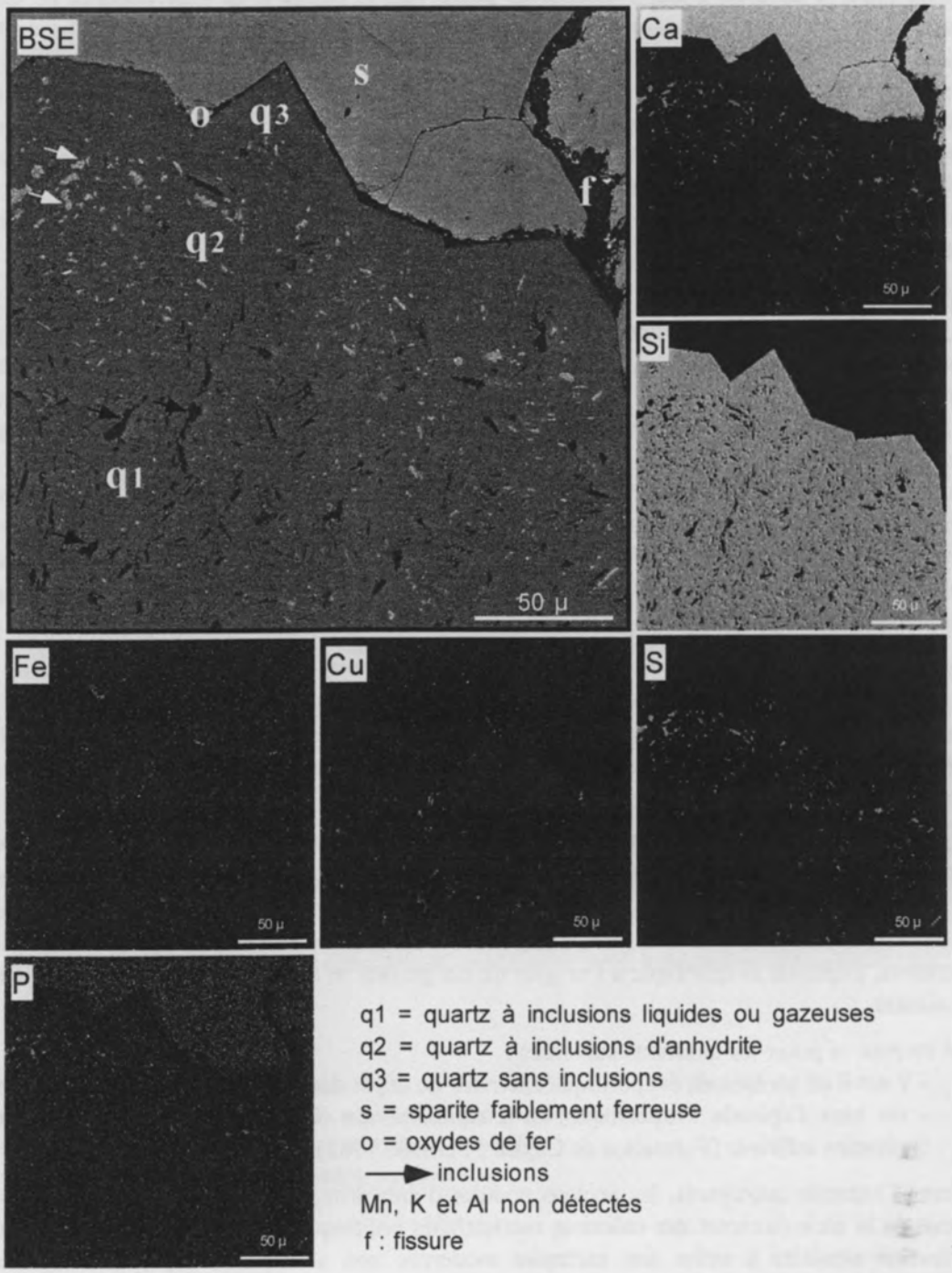


Fig. 29 : Analyse au M.E.B d'une géode silico-calcitique. Etude de la composition chimique de la fraction siliceuse.

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** (pl.6, photos 1, 2 et 3)

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 » (pl.6, photo 3).

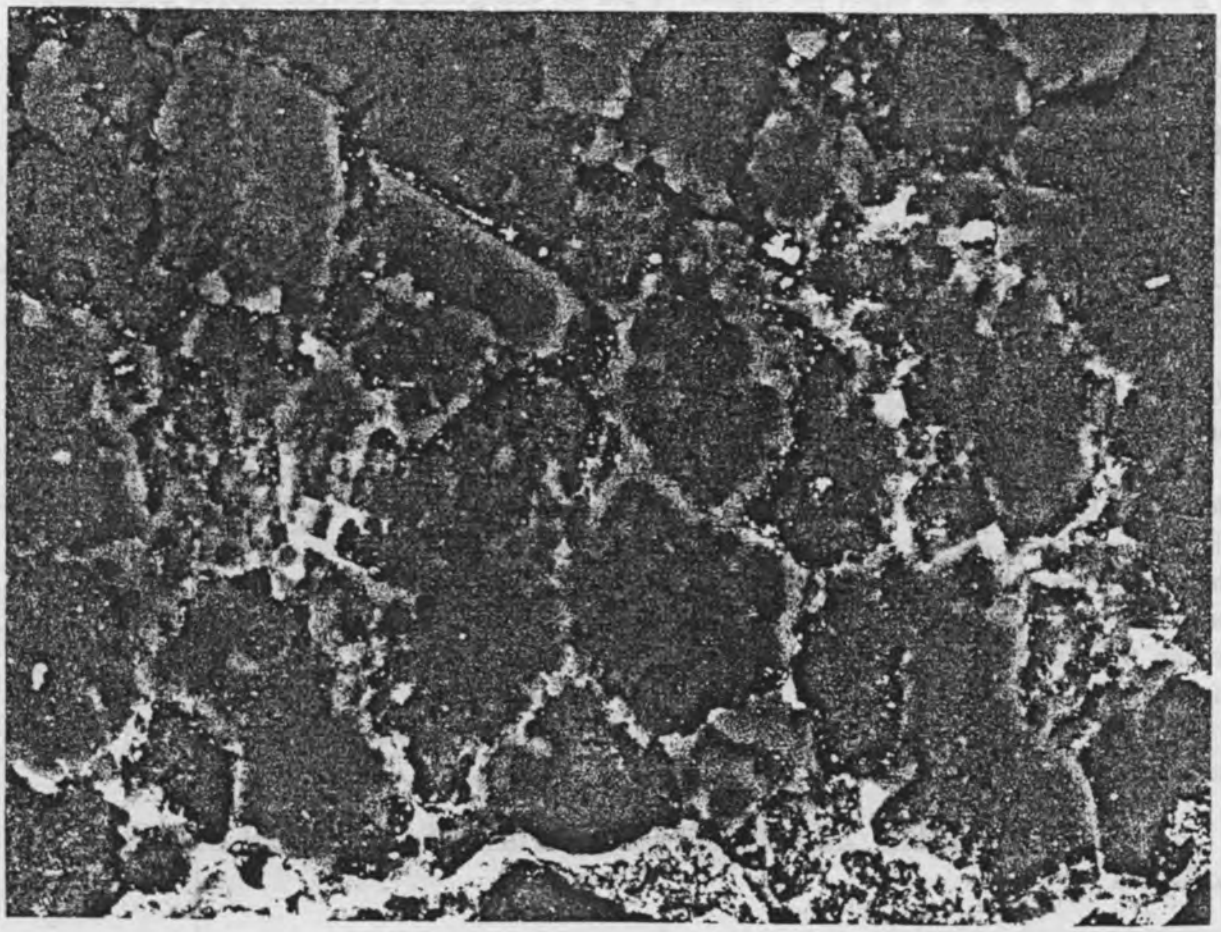


Fig. 30 : Analyse au MEB du sédiment interne.

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 (Durlet *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 n'ont été observé uniquement dans les niveaux de transition entre les calcaires à biopisolithes de nubéculaires et les calcaires dolomitiques et recristallisés (pl.6, photo 5). 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 et Renard, 1997). La nature du sédiment encaissant plaiderait en faveur de cette seconde hypothèse.

3.2. SYNTHESE

Deux grands domaines paléoenvironnementaux s'individualisent nettement : un domaine de plate-forme ouverte (fig. 31) et un domaine de plate-forme protégée (fig. 32). Les faciès propres à chacun des 2 domaines ne se substituent pas latéralement (au sein de la zone d'investigation) mais se remplacent dans le temps. Il est indubitable que cette superposition des 2 groupes de milieux de dépôt est engendrée par un changement morphologique de la plate-forme. Ainsi il est logique de proposer deux modèles de plate-forme pour visualiser la répartition spatio-temporelle des faciès.

4. La répartition des faciès dans l'espace

Pour préciser et décrire objectivement l'enchaînement, dans l'espace et dans le temps, des 25 faciès décrits, nous allons revenir à l'A.C.M synthétique de 4 coupes (La Gironie, Lapoujade, Thémines, St-Pierre-de-Livron) et à l'interprétation des principaux axes factoriels. Cette interprétation est basée principalement :

- ***sur la position relative***, dans l'espace factoriel, ***des points représentant les descripteurs*** (caractères, classes de variables) et ***les unités statistiques*** (niveaux de prélèvement) ;
- sur l'identification des variables apportant une forte contribution à la formation des axes (C) et présentant avec ceux-ci une corrélation élevée. L'intensité de cette liaison (linéaire ou non) est mesurée par le rapport d'inertie R^2 (équivalent à un coefficient de détermination) et l'hypothèse nulle $R^2 = 0$ (indépendance entre variable et facteur) est testée par la probabilité P_F de dépassement de la valeur de la statistique F de Fisher-Snedecor. Pour toutes les variables citées, la probabilité P_F est inférieure à 0,01 (corrélation hautement significative) ;
- sur l'existence ***d'oppositions majeures entre éléments projetés*** dans l'espace factoriel.

4.1. DISTRIBUTIONS DES VARIABLES SUR LES AXES FACTORIELS DE L'A.C.M.

Les interprétations proposées sont les suivantes :

4.1.1. AXE F1

Résultats (fig. 33) : Deux associations paléontologiques s'opposent nettement. La première, à coordonnées négatives, inclut les biopisolithes (C=10,1% ; R^2=0,58), les pelletoïdes (9,2 ;0,53)

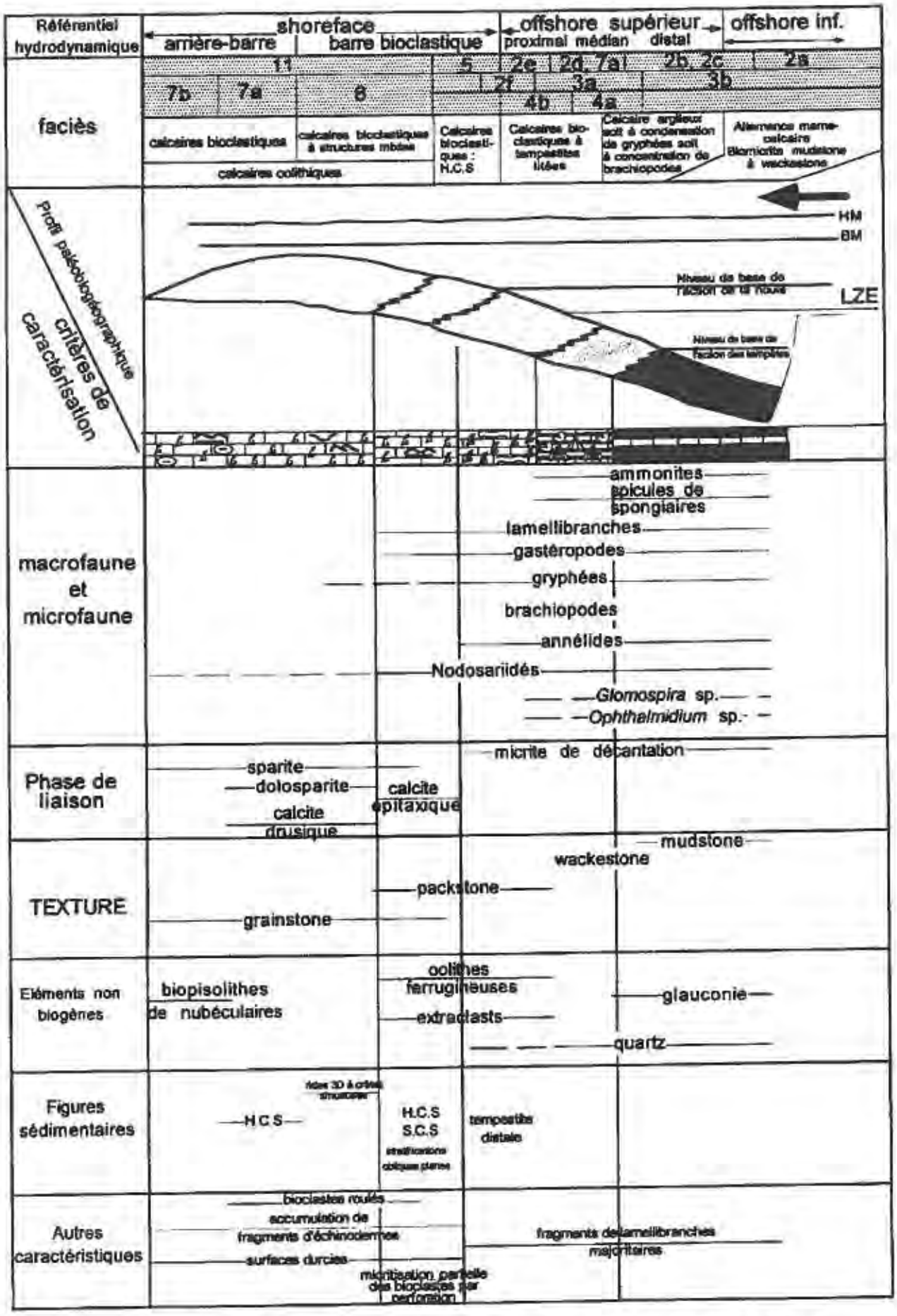


Fig. 31 : Profil de dépôt théorique, plate-forme non barrée (Toarcien supérieur–Aalénien inférieur).

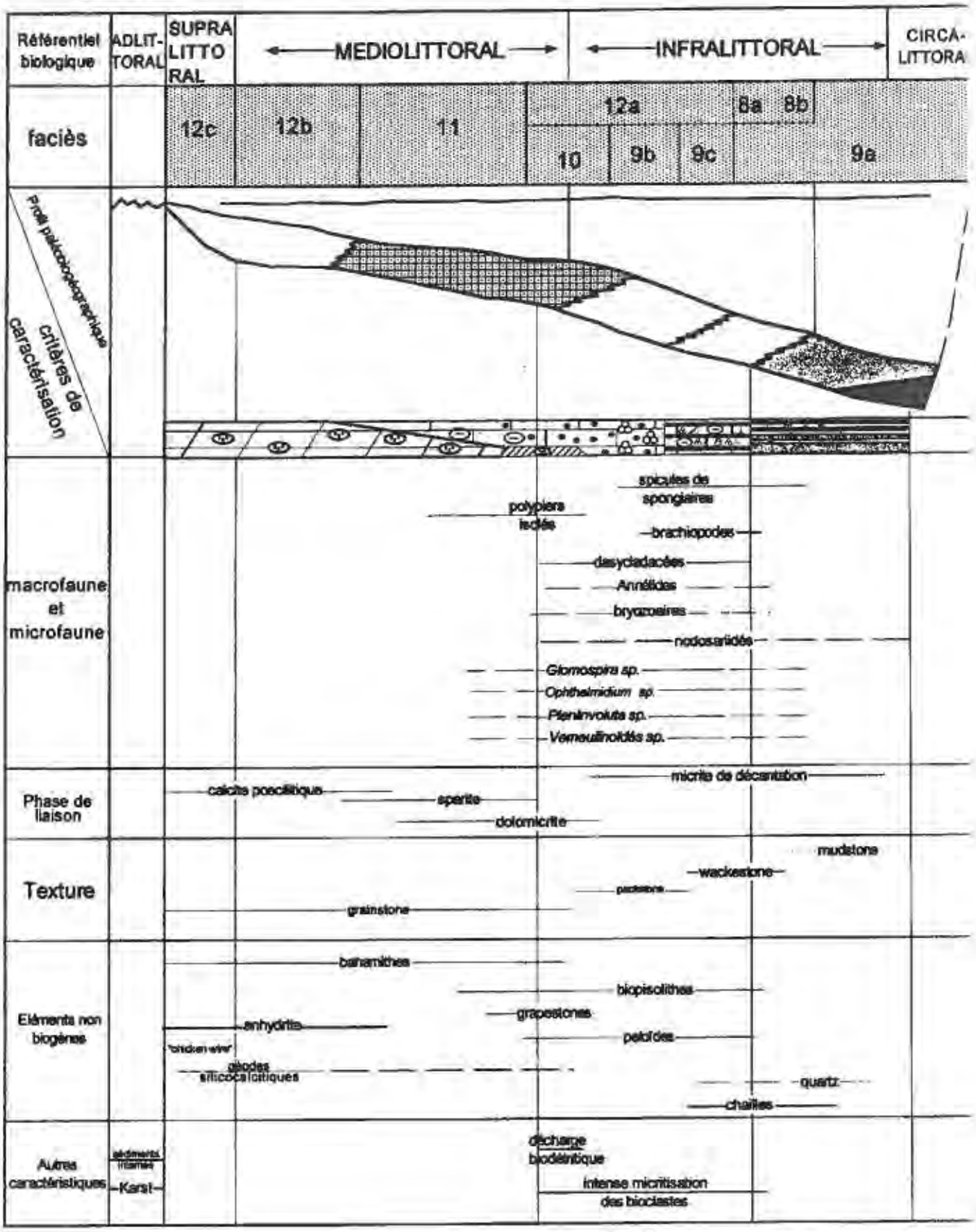


Fig. 32 : Profil de dépôt théorique, plate-forme protégée (Aalénien moyen et terminal).

les foraminifères benthiques tels que les verneuilinoïdés (10,8 ; 0,62), *Planiinvoluta* sp. (10,7 ; 0,62) et *Ophthalmidium* sp. (8,3 ; 0,48) , les bahamites (7 ; 0,4), les spicules de spongiaires (4,7 ; 0,27), les dentales (3,8 ; 0,22) et les dasycladales (*Holosporella* sp.) (3,2 ; 0,19). La seconde association, à coordonnées positives, se compose des ammonites (5,0 ; 0,29), lamellibranches (5,3 ; 0,31), gryphées (2,4 ; 0,14), fantômes d'oolithes (2,0 ; 0.11), oolithes ferrugineuses (2,4 ; 0,14) et brachiopodes (3,8 ; 0,22).

Interprétation

La première association est caractéristique de milieux peu profonds (zone photique) ce qu'indique la présence de dasycladales et de biopisolithes, et à hydrodynamisme faible de plate-forme protégée (présence de foraminifères limicoles tels que les verneuilinoïdès, Septfontaine, 1977).

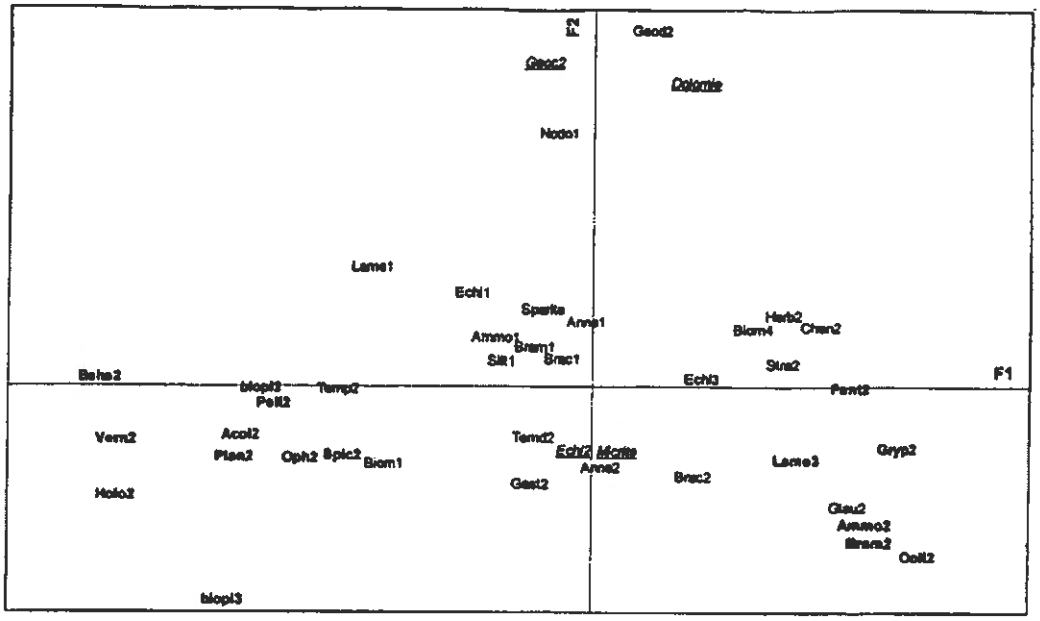


Fig. 33 : Projection des variables sur le plan principal de l'A.C.M. (axes F1 et F2).

Pour plus de clarté, certaines classes de variables peu représentatives n'ont pas été figurées.
Acol : Dentales ; Ammo : Ammonites ; Anne : Annélides ; Baha : Bahamithes ; Biof : Bioclastes frais ; Biom : Bioclastes matures ; Biopi : Biopisolithes ; Brac : Bioclastes de brachiopodes ; Bram : Brachiopodes (macrofaune) ; Chen : Hummocky cross stratification ; Echi : Echinodermes ; Fant : Fantômes d'oolithes ; Geoc : Géodes de calcite ; Geod : Géodes de quartz ; Gast : Gastéropodes ; Glau : Glauconie . ; Gryp : Gryphées ; Herb : Herring bone ; Holo : *Holosporella sp.* ; Lame : Lamellibranches ; Nodo : Nodosariidés ; Ooli : Oolithes ferrugineuses ; Opht : *Ophthalmidium sp.* ; Pell : Pellétoïdes; Plan : *Planiinvoluta sp* ; Ride : Rides asymétriques ; Silt : Silts quartzeux ; Spic : Spicules de spongiaires ; Stra : Stratifications obliques ; Temd : figures de tempêtes distales ; Temp : figures de tempêtes proximales ; Texture : Micrite, sparite et dolomie ; Vern : Verneuilinoïdés . Chaque variable est accompagnée d'un indice : classe 1, absence ; classe 2 présence dans le cas d'un descripteur binaire ou densité moyenne ; classe 3 et 4, abondance.
Les classes des variables « en caractères gras » sont celles qui contribuent le plus à la formation de l'axe 1. Les classes des variables soulignées et dont les caractères sont en italiques sont celles qui apportent une forte contribution à la formation de l'axe 2.

La seconde association, avec des gryphées, brachiopodes et ammonites, est typique de milieux ouverts, plus ou moins profonds et à hydrodynamisme variable (faible pour les gryphées et les brachiopodes, et fort pour les oolithes ferrugineuses) de plate-forme ouverte.

4.1.2. AXE F2

Résultats (fig. 33)

Les nodosariidés et la micrite, (valeurs négatives), s'opposent très nettement sur cet axe à la dolomie et aux géodes de calcite. La plupart des variables (points représentatifs des présences) se situent dans les valeurs négatives.

Interprétation

L'influence de la dolomitisation secondaire sur l'axe F2 est telle qu'elle efface, dans certains niveaux, la majorité des descripteurs. Ceci explique l'opposition observée entre la dolomie et la plupart des autres variables. Cependant, un gradient de diversité faunique apparaît dans les niveaux qui ne sont pas affectés par la dolomitisation. Les peuplements les plus variés possèdent les coordonnées négatives les plus fortes.

4.1.3. AXE F3 (annexe 4)

Résultats

Il oppose la dolomie, les ammonites, brachiopodes, la micrite, les fantômes d'oolithes, les oolithes ferrugineuses, gastéropodes et géodes de calcite (coordonnées négatives), aux H.C.S., échinodermes, lamellibranches, nodosariidés et à la sparite (coordonnées positives).

Nous ne pouvons proposer une interprétation de cet axe car nous n'avons pas pu mettre en évidence de relations entre les diverses variables associées.

4.1.4. AXE 4

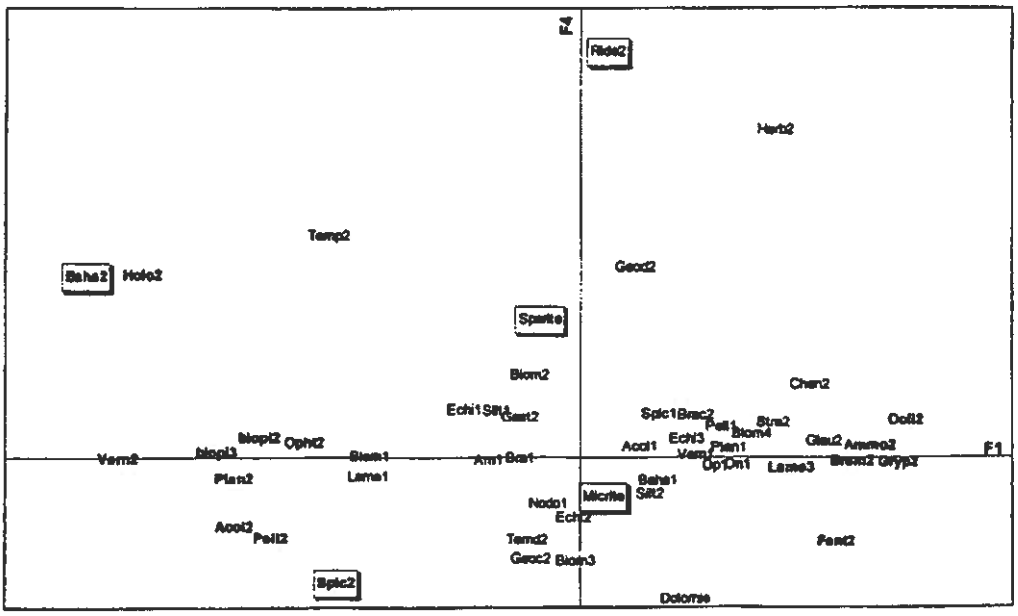


Fig. 34 : Projection des variables sur le plan des axes F1 et F4 de l'A.C.M.. Les classes des variables encadrées sont celles qui apportent la plus forte contribution à la formation de l'axe 4.

Résultats (fig. 34)

La texture et les figures sédimentaires contribuent le plus à la formation de F4. La micrite, les spicules de spongiaires et les bioclastes matures s'opposent très significativement, sur cet axe, aux rides asymétriques, aux bahamites et à la sparite.

Interprétation : l'axe 4 correspond vraisemblablement à un gradient d'énergie.

4.2. DISTRIBUTION DES NIVEAUX DE PRELEVEMENT SUR LES AXES FACTORIELS DE L'A.C.M

La projection, dans l'espace de F1, F2 et de F1, F4, des divers sous-groupes de faciès obtenus par la classification hiérarchique (fig. 26) est représentée dans les figures 35 et 36. L'étendue de la distribution des sous-groupes sur les axes 1, 2 et 4 tels qu'ils viennent d'être interprétés peut être synthétisée (fig. 37).

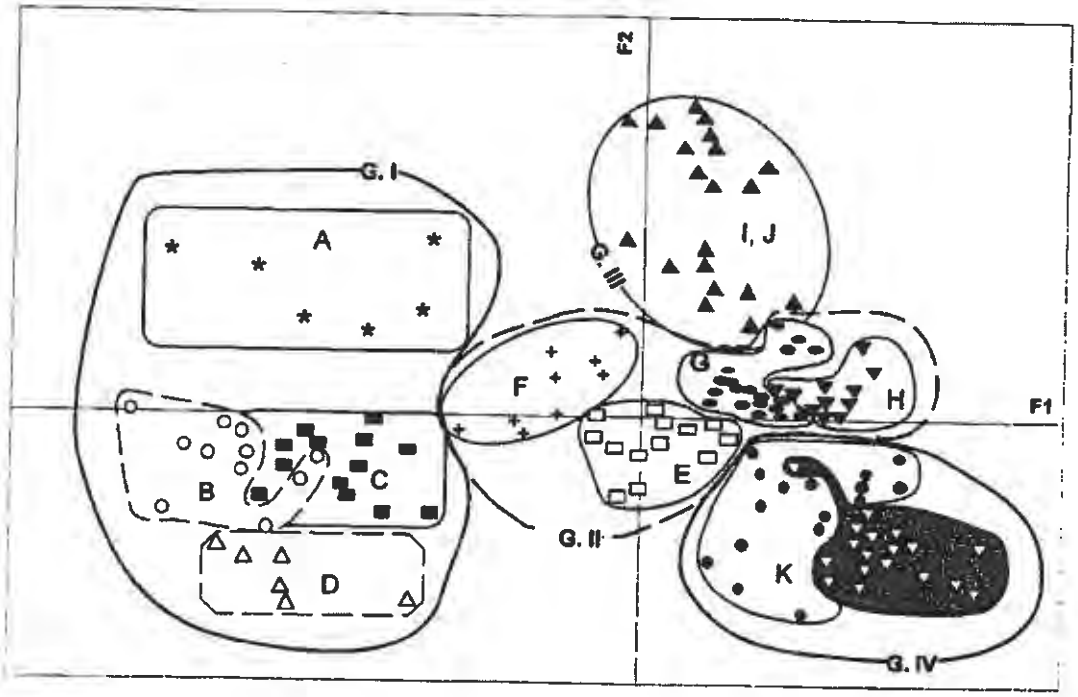


Fig. 35 : Projection des niveaux de prélèvement sur le plan des axes F1 et F2 de l'A.C.M..
A, B, C... : Sous-groupes déterminés par la classification du moment d'ordre 2 (fig. 26).

4.2.1. AXE F1 (fig. 35)

Les différents groupes de prélèvement ont été au préalable interprétés en terme de milieu de dépôt. Trois grands domaines de sédimentation ont été définis : un domaine de plate-forme ouverte composé de faciès relativement distaux (Groupe IV, K et L) ; un domaine de plate-forme intermédiaire qui se compose à la fois de faciès de haute énergie (barre bioclastique) et de faciès d'arrière-barre (Groupe II) et un domaine de plate-forme protégée (groupe I). Sur l'axe 1, le groupe I se présente du côté des valeurs négatives, le groupe II aux environs de l'origine et le groupe IV du côté des valeurs positives. La répartition de ces 3 grands groupes le long de cet axe confirme sa signification en terme de polarité plateforme ouverte – plateforme protégée établie à partir de l'analyse de la répartition des classes de variables.

Les recouvrements qui apparaissent entre certains noyaux (sous-groupes de niveaux de prélèvement) témoignent du passage progressif d'un environnement à l'autre par l'intermédiaire de gisements qui présentent des traits communs aux deux milieux. Ce passage progressif s'observe entre K et L c'est-à-dire entre les faciès caractéristiques des environnements de plate-forme ouverte relativement distaux. La même remarque peut être effectuée pour les environnements de hautes énergie (G, H) et pour les environnements de plate-forme protégée (A, B, C, D). Par contre, les environnements de plate-forme protégée sont totalement disjoints des environnements de plate-forme ouverte.

4.2.2. AXE F2 (fig. 35)

Nous remarquons une nette opposition entre les noyaux I, J, A du côté des valeurs positives aux noyaux K, L, D du côté des valeurs négatives. Il est important de rappeler que les sous-groupes I et J associent à la fois des niveaux recristallisés, composés de rares fantômes de bioclastes et des niveaux à faible diversité faunique. Le sous-groupe A est caractérisé par un faciès d'énergie moyenne à accumulation essentiellement de bahamites. Les sous-groupes K, L, D, quant à eux, présentent une microfaune et/ou une macrofaune relativement diversifiées baignant dans un liant micritique (énergie faible). Ces caractéristiques montrent que la répartition des niveaux de prélèvement et des sous-groupes, le long de F2, exprime bien les variations de la diversité faunique. Les concentrations de faune se limitent à des niveaux stratigraphiques bien définis. Généralement, la position et le développement de la microfaune et de la macrofaune dépendent du type de faciès (notamment de la nature du substrat, de l'intensité de l'hydrodynamisme, de la paléobathymétrie relative et du taux de sédimentation). Plus le taux de sédimentation est faible (K, L), plus le taux d'apparition et de développement de la faune et en particulier de la macrofaune est élevé. Les faciès les plus proximaux (G, H), ne présentent que de très rares concentrations de faune du fait de leur vitesse de sédimentation élevée et donc une faible diversité faunique.

4.2.3. AXE F4 (fig. 36)

La projection des groupes souligne l'opposition, par exemple, entre A et D. Ces deux associations de faciès se sont déposées en domaine de plate-forme protégée mais sous des conditions hydrodynamiques différentes.

4.3. PROJECTION DES COUPES (sites de prélèvement) SUR LES AXES FACTORIELS.

Le centre de gravité d'une coupe sur un axe Fx correspond à la moyenne des coordonnées sur ce même axe des différents niveaux de prélèvement qui composent cette coupe.

Résultats : La projection des 4 coupes (fig. 38), sur les axes F1, F2 et F4 révèle :

- une nette opposition entre la coupe de Lapoujade (valeurs négatives) et la coupe de Thémines (valeurs positives) le long de l'axe 1.
- une opposition significative entre la coupe de la Gironie (valeurs positives) et les trois autres coupes (L, S et T ; valeurs négatives), à la fois sur l'axe F2 et F4.

Interprétation : Nous avons précédemment montré que l'axe 1 marque l'opposition entre les milieux protégés et le domaine externe ouvert aux influences du large, l'axe 2 souligne la diversité faunique et l'axe 4 se confond avec un gradient d'énergie.

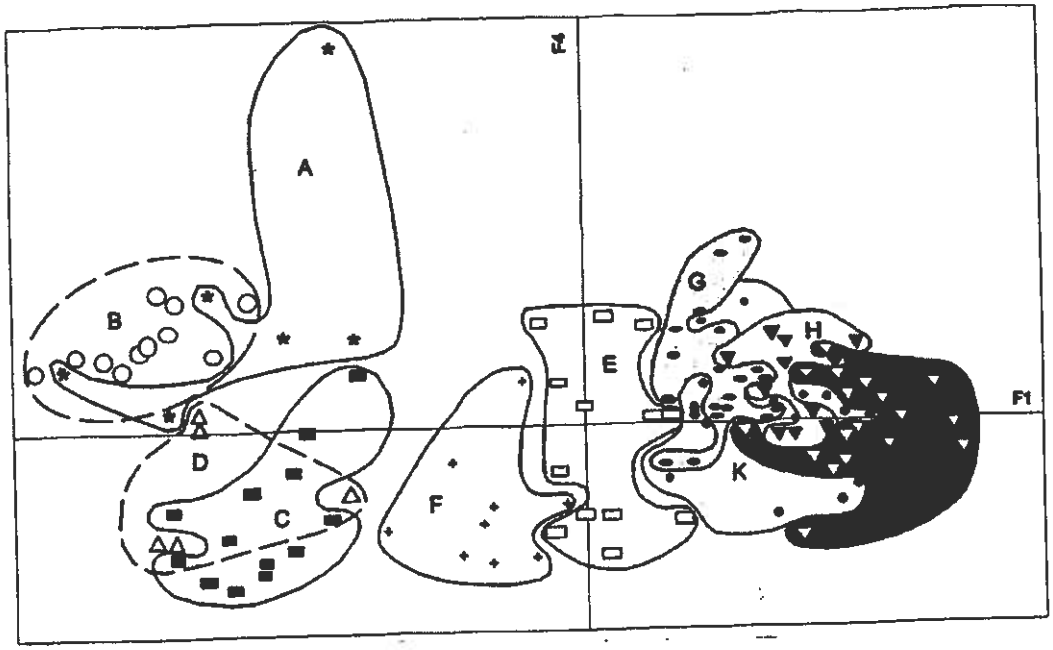


Fig. 36 : Projection des niveaux de prélèvement sur le plan des axes F1 et F4 de l'A.C.M.
A, B, C... : sous-groupes déterminés par la classification du moment d'ordre 2 (fig. 26). Les sous-groupes I et J et les niveaux de prélèvement représentatifs n'ont pas été reportés sur cette figure. Chaque symbole (+,..) représente un niveau de prélèvement. Les numéros d'échantillons composant chaque sous-groupe sont indiqués dans la figure 26.

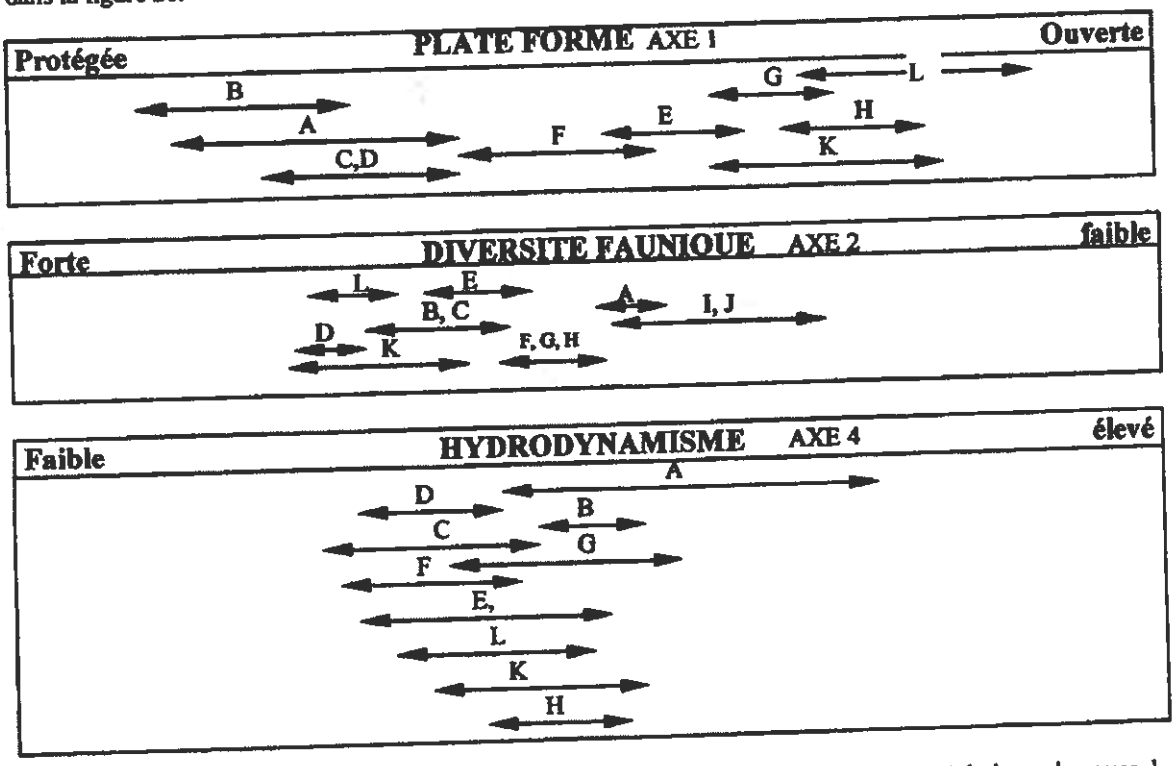
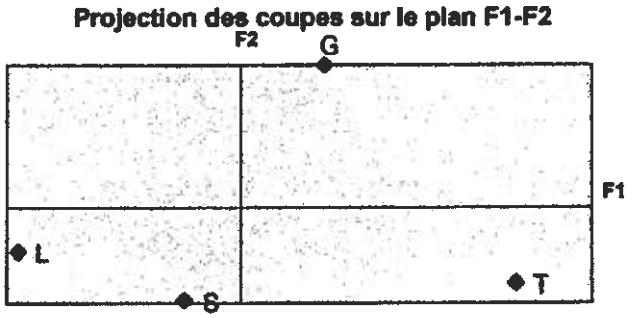
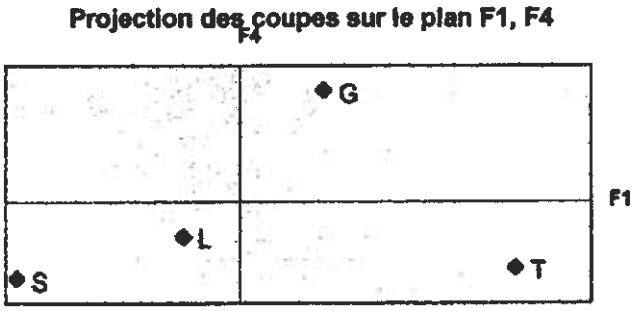


Fig. 37 : Répartition des sous-groupes d'unités statistiques (niveaux de prélèvement) le long des axes 1, 2 et 4. Les lettres A à L désignent les sous-groupes de niveaux de prélèvement définis dans la fig. 26.

Coordonnées des centres de gravité des 4 coupes sur F1, F2 et F4			
Coupes\Axes	F1	F2	F4
La Gironie	0,036	0,15	0,164
Lapoujade	-0,095	-0,046	-0,113
Thémines	0,118	-0,079	-0,097
St Pierre de L.	-0,024	-0,097	-0,0512





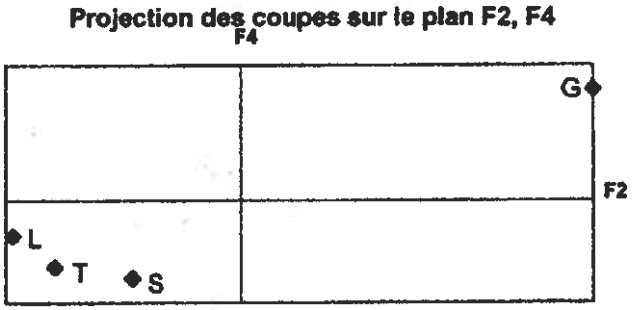


Fig. 38 : Projection des sites de prélèvement sur les axes factoriels F1, F2 et F4 de l'A.C.M.

L'opposition entre la coupe de Lapoujade et de Thémines, sur l'axe 1, pourrait s'expliquer par :

- la présence d'une sédimentation à caractère plus distal (d'un point de vue hydrodynamique) sur cette dernière coupe au Toarcien supérieur et à l'Aalénien basal ;
- un échantillonnage plus important dans les niveaux aaléniens de plate-forme protégée.

La coupe de la Gironie, quant à elle, s'individualise significativement des autres coupes par ses caractères faciologiques. Elle montre des faciès externes de haute énergie (*shoreface*) et des faciès de domaine protégé d'énergie moyenne (limite infralittoral-médiolittoral). Comparée aux trois autres coupes, elle se caractérise par des faciès plus proximaux (d'un point de vue hydrodynamique).

Il a été démontré précédemment une corrélation négative entre la diversité faunique d'une part, et l'hydrodynamisme et le taux de sédimentation d'autre part. Ce fait est notamment bien souligné par les valeurs positives de la plupart des niveaux de prélèvement de La Gironie sur les axes F2 et F4 (fig. 38). Donc cette coupe se différencie des 3 autres à la fois par sa sédimentation de haute énergie et par une faible diversité faunique. Cette différence s'exprime clairement par l'opposition identifiée à partir de la projection des sites d'échantillonnage le long des axes F2 et F4 (fig. 38).

En conclusion, cette opposition confirme le contexte paléogéographique particulier de la coupe de La Gironie, vraisemblablement au niveau d'un haut-fond durant le Toarcien supérieur et l'Aalénien.

5. La succession des faciès dans le temps

5.1. METHODES STATISTIQUES : DIAGRAMMES DES COORDONNEES FACTORIELLES DES UNITES STATISTIQUES

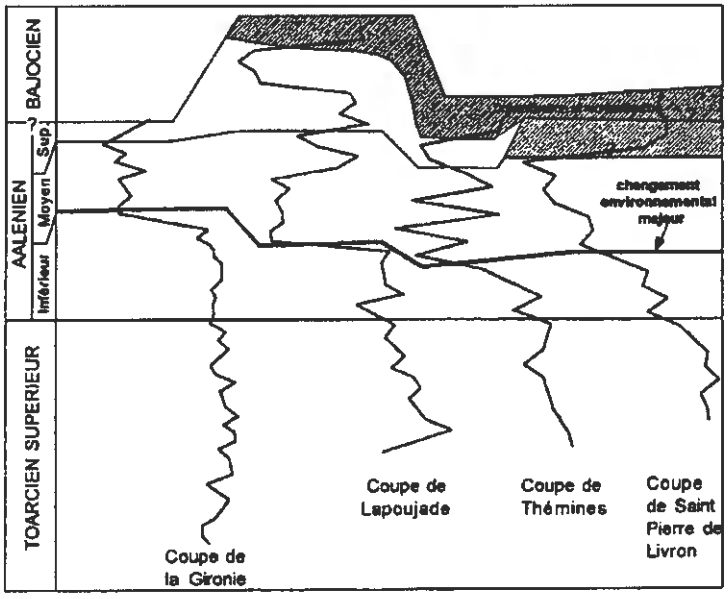


Fig. 39 : Diagrammes des coordonnées des unités statistiques (niveaux de prélèvement) de chacune des coupes, sur l'axe F1 de l'Analyse des Correspondances Multiple.

L'axe 1 exprimant la polarité plate-forme ouverte – plate-forme protégée, la distribution des valeurs des unités statistiques sur cet axe devrait montrer les tendances transgressives et régressives aux divers ordres qui se succèdent au cours du temps.
La succession des coordonnées des échantillons d'une coupe, sur l'axe 1, dans l'ordre chronologique, peut être exprimée sous forme de diagrammes (fig. 39).

5.1.1. TENDANCES MAJEURES

La comparaison des 4 diagrammes (fig. 39), correspondant aux 4 coupes, montre une évolution comparable d'une coupe à l'autre. Une tendance régressive majeure, exprimée par un glissement généralisé vers des valeurs négatives, se manifeste du Toarcien supérieur à la limite entre l'Aalénien et le Bajocien comme cela avait été précédemment signalée par Pélissié (1982) et Lézin *et al.* (1997). Un changement environnemental majeur, correspondant au passage de milieux de plate-forme ouverte à des milieux plus protégés se produit au cours de l'Aalénien. Ce phénomène se traduit, sur les quatre diagrammes, par une évolution dans le temps des coordonnées des niveaux de prélèvement des valeurs positives vers des valeurs négatives.

5.1.2. TENDANCES MINEURES

Les changements de tendances mineures permettent, eux, de proposer un découpage séquentiel qui peut être conforté par un retour aux données de terrain qui n'ont pas été prises en compte dans le traitement statistique (caractéristiques des discontinuités, stratonomie...).

Ces tendances mineures s'expriment, de la manière suivante : la valeur croît lors des phases transgressives, le maximum d'inondation étant matérialisé par un pic positif (valeur maximale sur F1). Lors des phases régressives, elle décroît ; les surfaces de transgressions sont ainsi caractérisées par des pics négatifs.

5.1.2a. Les demi-cycles transgressifs-régressifs de la coupe de Lapoujade au Toarcien

L'application de ce raisonnement à la coupe de Lapoujade nous a conduit à distinguer, pour le Toarcien supérieur bien daté et permettant des corrélations biostratigraphiques rigoureuses, six demi-cycles transgressifs ou régressifs (fig. 40). Ce découpage s'appuie aussi sur l'identification de discontinuités qui seront traitées ultérieurement. Ces derniers présentent les caractéristiques suivantes :

- Le **premier demi-cycle,** transgressif, daté de l'horizon à Pseudoradiosa (description détaillée chapitre II, équivalent des niveaux a3 et a4) annonce l'arrivée des premières gryphées (de petite taille). Le maximum d'inondation est souligné par un niveau à concentration en gryphées surmontant un liseré argileux marron.

- Le **second demi-cycle**, régressif, est daté de l'horizon à Mactra (chap.II, lithofaciès B). Il correspond à l'assise à gryphées de grande taille. La limite supérieure (surface de transgression) correspond à un niveau de marnes argileuses à faune remaniée et fragmentée qui renferme localement du lignite.

- Le **troisième demi-cycle**, transgressif, est daté de l'horizon à Nov. sp. (chap.II, sous-unité c1). Il se caractérise par une apparition très significative de brachiopodes (*Homoeorhynchia cynocephala* et *Zeilleria* cf. *lycetti*). Ces calcaires légèrement plus argileux que précédemment montrent une forte abondance en ammonites. Le sommet est souligné par un liseré argileux ferrugineux et, localement, par la présence de lignite.

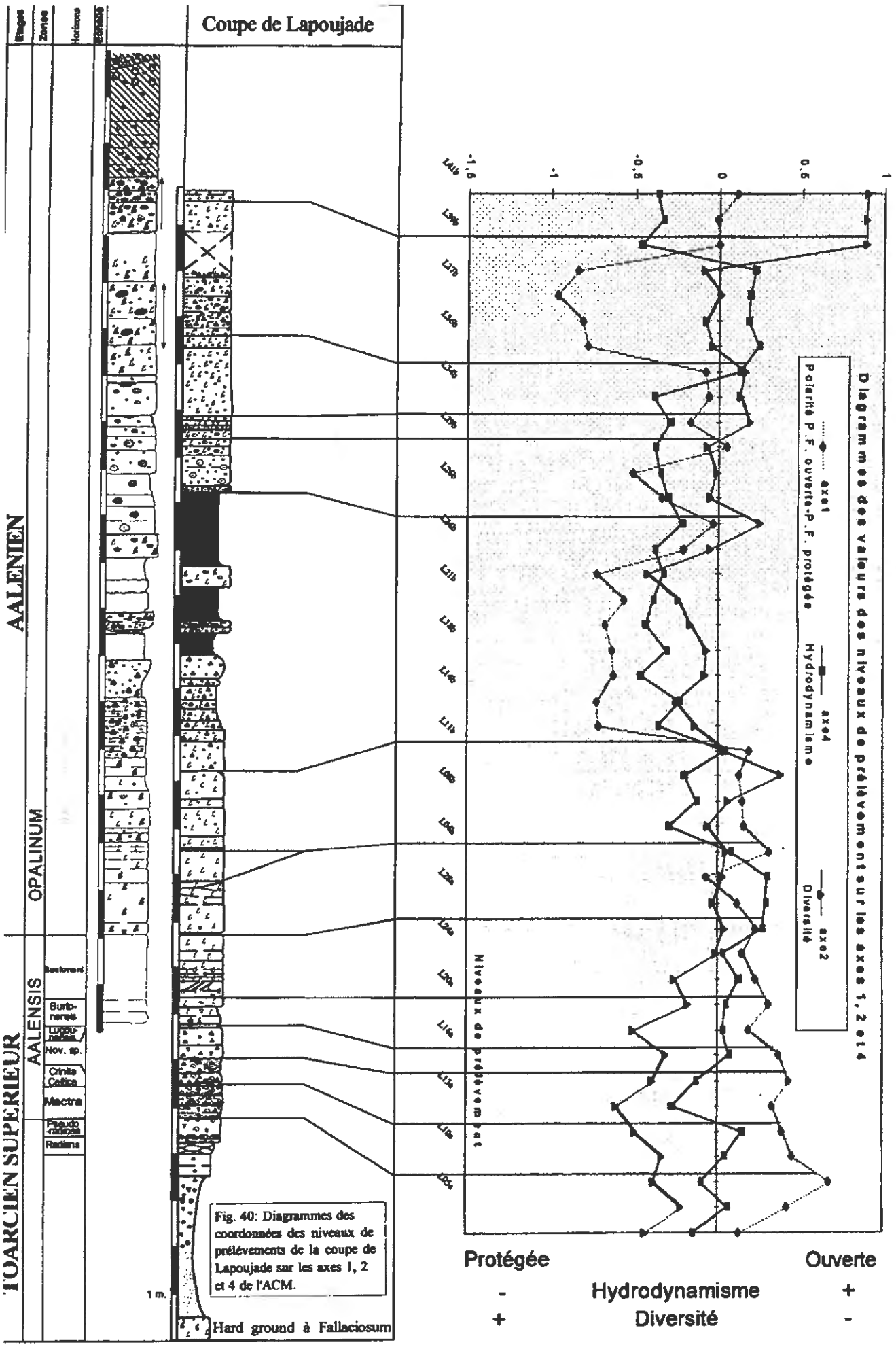


Fig. 40: Diagrammes des coordonnées des niveaux de prélèvements de la coupe de Lapoujade sur les axes 1, 2 et 4 de l'ACM.

- Le **quatrième demi-cycle**, régressif, est daté de l'horizon à Nov. sp. (sous-unité c2). Ces calcaires associent quelques brachiopodes et lamellibranches.

- Le **cinquième demi-cycle**, transgressif, est daté de l'horizon à Lugdunensis et de l'horizon à Burtonensis (lithofaciès C, sous-unité c3 et c4). Il débute par un niveau de marnes argileuses ferrugineuses à concentration d'ammonites qui est surmonté par des calcaires argileux pauvres en brachiopodes et en lamellibranches mais très riches en ammonites. Le sommet est souligné par un petit niveau de marnes ferrugineuses.

- Le **sixième demi-cycle**, régressif, est daté de l'horizon à Buckmani (lithofaciès D, sous-unités d1 et d2). Ces calcaires bioclastiques grainstone se caractérisent par la présence de terriers horizontaux indiquant un faible taux de sédimentation. Le sommet correspondant à la limite entre Toarcien et Aalénien est surmonté par des calcaires argileux noduleux.

5.1.2b. Comparaison avec les autres coupes de référence

La validité de l'interprétation et le potentiel de corrélation peuvent être argumentés par la comparaison avec le diagramme des valeurs sur F1 des unités statistiques des trois autres coupes étudiées (fig. 41).

Coupe de Thémines (annexe 6) : les mêmes cycles transgressifs et régressifs qu'à Lapoujade sont identifiables ; toutefois la phase transgressive datée de l'horizon à Celtica ne s'individualise pas. Deux explications pourraient être proposées : ou bien le taux de sédimentation augmente durant cet intervalle (baisse progressive de la concentration en brachiopodes) engendrant une diminution locale de l'espace disponible en phase transgressive ; ou bien le manque d'échantillons dans la partie sommitale de l'horizon n'a pas permis d'enregistrer totalement l'évolution du milieu. Effectivement, les caractères faciologiques du dernier niveau (marnes argileuses à condensation en ammonites et en croûtes ferrugineuses) signalent bien un approfondissement.

Coupe de St Pierre de Livron (annexe 7) : La série montre les mêmes pics et tendances, calés sur les mêmes horizons d'ammonites. Le demi-cycle régressif daté de l'horizon à Crinita n'est pas exprimé dans le diagramme. Il n'est en effet représenté que par un seul banc qui n'a pas été pris en compte dans l'analyse statistique.

Coupe de La Gironie (annexe 5) : Cette coupe est plus distale que les autres ; mais elle se localise au niveau d'un haut-fond (faciès de haute énergie). Cette position est à l'origine des perturbations dans l'enregistrement sédimentaire (lacune de sédimentation et/ou d'érosion, ***processus autocyclique de production carbonatée***). La tendance générale régressive au Toarcien supérieur ne s'observe pas. Les pics positifs et négatifs sont plus nombreux et certains sont opposés par rapport à ceux des autres coupes.

Malgré les différences observées, liées aux aléas de l'échantillonnage et au contexte local, on peut considérer que le graphique des valeurs des unités statistiques sur l'axe 1 reproduit assez fidèlement les variations de l'espace disponible et - si le taux de sédimentation est faible et régulier - les tendances transgressives et régressives.

5.1.2c. Application de la méthode à la série Aalénienne

Ce raisonnement, appliqué au Toarcien supérieur bien daté, peut être étendu à l'Aalénien composé de dépôts mal datés difficiles à corréler. Six demi-cycles ont été distingués (fig. 41) :

- Le **septième demi-cycle**, transgressif, est daté de l'horizon à Opalinum. Sa surface basale est soulignée soit par un niveau de marnes sableuses ferrugineuses (La Gironie, base de SUd1), soit par une surface érosive (St Pierre de Livron, intra SUd1). À La Gironie, l'homogénéité du

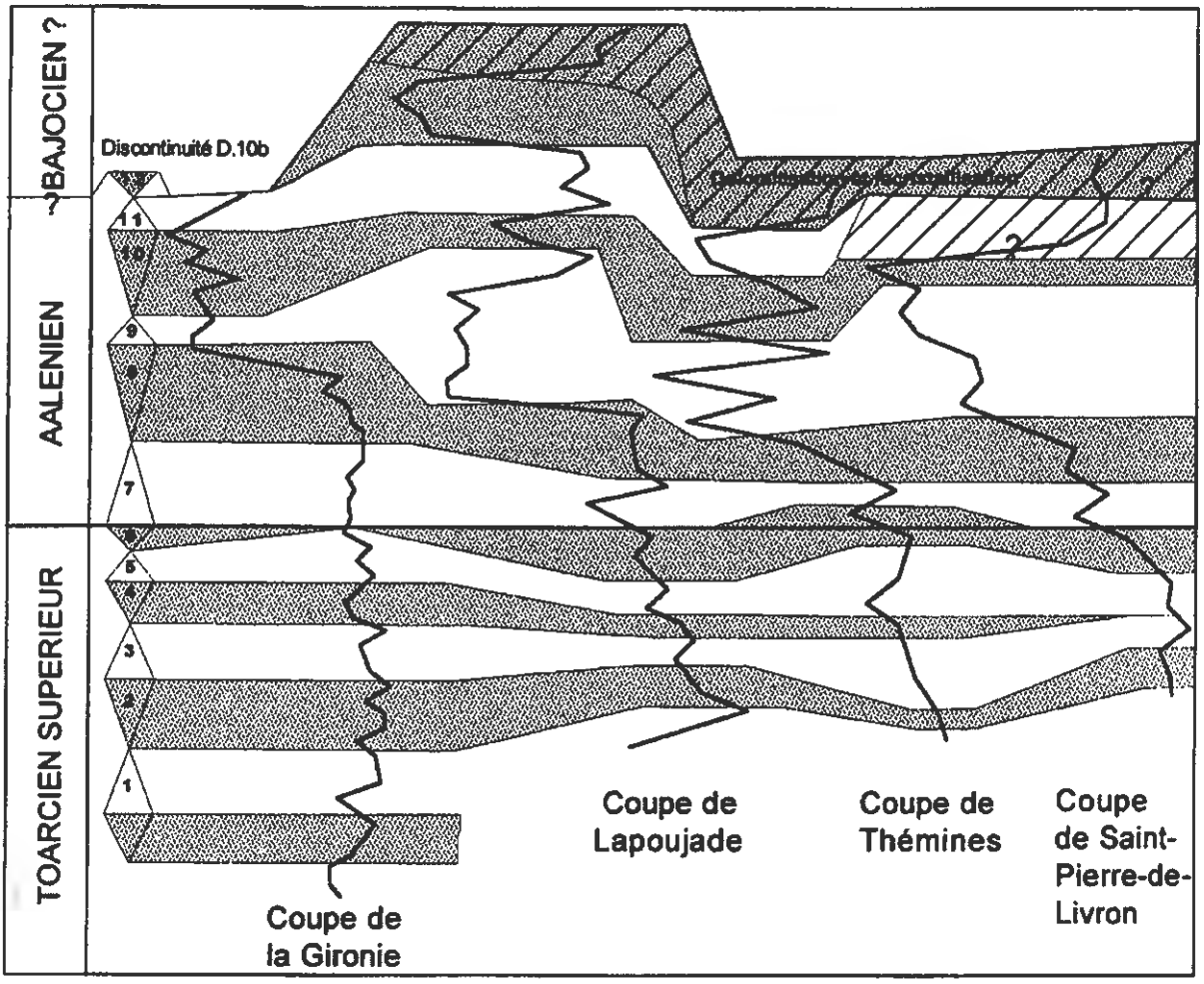


Fig. 41 : Diagrammes des coordonnées des unités statistiques des 4 coupes, sur l'axe F1 de l'Analyse des Correspondances Multiple et proposition d'un découpage séquentiel.

faciès semble liée à un taux de sédimentation élevé. À Thémines, les biosparites grainstone passent vers le haut à des biomicrites packstone qui soulignent un léger approfondissement (SUd1).

La surface sommitale, identifiée dans le diagramme sur l'axe 1 et dans toutes les coupes, par un pic positif, se matérialise par un niveau de remaniement surmonté par un liseré argileux (St Pierre de Livron) ou par un liseré argileux composé localement de lignite (Lapoujade, SUd4) .

- Le **huitième demi-cycle**, régressif, correspond à des calcaires bioclastiques à accumulation de fragments d'échinodermes (La Gironie, SUd4 et SUd5). Le sommet de ce niveau est souligné par un changement faciologique significatif sur les 4 coupes et sur les graphes par un pic négatif. Ce changement, signalé par l'apparition des premiers biopisolithes associés localement à des pelletoïdes, correspond au passage d'une sédimentation en domaine ouvert à

une sédimentation en domaine protégé (ou à communication réduite avec la mer ouverte). Il s'exprime dans les 4 diagrammes par une forte décroissance des valeurs sur F1.

- Le **neuvième demi-cycle**, transgressif, se manifeste dans une alternance marnes-calcaires (Thémines [SUe1], Lapoujade [SUe2]) par une augmentation de la fraction argileuse qui souligne un approfondissement en milieu infralittoral. À St Pierre de Livron, la phase transgressive est soulignée par des faciès relativement homogènes correspondant à des marnes brunes à condensation en biopisolithes de nubéculaires et comprenant d'abondants liserés ferrugineux (SUe1 et base de SUe2). Cette phase transgressive, bien marquée sur ces deux premières coupes, est par contre moins accentuée à La Gironie. Le maximum d'approfondissement est signalé par un liseré ferrugineux à Thémines, et par un changement brutal de faciès à Lapoujade. À La Gironie, il est défini par la présence de brachiopodes qui soulignent des influences ponctuelles du large.

- Le **dixième demi-cycle**, régressif, est représenté sur la coupe de Lapoujade (sommet de SUe2, SUe3 et SUe4) et de Thémines (SUe2 et SUe3) par une association de bancs centimétriques à décimétriques dans lesquels apparaissent les premiers gros oncoïdes, et sur les coupes de St Pierre de Livron (sommet de SUe2) et de La Gironie (SUe2 et Sug1) par l'arrivée des bahamites. La surface sommitale, s'exprimant par un pic négatif sur les diagrammes de Lapoujade et de St Pierre de Livron, est matérialisée par des marnes argileuses marrons surmontées par des calcaires dolomitiques noduleux. Sur cette dernière coupe, la discontinuité est confondue avec le front de dolomitisation.

- Le **onzième demi-cycle**, transgressif, se compose de calcaires bioclastiques packstone à pelletoïdes et à chailles à Lapoujade (base de Sufl). À La Gironie, cette phase est représentée par l'apparition d'un faciès à bahamites baignant dans un liant micritique (g2). Ce demi-cycle n'a pas pu être individualisé, à partir de l'analyse quantitative, sur la coupe de St-Pierre-de-Livron, à cause de l'intense dolomitisation. A Thémines (base de UF), il est matérialisé par des calcaires massifs à pelletoïdes.

- Le **douzième demi-cycle**, régressif, intègre des faciès de haute énergie (biosparite à bahamites et biopelsparite) qui passent vers le haut à des faciès dolomitiques puis recristallisés à ooïdes. Ce demi-cycle semble absent à La Gironie. Sur les trois autres coupes, malgré la dolomitisation et recristallisation secondaire, certains indices (géodes de quartz, surfaces de karstification) plaideraient plutôt en faveur d'une évolution de type régressive.

La discontinuité supérieure séparant l'Aalénien du Bajocien (D.10 ; Pélissié, 1982) est suivie de la mise en place des calcaires oolithiques. À La Gironie, les séries bajociennes se distingueraient vraisemblablement des niveaux sous-jacents par la disparition des biopisolithes et un changement significatif de la stratonomie (bancs centimétriques). À Lapoujade, cette discontinuité correspond à une surface d'émersion (sédiment interne). Elle n'est pas exprimée dans le traitement statistique en raison de l'absence d'échantillons dans les niveaux sus-jacents.

5.2. LES DISCONTINUITES

Il était inconcevable de négliger les discontinuités pour proposer un découpage séquentiel cohérent. Les critères de description de ces surfaces étant différents de ceux utilisés pour décrire un niveau de prélèvement, il a été impossible de les intégrer dans le traitement statistique. Toutefois, ce problème a été résolu en les incluant lors de l'interprétation des résultats de l'analyse quantitative.

Dix-sept discontinuités, dont 7 seront dites « majeures » (en gras), ont été identifiées sur les 4 coupes de référence. Leur désignation, leur position stratigraphique et leurs caractéristiques sont résumées dans le tableau ci-après. Leur signification en terme de stratigraphie séquentielle sera exposée dans le chapitre suivant.

Discontinuités	calage biochronologique	Expression sur le terrain
D.10b	**Limite Aalénien-Bajocien ?**	**surface de karstification et changement faciologique**
D.10a'	Intra-Aalénien supérieur	Changement faciologique
D.1Oa	**sommet de la zone à Murchisonae**	**Changement faciologique, surface confondue localement (Saint-Pierre-de-Livron) avec le front de dolomitisation**
D.9'e	Zone à Murchisonae	
D.9'd	**Zone à Murchisonae**	**Liseré ferrugineux, concentration en biopisolithes, niveau à brachiopodes**
D.9'c	Zone à Murchisonae	Liseré ferrugineux, concentration en biopisolithes, niveau à brachiopodes
D.9'b	**limite Aalénien inf.-Aalénien moyen**	**changement faciologique et paléogéographique majeur.**
D.9'a	zone à Opalinum	
AALENIEN		
D.9'	**limite Toarcien Aalénien (ou sommet de l'horizon à Subglabrum)**	**Niveau de remaniement, liseré argileux, surface érosive..**
D.9c	sommet de l'horizon à Lugdunensis-Burtonensis	Concentration d'ammonites, liseré ferrugineux
D.9b	sommet de l'horizon à Nov.sp. ou base de Lugdunensis	Liseré argileux (difficilement perceptible sur certaines coupes)
D.9a	sommet de l'horizon à Celtica, intra-horizon à Nov. sp. ou intra-horizon à Crinita	Concentration d'ammonites (Lapoujade) et abondants liserés ferrugineux (Thémines)
D.9	**sommet de l'horizon à Mactra**	**Surface durcie ou taraudée, liseré argileux à lignite, arrêt de sédimentation**
D.8c	sommet de la zone à Pseudoradiosa	Liserés ferrugineux, apparition massive des gryphées
D.8b	Intra horizon à Radians	Liseré ferrugineux et lignite (Lapoujade)
D.8a	Sommet de la zone à Dispansum ou base de la zone à Pseudoradiosa	
D.8	**sommet de l'horizon à Fallaciosum**	**Changement lithologique majeur, arrêt de sédimentation**
TOARCIEN SUP.		

5. Conclusions

Cette analyse des faciès, qui intègre en particulier les résultats d'un traitement statistique associés à des données complémentaires, a permis d'approfondir les connaissances de la sédimentologie et de la stratigraphie de la série toarcienne-aalénienne quercynoise.

Cette série, lithologiquement peu contrastée, comprend 25 faciès différents. Ces faciès, interprétés en terme de paléoenvironnements, se répartissent dans 2 domaines bien distincts qui ne substituent pas dans l'espace mais qui se succèdent dans le temps :

* un domaine de plate-forme ouverte où 15 faciès se distribuent entre le *shoreface* (arrière barre et barre bioclastique) et l'*offshore* inférieur ;
* un domaine de plate-forme protégée où 10 faciès se répartissent entre le domaine infralittoral profond et le domaine médio à supralittoral.

Le changement paléogéographique majeur, qui se traduit par ce changement de dispositif, s'effectue au cours de l'Aalénien inférieur à moyen sur les 4 coupes de référence analysées.

D'un point de vue séquentiel, de la base vers le sommet, l'évolution est globalement régressive. L'intervalle de temps étudié, qui s'étend de la zone à Pseudoradiosa à la limite aaléno-bajocienne, se décompose en 13 demi-cycles transgressifs-régressifs, les sept premiers demi-cycles datant du Toarcien supérieur et les six derniers de l'Aalénien.

De plus, 17 discontinuités ont été reconnues dont 7 majeures (par leur expression à la fois sur le terrain et dans l'analyse statistique).

CHAPITRE IV

ANALYSE DETAILLEE DU TOARCIEN SUPERIEUR – AALENIEN DANS LE QUERCY ET CORRELATIONS

1. Introduction 93

2. Quercy méridional 94

2.1. COUPES 95

2.1.1. REGION GRESIGNOLE 95

2.1.1a Coupe de référence : coupe de Bruniquel 95

2.1.1b Variations latérales 100

2.1.2 VALLEE DE LA BONNETTE 107

2.1.3 SECTEUR DU CROS 110

2.1.4 SECTEUR DE PROMILHANES-MARTIEL 115

2.2. CORRELATIONS 122

3. Le Quercy central 125

3.1. COUPES 126

3.1.1 SECTEUR DE SAINT REMY 126

3.1.1a Coupe de référence de Méjanet 126

3.1.1b Variations latérales 130

3.1.2 SECTEUR DE SAINT MARTIN-LABOUVAL 134

3.1.2a Coupe de Calvignac 136

3.1.2b Variations latérales 140

3.1.3 HAUT-FOND DE FIGEAC-CAPDENAC 146

3.1.4 SECTEUR DE CORN-THEMINETTES 149

3.2 CORRELATIONS 153

3.2.1 SECTEUR DE ST REMY 153

3.2.2 SECTEUR DE ST-MARTIN-LABOUVAL 155

3.2.3 HAUT-FOND DE FIGEAC-CAPDENAC 157

4. Le Quercy septentrional 159

4.1. COUPES 159

4.1.1. SECTEUR DE GRAMAT 159

4.1.1a Coupe de référence : coupe de Thémines 159

4.1.1b Variations latérales 159

4.1.2. SECTEUR DE MARTEL-AUTOIRE 167

4.1.2a Coupe d'Autoire 168

4.1.2b Coupe de référence : coupe des Arques 173

4.1.2c Variations latérales 177

4.1.3. SECTEUR DE TERRASSON 181

4.1.3a Coupe de référence : coupe de La Roche 183

4.1.3b Variations latérales 185

4.2 CORRELATIONS 186

4.2.1 SECTEUR DE GRAMAT 186

4.2.2 CAUSSE DE MARTEL-AUTOIRE 187

5. Conclusions 189

5.1. DECOUPAGE SEQUENTIEL 189

5.2. STRUCTURATION DU BASSIN QUERCYNOIS 192

1. Introduction

Avant de proposer une reconstitution géométrique du bassin quercynois au passage Lias-Dogger, il convient d'en détailler la sédimentologie, la biostratigraphie et la stratigraphie séquentielle.
Ces données sont obtenues grâce à l'étude de coupes complémentaires réparties dans 3 secteurs :

- Quercy méridional ;
- Quercy central ;
- Quercy septentrional.

Une à deux coupes de référence seront décrites en détail dans chacun des secteurs. Aux arguments biostratigraphiques et texturaux s'ajouteront les interprétations faciologiques et paléoenvironnementales, par référence aux résultats de l'analyse quantitative, ainsi que l'interprétation séquentielle.
Les variations latérales seront ensuite établies à partir d'une description succincte des coupes annexes ; nous proposerons enfin un schéma de corrélation.

Lors de la présentation des coupes nous utiliserons les sigles suivants :

- UE : désigne l'unité lithostratigraphique E ;
- SUd2 : désigne la sous-unité lithostratigraphique d2 et la seconde sous-unité de l'unité lithostratigraphique D ;
- DMT : désigne un demi-cycle transgressif (DMT4 : demi-cycle transgressif 4) ;
- DMR : désigne un demi-cycle régressif (DMR5 : demi-cycle régressif 5) ;

Dans le chapitre III, la hiérarchie des cycles n'avait pas été considérée (3e et 4e ordre indifférenciés). Dans ce chapitre, nous désignerons par des chiffres les demi-cycles de troisième ordre ; et le cas échéant par des lettres minuscules, les demi-cycles de 4e ordre (par exemple DM5b).

2. Quercy méridional

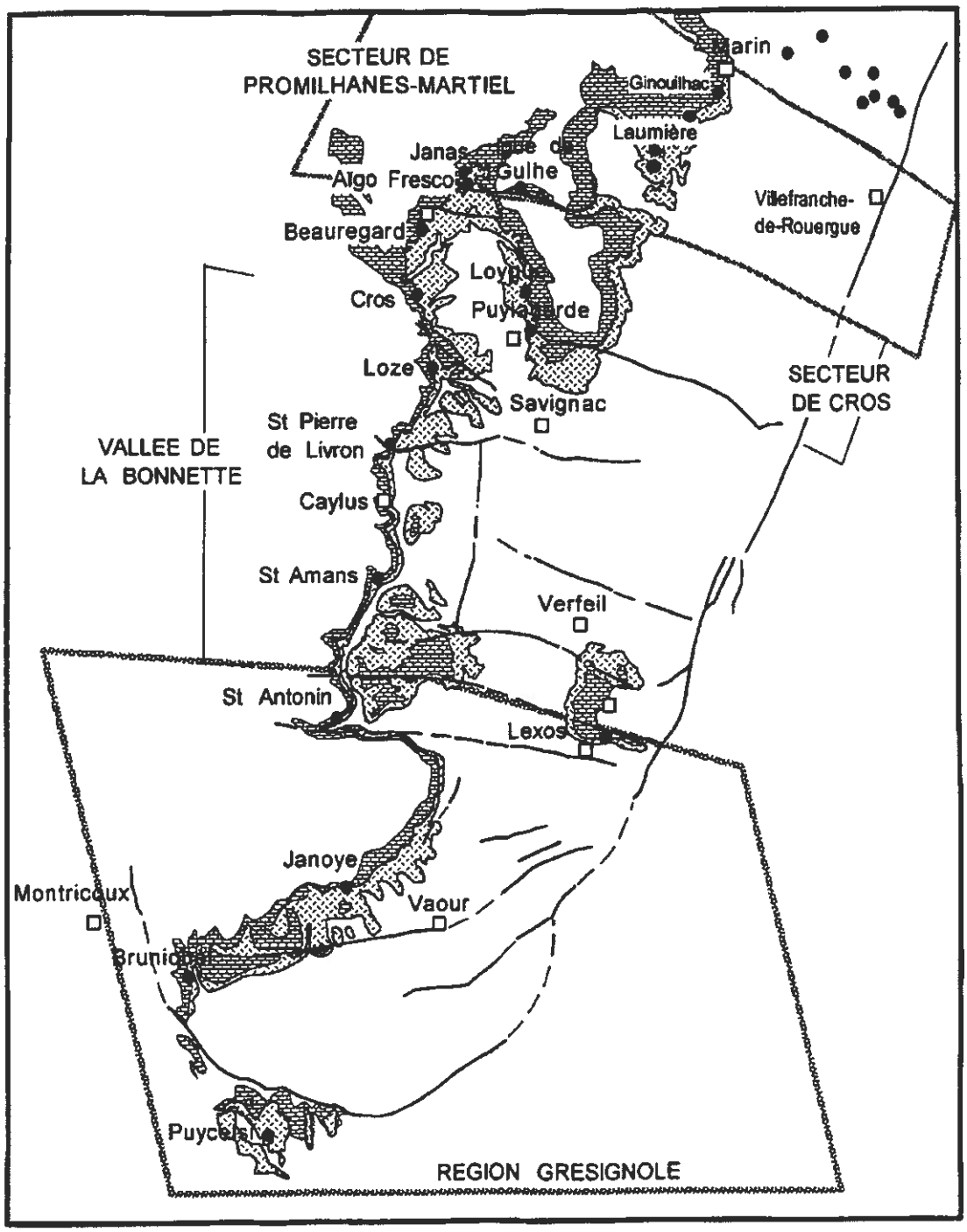


Fig. 42 : Extension géographique du Quercy méridional et localisation des coupes étudiées.

Le Quercy méridional s'étend des abords du chevauchement grésignol au Sud, jusqu'à la faille de Toulonjac au Nord (fig. 42). Il a été subdivisé en 4 secteurs :

- région grésignole ;
- vallée de la Bonnette ;
- secteur du Cros ;
- secteur de Promilhanes-Martel.

2.1. COUPES

2.1.1. REGION GRESIGNOLE

Localisation des coupes :

Puycelsi : carte I.G.N au 1/50000 de Négrepelisse en X=397,05 et Y=4872,3. La base de la coupe est située à l'entrée du village, le long de la départementale D8a, du Nord vers le Sud. Le sommet peut être observé le long des remparts qui encadrent le village.

Bruniquel : carte I.G.N au 1/50000 de Négrepelisse en X=395,27 etY=4879,12 au Nord-Ouest du carrefour, entre les routes départementales D.115 et D1.E.

Janoye : carte I.G.N. au 1/50000 de Négrepelisse, X=552 et Y=1898,42. Le Toarcien supérieur a été décrit par Cubaynes en 1986, dans une carrière qui se situe à 200 m du carrefour, entre les routes départementales D.115 et D.9. Le Toarcien terminal et l'Aalénien est visible le long de la D.115, en rive droite de l'Aveyron, à hauteur de la borne kilométrique, à 5 km de Penne.

Lexos : Carte I.G.N. au 1/50000 de la carte de Najac 5-6, X= 411,35 et Y= 4888,8. Elle se situe sur le côté Nord de la départementale D.958, sortie est du village de Lexos, à l'entrée de la cimenterie Lafargue.

2.1.1a Coupe de référence : coupe de Bruniquel

♦ Lithostratigraphie et biostratigraphie (fig. 43)

TOARCIEN SUPERIEUR

Le « *hard ground* à Fallaciosum » qui souligne la base de la formation de Lexos n'a pas été identifié. L'assise à gryphées est précédée par 5 m d'alternance marno-calcaire (non figurée sur la coupe ; Cubaynes, 1986) à faible fraction bioclastique (biomicrite mudstone). La fraction terrigène est représentée par 5 à 7 % de silts quartzeux anguleux.

Au-dessus de ce dernier ensemble, le Toarcien terminal possède une épaisseur de 8,5 m.

Unité B : assise à gryphées datée de l'horizon à Mactra (2,25 m)

Lithologie : alternance de marnes grises et de bancs calcaires strato-croissants.

Biophase : cette unité se caractérise par la présence de *Gryphaea sublobata* essentiellement en position de vie (valve gauche qui repose sur le sédiment). A la base, les gryphées hétérométriques apparaissent en faible concentration. En montant dans la série, elles ont majoritairement une taille importante et elles se concentrent, soit à la base, soit au sommet des bancs carbonatés. Bien que constituant la grande majorité du contenu paléontologique (85%) [Cubaynes, 1986], elles sont associées à d'autres lamellibranches. L'épifaune se compose d'*Entolium* sp., *Plicatula* sp., *Propeamussium* (p.) *pumilus* (Lamarck) et l'endofaune est représentée par *Pholadomya* sp., *Pleuromya* sp., *Gresslya* sp., *Inoperna* sp., *Modiolus* sp., *Pinna* sp. et *Plagiotoma* sp.

Les premiers brachiopodes, dominés par les *Homoeorhynchia cynocephala* apparaissent, dans cette assise.

Microfaciès : à la base, les biomicrites à texture mudstone à wackestone se composent de quelques fragments de lamellibranches, de rares sections d'échinodermes très usées et des foraminifères tels que *Ophthalmidium* sp., *Glomospira* sp. et des nodosariidés à remplissage pyriteux. Au sommet, le microfaciès évolue vers des biomicrites à texture wackestone à localement packstone composées des mêmes bioclastes qu'à la base. Au sein de cet ensemble, le fouissage est important et la fraction détritique représentée par des

silts quartzeux anguleux fluctue entre 3 et 15 %. Certains niveaux présentent un apport massif de spicules de spongiaires associés à de rares grains de glauconie authigène.
Le dernier banc se compose d'abondantes géodes à remplissage calcitique.

La discontinuité sommitale correspond à un arrêt de sédimentation.

Unité C : alternance marno-calcaire à brachiopodes

Sous-unité c1 datée de l'horizon à Celtica (2m)

Lithologie : alternance de marnes noires strato-croissantes et de bancs calcaires.

Biophase : rares et grosses *H. cynocephala* et rares lamellibranches.
Microfaciès : Il correspond globalement, à une biomicrite mudstone localement wackestone présentant le même contenu bioclastique que dans l'unité sous-jacente associé à quelques dentales. La fraction bioclastique et détritique (10 à 2 %) diminue sensiblement de la base vers le sommet.

Sous-unité c2 datée de l'horizon à Crinita (2m)

Lithologie : bancs calcaires décimétriques séparés par des interlits centimétriques argileux.

Biophase : elle se compose essentiellement de térébratules (*Zeilleria* cf. *lycetti*) et de rhynchonelles.
Microfaciès : les biomicrites à texture wackestone-packstone contiennent d'abondants fragments d'annélides et de lamellibranches, de rares sections d'échinodermes associées à des fragments de nodosariidés à remplissage pyriteux et à de rares dentales et *Ophthalmidium* sp.

Le sommet de cet ensemble est souligné par un banc dont le contenu bioclastique est constitué par une accumulation de fragments d'échinodermes (packstone-grainstone).

Sous-unité c3 datée de l'horizon à Lugdunensis (50 cm)

Elle se caractérise par une légère augmentation de l'argilosité (alternance de bancs calcaires et d'interbancs marneux décimétriques) et une nette diminution de la fraction bioclastique.

Biophase : rares *Zeilleria* cf. *lycetti* et lamellibranches (pectinidés notamment) mal conservés.
Microfaciès : les biomicrites à texture packstone, qui interrompent Suc2, passent à des biomicrites à texture wackestone composées de gros bioclastes usés notamment de lamellibranches et de brachiopodes.

La base de cette unité (D.9c) est marquée par un niveau à concentration en *Pleydellia lugdunensis* et le sommet par un liseré argileux et ferrugineux .

Sous-unité c4 datée de l'horizon à Burtonensis et base de Buckmani (70 cm)

Lithologie : bancs calcaires décimétriques séparés par des interlits argileux.

Biophase : *Homoeorhynchia cynocephala*, *Lobothyris haresfieldensis* et quelques lamellibranches. La macrofaune se raréfie vers le haut et seules de rares rhynchonelles persistent dans le dernier banc.
Microfaciès : le microfaciès est homogène et correspond à une biomicrite à texture packstone-grainstone composée d'une accumulation de bioclastes mal triés. A la base, un ralentissement de la sédimentation est signalé par la présence de glauconie et d'éléments phosphatés. Ces éléments non biogènes disparaissent en montant dans la série et les extraclasts deviennent relativement abondants.

Cette sous-unité est délimitée au sommet par un fin liseré argileux brun.

Sous-unité c5 datée de l'horizon à Buckmani (35 cm)

Lithologie : alternance marnes-calcaires noduleux.

Biophase : même association de lamellibranches que dans les niveaux sous-jacents associée à d'abondantes et volumineuses *H. cynocephala*.
Microfaciès : biomicrites à texture packstone composées d'une accumulation de microbioclastes associés à de grosses sections de lamellibranches et d'annélides, à des spicules de spongiaires, à des dentales et d'abondants *Ophthalmidium* sp.. On note également la présence de terriers parallèles à la stratification et de grains de glauconie authigène.

Le sommet est souligné par la présence d'un liseré argileux à *Pleydellia Buckmani*.

Unité D : calcaires bioclastiques

Sous-unité d1 datée du sommet de l'horizon à Buckmani (80 cm)

Lithologie : bancs calcaires décimétriques.

Biophase : macrofaune absente à rare.

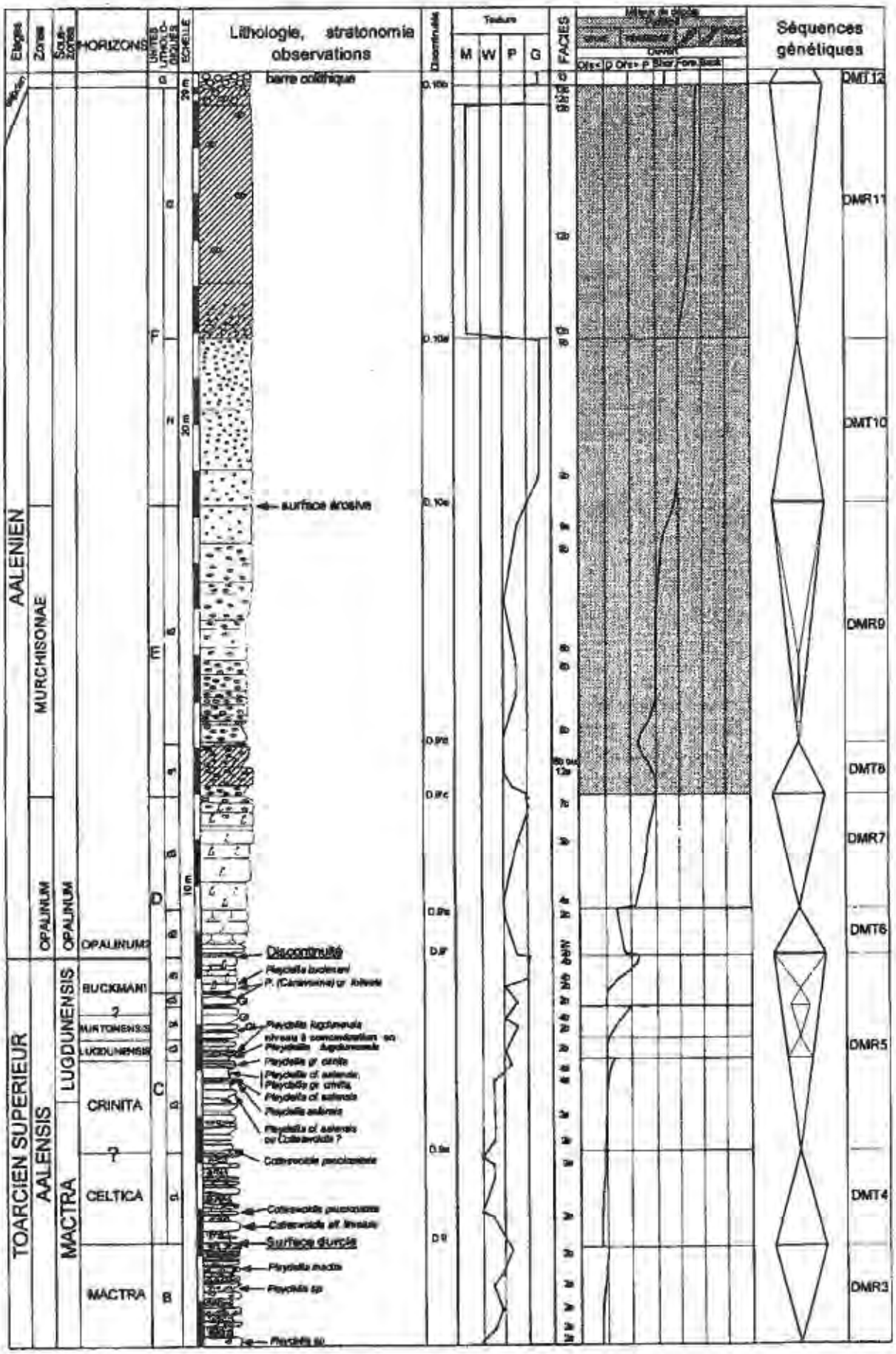


Fig. 43 : Coupe de Bruniquel. Evolution lithologique et stratigraphie.

Microfaciès : les biomicrites wackestone-packstone composées d'abondants *Ophthalmidium* sp., de rares dentales, de rares éléments phosphatés et glauconitisés, de quelques spicules de spongiaires, de fragments de serpules, de gastéropodes, de lamellibranches et d'échinodermes passent vers le haut à une biomicrite packstone-grainstone composée d'une bioaccumulation de fragments d'échinodermes associée à de rares extraclasts et à de rares lenticulines à remplissage pyriteux.

Le sommet est matérialisé par un arrêt de sédimentation.

AALENIEN

Sous-unité d2 datée vraisemblablement de la base de l'Aalénien (1m)

Lithologie : marnes qui passent vers le haut à des calcaires bioturbés.

Biophase : rares lamellibranches mal conservés.

Microfaciès : les marnes calcaires à accumulations de microbioclastes d'échinodermes (packstone) passent à des calcaires composés de spicules de spongiaires (wackestone-packstone).

Sous-unité d3 (2,5m)

Lithologie : calcaires beiges francs.

Microfaciès : biomicrites packstone-grainstone. De la base vers le sommet, le tri granulométrique baisse et on peut noter l'apparition au sommet d'extraclasts et des premiers biopisolithes de nubéculaires.

Le sommet correspond à un changement faciologique net.

Unité E : calcaires à biopisolithes de nubéculaires datés par comparaison avec les coupes les plus proches (Janoye) de la **zone à Murchisonae.**

Sous-unité e1 (1,05 m)

Lithologie : calcaires argileux gris-bleu.

Biophase : rares brachiopodes (térébratules) indéterminables.

Microfaciès : les biomicrites wackestone-packstone à abondants biopisolithes de nubéculaires dont la taille fluctue entre 3 et 8 mm, avec quelques fragments de lamellibranches et de rares *Ophthalmidium* sp. passent à une dolobiomicrite wackestone. Certains bioclastes sont silicifiés. Cette silicification est exprimée par la présence de sphérolite de quartzine.

Le sommet est souligné par un niveau marneux de 10 cm d'épaisseur présentant localement un liseré ferrugineux.

Sous-unité e2 (5,1 m)

Lithologie : bancs centimétriques de calcaires argileux gris.

Microfaciès : les biomicrites packstone renferment des biopisolithes de nubéculaires (rouge ou gris) associées à d'abondants spicules de spongiaires, à des gastéropodes et d'abondants foraminifères agglutinants et porcelanés.

Par rapport à l'unité sous-jacente, on assiste à une augmentation de la diversité faunique et à un enrichissement en foraminifères. Les biopisolithes se concentrent le long des diasthèmes (3 niveaux de concentration).

SUe2 est interrompue par un liseré ferrugineux.

De la base vers le sommet, les biopisolithes de nubéculaires de 3 à 4 cm de long se raréfient et on observe l'apparition progressive et significative des pelletoïdes. Au sommet, la fraction biodétritique augmente légèrement.

D.10a est matérialisée par une surface érosive (pl.8, photo 5).

Unité F : calcaire à pelletoïdes qui passent vers le haut à des calcaires recristallisés

Sous-unité f1 (3,6 m)

Elle est composée d'un ensemble carbonaté strato-croissant. De la base vers le sommet, le microfaciès est homogène [biopelmicrosparite grainstone à fragments algaires (*Holosporella sp.*) et à biodébris divers].

Sous-unité f2 (7 m)

Le faciès à pelletoïdes passe rapidement vers le haut à de la dolomie microcristalline contenant d'abondantes géodes silico-calcitiques puis aux calcaires recristallisés, rouge orangé à abondants fantômes d'ooïdes.

Ce dernier ensemble est séparé de la barre oolithique bajocienne (unité G) par la discontinuité D.10b.

♦ Evolution paléoenvironnementale et séquentielle

Neuf demi-cycles sédimentaires ont été discernés sur la coupe de Bruniquel, à partir de la succession des faciès et des surfaces remarquables.

Unité lithologique B : demi-cycle régressif 3 (DMR3)

De la base vers le sommet de l'unité A, la diminution de la fréquence et de l'épaisseur des joints marneux, l'évolution progressive de la texture (mudstone à wackestone – packstone) et l'irrégularité de la base et du sommet des bancs au sommet témoignent d'un augmentation de l'hydrodynamisme.

Le passage progressif d'une sédimentation d'*offshore* inférieur à une sédimentation d'*offshore* supérieur distal traduit une évolution en comblement. L'arrêt de sédimentation (D.9) qui clôture à la fois cette unité et cette évolution correspondrait à une surface de transgression.

Sous-unité lithologique c1 : demi-cycle transgressif 4 (DMT4)

De la base vers le sommet de cette unité, la fraction bioclastique, carbonatée et détritique décroît. Cette évolution suggère un léger approfondissement engendrant un retour des faciès d'*offshore* inférieur.

La continuité de la sédimentation et l'absence de discontinuité sur le terrain ne permettent pas de positionner avec précision le maximum d'inondation. Néanmoins les variations de faciès indiquent un changement de tendance intra-horizon à Celtica (m.f.s, D.9a).

Sous-unités lithologiques c2, c3, c4, c5 et d1 : demi-cycle régressif 5 (DMR5)

De la base de SUc2 au sommet de SUd1, l'évolution des faciès et de la stratonomie est très nette :

- la texture évolue progressivement et par saccades d'un wackestone à un packstone-grainstone ;
- la macrofaune non brisée (brachiopodes, lamellibranches) n'est connue qu'à la base ;
- les joints argileux sont de moins en moins fréquents et épais ;
- apparaissent par saccades des tempestites de plus en plus proximales.

Une telle évolution traduit une augmentation de l'hydrodynamisme durant un épisode en comblement.

Cette évolution saccadée est interrompue par deux épisodes transgressifs (DM5b et DM5d) d'ordre inférieur soulignés à la fois par la prédominance des dépôts de décantation, des concentrations de macrofaune et par le développement de glauconie authigène.

Sous-unité lithologique d2 : demi-cycle transgressif 6 (DMT6)

Ce demi-cycle s'exprime uniquement par un changement net du contenu bioclastique (fragments d'échinodermes à la base et spicules de spongiaires au sommet) et par une intensification de la bioturbation.

Sous-unité lithologique d3 : demi-cycle régressif 7 (DMR7)

De la base vers le sommet, l'apparition progressive d'encroûtements de nubéculaires au sein de la fraction biodétritique et les variations texturales (wackestone-packstone à packstone-grainstone) traduisent une nouvelle évolution en comblement.

Sous-unité lithologique e1 : demi-cycle transgressif 8

En montant dans la série, la disparition des bioclastes non encroûtés, l'augmentation de la biodiversité et la présence exclusive d'un liant micritique suggèrent un changement significatif des conditions hydrodynamiques et donc du milieu de sédimentation. L'apparition

d'un milieu de sédimentation très peu agité a permis la décantation des particules fines. L'éloignement des zones d'apports biodétritiques a favorisé le développement de biopisolithes de nubéculaires, la présence de rares brachiopodes et la prolifération de foraminifères.
Le liseré ferrugineux qui clôture SUe1 correspondrait au maximum d'inondation.

Sous-unité e2 : demi-cycle régressif 9

Le passage des faciès à biopisolithes de nubéculaires au faciès à pelletoïdes traduit une diminution d'épaisseur de la tranche d'eau. Le milieu de sédimentation passe du domaine infratilittoral distal au domaine infralittoral proximal.
La surface érosive qui interrompt SUe2 correspondrait à une surface de transgression.

Sous-unité f1 : demi-cycle transgressif 10

Le développement de calcaires à pelletoïdes « durs » traduit des conditions à la limite entre les domaines infralittoraux et médiolittoraux. La constance du milieu de sédimentation et la strato-croissance suggèrent un comblement progressif en phase d'augmentation de l'espace disponible.

Sous-unité f2 : demi-cycle régressif 11

Le passage progressif d'une sédimentation médiolittorale à une sédimentation marginolittorale (phase évaporitique) traduit une nouvelle évolution en comblement.

Le développement d'une barre oolithique pluri-métrique (unité G), probablement durant le Bajocien, traduit une augmentation du potentiel d'accommodation (DMT12).

2.1.1b Variations latérales

En direction du Sud

Coupe de Puycelsi (fig. 44)

TOARCIEN TERMINAL (11m)

Il a été étudié précisément par Cubaynes en 1986. Le découpage biozonal proposé correspond à une réactualisation de la subdivision biochronologique définie par cet auteur et complétée par la récolte de rares ammonites.

Observations : cette coupe montre globalement les mêmes variations lithologiques et faciologiques que la coupe de référence. Néanmoins les contrastes lithologiques sont plus affirmés. Cela se traduit, au sein de SUc2, par le passage d'une alternance marno-calcaire à faible fraction biodétritique (wackestone) à un banc carbonaté à accumulation de biodébris d'échinodermes (packstone-grainstone). La même évolution est enregistrée au sein de la sous-unité sus-jacente (SUc3).

Interprétation :
Au cours du Toarcien supérieur, les milieux de dépôts oscillent entre l'*offshore* inférieur et le l'*offshore* supérieur médian. L'observation de discontinuités et les variations paléoenvironnementales ont permis de reconnaître les 3 demi-cycles sédimentaires.

AALENIEN (20 m)

La comparaison avec la coupe de Bruniquel révèle quelques différences dans une évolution faciologique similaire :

- la base de l'Aalénien (SUd2) est constituée par une alternance marno-calcaire à grains de glauconie authigène associés à des fragments d'échinodermes à la base et à des fragments de lamellibranches au sommet. Cette alternance souligne un caractère plus distal de la sédimentation (limite *offshore* inf.–*offshore* sup.) que dans l'unité carbonatée sous-jacente.

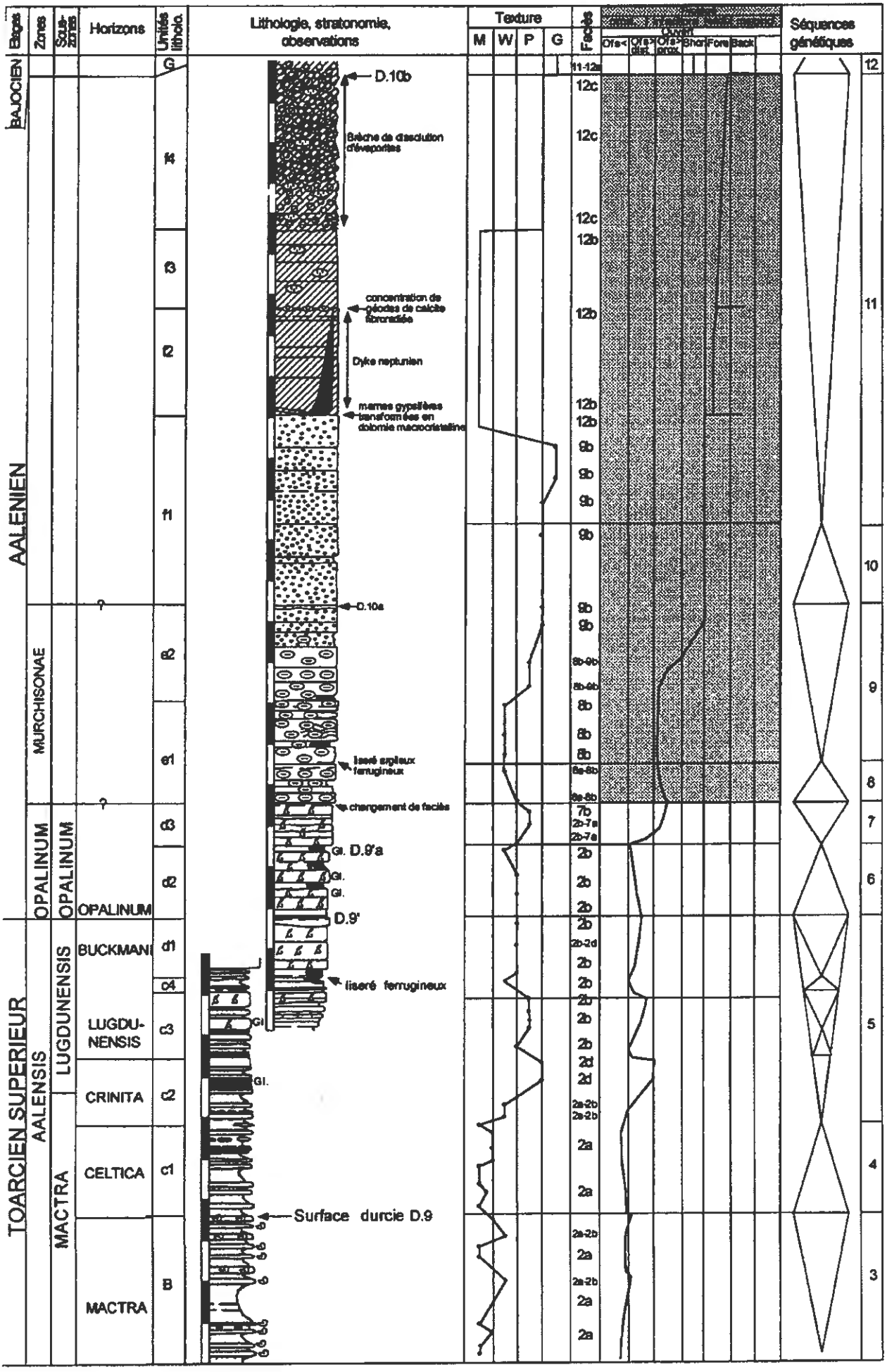


Fig. 44 : coupe de Puycelsi. Evolution lithologique et stratigraphie.

La présence de glauconie authigène témoigne d'un net ralentissement de la sédimentation. Nous n'observons pas au sein de cette unité la présence de faciès à spicules de spongiaires.

- SUd3 se marque par un retour à des faciès plus carbonatés à tempestites composés par une accumulation de bioclastes en voie de micritisation, associés à de rares biopisolithes de nubéculaires au sommet.

- les différences les plus significatives s'observent au sommet de la série. La discontinuité D.10a' est soulignée par la présence, le long du joint de stratification, de poches de dolomie macrocristalline rouge. L'une de ces poches est en connexion avec un filon qui est colmaté par un sédiment de même composition et qui traverse la série sus-jacente jusqu'au niveau à concentration en calcite fibroradiée (rosettes). Cette dolomie macrocristalline correspondrait vraisemblablement à des marnes gypsifères recristallisées. La présence d'une fracture a facilité l'intrusion et donc la pénétration de ce sédiment dans l'unité sus-jacente induisant ainsi la formation d'un dyke neptunien.

La série est clôturée par un ensemble chaotique de 5 à 6 m d'épaisseur de brèches de dissolution d'évaporites composées de calcaires recristallisés rougeâtres à ooïdes.

Interprétation : la présence de marnes gypsifères, d'un niveau à concentration en rosettes et de brèches de dissolution soulignent plusieurs phases (au minimum 3) de sursalure en domaine marginolittoral. La discontinuité D.10b correspond à une surface irrégulière. Cette irrégularité est liée à la dissolution d'évaporites au sein de l'unité sous-jacente. Cette surface est surmontée par des calcaires dolomitisés oolithiques.

En direction du Nord et du Nord Est

Coupe de Janoye (fig. 45)

TOARCIEN SUPERIEUR (15 m)

Observations : la série est moins épaisse qu'à Bruniquel. Le « *hard-ground* à Fallaciosum » est surmonté par 9 m d'une alternance marno-calcaire composée d'oolithes ferrugineuses à la base. En montant dans la série, la fraction détritique décroît (15% à 3%) et la concentration bioclastique augmente (mudstone à wackestone).

A partir de l'assise à gryphées, la série du Toarcien terminal est épaisse de 6m.

Interprétation : l'évolution macro et microfaciologique a permis de discerner les 3 demi-cycles transgressifs-régressifs.

Cette coupe présente de fortes analogies avec la coupe de Bruniquel. Toutefois les discontinuités sont plus affirmées. Par exemple, le sommet de DMT5b se matérialise par un liseré ferrugineux, le sommet du DMR5c, par une surface érosive.

AALENIEN (23 m)

Elle est caractérisée par une sédimentation plus proximale qu'à Bruniquel qui se traduit à la base par une bioaccumulation de microbioclastes en voie de micritisation et par un important développement des niveaux dolomitiques. Cette dolomitisation s'instaure plus précocement, puisqu'elle débute sous la discontinuité D.10a et s'étend sur 9 m d'épaisseur.

- SUd2 contient à la base d'abondants lamellibranches. Le microfaciès est une bioaccumulation de microbioclastes de lamellibranches et de spicules de spongiaires à la base et d'échinodermes au sommet. SUd2 débute par un banc dans lequel les bioclastes sont en voie de micritisation, ce qui souligne un ralentissement de la sédimentation. Cette micritisation s'estompe vers le haut et la concentration en microbioclastes augmente significativement. Ces variations seraient engendrées par une évolution positive du taux de sédimentation et une baisse de l'espace disponible (DMR7). La surface de transgression est matérialisée par un changement brutal faciologique.

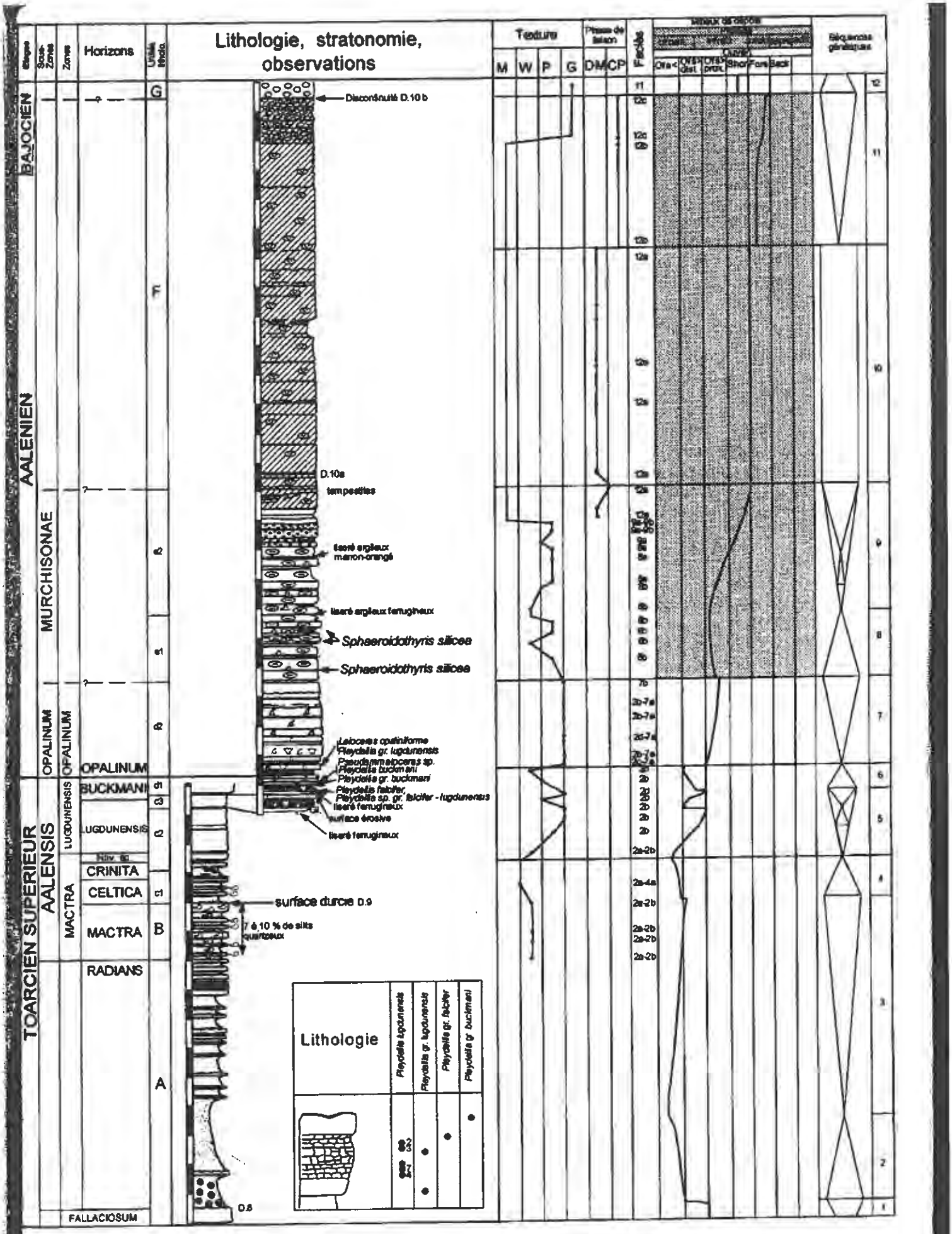


Fig. 45 : Coupe de Janoye. Evolution lithologique et stratigraphie.

- SUe1 (DMT8) s'exprime par une alternance marno-calcaire. De la base vers le sommet de cette sous-unité, la fraction argileuse croît. Les interlits marneux se distinguent par des condensations en biopisolithes et par la présence de brachiopodes qui révèlent respectivement un ralentissement de la sédimentation et une brève ouverture sur le domaine externe. *Sphaeroidothyris silicea* date ce demi-cycle de l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae, sous-zone à Haugi et à Murchisonae).

- UF pro-parte (DMT10) est représenté par 6 m de dolomie microcristalline à géodes silico-calcitiques. L'homogénéité du faciès témoigne d'une relative constance du milieu de sédimentation (limite infralittoral-médiolittoral). L'absence de variations stratonomiques indique une évolution parallèle du taux de sédimentation et des variations de l'espace disponible.

- A la partie supérieure de la série (DMR11), ces dolomies microcristallines passent progressivement aux calcaires recristallisés orangés à géodes silico-calcitiques puis aux calcaires recristallisés rouges à ooïdes (1,5 m). Cette évolution soulignerait vraisemblablement une augmentation de l'hydrodynamisme (arrivée des ooïdes) et des conditions de sursalure de plus en plus affirmées (augmentation de la concentration en géodes) en domaine médio à marginolittoral.

Coupe de Lexos (fig. 46)

TOARCIEN SUPERIEUR (20,5 m)

Le « *hard-ground* à Fallaciosum » est surmonté par 10,5 m d'une alternance marno-calcaire dont la fraction détritique fluctue entre 2 et 10% selon les niveaux. La sous-zone à Gruneri a été identifiée grâce à la présence de l'espèce index *Gruneria gruneri*, le sommet est daté de la sous-zone à Pseudoradiosa.

A partir de l'assise à gryphées, la série toarcienne est représentée par 10 m de sédiment. La précision du découpage biochronologique révèle un synchronisme dans l'enregistrement des variations de l'espace disponible entre cette coupe et celles précédemment décrites.

La discontinuité la plus significative est celle qui couronne l'assise à gryphées (surface de transgression au sommet de DMR3 ou D.9). Elle est exprimée par une surface durcie et taraudée au sommet d'un banc calcaire épais de 20 cm à abondants lamellibranches et nombreuses géodes de calcite.

AALENIEN (38 m)

Cette coupe se distingue des précédentes par une dilatation de la série aalénienne (taux de sédimentation multiplié par 2 ou par 3 selon les niveaux) et par le dépôt de sédiments plus proximaux.

L'Aalénien débute par un intervalle carbonaté strato-croissant épais de 3 m (SUd2, DMT6). L'augmentation de l'espace disponible, bien que soulignée par les variations granulométriques et de la concentration bioclastique, se traduit également par une intensification de la micritisation de la base vers le sommet de cette unité. Le niveau d'argile jaunâtre sommital correspondrait à une surface d'inondation maximale.

La différence la plus significative par rapport aux coupes précédentes concerne la composition du DMR7. Sur cette coupe, l'évolution régressive se traduit par l'apparition de bioclastes micritisés (d'échinodermes essentiellement) associés à d'abondants foraminifères benthiques et à de rares biopisolithes. Cet ensemble est surmonté par des calcaires à biopisolithes (DMT8) qui passent rapidement à des biopelmicrites à abondants foraminifères benthiques et spicules de spongiaires (DMR9).

La discontinuité majeure D.10a (sommet de DMR9) correspond à une surface érosive surmontée par 5 cm de marnes azoïques jaunes laminées.

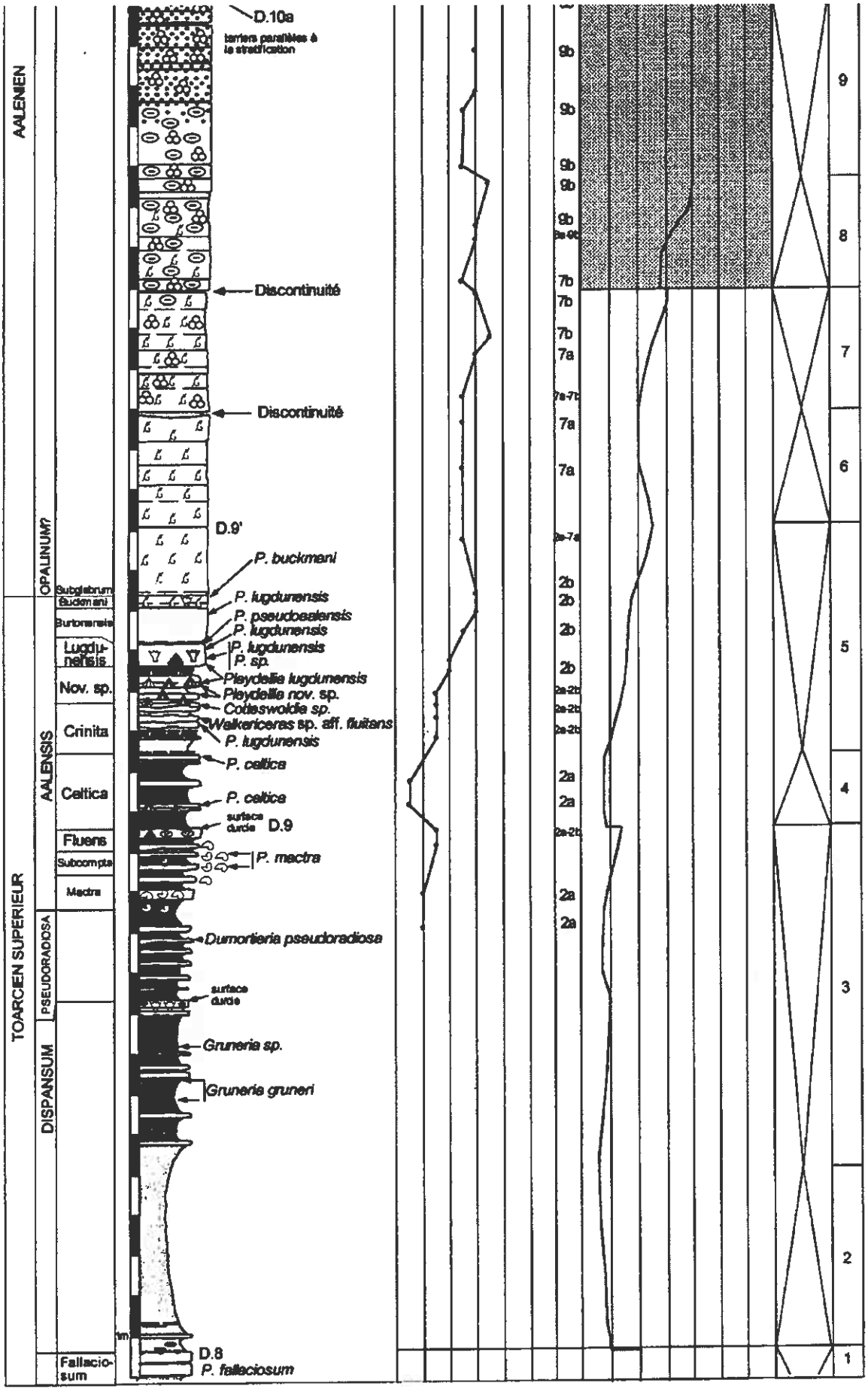
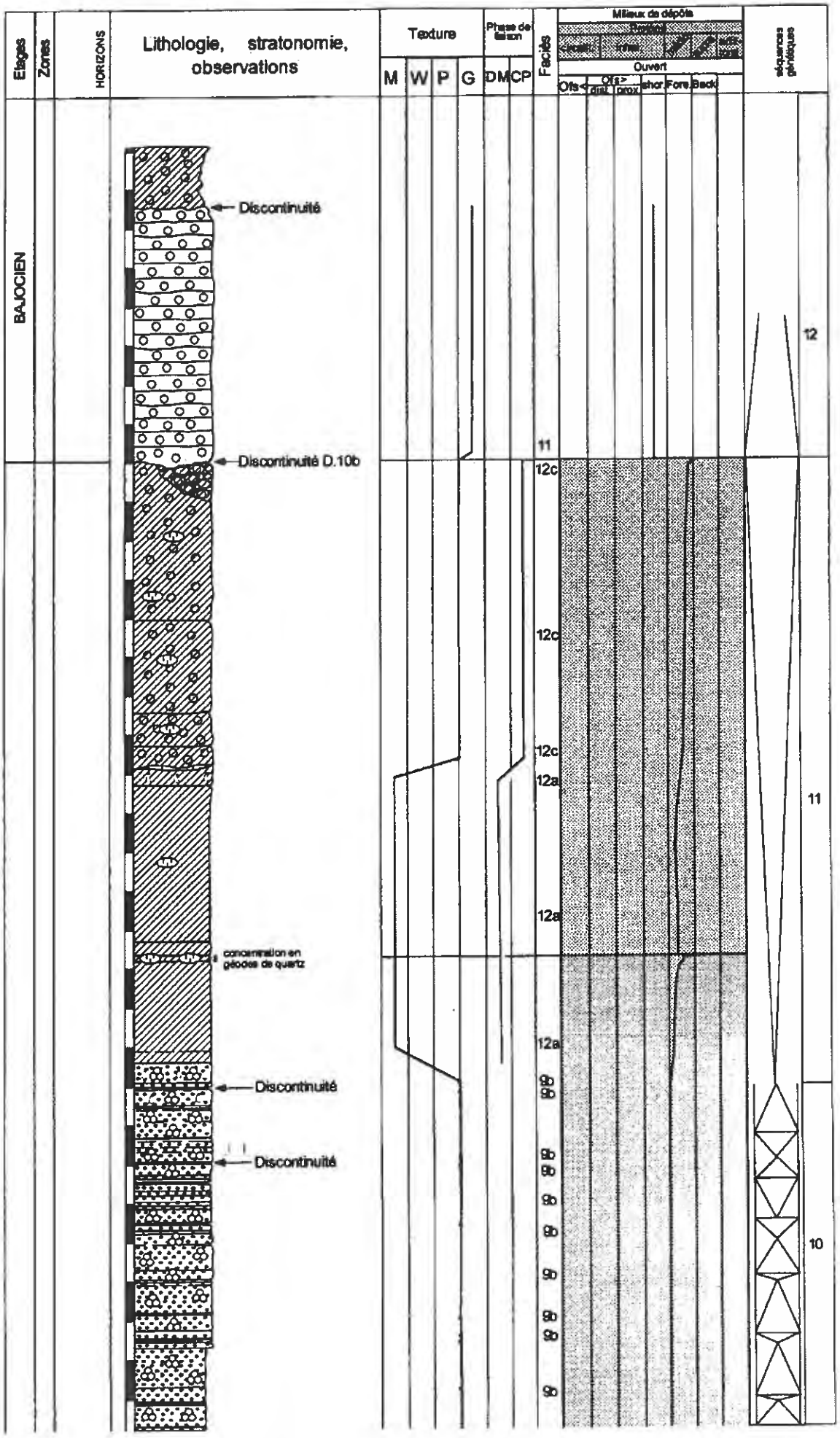


Fig. 46 : Coupe de Lexos. Evolution lithologique et stratigraphie.
Sont positionnées uniquement les ammonites récoltées par l'auteur.
La biozonation tient compte des récoltes effectuées par R. Cubaynes.


Etages
Zones
HORIZONS
Lithologie, stratonomie, observations
Texture
M
W
P
G
Phase de liaison
D
M
C
P
Faciès
Milieux de dépôts
Fermé
Ouvert
Ofs
Ofs > dist
prox
shor
Fore
Back
séquences génétiques
BAJOCIEN
Discontinuité
Discontinuité D.10b
concrétion en géodes de quartz
Discontinuité
Discontinuité
11
12c
12c
12c
12a
12a
12a
12
11
10

DMT10 est composé de bancs calcaires centimétriques à décimétriques (biopelmicrosparite packstone-grainstone). La sédimentation carbonatée est interrompue par des liserés de marnes jaunes. Leur présence et l'évolution de la stratonomie a permis d'individualiser des variations mineures de l'espace disponible malgré la relative homogénéité du faciès. Au-dessus de cette unité, l'évolution du faciès (DMR11) est la même que sur les autres coupes.

Une surface irrégulière couronne la série (discontinuité D.10b). Cette surface est surmontée par 6,5 m de calcaires oolithiques en bancs centimétriques. Cet ensemble est vraisemblablement bajocien.

2.1.2 VALLEE DE LA BONNETTE

Localisation des coupes :

St Amans : carte I.G.N. au 1/25000 de Caussade, en X=401,3 et Y=4895,7. L'affleurement se situe à 3 km, au Sud de Caylus, en bordure Nord du chemin qui mène de Saint Amans à Barry de Cas.

Loze : carte I.G.N. au 1/25000 de Limogne-en-Quercy, en X=556,7 ; Y=1920,84. La coupe se situe à la sortie Nord du village, à l'Est et en contrebas de la départementale D.33.

Coupe de St Amans (Barry du Cas, fig. 47)

TOARCIEN TERMINAL (3,5 m)

- Dans l'assise à gryphées (UB), l'évolution faciologique souligne le passage progressif d'une sédimentation d'*offshore* inférieur proximal à une sédimentation d'*offshore* supérieur distal (DMR3).
- SUc1 (horizon à Celtica) se caractérise par un retour à une sédimentation d'*offshore* inférieur exprimée par un niveau de 20 cm de marnes (DMT4).
- SUc2 est datée de l'horizon à Lugdunensis, par la présence d'abondantes *Pleydellia lugdunensis*. Les oolithes ferrugineuses apparaissent progressivement en montant dans la série (évolution des biomicrites packstone vers des oobiomicrites wackestone) et la concentration en brachiopodes (*Lobothyris haresfieldensis*, *Zeilleria* cf. *lycetti* et *Homoeorhynchia cynocephala*) et en ammonites (2 niveaux de condensation) croît significativement (DMT5b). Le changement de tendance (DMR5c) s'exprime par un niveau de remaniement au sein duquel les oolithes ferrugineuses se concentrent et les organismes sont fragmentés (brachiopodes, lamellibranches). Cette dernière unité est couronnée par une surface érosive.
- Par comparaison avec les coupes décrites précédemment, on peut penser que l'Unité C (DMR5) serait tronquée au sommet comme le prouve l'absence du sommet de l'horizon à Buckmani et de l'horizon à Subglabrum.
- La limite Toarcien-Aalénien est exprimée par une surface légèrement érosive et par un changement brutal de la lithologie (exprimé par l'apparition des calcaires francs bioturbés) et du milieu de sédimentation.

Le Toarcien supérieur de la vallée de la Bonnette se distingue donc de celui du secteur grésignol par les principaux points suivants :
- la série est plus condensée (augmentation de la concentration en gryphées, en ammonites et en brachiopodes) mais également réduite (absence du sommet de Buckmani) ;
- la sédimentation acquiert un caractère légèrement plus proximal, plus ou moins net selon les niveaux ;
- des oolithes ferrugineuses apparaissent à partir du sommet de l'horizon à Lugdunensis et à la base de Buckmani. Cubaynes (1986) indique l'apparition de ces mêmes éléments dans le secteur de St Antonin-Noble-Val. Ceci témoigne de la proximité d'une zone haute à accumulation d'oolithes ferrugineuses.

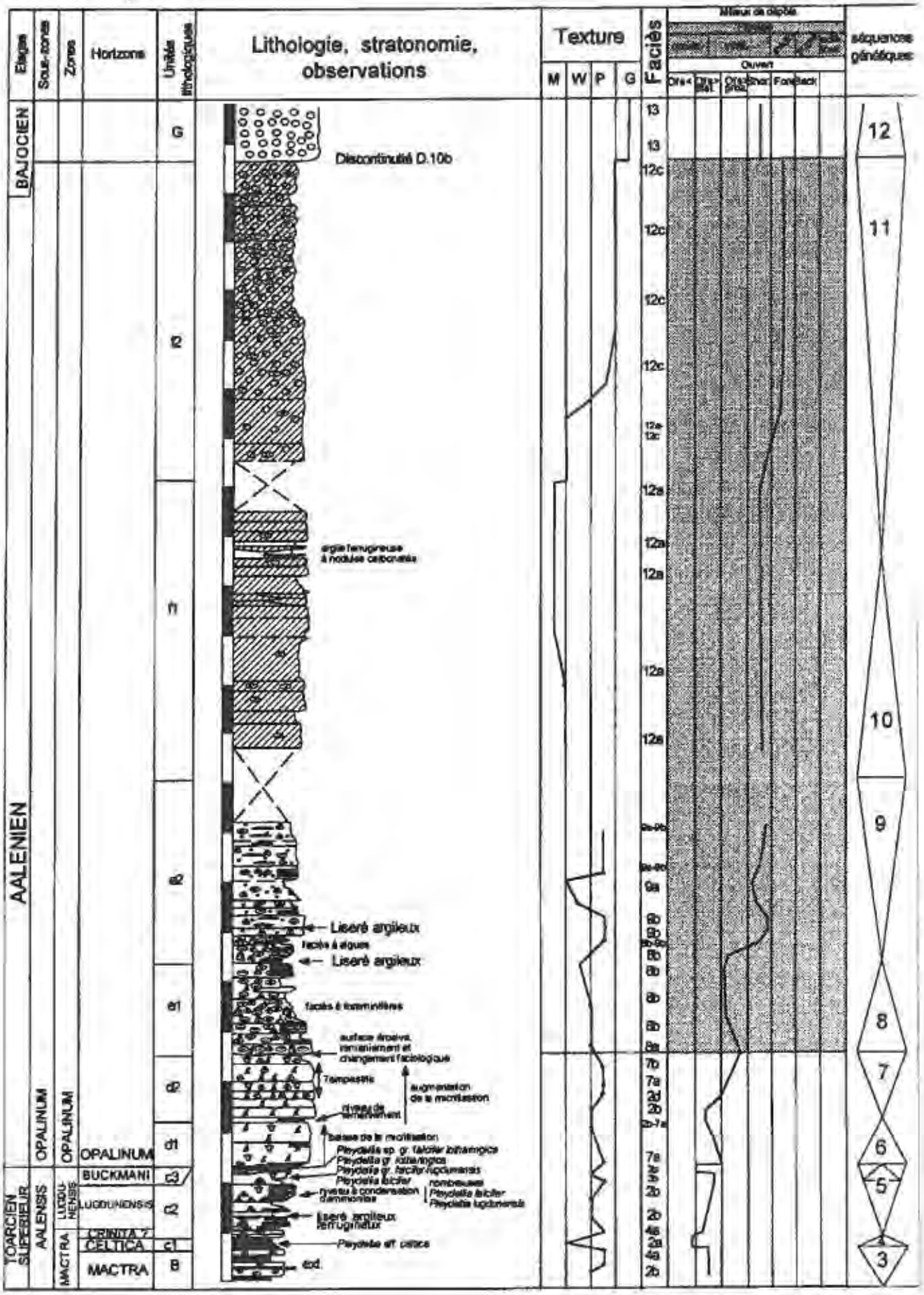


Fig. 47 : Coupe de Saint Amans. Evolution lithologique et stratigraphie.

AALENIEN (20,5 m)

- Le caractère plus proximal de la sédimentation se confirme également dans la série aalénienne inférieure avec notamment la présence de tempestites proximales au sein de SUd2 (DMR7).
- Quant au faciès qui compose la SUe1 (DMT8), il présente une forte diversité faunique (abondance de biopisolithes de nubéculaires, de foraminifères agglutinants et porcelanés, de nombreux fragments algaires, gastéropodes et sections de spicules de spongiaires) et une argilosité croissante vers le haut. La surface d'inondation maximale est marquée par un niveau d'argile brune.
- Par comparaison avec la coupe de Bruniquel, le faciès à pelletoïdes s'instaure plus précocement et les dolomies ont une extension verticale plus importante. Toutefois, l'évolution faciologique dans le temps est globalement similaire. Les conditions d'affleurement n'ont pas permis d'individualiser la discontinuité D.10a.

Coupe de Loze (fig. 48)

TOARCIEN SUPERIEUR

D'après Cubaynes, 1986, « le hard ground à Fallaciosum » est surmonté, de bas en haut, par :

- 2 m de marnes noires litées ;
- 3 m de marnes-calcaires gréseuses (30 à 40% de quartz anguleux) datées, au sommet, de la sous-zone à Gruneri ;
- 1 m de calcaires massifs à oolithes ferrugineuses datés de la zone à Pseudoradiosa par la présence de *Dumortieria pseudoradiosa* ;

Le caractère condensé et réduit du Toarcien terminal (2 m d'épaisseur) est plus affirmé qu'à St Amans. Les gryphées composent une véritable lumachelle. De part et d'autre de cette assise (zone à Pseudoradiosa, horizon à Lugdunensis), le faciès se compose d'abondantes oolithes ferrugineuses majoritairement remaniées.
Les calcaires aaléniens reposent directement sur les sédiments datés de l'horizon à Lugdunensis (UC, DMR5). Ainsi, la coupe de Loze présente au moins une lacune exprimée par l'absence de l'horizon à Buckmani.

AALENIEN (épaisseur supérieure à 18,5 m)

La différence notable avec la coupe de St Amans concerne le passage latéral de faciès particulièrement bien exprimé au sein de SUe2 et SUf1. En effet, le faciès à pelletoïdes décrit sur la coupe précédente (SUe2) passe ici à un faciès mixte (faciès 10) au sein duquel apparaissent les premières bahamites. Il est surmonté par des dolomies microcristallines.
Les calcaires recristallisés, qui composent SUf1, se substituent à l'ensemble dolomitique décrit à St Amans. Ces passages latéraux de faciès qui commencent à s'exprimer dans le secteur de St Pierre de Livron confirme le caractère proximal de la sédimentation en direction du Nord.

2.1.3 SECTEUR DU CROS

Il est délimité au Sud par une faille WNW-ESE (faille de St Projet) et au Nord par une faille sub.E-W (faille de Mémer). Quatre coupes ont été analysées.

Localisation des coupes :

Cros : Carte au 1/25000 de Limogne-en-Quercy, en X=555,65 et en Y=1925. L'affleurement se place à l'Ouest de la départementale D.52, à 750 m. au Nord du hameau nommé « Le Cros ».

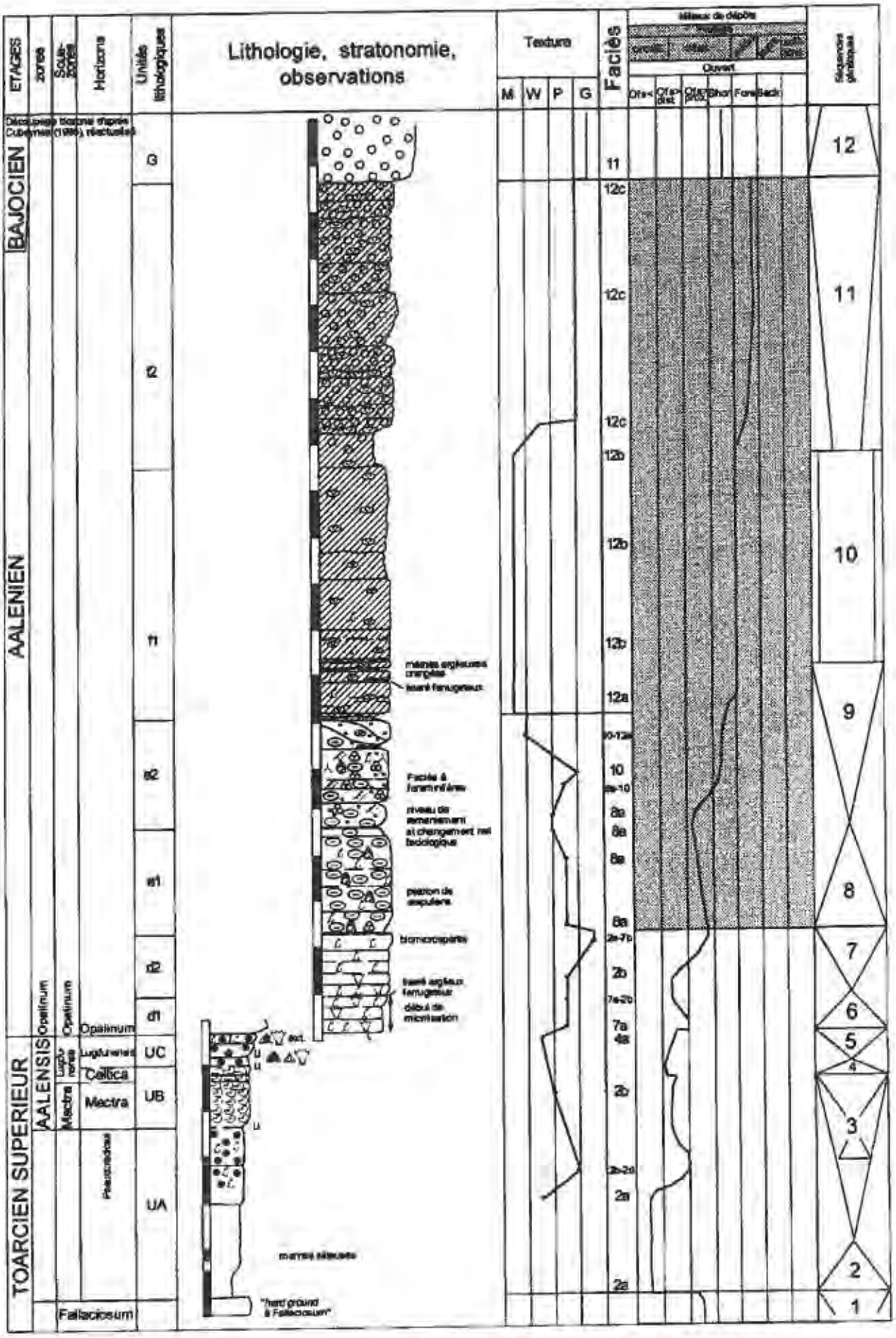


Fig. 48 : Coupe de Loze. Evolution lithologique et stratigraphie.

Puylagarde : Carte au 1/25000 de Martiel, en X=408,5 et en Y=4905,2. La coupe se situe à l'Est de Puylagarde, le long du chemin vicinal qui mène au lieu-dit Bénac.
Loygues : Carte au 1/25000 de Martiel, en X=408 et en Y=4908,3. La coupe se localise dans un puits proche du lieu-dit « Loygues » à 2,9 km au NNE de Puylagarde.
Beauregard : Carte au 1/25000 de Limogne-en-Quercy, en X=556,8 et en Y=1927. La coupe se situe à proximité de la D.40, à la sortie SE du village de Beauregard.

*Coupe du Cros (fig. 49)

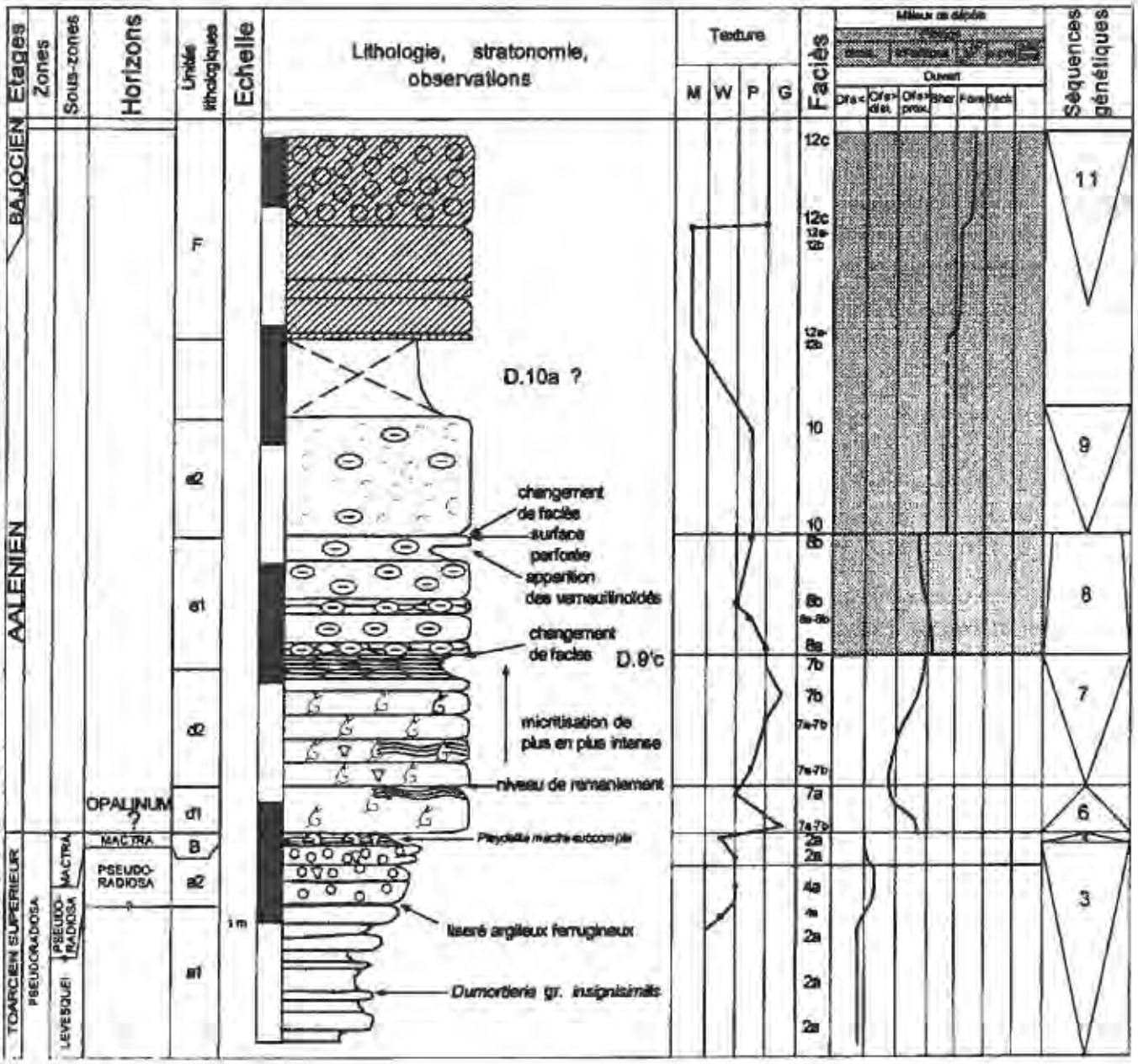


Fig. 49 : Coupe de Cros. Evolution lithologique et stratigraphique.

TOARCIEN SUPERIEUR

Il est représenté de la base vers le sommet par :

- 1 m de marnes grises gréseuses (30 à 40 % de silts quartzeux anguleux), surmontées par un horizon de 10 cm d'argile marron.

- 65 cm de calcaires argileux en bancs décimétriques.
  Les biomicrites packstone passent vers le haut à des oobiomicrites packstone. Le contenu bioclastique se compose d'abondants fragments d'échinodermes, de nodosariidés, de lamellibranches. Au sommet les oolithes (oolithes α) mal triées, hétérométriques et hétéromorphes et les sections de gastéropodes deviennent abondantes. L'importance de l'activité biologique est soulignée par d'abondants terriers parallèles à la stratification et par la présence de fouissage.
  Cet ensemble est daté de la zone à Pseudoradiosa (sous-zone à Levesquei) par la présence au sein des marnes grises de *Catulloceras sp.*.

- le Toarcien terminal (10 cm d'épaisseur) n'est représenté que par 10 cm de marnes à nodules carbonatés (UB, DMR3) daté de l'horizon à Mactra (*Pleydellia* gr. *Mactra-subcompta*). La macrofaune est constituée par de rares gryphées fragmentées et remaniées, d'autres genres de lamellibranches (tel que *Pholadomya sp.*) et de rares bélemnites.
  Les horizons à Celtica, à Crinita, à Lugdunensis et à Buckmani ne sont pas représentés.

AALENIEN (6 m)

La puissance de la série aalénienne est de l'ordre de 6 m. La limite Toarcien-Aalénien, souligné par l'apparition des premiers *Leioceras opalinum,* s'exprime sur le terrain par un changement lithologique net (apparition des calcaires francs). Dans les calcaires bioclastiques de l'Aalénien basal, les environnements de dépôt oscillent entre l'*offshore* supérieur distal (biomicrite packstone) et l'*offshore* supérieur proximal (biosparite grainstone à extraclasts). L'analyse microfaciologique a permis d'individualiser deux demi-cycles (DMT6 et DMR7).
Le changement faciologique majeur (D.9'c), intra-Aalénien, est exprimée par un niveau de marnes à nodules carbonatés épais d'une vingtaine de centimètres. Au sein des calcaires à biopisolithes, la diminution de la concentration bioclastique en montant dans la série et l'évolution (grainstone à wackestone) de la cristallinité du liant (microsparite à micrite) souligne une légère tendance transgressive (DMT8). Ce niveau est interrompu par une surface perforée. Il est surmonté par des calcaires à bahamites [biomicrite packstone composée d'abondantes bahamites, de rares biopisolithes, fragments de polypiers et de rares grapestones (agrégats à bahamites)]. La discontinuité D.10a n'est pas identifiable sur le terrain. Elle se positionne vraisemblablement au niveau d'une lacune d'observation. Nous intégrons ce faciès dans SUe2 (DMR9) et donc nous le positionnons sous la D.10a par comparaison avec la coupe de Loze. Au-dessus de la lacune d'observation apparaissent des calcaires recristallisés (phase de dolomitisation antérieure) à fantômes de bioclastes, puis à des calcaires recristallisés rougeâtres (grainstone à fantômes d'ooïdes hétérométriques et hétéromorphes). Le passage de ce dernier faciès aux calcaires oolithiques bajociens ne s'observe pas.

Coupe de Puylagarde (fig. 50)

Bien que cette coupe ne présente qu'une petite partie de la série étudiée, il est intéressant d'y faire référence en raison de sa situation géographique. En effet, elle se localise à l'Est de Cros. Deux unités lithologiques ont été reconnues :

- Unité B vraisemblablement datée de l'horizon à Mactra et qui correspond à l'assise à gryphées.

Lithologie : alternance marno-calcaire couleur lie-de-vin composée d'abondantes oolithes ferrugineuses.
Macrofaune : elle est composée en majorité par des gryphées, par quelques *H. cynocephala* et *Z.* cf. *lycetti*.

Ce premier ensemble de 1,05 m d'épaisseur est constitué de bas en haut par :

- 10 cm de marnes à oolithes ferrugineuses et à rares gryphées fragmentées et remaniées ;
- liseré d'argile ferrugineuse ;
- un banc calcaire de 20 cm d'épaisseur dans lequel s'individualise 2 niveaux à gryphées. A la base du banc, les éléments non biogènes correspondent à des fantômes d'oolithes ; en montant dans la série, ils sont remplacés progressivement par des oolithes ferrugineuses ;
- 20 cm de marnes à oolithes ferrugineuses, au sein desquelles 2 niveaux à concentration en gryphées imbriquées (remaniées sur place) s'orientent obliquement par rapport aux limites du banc soulignant ainsi des stratifications obliques ;
- 15 cm de calcaire dont la base (sur 10 cm) présente une véritable lumachelle à gryphées associée à d'abondants fantômes d'oolithes. Au sommet du banc, les gryphées, moins abondantes, sont légèrement remaniées et associées à des oolithes ferrugineuses ;
- 45 cm d'une alternance marno-calcaire à abondantes oolithes ferrugineuses débutant par un niveau lumachellique à gryphées. Cet organisme devient de plus en plus rare vers le haut et est remanié.

Cet ensemble est couronné par une surface durcie.

Evolution microfaciologique : les oobiomicrites wackestone passent vers le haut à des oobiomicrites packstone (DMR3). Corrélativement à l'augmentation de la concentration en allochems la fraction détritique croît (1 à 5%).

- **Unité C (1 m) : calcaires argileux à brachiopodes datés de l'horizon à Lugdunensis**

Lithologie : alternance marnes - calcaires argileux noduleux à terriers parallèles à la stratification.

Macrofaune : l'abondance en brachiopodes (notamment en *Zeilleria* cf *lycetti* volumineuses) et en ammonites (2 niveaux à concentration en *P. lugdunensis*) est croissante vers le haut.

Microfaciès : à la base, il correspond à un grainstone à accumulation de fragments d'échinodermes (majoritairement) et de lamellibranches. Quelques sections de nodosariidés à remplissage pyriteux y sont également présentes.

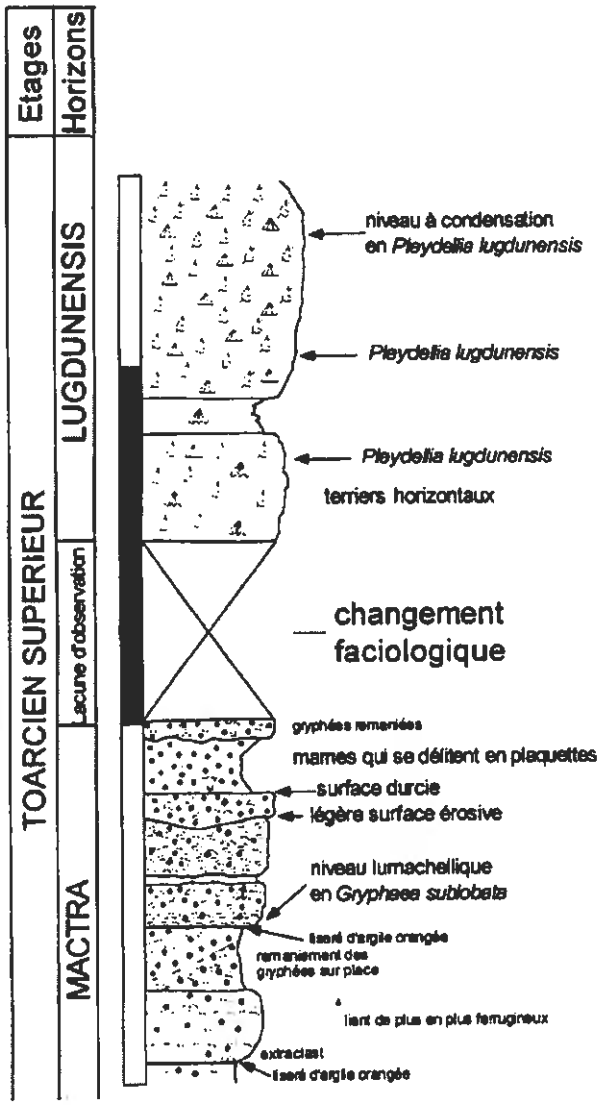


Fig. 50 : Coupe de Puylagarde. Evolution lithologique.

Coupe de Loygue

Les conditions d'affleurement n'ont pas permis d'effectuer une étude sédimentologique détaillée. Toutefois, les grandes unités lithologiques et certaines discontinuités ont pu être identifiées (com. orale Th. Pélissié). De bas en haut, la série étudiée se subdivise en :
- une assise à gryphées de plus de 1,20 m d'épaisseur qui présente une condensation de grosses *Gryphaea sublobata* remaniées sur place ;
- 1,90 m de calcaires bioclastiques ;
- un niveau à concentration en lamellibranches qui souligne, sur la majorité des coupes de ce secteur, la limite Toarcien-Aalénien ;
- 1,80 m de calcaire bioclastique daté vraisemblablement de l'Aalénien inférieur ;
- plus de 3,10 m d'alternance calcaires-marnes à biopisolithes de nubéculaires datée, par comparaison avec les coupes voisines, de l'Aalénien moyen.

Coupe de Beauregard (annexe 8)

Le Toarcien supérieur n'affleure pas ; seule une partie de l'Aalénien a été reconnue.
L'Aalénien inférieur (probable) est dominé par une sédimentation de *shoreface* inférieur (domaine de barrière ou d'arrière-barrière), exprimée par des biosparites grainstone à accumulation de bioclastes perforés et micritisés associés à de rares biopisolithes de nubéculaires (faciès 7a à 7b). D.9'a s'identifie par la présence d'une surface durcie et d'un niveau à concentration en lamellibranches. Au-dessus s'instaure une sédimentation de plate-forme protégée (faciès 8b), signalée par l'apparition massive des biopisolithes de nubéculaires, des foraminifères porcelanés et agglutinants dans un liant micritique, et par la nette diminution voire la disparition des biodébris et des nodosariidés (DMT8).
Avec DMR9, on assiste à un retour à des conditions hydrodynamiques plus élevées, à la limite entre les domaines infralittoraux et médiolittoraux. Cela se traduit par une évolution de la cristallinité du liant (microsparite à sparite), une légère diminution de la concentration en biopisolithes et l'apparition progressive des bahamites. La discontinuité D.10a qui interrompt cette unité correspondrait à un banc de 10 cm d'épaisseur de calcaires noduleux.
Au-dessus apparaissent les calcaires à bahamites *sensu stricto* (oobiosparite grainstone) qui passent latéralement à des dolomies microcristallines. D.10a est confondue localement sur l'affleurement avec un front de dolomitisation.

Conclusions

Une sédimentation réduite se développe dans le secteur de Cros. Suivant un transect sub W-E passant par Cros, Puylagarde et Loygue, on remarque une dilatation de la totalité de la série en allant vers l'Est;
Suivant un transect Nord-Sud, la sédimentation de l'Aalénien inférieur et moyen semble relativement homogène.

2.1.4 SECTEUR DE PROMILHANES-MARTIEL

Localisation des coupes :
Coupe d'Igue de Gulhe : carte I.G.N. au 1/25000 de Martiel, en X=408,1 et Y=4912,1. L'affleurement se situe à la perte localisée à 150 m à l'Est de Igue de Gulhe c'est-à-dire au point côté 357 (3,9 km à l'ENE de Beauregard).
Coupe de la perte d'Aïgo-fresco : carte I.G.N. au 1/25000 de Martiel, en X=406,1 et Y=4912,2. La coupe se situe au niveau d'une perte, à 2,2 km à l'ENE de Beauregard, à 150 m au Nord de la D.55, au lieu-dit Ramel Rnes.

Coupe de Janas : carte I.G.N. au 1/25000 de Martiel, en X=406 et Y=4913,4. La coupe se place à 2,6 km au NE de Beauregard, au lieu-dit « Janas », en bordure NW du champ qui se situe en face de l'unique du hameau.
Coupe de Laumière : carte IGN au 1/25000 de Martiel en X = 413,9 et Y = 4913,1. La coupe s'observe à la sortie Sud du village de Laumière. Le début affleure en haut du premier champ, à droite en sortant du village et le sommet apparaît au niveau d'une petite falaise orientée Sud Ouest - Nord Est et dominant un chemin de terre, le long de la dernière maison du village.
Coupe de Ginouilhac : carte I.G.N au 1/25000 de Martiel, en X=416 et Y=4916,5. L'affleurement se présente en contrebas de la route départementale qui mène au lieu-dit « Lahier ».

**Coupe d'Igue de Gulhe et d'Aïgo-fresco* (fig. 51 et 52)

Ces deux coupes montrent globalement la même succession.

TOARCIEN SUPERIEUR (1,70 m)

Il se décompose en :

- 1,05 m de marnes gris-noir à oolithes ferrugineuses dont les cinquante derniers centimètres sont datés de la zone à Pseudoradiosa par la présence de *D.* gr. *pseudoradiosa*. Au sommet, le microfaciès est une oobiomicrite wackestone à gastéropodes, nodosariidés fragmentés présentant 2 types de remplissage (remplissage identique au liant et remplissage ferrugineux), oolithes ferrugineuses, ooïdes fragmentés à remplissage sparitique et avec quelques sections de lamellibranches et d'échinodermes. La dolomitisation est importante et le fouissage tend à concentrer les oolithes ;
- une assise à gryphées de 40 cm d'épaisseur au sein de laquelle 3 niveaux à concentration en *Gryphaea sublobata* et en ooïdes à remplissage sparitique peuvent être distingués. Une croûte ferrugineuse associée à du lignite subdivise cette unité en 2 parties.
- 15 cm de calcaires argileux composés d'oolithes ferrugineuses, de rares gryphées remaniées et *Zeilleria* cf. *lycetti*. Le sommet de ce banc correspond à une surface d'érosion.
  L'absence des horizons à Celtica et à Crinita serait liée en partie à une érosion.
- 10 cm de calcaires argileux qui passent rapidement vers le haut à des marnes. Ce niveau est divisé en 2 parties par un liseré d'argile ferrugineuse.
  Macrofaune : gryphées remaniées, rares brachiopodes et bélemnites.
  Les marnes supérieures sont enrichies en matière organique et en cristaux de gypse. Elles sont datées de l'horizon à Lugdunensis par la présence de *Pleydellia lugdunensis* au sommet (lacune de l'horizon à Buckmani).

AALENIEN (14 m)

La limite entre le Toarcien et l'Aalénien (D.9') coïncide avec un net changement lithologique et faciologique. Elle se confond avec le plafond de la grotte.
La base de la série aalénienne s'observe à l'entrée du porche. La discontinuité D.9' est surmontée par un niveau à concentration en lamellibranches tels que *Trigonia* sp., *Pholadomya* sp., *Entolium* sp.... Au-dessus et sur une épaisseur de 3 cm, 3 faciès distincts se superposent attestant d'une reprise saccadée de la sédimentation. Rapidement, apparaissent, en montant dans la série, les calcaires à biopisolithes. Ce niveau à biopisolithes se développe sur 4 m d'épaisseur. La concentration en foraminifères benthiques (porcelanés et agglutinants) et en fragments de dasycladales augmente significativement. L'analyse microfaciologique révèle également l'enrichissement ponctuel en biodébris (exprimé par la présence de microbioclastes d'échinodermes et de lamellibranches) et en terrigènes (souligné par une augmentation de la concentration en silts quartzeux anguleux). La discontinuité D.10a, qui est matérialisée vraisemblablement par une surface érosive recouverte localement par des nodules carbonatés, sépare ce niveau des faciès dolomitiques et recristallisés. La discontinuité D.10b, représentée

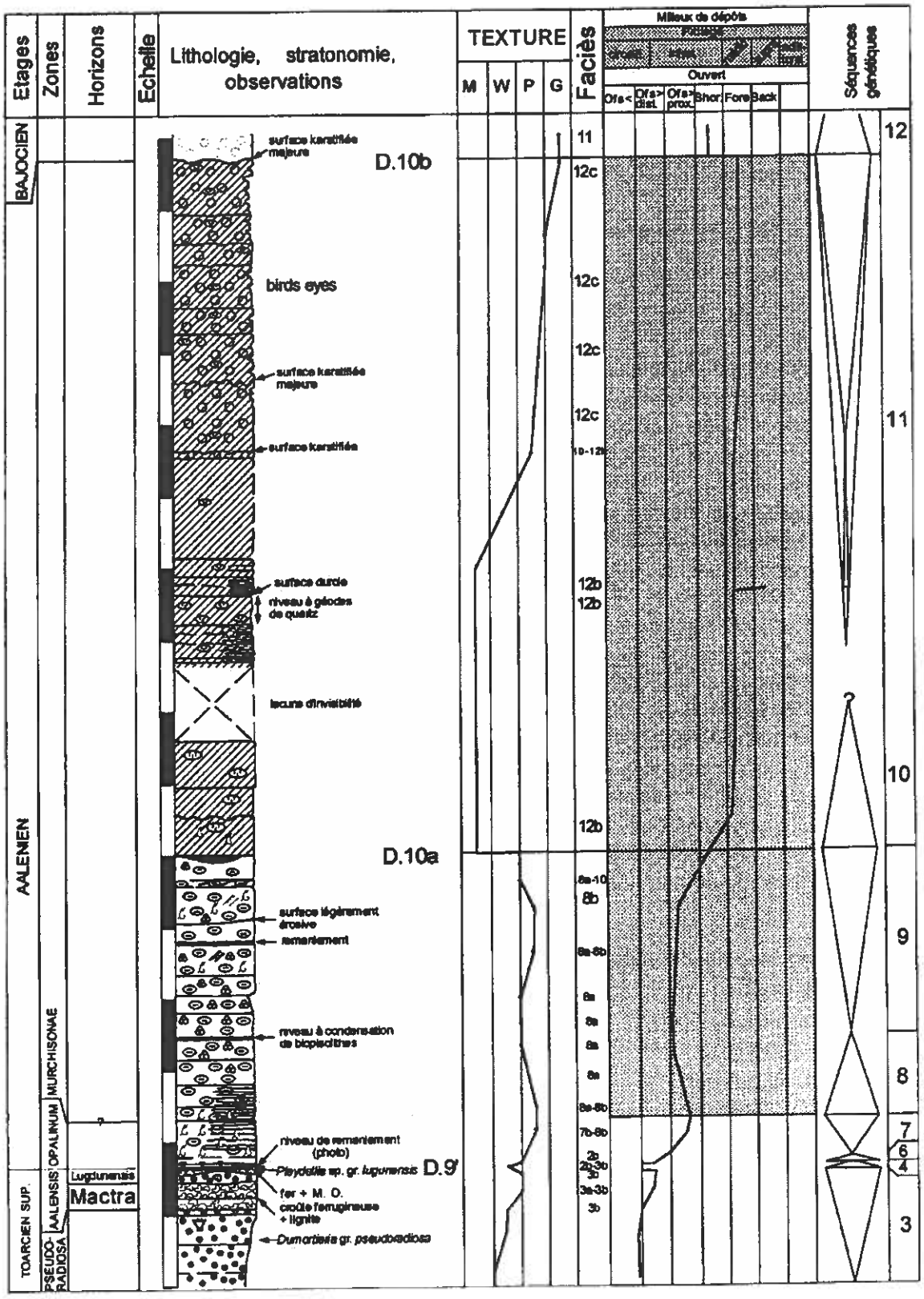


Fig. 51 : Coupe de Igue de Gulhe. Evolution lithologique et stratigraphie.

par une surface de karstification majeure, constitue la limite inférieure des calcaires oolithiques bajociens.

Coupe de Janas (fig. 52)

TOARCIEN

Les calcaires aaléniens reposent directement sur les marnes brunes toarciennes. A la limite entre ces deux unités, *Dumortieria* gr. *munieri* date les marnes inférieures de l'horizon à Munieri (sous-zone à Levesquei).
Cette donnée biochronologique indique l'absence d'une grande partie du Toarcien supérieur c'est-à-dire le sommet de la zone à Pseudoradiosa (sous-zone à Pseudoradiosa) et la zone à Aalensis.

Description lithologique des marnes toarciennes :
Les marnes brunes sont surmontées par 2 bancs de marnes beiges (25 cm). Ces dernières contiennent, à la base, quelques bioclastes associés à de rares extraclasts et à des oolithes ferrugineuses très compactées dont la disposition souligne des stratifications obliques. Vers le haut, ces oolithes disparaissent et la concentration en bioclastes augmente.

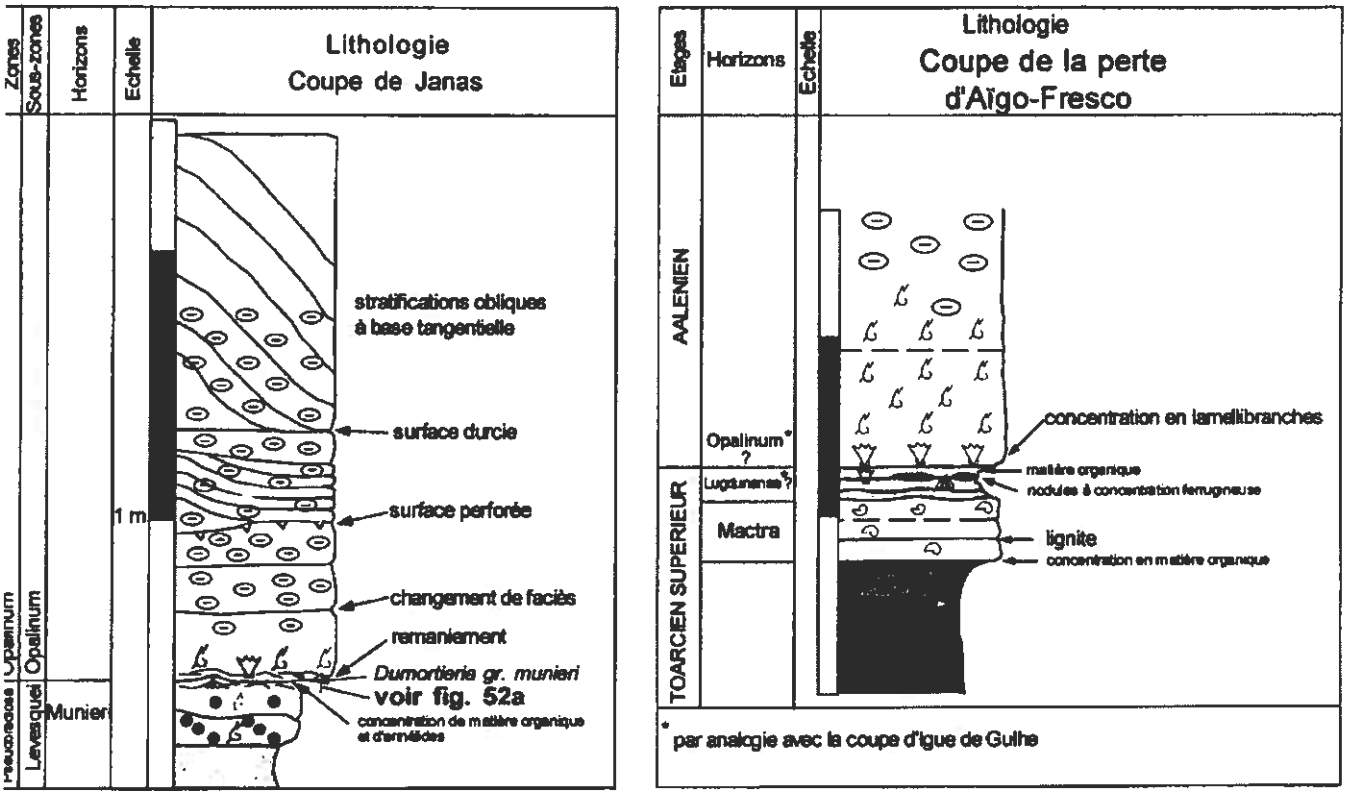


Fig. 52 : Coupe de Janas et de Aïgo-fresco. Evolution lithologique et calage biochronologique.

Dans le dernier banc, la présence de quatre arrêts de sédimentation sur une dizaine de centimètres d'épaisseur indique un faible taux de sédimentation et des apports épisodiques de sédiment.
La limite entre les marnes toarciennes et les calcaires aaléniens est marquée par un niveau à concentration de matière organique au sein duquel de nombreuses pistes d'annélides sont visibles.

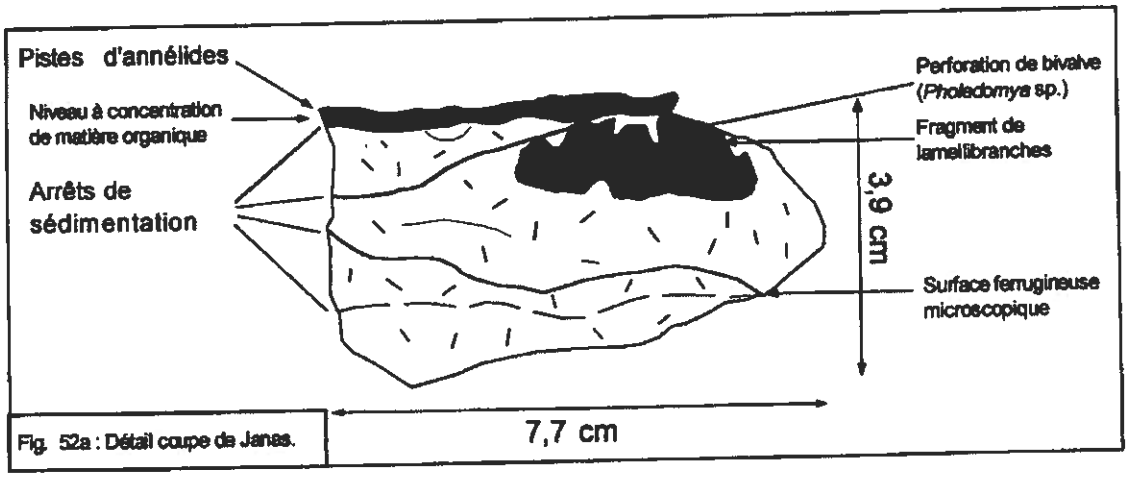


Fig. 52a : Détail coupe de Janas.

Interprétation : l'épaisseur constante de ce niveau et les indices d'une forte activité biologique plaideraient en faveur d'une longue phase de vacuité sédimentaire par non-sédimentation. Au cours du Toarcien supérieur, le volume des dépôts baisse progressivement pour aboutir au Toarcien terminal à une longue période de *by-pass*. La sédimentation reprend au sommet de l'Aalénien inférieur.

AALENIEN

L'épaisseur de la série aalénienne n'a pas pu être définie sur cette coupe du fait d'une lacune d'observation. Par analogie avec les coupes précédemment décrites, on peut estimer que l'Aalénien inférieur ne serait vraisemblablement représenté que par un banc décimétrique. La sédimentation aalénienne débute par l'apparition de faciès de haute énergie (biomicrosparite grainstone) avec une accumulation de bioclastes (lamellibranches, échinodermes, nodosariidés) et de rares extraclasts. Les influences de la plate-forme protégée s'expriment par un début de micritisation de certains bioclastes et par la présence de rares biopisolithes. Ce faciès de transition entre ces deux types de plate-forme passe très rapidement vers le haut à un faciès typique de la plate forme protégée (domaine infralittoral), c'est-à-dire à une biomicrite wackestone à abondants biopisolithes de nubéculaires hétérométriques et hétéromorphes. Progressivement, l'énergie augmente à nouveau vers le haut, comme le soulignent notamment les stratifications obliques à base tangentielle présentes dans la partie supérieure de la coupe. Le courant venait vraisemblablement du Nord-Ouest. Toutefois le caractère ponctuel de cette donnée ne permet pas une généralisation.

**Coupe de Laumière* (fig. 53)

La coupe, haute de 4,30 m, s'étend du sommet des marnes silteuses aux calcaires à biopisolithes. La série est incomplète au sommet.
Nous reconnaissons de la base au sommet :

TOARCIEN SUPERIEUR

Unité A : marnes silteuses brunes, de plus en plus calcaires vers le haut. Elles contiennent des oolithes ferrugineuses (35 cm).
Unité B (DMR3): une assise à Gryphées (70 cm) qui s'organise en trois bancs lumachelliques à *Gryphaea sublobata*. Les gryphées hétérométriques sont essentiellement en position de vie et

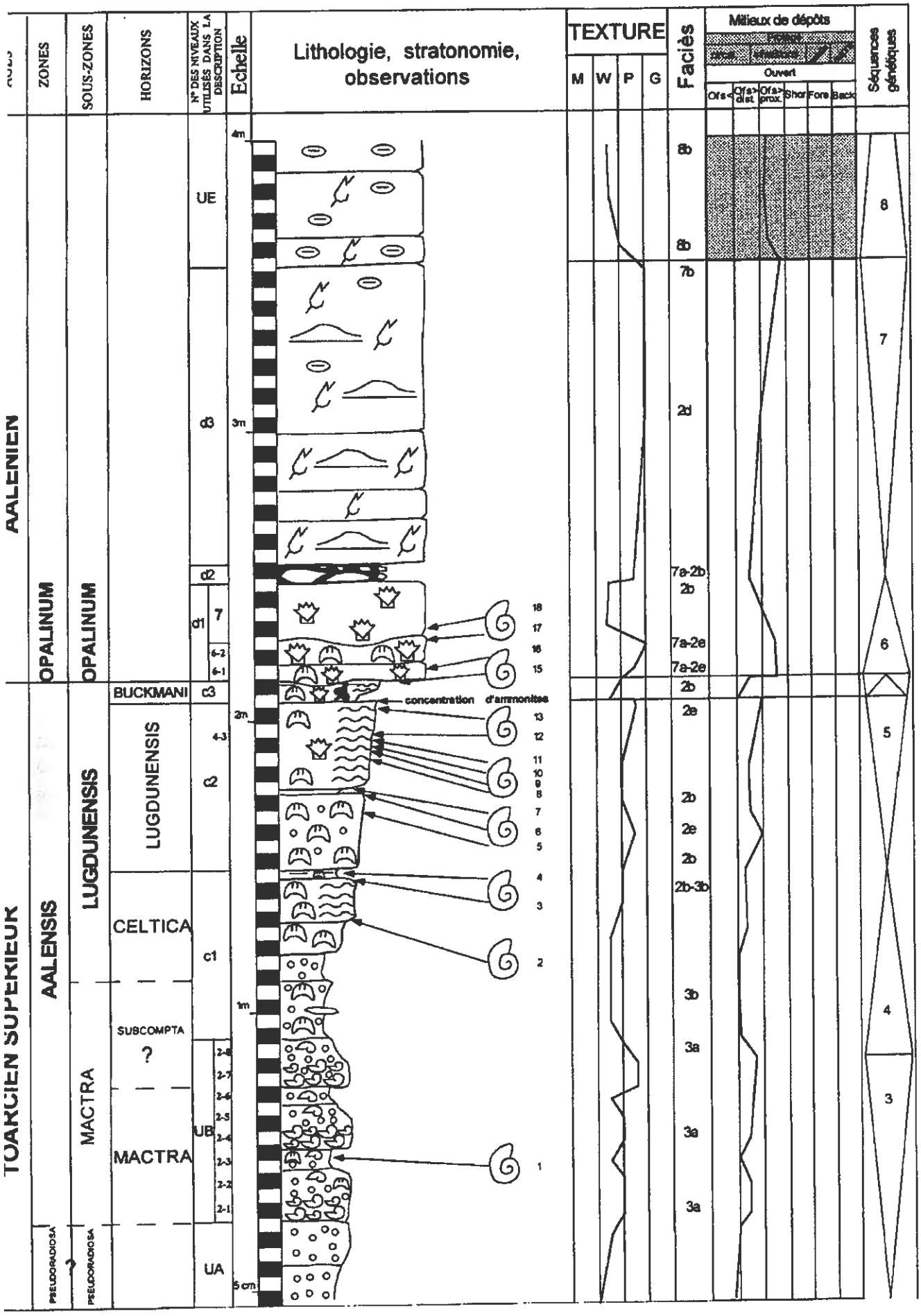


Fig. 53 : Coupe de Laumière 1. Evolution lithologique et stratigraphie.
Répartition des ammonites voir Lézin, 1996.

reposent sur leur valve gauche. Chaque banc, à forte concentration de gryphées, passe à un calcaire plus argileux où les Gryphées associées aux *Homoeorhynchia cynocephala* et aux oolithes ferrugineuses, sont remaniées. Les bancs 2-3 et 2-6 correspondent à des marnes argileuses brunes composées de quelques gryphées, de petits nodules calcaires, de quelques *Homeorynchia cynocephala* et d'oolithes ferrugineuses.

Unité C : calcaires argileux à brachiopodes

- Alternance marnes-marnes calcaires (SUc1) à *Homoeorhynchia cynocephala* et à *Zeilleria* cf. *lycetti*. Les 35 premiers centimètres sont caractérisés par la présence d'oolithes ferrugineuses. Les deux derniers bancs montrent une forte concentration en brachiopodes (65 cm).

Microfaciès : oobiomicrite wakestone-packstone contenant des fantômes d'oolithes hétérométriques, des gastéropodes, des nodosariidés à remplissage pyriteux (*Lenticulina sp.*), des échinodermes (radioles..), des débris de coquilles de lamellibranches, des sections de serpules, des ostracodes, des brachiopodes, des intraclasts, des poches d'accumulation de bioclastes et de rares grains de quartz. Le niveau passe vers le haut à des biomicrites wakestone-packstone. Les bioclastes sont remaniés mais leur bon état de conservation indique un remaniement sur place. Les bioclastes sont de plus en plus hétérométriques vers le haut.

Cette unité est interrompue par un liseré ferrugineux (m.f.s, DMT4).

- Une alternance marno-calcaire (SUc2, DMR5) à *Homoeorhynchia cynocephala*, à *Lobothyris haresfieldensis* et à *Zeilleria* cf. *lycetti*, avec augmentation de la teneur en carbonates. Le premier banc marno-calcaire à oolithes ferrugineuses se distingue par une forte concentration en *Zeilleria* cf. *lycetti* ; il est encadré par deux interbancs de marnes argileuses ferrugineuses. Associés aux brachiopodes, on peut trouver, dans le banc 4-3, des lamellibranches tels que des *Trichites*... (60 cm)

Microfaciès : au sommet, le remplissage de la macrofaune est constitué d'une oobiomicrite grainstone composée de nodosariidés (*Lenticulina*), de quelques sections de brachiopodes, de rares oolithes ferrugineuses associées à de nombreux fantômes d'ooïdes à remplissage sparitique, de débris de coquilles de lamellibranches, d'abondantes sections d'échinodermes, de rares gastéropodes et des serpules.

- Marnes argileuses (SUc3) à nodules calcaires passant à des calcaires argileux. Ce niveau se caractérise par l'apparition au sommet d'un liseré de lignite qui passe latéralement à une croûte ferrugineuse. La partie sommitale de ce banc de forme ondulée pourrait correspondre à une surface de ravinement (10 cm) qui vraisemblablement, par comparaison avec les coupes précédemment décrites, témoignerait de l'absence du sommet de l'horizon à Buckmani et de l'horizon à Subglabrum.

AALENIEN

- Calcaire massif (SUd1) se décomposant en trois bancs dans lesquels on retrouve les mêmes associations de brachiopodes que précédemment et d'abondants lamellibranches tels que *Trigonia* sp., *Plicatula* sp., *Pholadomya* sp., *Gresslya* sp., *Pleuromya* sp., *Ceratomya* sp., *Mytilus* sp.. Les deux premiers bancs semblent correspondre à des niveaux de remaniement. (20 cm).

Microfaciès : biomicrites packstone à extraclasts, terriers à remplissage micritique, à gastéropodes, rares fantômes d'oolithes à remplissage sparitique, nombreux débris de serpules, nodosariidés, plages de sparite, abondants échinodermes et bioclastes micritisés et perforés, passant vers le haut à des biomicrites wackestone.

De la base vers le sommet, la tendance transgressive (DMT6) se traduit par une augmentation du fouissage, une baisse de la cristallinité du liant et de la taille des bioclastes et par une micritisation des bioclastes par perforation plus affirmée.

- Calcaire argileux (SUd2) à nombreux galets de remaniement (5 cm), correspondant vraisemblablement à la discontinuité D.9'a.

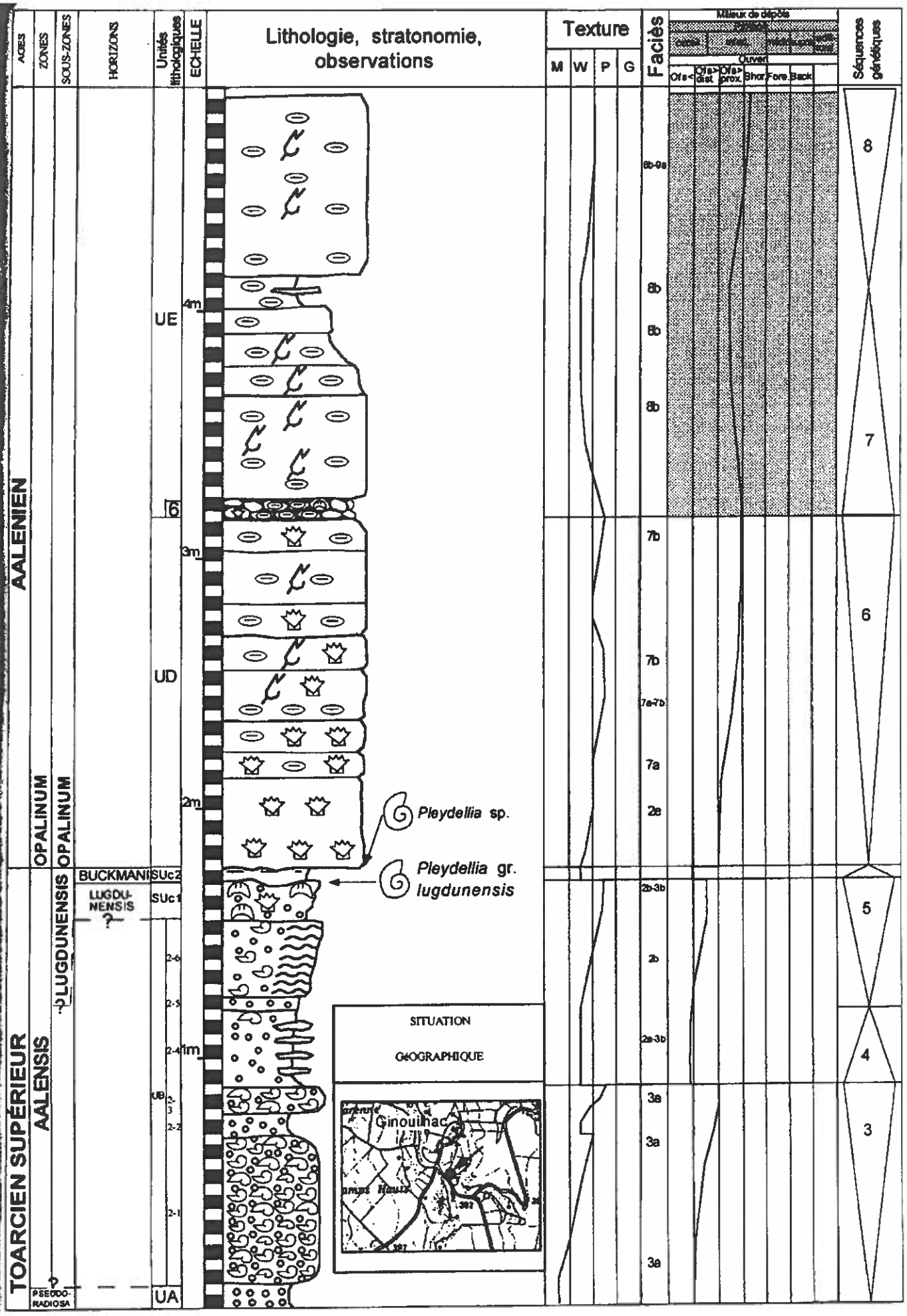


Fig. 54 : Coupe de Ginouilhac. Evolution lithologique et stratigraphie.

- Calcaires bioclastiques strato-croissants (SUd3, DMR7) bien identifiables à l'affleurement par leurs figures de tempête constituées de stratifications ondulées à grande longueur d'onde (1,05 m).

Microfaciès : biomicrosparite packstone à grainstone, avec de rares oolithes ferrugineuses, de nombreux fragments de lamellibranches et d'échinodermes plus ou moins micritisés et perforés, des nodosariidés à remplissage pyriteux, des gastéropodes, des biopisolithes hétérométriques et hétéromorphes, de nombreux microbioclastes et des plages de sparite.

- Calcaire (45 cm) à biopisolithes de nubéculaires et oncolithes (UE, DMT8)

Microfaciès : biomicrite wackestone à localement packstone contenant de gros oncolithes et biopisolithes de nubéculaires encroûtant de nombreuses sections de lamellibranches et de gastéropodes bien conservés, associés à des sections d'échinodermes (radioles..), à des nodosariidés, à de rares sections de serpules et à des microbioclastes.

Les bioclastes ont la particularité d'être très hétérométriques et la taille des biopisolithes peut atteindre 5 mm.

Les conditions d'affleurement n'ont pas permis d'analyser le sommet de le série.

Coupe de Ginouilhac (fig. 54)

Dans ce secteur, la sédimentation acquiert, globalement, un caractère plus distal qu'à Laumière. Par comparaison avec cette dernière coupe :

- l'assise à gryphées se décompose en 2 niveaux lumachelliques dont le premier se caractérise par une concentration de ces pélécypodes et d'oolithes ferrugineuses dans un liant ferrugineux (couleur rougeâtre à l'affleurement). Cette ferruginisation du liant pourrait s'expliquer par la proximité de la source d'oolithes ferrugineuses et donc d'une zone haute ;
- le niveau à brachiopodes n'est représenté que par 15 cm de sédiments ;
- DMT6 n'a pas été identifié ;
- le DMR7 montre le passage progressif d'une sédimentation de mer ouverte (*offshore* supérieur distal) à une sédimentation d'arrière-barre bioclastique. Cet ensemble est plus développé qu'à Laumière et la discontinuité qui le clôture est soulignée par un niveau noduleux de remaniement ;
- DMT8 est représenté par des calcaires de plus en plus argileux où les biopisolithes de nubéculaires s'associent progressivement à des pelletoïdes. De rares brachiopodes indéterminables y ont été observés.

2.2. CORRELATIONS (fig. 55)

L'analyse de variations latérales de faciès, dans le Quercy méridional, montre :

- l'apparition de dépôts de plus en plus réduits et condensés du Sud vers le Nord qui s'exprime par :

* une réduction de l'épaisseur des marnes silteuses ;
* une lacune progressive tout d'abord du sommet de l'horizon à Buckmani (absence de DMR5c) et de l'horizon à Subglabrum sur la majorité des coupes les plus septentrionales, puis localement du sommet de la sous-zone à Mactra et de la sous-zone à Lugdunensis (Cros) ; mais également de l'intégralité de la zone à Aalensis (Janas). Ainsi par rapport à l'agencement des failles majeures et l'évolution latérale des faciès, 2 têtes de bloc ont été mis en évidence (Cros et Janas) ;
* la présence en direction du Nord de niveaux lumachelliques à *Gryphaea sublobata*, de concentrations de brachiopodes, d'ammonites et d'oolithes ferrugineuses (indiquant la proximité de zones hautes) ;

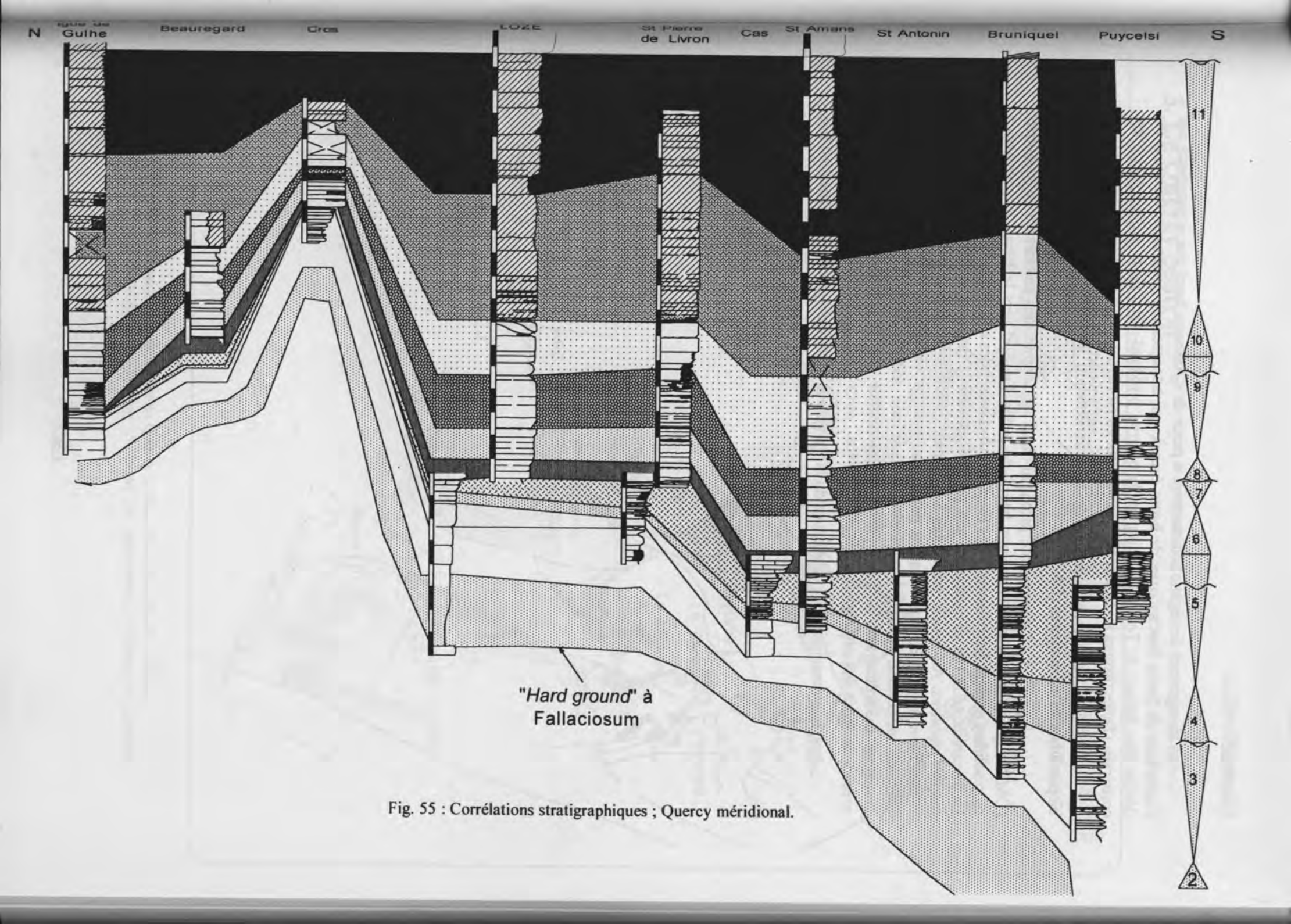


Fig. 55 : Corrélations stratigraphiques ; Quercy méridional.

- un changement de régime sédimentaire à partir de l'Aalénien basal qui se manifeste par l'apparition de faciès bioclastiques de haute énergie qui transgressent progressivement sur les dépôts plus distaux du Toarcien. Toutefois la polarité proximal-distal de la sédimentation est conservée (faciès distaux au Sud et plus proximaux au Nord) ;

- une certaine homogénéisation de la sédimentation lors du dépôt des calcaires à biopisolithes de nubéculaires (DMT8) ;

- la réapparition d'une polarité proximal-distal au sommet des calcaires à biopisolithes (DMR9) qui se traduit par un passage latéral de faciès. Du Sud vers le Nord, les calcaires à biopisolithes passent latéralement à des biopelmicrites puis à des calcaires à bahamites.

La discontinuité D.10a se caractérise soit par une surface de ravinement soit par un niveau de marnes jaunâtres. Au-dessus, sur toutes les coupes, l'évolution des milieux dans le temps est relativement similaire. Nous assistons partout au passage progressif d'une sédimentation en domaine infralittoral (calcaires à biopisolithes) à une sédimentation à la limite entre les domaines médiolittoraux et marginolittoraux, soulignée par un épisode évaporitique qui précède le dépôt des calcaires oolithiques bajociens.

- une augmentation de la subsidence du Nord vers le Sud mais également d'Ouest en Est.

3. Le Quercy central

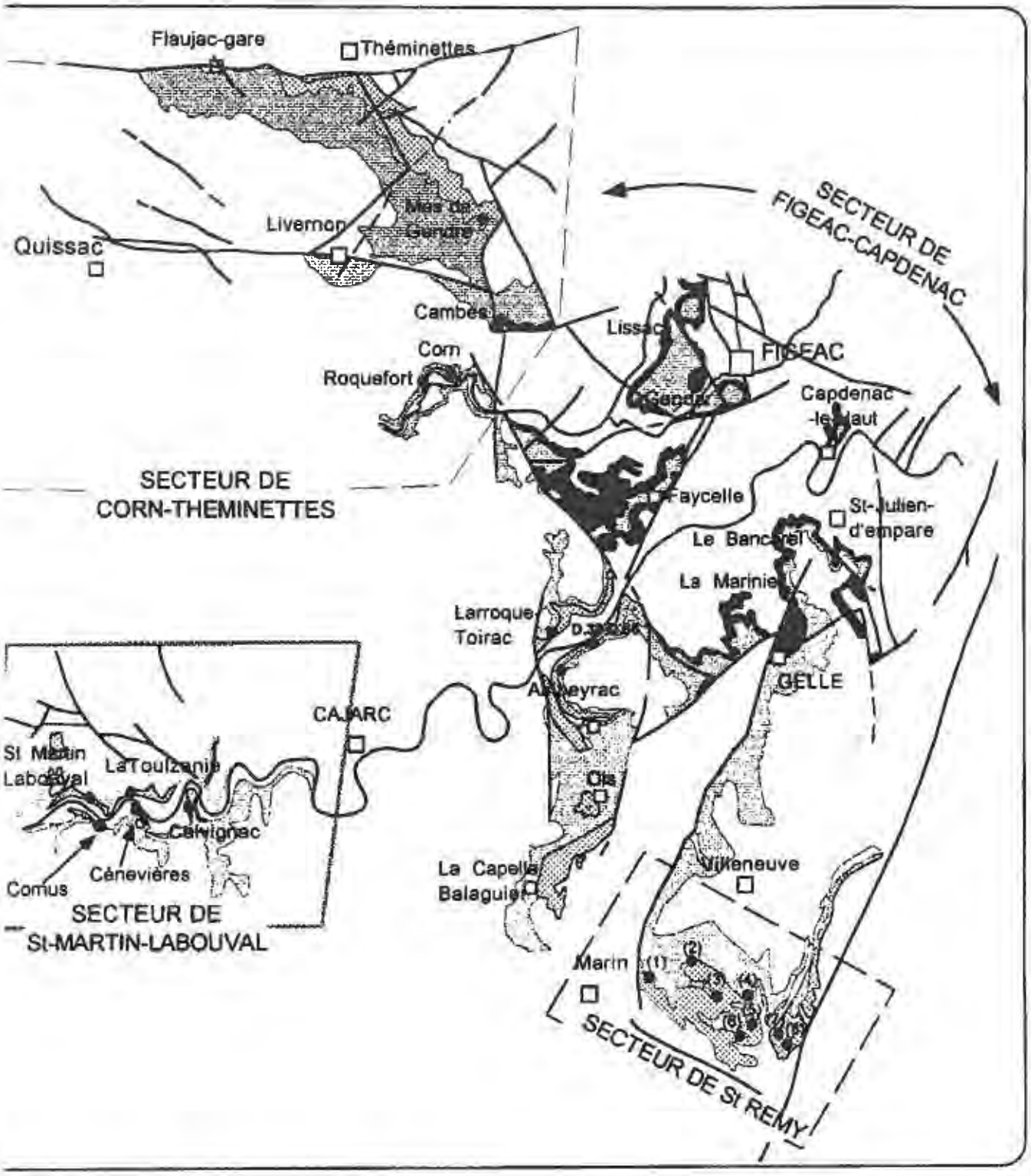


Fig. 56 : Extension géographique du Quercy central et localisation des coupes.
1 : La Sarrette ; 2 : Ginals ; 3 : Méjanet ; 4 : St Rémy ; 5 : Bérals ; 6 : Lamouroux ; 7 : Farrou ; 8 : Granades.

Le Quercy central s'étend des abords de Villefranche-de-Rouergue, au Sud, jusqu'à Théminettes, au Nord. Il a été subdivisé en 4 secteurs (fig. 56) :

- le secteur de St Rémy ;
- le secteur de St Martin Labouval ;
- le haut-fond de Figeac-Capdenac ;
- secteur de Corn-Théminettes.

3.1. COUPES

3.1.1 SECTEUR DE SAINT REMY

Il se situe au Nord Ouest de Villefranche-de-Rouergue, au Sud de la vallée du Lot et au Nord Est du Causse de Limogne. Il est limité à l'Est par la faille de Villefranche-de-Rouergue, à l'Ouest par la faille de Sept Fonds et au Sud par la faille de Toulonjac.
L'analyse biostratigraphique et sédimentologique est basée sur l'étude de huit coupes, précédemment décrites (Lézin, 1996).

Localisation des coupes :

Méjanet : Carte IGN au 1/25000 de Villefranche-de-Rouergue en X = 574,76 et Y = 1933,8. L'affleurement, d'orientation Est-Ouest, est visible depuis la route qui mène à Méjanet. Il est accessible par le champ dont l'entrée se localise au niveau du tournant fortement marqué précédent le village.

Lamouroux : Carte IGN au 1/25000 de Villefranche-de-Rouergue en X = 575,46 et Y = 1931,98. L'affleurement, d'orientation Nord-Sud, s'observe à la sortie du village, à droite lorsqu'on descend par le chemin de campagne qui part de la ferme.

Bérals : Carte IGN au 1/25000 de Villefranche-de-Rouergue en X = 576,19 et Y = 1932,125. L'affleurement, d'orientation Est-Ouest et observable depuis la départementale D. 922, est accessible en passant par le village de Bérals.

Saint Rémy : Carte IGN au 1/25000 de Villefranche-de-Rouergue en X = 575,88 et Y = 1933,2. L'affleurement, orienté Est-Ouest apparaît au niveau d'un champ qui se situe à proximité de l'école de Saint Rémy, à droite de la route communale qui longe le château.

Farrou : Carte IGN au 1/25 000 de Villefranche-de-Rouergue en X = 576,6 et Y = 1932,3.
Dès que l'on s'engage sur la départementale D.120, l'affleurement se situe au Nord (au niveau d'une cuesta).

Granou : Carte IGN au 1/25000 de Villefranche-de-Rouergue, en X=576,85 et en Y=1927,45. Cet affleurement a été mis en évidence par la construction de la déviation de Villefranche-de-Rouergue.

Ginals : Carte IGN au 1/25000 de Villefranche-de-Rouergue en X = 573,8 et Y = 1934,93. L'affleurement se situe au Nord du château. Pour y accéder, en venant de Toulonjac, après avoir passé le château, il faut traverser le premier champ à droite en se dirigeant vers l'Est. Ainsi, on accède à un second champ au fond duquel se développe, en contre-bas d'un bosquet, un long affleurement d'orientation Nord-Ouest Sud-Est. L'ensemble des bancs a un pendage très net vers l'ENE.

La Sarrette : Carte IGN au 1/25000 de Villefranche-de-Rouergue en X = 572,23 et Y = 1934,16. La coupe est situé immédiatement au Sud-Ouest de la dernière ferme du village. Après avoir passé les hangars, un petit chemin de campagne mène aux différents champs de l'exploitant. L'affleurement étudié, d'orientation Nord-Est Sud-Ouest, domine ce chemin vers le NW.

3.1.1a Coupe de référence de Méjanet

◆ Lithostratigraphie et biostratigraphie (fig. 57)

Cette coupe est épaisse de 4,90 m ; elle s'étend des marnes toarciennes aux calcaires aaléniens. Nous pouvons noter la présence de la base vers le sommet :

Unité A : Marnes silteuses

Marnes à oolithes ferrugineuses, à lamellibranches tels que *Entolium* sp. et de rares Bélemnites (77,5 cm).

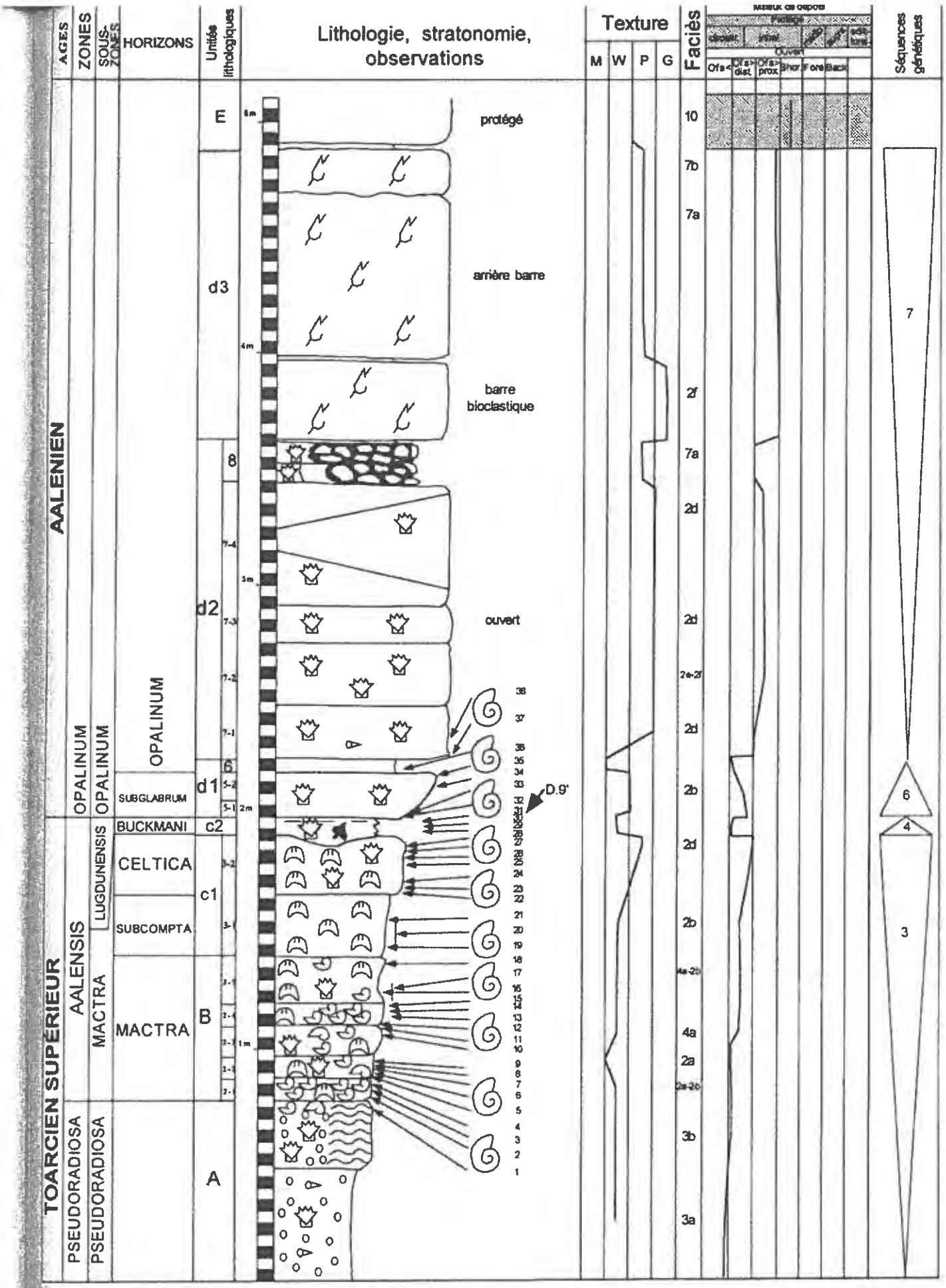


Fig. 57 : Coupe de Méjanet. Evolution lithologique et stratigraphie.
Répartition des ammonites voir Lézin, 1996

Microfaciès : oobiomicrite wackestone à matrice silteuse renfermant de nombreuses oolithes ferrugineuses hétérométriques et hétéromorphes à laminations circulaires fines. La diversité de la microfaune croît vers le haut. En effet des Nodosariidés tels *Lenticulina*, des sections de coquilles de lamellibranches, des sections de brachiopodes, des débris d'échinodermes et de petits grains de quartz abondent à la base du niveau. Près du sommet s'ajoutent des fantômes d'oolithes, des gastéropodes et la densité des grains de quartz augmente.

Unité B : Assise à gryphées

Marnes calcaires à gryphées caractérisée par deux niveaux (2-1, 2-4) lumachelliques à *Gryphaea sublobata* de toutes tailles, en position de vie et associées à des *Homoeorhynchia cynocephala*, *Entolium* sp., et *Inoperna* sp. (62,5 cm).

Les autres niveaux présentent une plus faible concentration en gryphées. Ces dernières, associées à la même faune de lamellibranches et de rhynchonelles, sont dispersées dans tous les sens. Certaines sont ornées de serpules.

Microfaciès : oobiomicrites wackestone-packstone passant progressivement à des biomicrites packstone. Ce niveau se caractérise par une matrice silteuse et un début de dolomitisation. En montant dans la série, la concentration en oolithes ferrugineuses décroît jusqu'au dernier banc qui ne montre que de rares fantômes d'oolithes. La microfaune se compose de nodosariidés, de sections de coquilles de lamellibranches perforées, de bioclastes de gastéropodes et de sections d'échinodermes. A la partie supérieure du niveau s'ajoutent des intraclasts et des serpules (2-2), des brachiopodes, des nodosariidés planispiralés à remplissage pyriteux (2-4) et des extraclasts (2-5).

Unité C : Calcaires à brachiopodes organisés en deux sous-unités

SUc1 : alternance de marnes calcaires et de calcaires argileux à concentration en *Homoeorhynchia cynocephala* et *Zeilleria* cf. *lycetti* (52,5 cm).

Microfaciès : biomicrites packstone, à matrice silteuse, renfermant des ostracodes, des brachiopodes, des sections de lamellibranches perforés, des sections de gastéropodes, des fragments de serpules, des nodosariidés du genre *Lenticulina* et un début de dolomitisation (3-1) ; elles passent à des biomicrites packstone grainstone sans matrice silteuse qui se différencient du faciès sous-jacent par la présence d'un plus grand nombre de brachiopodes et de gastéropodes bien conservés, par la présence également de nodosariidés à remplissage micritique, de bioclastes d'échinodermes et de terriers à remplissage micritique (3-2).

Le sommet du niveau est souligné par une **surface de ravinement.** L'analyse biostratigraphique révèle l'absence de couches datées de l'horizon à Lugdunensis. Cette lacune semble vraisemblablement liée à une érosion.

SUc2 : marnes argileuses à nodules calcaires, à croûte ferrugineuse, à lignite et à lamellibranches. Ce banc, caractérisé à sa base par une surface d'érosion, pourrait être associé à un niveau de remaniement (7,5 cm).

Unité D : calcaires bioclastiques

SUd1 : calcaires marneux (4a-1) à concentration de lamellibranches tels que *Trigonia* sp. , *Ceratomya* sp., *Trichites* sp., *Pholadomya* sp., *Pleuromya* sp., *lima* sp., *Mytilus* sp. (20 cm), surmontés par 5 cm de marnes argileuses ferrugineuses (4a-2).

Microfaciès : biomicrite wackestone à localement grainstone contenant toujours des sections d'échinodermes (radioles...), des fragments de lamellibranches et de gastéropodes, des sections de nodosariidés associés à des intraclasts, des fragments de serpules et de rares oolithes.

Le mauvais état de conservation des bioclastes ainsi que leur agencement nous permettent d'assimiler cette unité à un niveau de remaniement dans lequel s'observe un début de dolomitisation.

SUd2 : Calcaires massifs bioclastiques à lamellibranches et à gastéropodes (1,20 m).

Microfaciès : dolobiomicrosparites wackestone-packstone contenant d'abondantes sections de lamellibranches et d'échinodermes, de rares biodébris en voie de micritisation et de bioclastes très mal conservés, évoluant en biomicrosparite à dolobiomicrosparite packstone-grainstone renfermant les mêmes éléments associés à de nombreux microbioclastes bien conservés (4b-2 et 4b-3), à des nodosariidés, des gravelles, des terriers et des sections de serpules.

Le microfaciès du dernier banc (4b-4) renferme les mêmes bioclastes que le banc sous-jacent, mais très remaniés et émoussés.

Cette sous-unité se termine par un double banc (4c-5) de calcaire marneux à nombreux galets de remaniement, induré latéralement (20 cm). Il est surmonté par un petit liseré de marnes argileuses de couleur rouille.

Microfaciès : biomicrosparites grainstone de même composition faunique que le niveau inférieur avec de plus gros biopisolithes de nubéculaires et de rares grains de quartz.

SUd3 : Calcaires massifs bioclastiques (1,17 m).

Microfaciès : biosparites grainstone contenant d'abondants échinodermes de très grande taille (4c-1) qui évoluent en biomicrosparites packstone ayant les mêmes bioclastes que le niveau (4c-5) et présentant d'abondantes sections de lamellibranches, d'échinodermes, de gravelles et de microbioclastes micritisés.

La discontinuité sommitale est représentée par des marnes argileuses de couleur rouille ravinant le niveau sous-jacent (2,5 cm) et surmontées de dolomies cristallines.
Le niveau supérieur **(UE)** renferme les premières bahamites dans une dolobiomicrosparite.
Le sommet de la série n'est pas visible sur cette coupe.

Biozonation : Cette coupe, très riche en ammonites (Lézin, 1996), se prête à un découpage précis. Nous proposons, ainsi la biozonation suivante :

- **Sous-zone à Pseudoradiosa** (UA)

Datation à partir de l'espèce index : *Dumortieria pseudoradiosa*

- **Horizon à Mactra** (UB)

Datation à partir des espèces : *Pleydellia mactra, Pleydellia* sp. gr. *mactra et Pleydellia* gr. *mactra.*

- **Horizon à Subcompta** (base SUc1)

Datation à partir des espèces : *Pleydellia* gr. *subcompta et Pleydellia* sp. gr. *mactra-subcompta.*

- **Horizon à Celtica** (sommet SUc1)

Datation à partir des espèces : *Pleydellia celtica et Pleydellia* sp. gr. *celtica*

- **Horizon à Buckmani** (SUc2)

Datation à partir de l'espèce index : *Pleydellia buckmani*

- **Sous-zone à Opalinum** (SUd1 et base de SUd2, niveaux 5, 6, 7-1)

Datation à partir des espèces : *Leioceras opaliniforme et Leioceras* gr. *opalinum*

◆ Evolution paléoenvironnementale et séquentielle

La succession des faciès et des paléoenvironnements a permis de distinguer 4 demi-cycles :

* UA, UB et SUc1 : DMR3

L'évolution des faciès suggère un passage progressif d'une sédimentation d'*offshore* inférieur à une sédimentation d'*offshore* supérieur médian, donc une nette évolution en comblement. La surface de transgression serait matérialisée par la surface érosive qui interrompt SUc1.

* SUc2 : DMT4

La réapparition de marnes calcaires bioturbées, datées de l'horizon à Buckmani, traduit un retour à des conditions d'*offshore* supérieur distal. Le ralentissement de la sédimentation, traduit par un enrichissement en macrofaune essentiellement remaniée, et la baisse de l'hydrodynamisme plaident en faveur d'un bref épisode d'ennoiement.

*SUd1 : DMT6

De la base vers le sommet, le passage d'une sédimentation d'*offshore* supérieur médian à une sédimentation d'*offshore* supérieur distal exprime une baisse de l'énergie du milieu.

* SUd2, SUd3 : DMR7

L'analyse microfaciologique montre le passage progressif d'une sédimentation en domaine externe (*offshore* supérieur médian) à une sédimentation en domaine de barrière bioclastique (*shoreface*) puis à une sédimentation d'arrière-barre.

3.1.1b Variations latérales

En direction de l'Est

Coupe de Lamouroux (annexe 9)

La coupe épaisse au minimum de 7 m s'étend du sommet des marnes silteuses au faciès dolomitique intra-aaléniens.

Le Toarcien supérieur est représenté par une série plus dilatée et plus complète qu'à Méjanet comme en témoignent les 70 cm de sédiments datés de l'horizon à Lugdunensis. Durant cette période, le changement progressif des paléoenvironnements, de *l'offshore* inférieur à l'*offshore* supérieur médian, montre une évolution générale en comblement.

La sédimentation aalénienne débute par un banc calcaréo-dolomitique à rares lamellibranches. Il est surmonté par 4 m minimum de calcaires recristallisés. L'intense recristallisation efface partiellement ou totalement les indices paléontologiques, ce qui rend difficile l'analyse microfaciologique, l'interprétation paléoenvironnementale et les corrélations. Néanmoins, la préservation de macro-H.C.S dans ces calcaires recristallisés, révèle une sédimentation en domaine d'*offshore* supérieur proximal voire de *shoreface*. Cet ensemble beige-orangé passe progressivement vers le haut à des calcaires recristallisés rougeâtres à ooïdes.

Coupe de Bérals (fig. 58)

Elle présente d'importantes similitudes avec la coupe de Lamouroux. Toutefois par rapport aux deux coupes précédemment citées, le Toarcien est représenté par des faciès beaucoup plus distaux. La tendance en comblement est également nette.

La limite Lias-Dogger est soulignée par un niveau de marnes dont l'épaisseur fluctue entre quelques centimètres et une dizaine de centimètres. Cette variation est liée à une structuration en blocs basculés qui est scellée par ces marnes datées de l'horizon à Buckmani.
Ces blocs d'échelle métrique (à pendage avoisinant les 3° vers le SSW) sont séparés par des failles subverticales de direction moyenne N130°E.

L'Aalénien (12,5 m) est également matérialisé par des calcaires recristallisés. Le contenu macrofaunique est constitué par des bélemnites, des lamellibranches, de rares *Homoeorhynchia cynocephala* et localement par des structures algo-laminaires. A la base, l'analyse du microfaciès révèle la présence d'abondants fragments d'échinodermes. Nous pouvons en déduire que la sédimentation s'est effectuée en domaine ouvert peu profond de *shoreface* supérieur. Les structures algo-laminaires (pl.8, photo3) apparaissent épisodiquement dans les 6 premiers mètres de la série. Malgré l'absence d'indices de dolomitisation précoce qui permettraient une interprétation fiable, nous pouvons envisager une inversion de polarité de la sédimentation argumentée par la présence de ces stromatolites. Ainsi, il semblerait qu'une sédimentation proximale s'instaure dès l'Aalénien basal à proximité de la faille de Villefranche. Deux épisodes de sursalures en domaines marginolittoraux s'instaurent au sommet de la série. Le premier s'exprime par un niveau à concentration en géodes silico-calcitiques et de rosettes. Le second, qui précède le dépôt des calcaires oolithiques bajociens (D.10b), est signalé par la

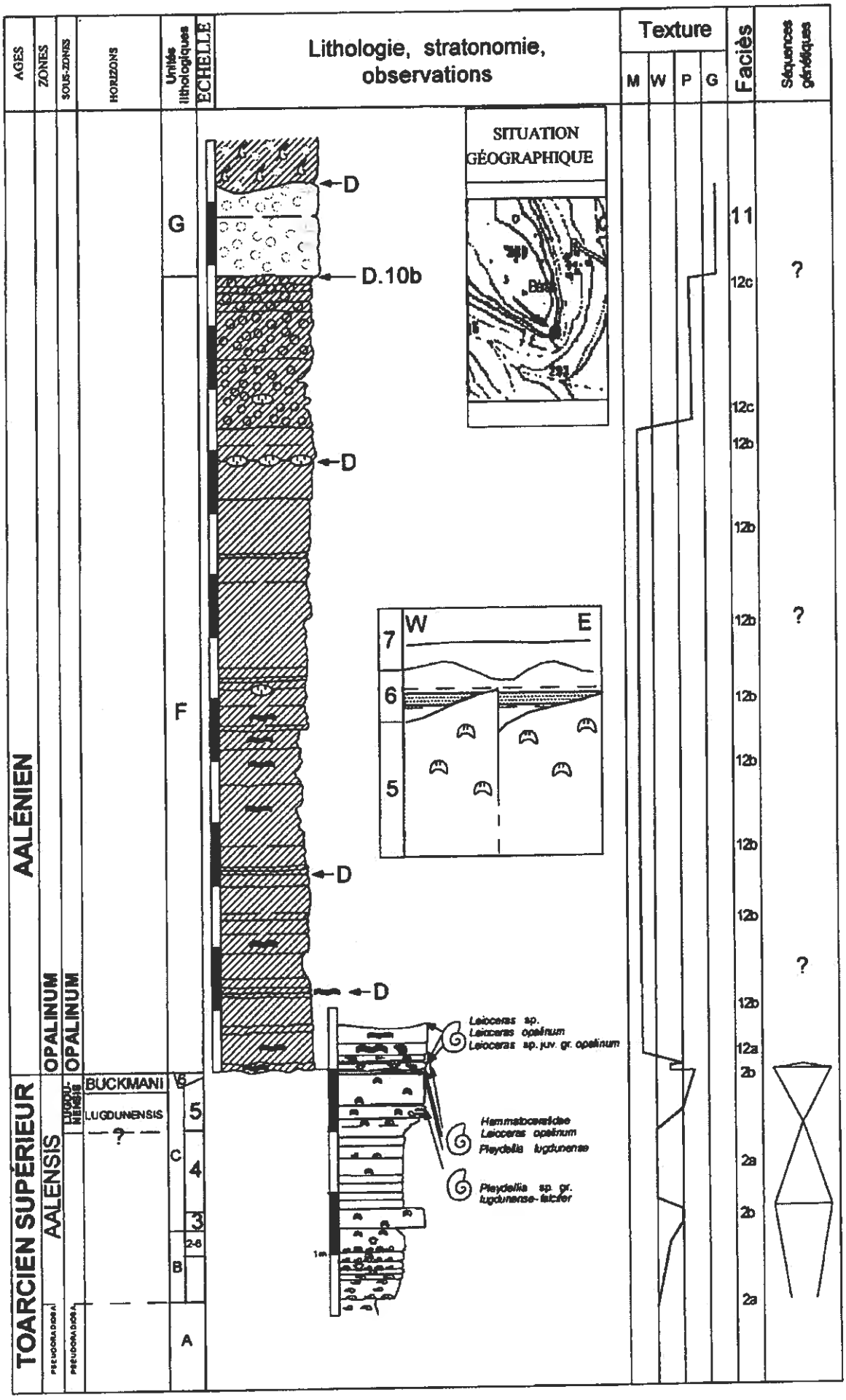


Fig. 58 : Coupe de Bérals. Evolution lithologique et stratigraphie.

présence de nombreuses géodes au sein des calcaires recristallisés à ooïdes.
Les calcaires oolithiques bajociens (1,5 m d'épaisseur) sont séparés des calcaires dolomitiques oolithiques et bioclastiques (crinoïdes) par une surface érosive.

***Coupe de St Rémy** (annexe 10)

Cette coupe montre la même évolution que la coupe de Bérals. La sédimentation toarcienne est interrompue par des liserés ferrugineux et par des niveaux ligniteux, et la densité en macrofaune est plus importante que sur la coupe précédemment décrite.
En ce qui concerne la série aalénienne, l'absence de structures algo-laminaires au sein des calcaires recristallisés prouve le caractère ponctuel de leur développement dans le secteur de Bérals.

Coupe de Farrou (lieu-dit : Ancien Moulin)

Cette coupe semble englober les séries datées du Toarcien supérieur, de l'Aalénien et du début du Bajocien (annexe 11).
Elle se compose de la base au sommet :

1 - de marnes argileuses brunes, très claires (3,20 m), à nombreux nodules calcaires, rares gryphées et *Homoeorhynchia cynocephala* mal conservées, lignite (à la base et au sommet). Un liseré ferrugineux (au sommet) et 3 types de filons de calcite [filons verticaux (majoritaires) de direction N 160°E et N 60°E ; et filons horizontaux] découpent le niveau ;

2 - d'une alternance calcaire dolomitique-marne argileuse (95 cm).

Microfaciès : dolomicrosparite mudstone à rares silts quartzeux, sections d'échinodermes et fantômes de bioclastes.

3 - d'une alternance marnes argileuses à nodules calcaires et calcaires dolomitiques noduleux (10 cm) ;

Microfaciès : microsparite à dolomicrosparite à rares fantômes de sections de lamellibranches et d'échinodermes ; une section d'échinoderme est entourée d'un liseré algaire, vraisembablement caractéristique d'un début d'oncolithisation.

4 - d'une alternance marnes argileuses à nodules calcaires et calcaires dolomitiques noduleux (20 cm) ;

Microfaciès : dolomicrosparite mudstone à plage de sparite, à rares fantômes d'oolithes et à rares sections d'échinodermes ; il évolue en dolomicrosparite wackestone à packstone caractérisée par une augmentation de la teneur en fantôme de bioclastes et d'oolithes.

5 - de calcaires recristallisés massifs.

Datation : par similitude avec la coupe de Bérals et grâce au rares indices paléontologiques, nous pourrions dater les niveaux 1 et 2 du Toarcien supérieur.
Le début d'oncolithisation et le fragment de *Leioceratinae*, trouvé en faune volante et datant la zone et sous-zone à Opalinum, constitueraient deux indices importants permettant de dater le niveau 3 de l'Aalénien.

***Coupe des Granades** (annexe 11)

Description de la coupe : Elle est composée d'une alternance calcaires dolomitiques-marnes grises .
Les lavages des marnes grises ont révélé la présence de gastéropodes, de dents de poissons et d'oolithes. Ces indices ne permettent pas de les dater.

En direction de l'Ouest

***Coupe de Ginals** (fig. 59)

Le Toarcien supérieur est exprimé par 1,2m de sédiment. La série est à la fois plus condensée et plus complète que la coupe de référence de Méjanet. Le niveau à concentration

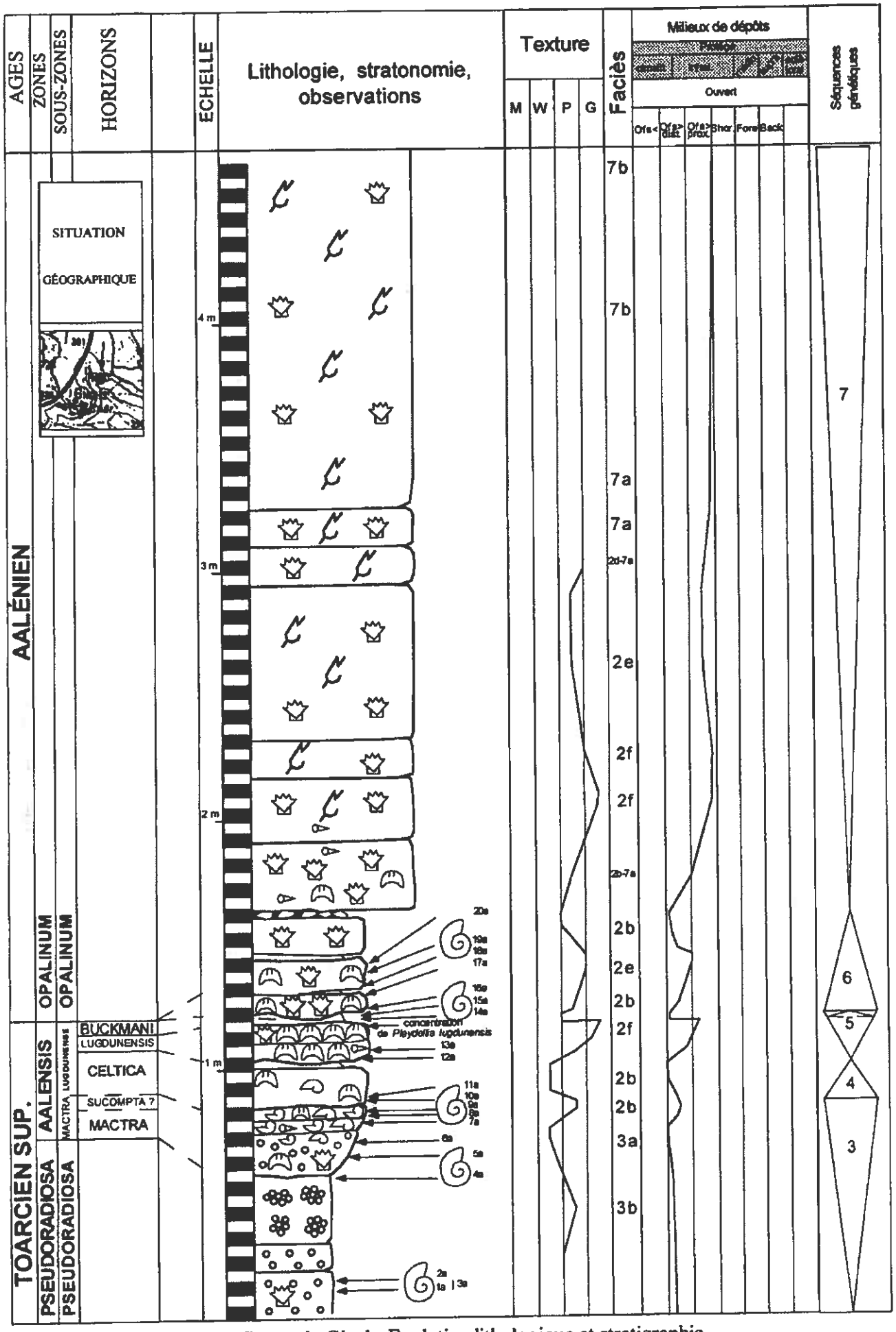


Fig. 59 : Coupe de Ginals. Evolution lithologique et stratigraphie.
Répartition des ammonites *in* Lézin, 1996

en brachiopodes daté de l'horizon à Lugdunensis, qui est absent à Méjanet, se réduit significativement en direction du Nord-Ouest sur ce même affleurement.
Par comparaison avec les coupes les plus orientales, les changements dans le temps du microfaciès et des paléoenvironnements s'effectuent plus brutalement. Ceci s'expliquerait par une importance croissante des lacunes de sédimentation en direction de l'Ouest.

La série aalénienne, quant à elle, comprend 3,45 m (au minimum) de sédiments (le sommet de la série n'affleurant pas). Elle présente de nettes similitudes avec la série décrite dans le secteur de Méjanet. De la base vers le sommet l'évolution du faciès souligne le passage plus ou moins progressif d'une sédimentation d'*offshore* supérieur distal à médian à une sédimentation d'*offshore* supérieur-*shoreface* puis d'arrière-barre.

Coupe de La Sarrette (fig. 60)

TOARCIEN SUPERIEUR

C'est la coupe la plus réduite du secteur. Le niveau marneux intra-buckmani repose directement sur l'assise à gryphées. Ces 2 niveaux sont séparés par une surface érosive qui résulte de l'amalgame de diverses discontinuités. Les sédiments marneux sus-jacents reposent en onlap sur cette surface.

AALENIEN

De la base vers le sommet, le faciès présente les mêmes caractéristiques et donc la même évolution que sur la coupe de Ginals.

3.1.2 SECTEUR DE SAINT-MARTIN-LABOUVAL

Ce secteur se situe aux abords de la vallée du Lot entre St-Cirq-Lapopie (à l'Ouest) et Cajarc (à l'Est), au Nord du causse de Limogne.
Les formations du Lias supérieur et de la base du Dogger affleurent essentiellement le long de la rivière. Elles occupent différents compartiments individualisés par des failles d'orientation N160°E, N10°E et E-W. Les conditions d'affleurements ne permettent l'étude de la série qu'à l'Est de la structure anticlinale et de l'accident d'orientation N170°E de St-Martin-Labouval. Cette structure anticlinale dissymétrique, à coeur liasique, a une direction N100°E à N115°E (Boichard et Drullion, 1982).
Cinq coupes ont fait l'objet d'une analyse détaillée, soit d'Ouest en Est : les coupes de St-Martin-Labouval, de Cornus, de La Toulzanie, de Cénevières et de Calvignac.

Localisation des coupes :

Calvignac : carte IGN au 1/25 000 de Tour-de-Faure, St-Cirq-Lapopie, X=403,1 et Y=4924. La coupe 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.

Cénevières : carte IGN au 1/25000 de Tour-de-Faure, St-Cirq-Lapopie, en X=400,7 et Y=4924,6. L'affleurement se situe le long de la D.8, à proximité du château de Cénevières, au niveau des cavités souterraines (« grottes »).

La Toulzanie : carte IGN au 1/25000 de Tour-de-Faure, St-Cirq-Lapopie, en X=400 et Y=4924,5. L'affleurement se situe sur la rive gauche du Lot, le long de la D.662, à l'entrée du village de La Toulzanie.

Cornus : carte IGN au 1/25000 de Tour-de-Faure, St-Cirq-Lapopie, en X=399,1 et Y=4924,1. La coupe se localise le long de la corniche (D.8) qui se situe à l'entrée Est du village de Cornus.

St-Martin-Labouval : carte IGN au 1/25000 de Tour-de-Faure, St-Cirq-Lapopie, X=398,1 et Y=4925,1. La série affleure à la base de la falaise qui se situe à l'Ouest du village de St Martin-Labouval.

Larroque-Toirac : carte IGN au 1/50000 de Figeac, en X=416 et Y=4930,65. La coupe se situe juste sous les fondations du château de Larroque-Toirac.

Ambeyrac : carte IGN au 1/50000 de Figeac, en X=417,3 et Y=4929,65. L'affleurement se situe au lieu-dit « la Viole » derrière l'unique maison, au NE du village d'Ambeyrac.

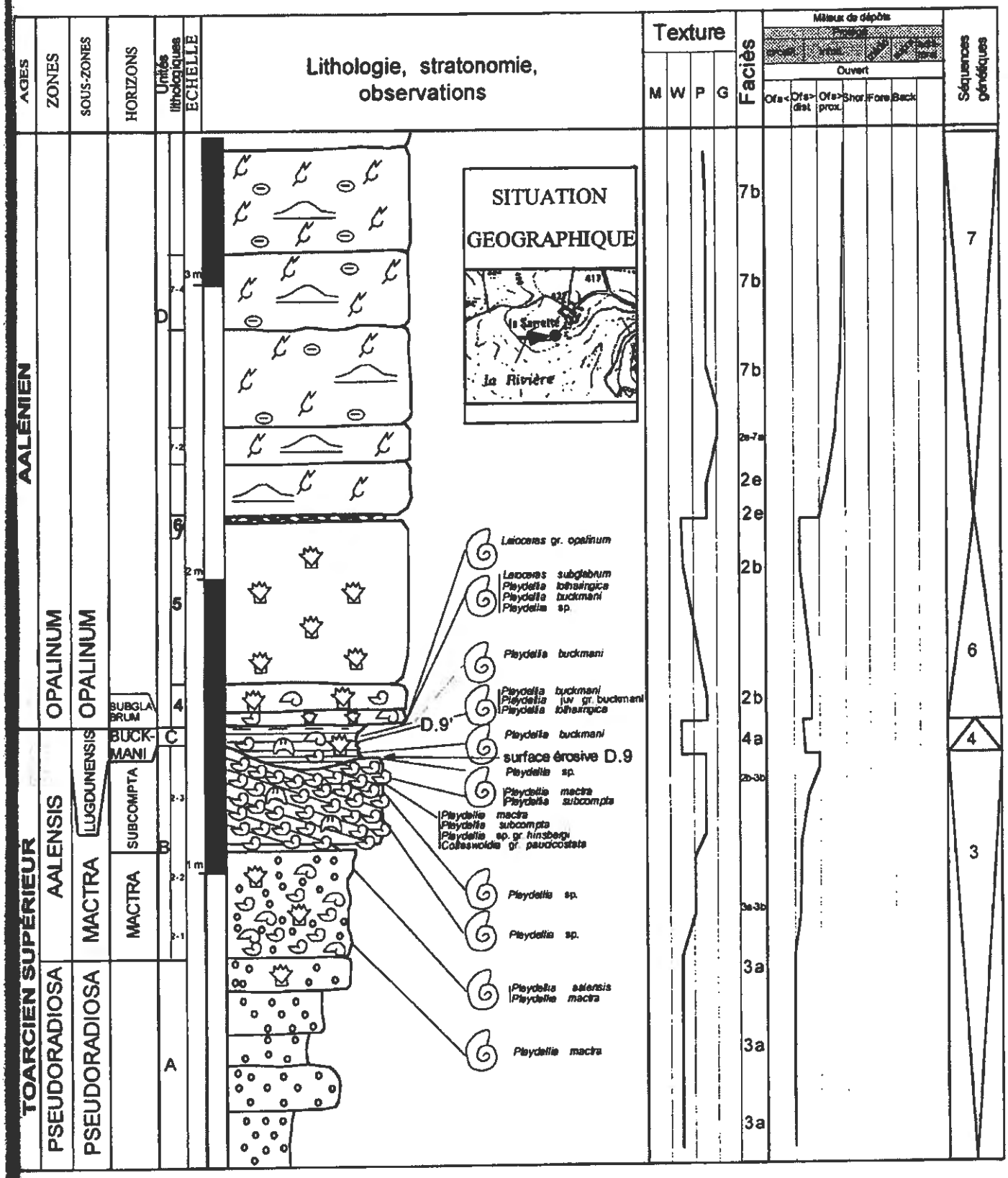


Fig. 60 : Coupe de La Sarrette. Evolution lithologique et stratigraphie.

Carrefour D.38-D.86 : carte IGN au 1/50000 de Figeac, en X=417,25 et Y=4930,92. La coupe est située au SSE du carrefour, au pied de la corniche, à l'aplomb du carrefour et du pont enjambant le Lot.

3.1.2a Coupe de Calvignac

La coupe s'étend du niveau à Fallaciosum jusqu'aux calcaires oolithiques bajociens. Le Toarcien supérieur est épais de 1,6 m et l'Aalénien a une puissance de 10 m.

♦ Lithostratigraphie et biostratigraphie (fig. 61)

Le niveau à Fallaciosum correspond à un banc de 40 cm de calcaires argileux bruns à rares oolithes ferrugineuses ; il est directement surmonté par l'assise à gryphées épaisse de 70 cm (pl.7, photo 3). Cette superposition souligne une lacune de sédimentation équivalente à 2 zones d'ammonites (Zone à Dispansum et Zone à Pseudoradiosa).
Au-dessus, la série comprend 6 unités sédimentaires :

Unité B : l'assise à gryphées (0,70 m)

Il s'agit de calcaires argileux caractérisés par une concentration croissante, de la base vers le sommet, en *Gryphaea sublobata*. Le microfaciès est homogène : biomicrite wackestone à abondants fragments de lamellibranches, quelques sections de brachiopodes, gastéropodes, échinodermes et nodosariidés et quelques ooïdes à remplissage sparitique. Le degré d'usure des biodébris augmente vers le haut.

Unité C : Niveau à brachiopodes (0,5 m)

SUc1 : Un changement lithologique brutal se marque par le développement de marnes brunes chargées en bioclastes phosphatés. Cette unité se différencie également du niveau sous-jacent par une diminution très nette de la fraction bioclastique et par une intensification de la ferruginisation des biodébris (probablement en relation avec une baisse significative du taux de sédimentation).

SUc2 : L'unité débute par 20 cm de calcaire argileux noduleux daté de l'horizon à Lugdunensis renfermant de rares *Zeilleria* cf. *lycetti*. Dans cet ensemble, l'augmentation de la fraction bioclastique s'accompagne de l'apparition significative d'ooïdes à remplissage sparitique. Ce banc est couronné par une légère surface ondulée. A sa partie supérieure apparaît un banc lenticulaire de 2,5 cm d'épaisseur contenant d'abondants *Loboidothyris* sp., *H. cynocephala*, Trichites et *Pleydellia lugdunensis*. Nous pouvons ponctuellement y distinguer du lignite et des nodules à concentration de fer. Le sommet est caractérisé par une lacune de sédimentation, avec l'absence de sédiments datés de l'horizon à Buckmani et à Subglabrum.

Unité D : Calcaires bioclastiques (0,8 m)

Sud1 : La surface basale, qui correspond à un niveau de remaniement, est confondue avec la limite Toarcien-Aalénien. Un changement net de lithologie est exprimé par l'apparition de calcaires francs, en un seul banc épais de 40 cm. A la base, les allochems correspondent majoritairement à des fragments de lamellibranches perforés et micritisés (grainstone) baignant dans une matrice sparitique. Le remplissage micritique de certains organismes (notamment nodosariidés) montre que le milieu de vie est disjoint du milieu de dépôt. Toutefois le bon état de conservation de ces organismes témoigne d'un transport modéré. La taille et la concentration des bioclastes diminue vers le haut tandis que le liant devient micritique. La surface sommitale constitue un niveau de remaniement.

SUd2 : cette unité est représenté par un banc carbonaté épais de 40 cm. Les éléments du grainstone correspondent à des biopisolithes de nubéculaires, des lamellibranches, des bryozoaires, des nodosariidés, des échinodermes, des tétraserpules et de rares *Ophthalmidium sp.* baignant dans une matrice microsparitique.

La discontinuité sommitale de UD est une surface durcie.

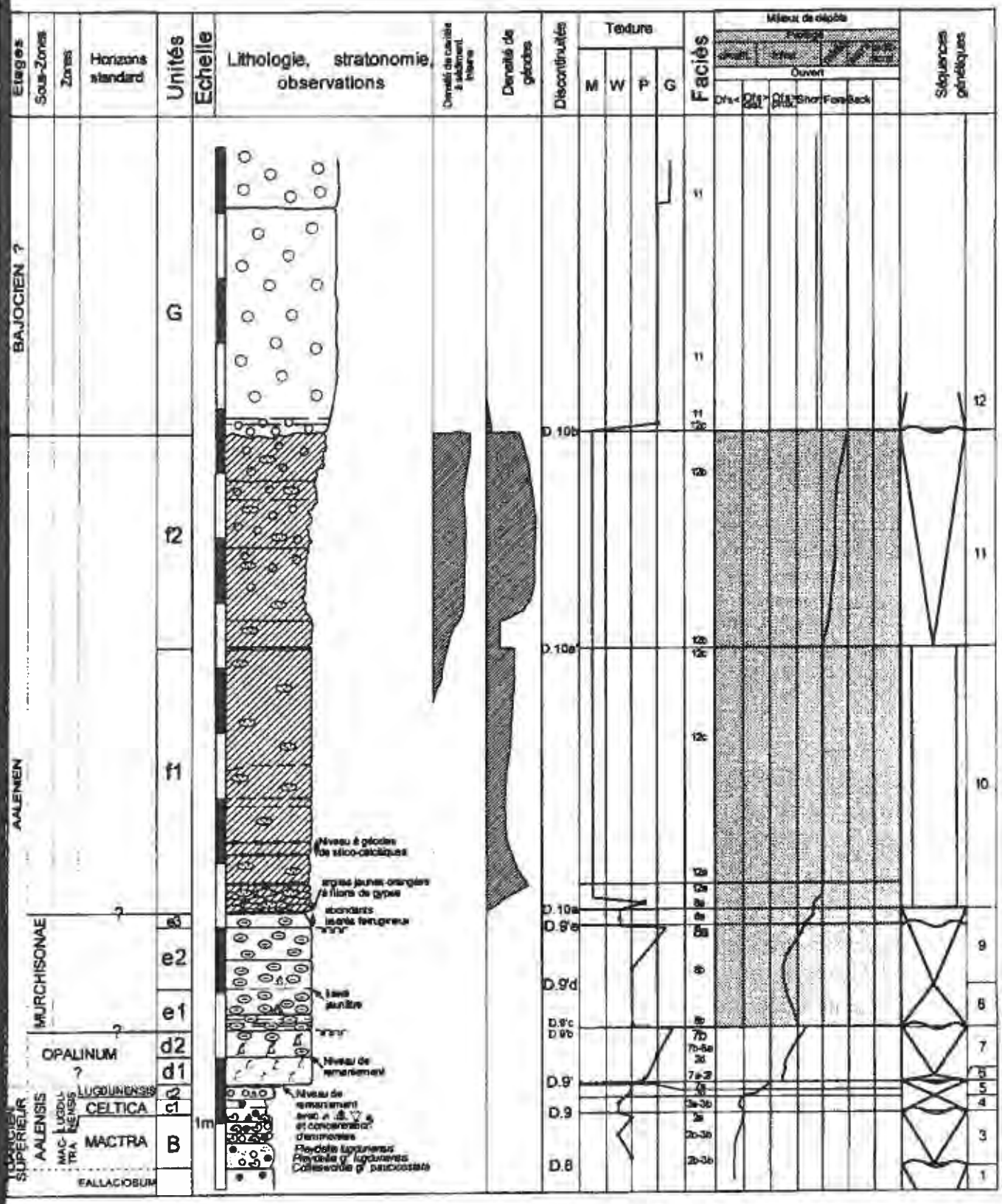


Fig. 61 : Coupe de Calvignac. Evolution lithologique et stratigraphic.

La surface durcie SPd2 qui coiffe l'unité D est une surface discrète, horizontale et plane, perforée par des lamellibranches et par des annélides. La lithification syn-sédimentaire est due à l'induration d'une boue de calcite magnésienne. Les perforations sont remplies par du sédiment marin (présence de nodosariidés) postérieurement dolomitisé. Ces perforations qui recoupent à la fois la matrice et les grains se rencontrent entre 5 et 10 cm de profondeur, ce qui indique une épaisseur équivalente du fond-durci.

Cimentation précoce : ciment isopaque précoce constitué soit par de la calcite riche en inclusions recoupées par des perforations de moins de 100 µm d'épaisseur et qui peut passer latéralement à un ciment micritique isopaque ou à un sédiment interne à pellets bactériens. Toutes ces caractéristiques suggèrent l'apparition d'une surface durcie infratidale. En effet, les ciments précoces se présentent sous 3 formes :

- soit par de la calcite aciculaire ou calcite impure (non émersive) qui témoigne d'un façonnement en milieu de *shoreface* ;
- soit par un agglomérat de petites particules micritiques engendré par la précipitation de calcite magnésienne en milieu phréatique marin.
- soit par remaniement de la matrice initiale par des colonies bactériennes.

Il n'y a pas ici d'indices d'émersion. Il s'agit d'un arrêt de sédimentation qui résulte d'un changement de régime hydrodynamique en relation avec le changement paléogéographique (surface de *by-pass*).

Unité E : calcaires à biopisolithes de nubéculaires (1,8 m)

SUe1 : il s'agit d'un ensemble strato-croissant de calcaires bioturbés riches en biopisolithes de nubéculaires. La baisse significative de la concentration en bioclastes dans ce niveau s'accompagne de la nette apparition des gastéropodes et localement de spicules de spongiaires. Le degré de remaniement des éléments figurés diminue vers le haut.

Monsardithyris trilineata date le niveau de la zone à Murchisonae.

SUe2 : La texture évolue d'une biomicrite wackestone, localement packstone, à la base, vers une biomicrosparite grainstone au sommet. Les éléments constitutifs sont divers foraminifères benthiques (verneuilinoïdés, *Ophthalmidium* sp., *Planiinvoluta* sp. et nodosariidés), des gastéropodes à remplissage micritique, des algues (*Holosporella* sp.) et des biopisolithes de nubéculaires à nucléus de natures diverses. Au sommet de SUe2 apparaissent des pelletoïdes et des intraclasts issus du démantèlement et du remaniement d'une surface durcie.

Cette sous-unité est clôturée par une surface plane durcie et perforée (*Lithodomus* et annélides). La lithification syn-sédimentaire de SDe2 (pl.8, photos 1 et 2) est due à la précipitation précoce d'un ciment isopaque de calcite (d'une épaisseur moyenne de 100 µm) riche en inclusions. Celle-ci a affecté le sédiment sur une dizaine de centimètres. Le même ciment calcitique apparaît à l'intérieur des bioclastes. La dissolution précoce de l'aragonite de ces derniers précède donc la phase de lithification. Tous ces critères sont caractéristiques d'une surface durcie infratidale façonnée par la houle et lithifiée par la calcite magnésienne en milieu phréatique marin. Ce fond-durci a été postérieurement fracturé. Les fissures ont été tardivement remplies par du gypse.

SUe3 : elle est constituée par un banc de calcaire argileux épais de 30 cm. Nous retrouvons dans ce niveau le même faciès que le niveau sous-jacent (SUe3), fortement remanié. S'y ajoutent d'abondants bioclastes. L'argilosité et les filons ferrugineux augmentent en montant dans la série. La discontinuité sommitale est soulignée par 5 cm d'argiles jaune-orangé à intercalation de filonnets de gypse (pl.6, photo 5). Celui-ci n'est pas en place. Il remplit des fissures tardives et des stylolites.

Unité F : ensemble dolomitisé et recristallisé (7,5 m)

SUf1 (4 m) : Ensemble strato-croissant de calcaires orangés recristallisés, à abondantes géodes silico-calcitiques hétérométriques et globuleuses. Il débute par un banc épais de 45 cm de calcaires dolomitisés noduleux bioturbés. A la base, 3 faciès différents se superposent dans le temps et sur 3 cm. Très rapidement, le microfaciès devient homogène. Il s'agit d'une (dolo)microsparite mudstone. Le sommet de ce niveau est souligné par une nette augmentation de la concentration en géodes. L'ensemble sus-jacent se caractérise par un faciès uniforme et par une constance de la concentration en géodes. Ces observations témoigneraient d'une relative stabilité du milieu de sédimentation. Un banc de 5 cm d'épaisseur à base et sommet ondulés termine cette sous-unité.

SUf2 (3,2 m) : Bancs décimétriques à centimétriques de calcaires recristallisés rouges composés d'abondantes géodes hétérométriques de calcite. Cet ensemble se caractérise par la présence d'abondantes vacuoles de dissolution au sein desquelles il est fréquent d'observer du remplissage de sédiment interne.
Les lavages effectués dans ces sédiments de remplissage ont révélé seulement la présence de grains de quartz. L'intense recristallisation de la série n'a pas permis de trouver des organismes dans les résidus. Ce sédiment interne est de plus en plus développé en montant dans la série. Sa disparition qui coïncide avec l'arrivée des calcaires oolithiques sus-jacents permet de positionner avec précision la surface de karstification.
La distribution du remplissage des vacuoles par ce sédiment interne montre que la dissolution liée à la karstification a affecté 4 m de sédiment compacté. Sur cette coupe , la discontinuité D.10b est donc soulignée par une phase majeure sub-émersive.

Unité G : La phase évaporitique précédemment citée est suivie par le dépôt de calcaires oolithiques.

◆ Evolution paléoenvironnementale et séquentielle

* Les faciès de l'ensemble argilo-carbonaté condensé et réduit daté du Toarcien supérieur suggèrent une oscillation des environnements entre l'*offshore* inférieur et l'*offshore* supérieur médian. Cet ensemble a été décomposé en 4 demi-cycles transgressif-régressifs (DMR1, DMR3, DMT4, DMR5). 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 se situe à la limite entre le Toarcien et l'Aalénien (pl.7, photo 3).

* A partir de l'Aalénien basal, la superposition des 3 faciès sur 3 cm souligne une reprise saccadée de la sédimentation par ennoiement progressif de la plate-forme (DMT6). Au-dessus et en montant dans la série, les conditions paléoenvironnementales passent de l'*offshore* supérieur médian au *shoreface* ce qui traduit une augmentation de l'hydrodynamisme et donc une évolution en comblement (DMR7). Cette évolution est clôturée par une surface durcie perforée, façonnée par la houle en domaine de *shoreface*.

* Dans l'unité lithologique E, 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) indiquent la proximité de barres bioclastiques et des variations de l'espace disponible. Deux demi-cycles ont été reconnus. L'évolution transgressive (DMT8) est exprimée par le passage de dépôts de *shoreface* à des dépôts infralittoraux. La *mfs* (D.9'd) se matérialise par un liseré de marnes jaunâtres à brachiopodes.
L'évolution en comblement (DMR9) se traduit par le passage d'une sédimentation infralittorale à une sédimentation à la limite infralittoral-médiolittoral. La limite de séquence correspond à une surface durcie, perforée par des lithodomus, modelée par la houle. La surface de

transgression (D.10a) correspond à un niveau marneux centimétrique composé de petits filons de gypse.

* L'uniformité du faciès de la sous-unité f1 témoigne d'une relative permanence du milieu de sédimentation (limite infralittoral-médiolittoral). Ainsi, l'évolution positive de la stratonomie traduit une compensation de l'augmentation de l'espace disponible par élévation du taux de sédimentation (DMT10). Au sommet de la série, le passage progressif d'une sédimentation médiolittorale à marginolittorale puis à des conditions sub-émersives traduisent une évolution en comblement (DMR11).

* Le dépôt, au cours du Bajocien, des calcaires oolithiques signale un nouvel ennoiement (DMT12).

3.1.2b Variations latérales

Coupe de Cénevières (fig. 62)

Le Toarcien supérieur apparaît seulement dans une tranchée le long de la route. Le reste de la série affleure le long de cette même départementale.

Quelques différences avec la coupe de Calvignac sont à souligner :

a) Réduction du Toarcien supérieur (pl.7, photo 1)

Le Toarcien supérieur est composé de la base vers le sommet par :

- des marnes brunes surmontées par un banc calcaire épais de 30 cm et daté, par la présence de *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), de la sous-zone à Fallaciosum. L'augmentation de l'hydrodynamisme dans ce banc est repérée par l'élévation de la fraction biodétritique (les biomicrites wackestone passent à des biomicrites packstone-grainstone). Les allochems sont constitués par d'abondants fragments de lamellibranches, par des ooïdes à remplissage sparitique et par quelques sections d'annélides.
La surface sommitale durcie correspond au « *hard-ground* à Fallaciosum ».

- des marnes grises lenticulaires (0 à 10 cm) à *Pleydellia lugdunensis* [horizon à lugdunensis] 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).

- une croûte ferrugineuse (20 cm).

Interprétation : le dépôt de ces marnes vraisemblablement en phase transgressive a été suivi par une phase régressive matérialisée dans une première étape par l'érosion de ce niveau (forme lenticulaire) et dans une seconde étape par la mise en place de la croûte ferrugineuse durant une longue période de vacuité sédimentaire. 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 matérialisée par une surface d'érosion.

b) Absence de DMT6

L'Aalénien inférieur est représenté par un banc de calcaires bioclastiques de 65 cm. d'épaisseur. Le microfaciès passe, de la base au sommet, d'une dolobiomicrite à texture wackestone à fragments de lamellibranches et d'échinodermes, à une biomicrite packstone-grainstone riche en microbioclastes en cours de micritisation. La marque d'une activité biologique à la base (fouissage) et l'augmentation de la fraction biodétritique révèlent une élévation significative de l'énergie du milieu (DMR7).
La surface de transgression correspond à une surface durcie.

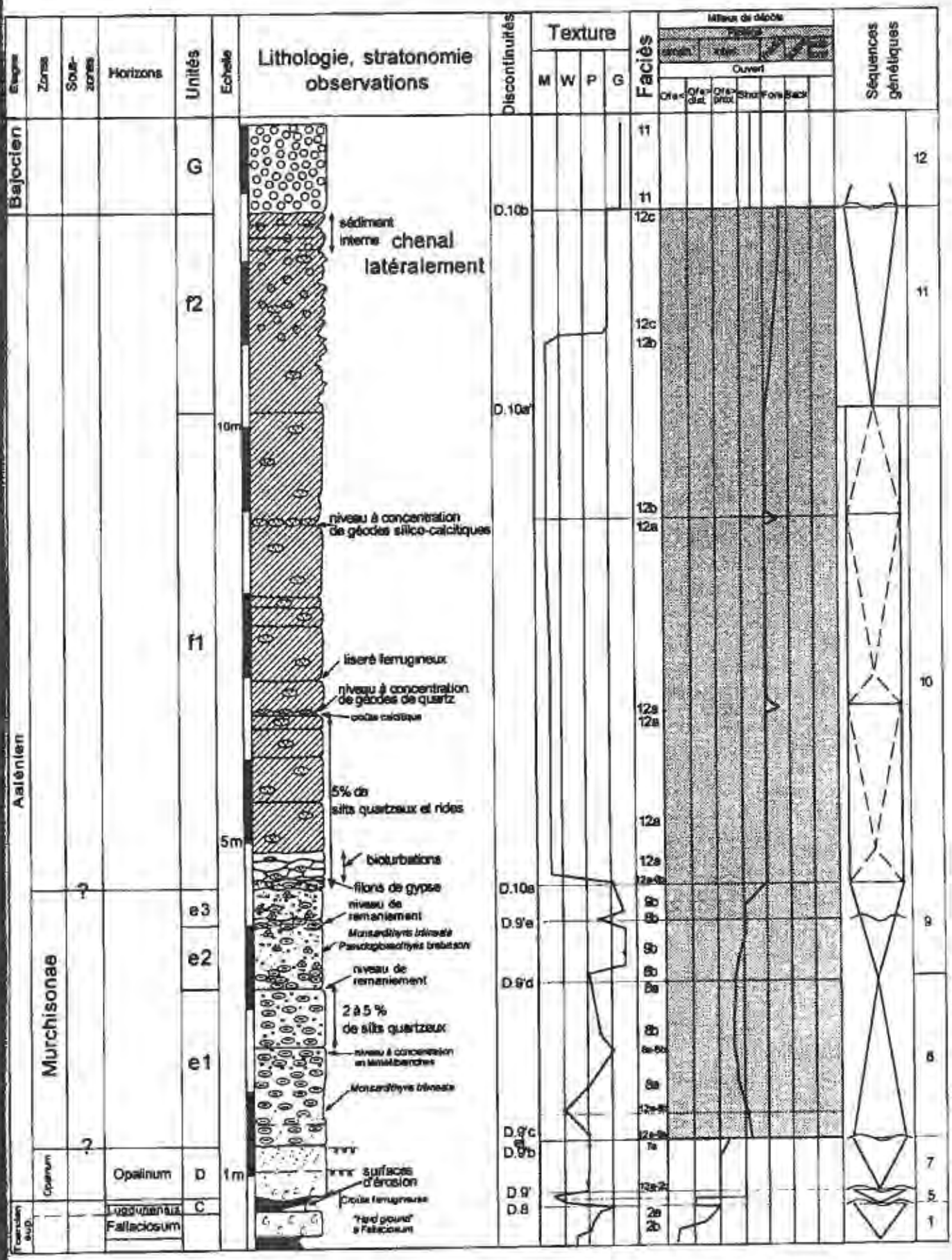


Fig. 62 : Coupe de Cénevières. Evolution lithologique et stratigraphie.

c) Changement de régime de la subsidence et variations latérales de faciès au cours de l'Aalénien moyen.

SUe1 (DMT8), SUe2 et SUe3 (DMR9) datées de la zone à Murchisonae par *Monsardithyris trilineata* et *Pseudoglossothyris brebissoni* sont plus dilatées qu'à Calvignac. DMT8 est interrompu localement par un liseré argileux jaune et par un niveau de remaniement et de concentration en biopisolithes (m.f.s., D.9'd). Ces éléments non biogènes hétérométriques et hétéromorphes s'associent à des biodébris de natures diverses dont le degré d'usure souligne un important transport.

DMR9 est défini par un changement significatif du microfaciès et du contenu bioclastique, avec l'apparition de calcaires à pelletoïdes.

Le microfaciès correspond à une biopelmicrite packstone-grainstone. L'abondance des foraminifères benthiques (*Ophthalmidium* sp., *Glomospira* sp. et *Planiinvoluta* sp.), la présence de dentales, de *Holosporella sp.* et d'abondants spicules de spongiaires indique un milieu relativement calme, en zone photique (micritisation de la majorité des foraminifères benthiques). Des lentilles à concentration bioclastique témoignent d'une augmentation ponctuelle de l'hydrodynamisme.

Une discontinuité (D.9'e) partage ce niveau en deux parties. Il s'agit d'un niveau de remaniement, avec une accumulation de biopisolithes de nubéculaires fragmentés et de lithoclastes (surface durcie démantelée).

SUe3 est interrompue par une surface ondulée (surface de transgression D.10a).

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

A la base de la SUf1, apparaissent des petits filons de gypse obliques par rapport à la stratification. Respectivement 2 m et 4 m au-dessus, viennent s'intercaler dans l'ensemble dolomitique deux niveaux à concentration de géodes silico-calcitiques. Le premier niveau est précédé par une croûte calcitique parallèle à la stratification épaisse de 2,5 cm. Ces horizons sont visibles au plafond des cavités souterraines.

Le sédiment interne s'observe uniquement au sein des 30 derniers centimètres des calcaires recristallisés à ooïdes (SUf2). Latéralement, nous avons observé un chenal de marée .

*** *Coupe de La Toulzanie*** (fig. 63)

La série s'étend des marnes sous-jacentes au niveau à Fallaciosum jusqu'aux dolomies intra-aaléniennes.

Elle se distingue par :

- au Toarcien supérieur, une sédimentation plus complète qu'à Calvignac mais condensée.

Le calage biochronologie révèle la moindre ampleur des lacunes avec le dépôt de sédiments datés des horizons à Buckmani et à Subglabrum. Toutefois, un horizon est représenté par 10 cm de sédiment, preuve du caractère condensée de la sédimentation au sommet du Toarcien ;

- à l'Aalénien inférieur, la sédimentation est à la fois plus dilatée et plus distale.

La tendance transgressive s'affirme au-dessus de la limite Lias-Dogger, par le passage d'une sédimentation en domaine d'*offshore* supérieur médian à une sédimentation en domaine d'*offshore* supérieur distal. La présence d'abondants terriers parallèles à la stratification et à remplissage dolomitique indique un taux de sédimentation relativement faible. Les traces de fouissage et la concentration en lamellibranches augmentent vers le haut ;

- au sommet de l'Aalénien inférieur (DMR7) apparaît un faciès nouveau, absent sur les deux coupes précédemment décrites. Il s'agit d'un calcaire d'aspect granulaire qui débute par un niveau à condensation en lamellibranches. Il contient d'abondants foraminifères benthiques et des bioclastes.

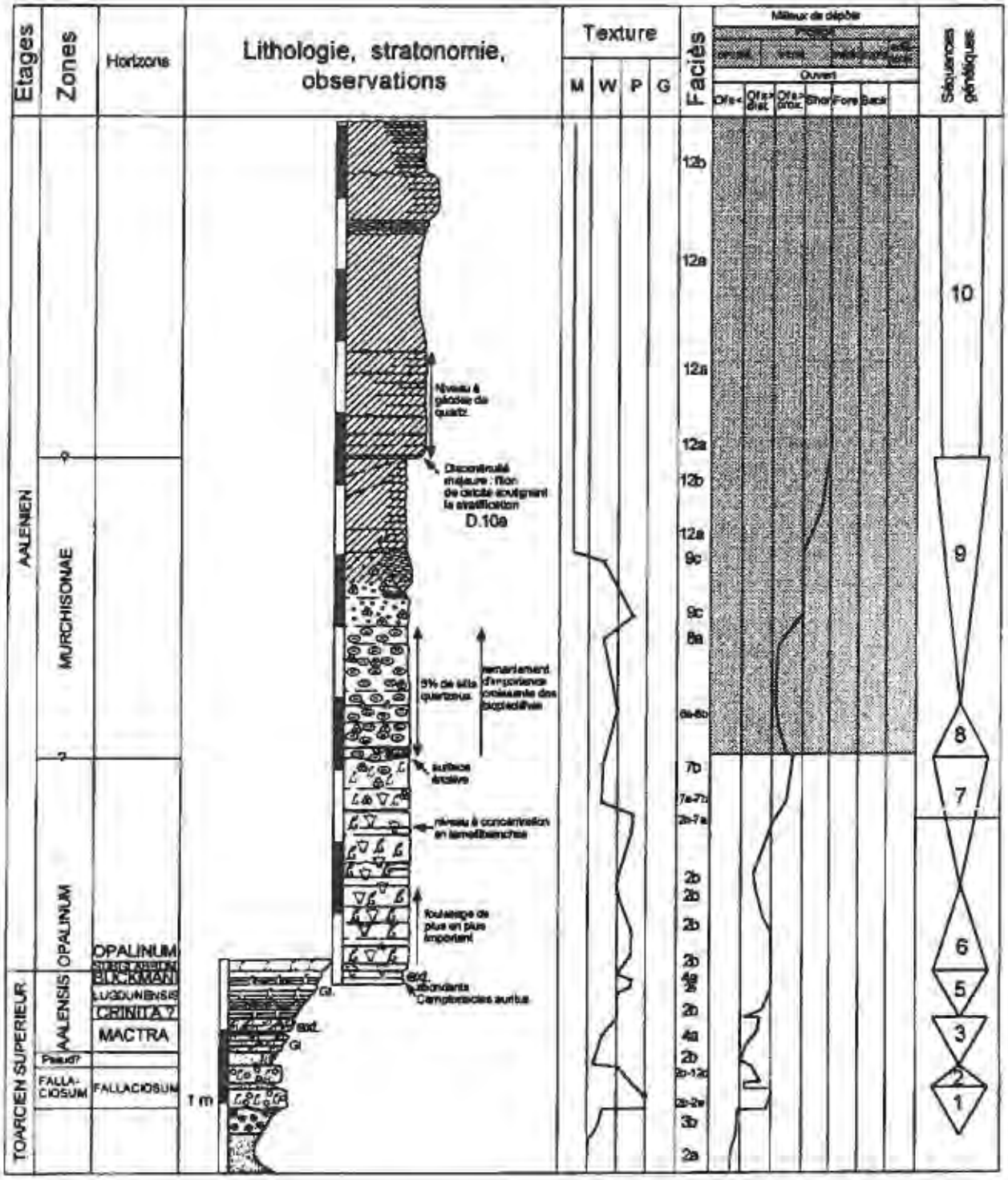


Fig. 63 : Coupe de La Toulzanie. Evolution lithologique et stratigraphie.

Il correspondrait à un dépôt de transition entre la plate-forme ouverte et la plate-forme protégée c'est-à-dire à un faciès d'arrière-barre bioclastique. La surface érosive qui tronque cet ensemble, est confondue avec la surface de transgression (D9'c) ;

- à l'Aalénien moyen, la sédimentation s'uniformise, avec néanmoins une épaisseur plus forte qu'à Cénevières. Le front basal de dolomitisation se situe dans les calcaires à pelletoïdes. Dans le niveau à biopisolithes de nubéculaires, ces éléments non biogènes sont fortement remaniés et associés à d'abondants biodébris bioclastiques et à 5 % de silts quartzeux.

La discontinuité D.10a est soulignée par un filon de calcite parallèle à la stratification qui correspondait vraisemblablement à un niveau à concentration de gypse avant les phases de dissolution et de recristallisation. La dolomitisation et les géodes apparaissent précocement au sein des biopelmicrites.

La série superposée à la discontinuité D.10a est représentée par 4,75 m (au minimum) de calcaire recristallisé à abondantes géodes. Les conditions d'affleurement ne permettent une étude détaillée et complète de ce niveau ; il est donc difficile d'en tirer autant d'informations que sur les précédentes coupes de ce secteur.

**** Coupe de Cornus et coupe de St-Martin-Labouval*** (annexe 12 et 13)

Ces deux coupes recouvrent la totalité de la Formation de Lexos et du Membre de la Toulzanie. Elles montrent la même succession stratigraphique qu'à la Toulzanie. Elles diffèrent par une réduction de l'épaisseur de l'assise à gryphées.

A St Martin-Labouval, la série aalénienne est clôturée par 1 m de calcaires recristallisés oolithiques à inclusion de filons calcitiques parallèles (structures de type « *chiken wire* » ; pl.5, photos 3 et 4) à la stratification qui témoignent d'une succession d'épisodes évaporitiques.

**** Variations latérales orientales, le long de la vallée du Lot : coupes de Larroque-Toirac, d'Ambeyrac et de l'intersection D.38-D.86*** (fig. 64)

TOARCIEN SUPERIEUR

Coupe de Larroque-Toirac : le Toarcien supérieur a été décrit par Cubaynes (1986). Je ne présenterai que les différences observées avec le secteur de St Martin Labouval. Le Toarcien apparaît moins condensé. Il diffère par la présence de 2 m de marnes sombres à oolithes ferrugineuses datées au sommet de la zone à Pseudoradiosa. Ces marnes se développent entre le niveau à Fallaciosum et l'assise à gryphées. De plus, l'intégralité de la série carbonatée du toarcien terminal contient des oolithes ferrugineuses et des ooïdes à remplissage sparitique. Au sommet, les calcaires aaléniens reposent directement sur les sédiments datées de l'horizon à Lugdunensis ce qui suggère l'absence de l'horizon à Buckmani.

A l'Est de ce secteur, sur la rive opposée du Lot (carrefour des départementales D.38-D.86), les calcaires aaléniens reposent directement sur les marnes toarciennes datées au sommet de la zone à Pseudoradiosa par la présence de *Dumortieria radians* (lacune de la zone à Aalensis).

La coupe d'Ambeyrac, plus au Sud, montre une succession relativement similaire à Larroque-Toirac, avec toutefois un niveau à brachiopodes plus réduit (15 cm), dans lequel de nombreuses *P.Lugdunensis* et divers lamellibranches ont été récoltés. L'horizon à Buckmani semble également absent sur cette coupe.

AALENIEN

Dans le secteur de Larroque-Toirac, la base de cet étage montre une différence significative par rapport aux coupes précédemment décrites. Le DMT6 est absent. En effet, l'évolution régressive des premiers bancs relève du demi-cycle DMR7. Elle s'exprime par le passage progressif d'une sédimentation en domaine d'*offshore* supérieur proximal (faciès 7a à 7b) à une sédimentation en domaine infralittoral (8b).

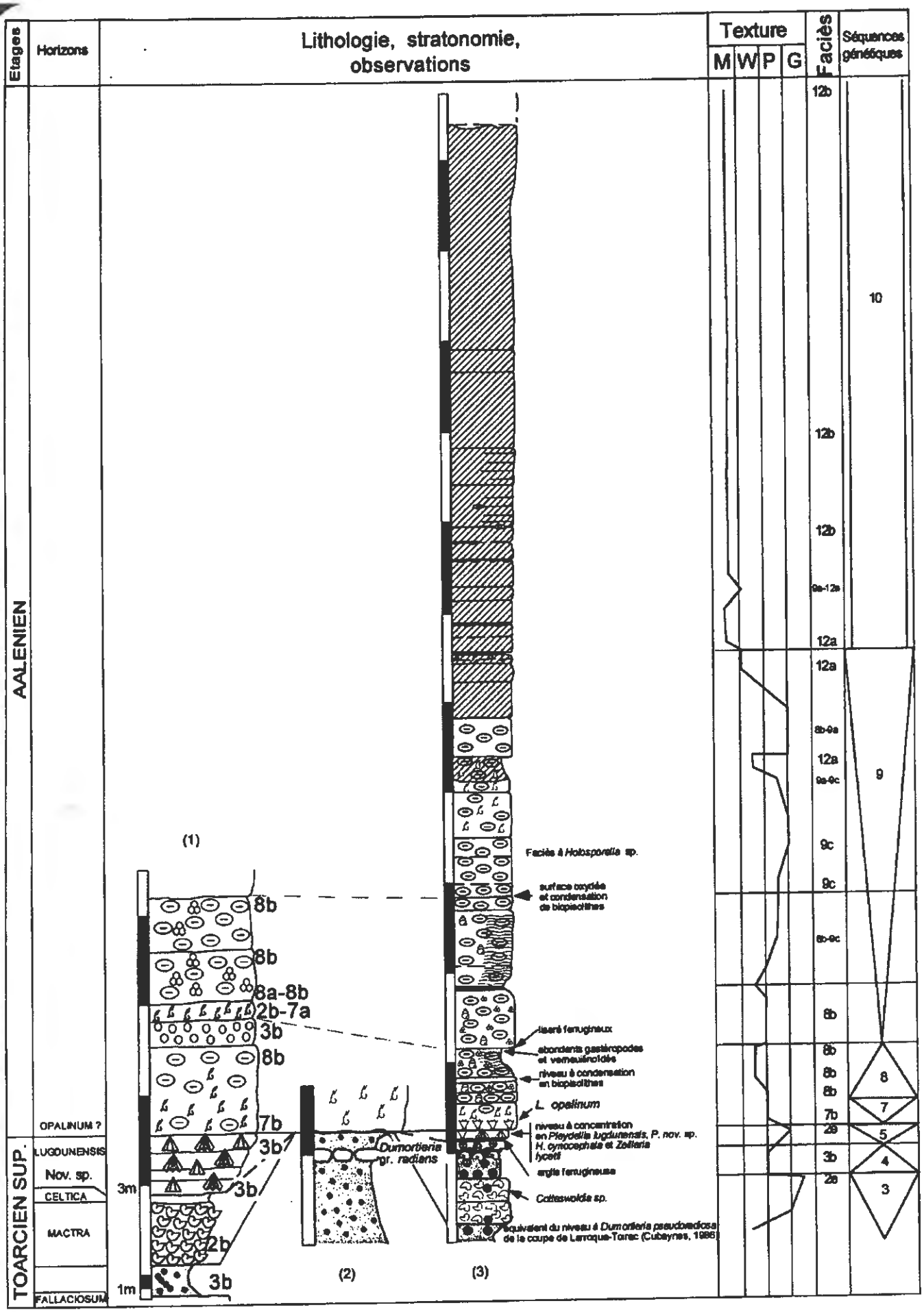


Fig. 64 : Coupe de Larroque-Toirac (1, d'après Cubaynes, 1986) , coupe de l'intersection D.38-D.86 (2, *in* Cubaynes, 1986) et coupe d'Ambayrac (3). Evolution lithologique et stratigraphie.

Le DMT8, quant à lui, indique un retour à une sédimentation en domaine ouvert qui s'exprime par l'apparition brutale de calcaires à ooïdes à remplissage sparitique (oobiomicrite packstone) surmontés par des calcaires bioclastiques (biomicrite packstone) à abondants fragments d'échinodermes et sections de gastéropodes. Au-dessus, une sédimentation en domaine protégé réapparaît. Les calcaires à biopisolithes se chargent progressivement en pelletoïdes (Kafa, 1988) et passent rapidement à des dolomies microcristallines, puis au sommet à des calcaires recristallisés.
A Ambeyrac, le DMT6 est également absent. Le DMR7 montre la même évolution mais il débute toutefois par un niveau à concentration en lamellibranches. La tendance transgressive (DMT8) se traduit par l'arrivée de brachiopodes dans des sédiments infralittoraux. La surface de transgression se situe au sommet des marnes à biopisolithes. Elle correspond à un liseré ferrugineux qui marque vraisemblablement un arrêt de sédimentation. Le DMR9, plus épais que dans le secteur de St-Martin-Labouval, est représenté par 4,5 m de sédiment. Les calcaires plus ou moins argileux à biopisolithes et pelletoïdes passent progressivement à des calcaires dolomitiques orangés à géodes silico-calcitiques. La surface de transgression correspond à un niveau d'argile orangé épais de 2,5 cm.
Au-dessus, la totalité de la série n'a pas pu être identifiée.

3.1.3 HAUT-FOND DE FIGEAC-CAPDENAC

L'intense recristallisation de la série et l'absence d'arguments biochronologiques nous conduisent à ne donner qu'une description sommaire des coupes de ce secteur.

Localisation des coupes :
Coupe de Figeac : La coupe est située au pied de la corniche qui domine le talus septentrional de la route, au NE de la gendarmerie.
Coupe de Lissac ou coupe du Causse-Saint-Denis (Cubaynes, 1986) : carte IGN au 1/50000 de Figeac, en X=420,62 et Y=4940,4. La coupe est visible sur le bord Nord de la route départementale D.2, à l'entrée Ouest du village.
Coupe de Capdenac-le-haut : carte I.G.N au 1/50000 de Figeac, en X=426,5 et Y=3253,6. Le passage Lias-Dogger est visible le long de la falaise qui se situe à l'Est et en contrebas du village de Capdenac-le-haut. Un sentier pédestre longe cette falaise.
Coupe de La Marinie : carte IGN au 1/50000 de Figeac, en X=424,8 et Y=4932,1 La coupe est visible le long du chemin vicinal qui mène à « le Bancarel », à l'Ouest du lieu-dit « La Marinie ».
Coupe de St Julien d'Empare : carte IGN au 1/50000 de Figeac, en X=426,5 et Y=4933,1. La coupe se situe le long de la D.35 au niveau du tournant en épingle, au Sud de Saint-Julien-d'Empare.
Coupe du Bancarel : carte IGN au 1/50000 de Figeac, en X=424,8 et Y=4933,5. La série affleure à l'extrémité Nord d'un champs se situant au SE du lieu-dit « Le Bancarel ».

Coupes de Figeac et de Lissac (fig. 65)

La série toarcienne est représentée par environ 1 m de marnes gris-noir, surmontées rapidement par des marnes brunes chargées en oolithes ferrugineuses qui se concentrent en lentilles. Un niveau à concentration en géodes et un horizon d'argile orangé dépourvu d'oolithes ferrugineuses s'individualise à 45 cm de la base. Au sommet, sous la surface érosive qui matérialise la limite Toarcien-Aalénien, l'unité inférieure s'achève par un liseré argileux de 5 cm. Par analogie de faciès avec la coupe de Cambes, nous rapportons cet ensemble marneux à l'unité lithostratigraphique des marnes silteuses datée de la zone à Dispansum et à Pseudoradiosa, ce qui suggèrerait une lacune de la zone à Aalensis.

La série aalénienne est représentée par 7 m de calcaires recristallisés. La karstification actuelle accentue certaines discontinuités majeures. Malgré l'intense recristallisation, la

position de ces discontinuités et l'analyse microfaciologique permettent d'individualiser plusieurs unités.

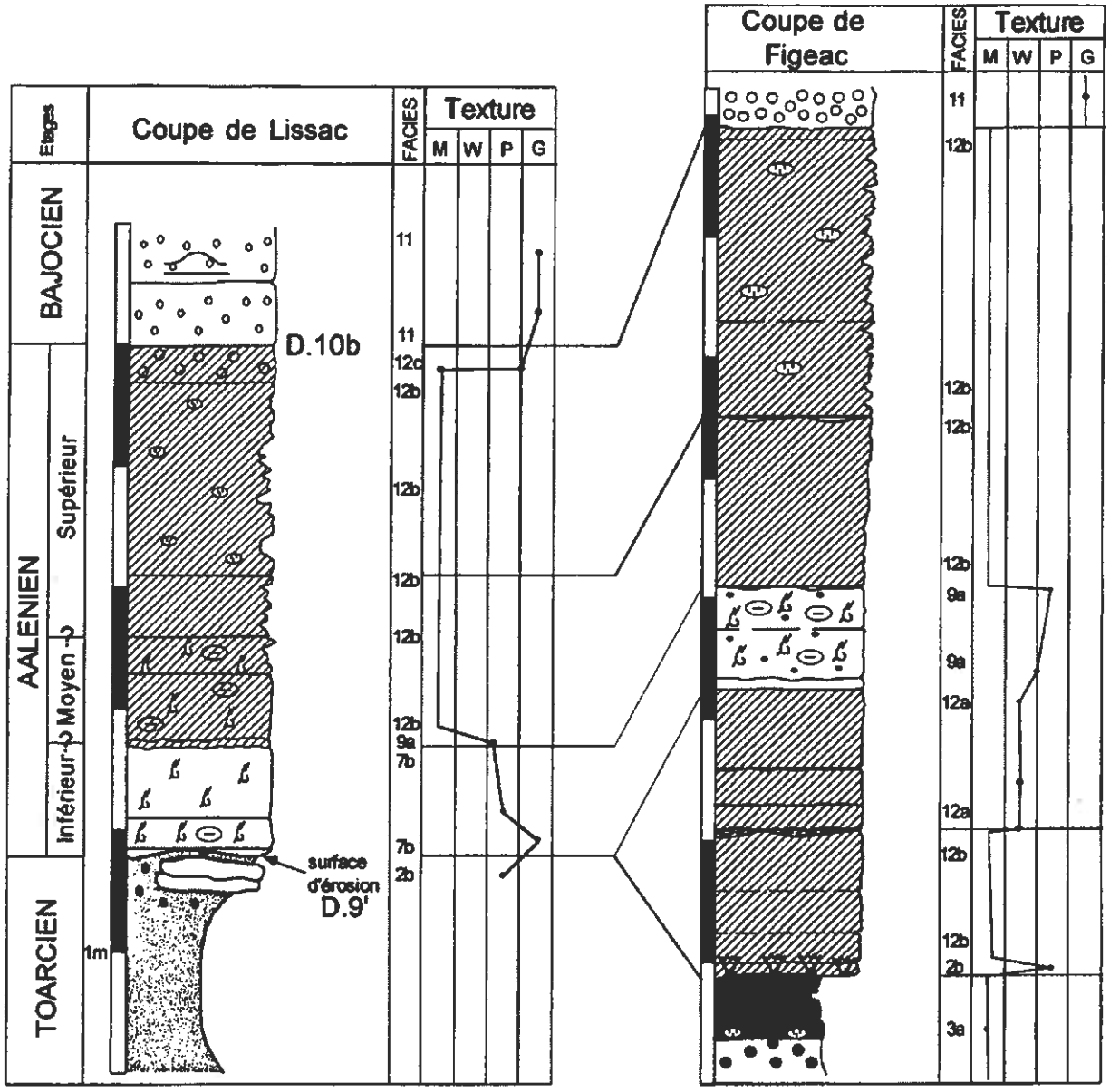


Fig. 65 : Coupe de Lissac et de la gendarmerie de Figeac. Evolution lithologique.

De la base vers le sommet, on distingue :

- 1,10 m de calcaires recristallisés à rares géodes éparses. Cette unité débute par un niveau à concentration de fragments de lamellibranches associés à d'abondants silts quartzeux anguleux. En montant dans la série, l'intense recristallisation ne permet pas de distinguer les constituants originels ; au sommet, apparaissent les premiers bioclastes en voie de micritisation.
- 1,15 m de calcaires recristallisés strato-croissants composés de fantômes de bioclastes ;

- 75 cm de calcaires dolomitiques. Les biomicrites wackestone-packstone se composent de pelletoïdes, de biopisolithes de nubéculaires, de rares verneuilinoïdés et de quelques fragments d'échinodermes. En montant dans la série, la fraction bioclastique et notamment la concentration en crinoïdes augmente significativement ;
- 1,4 m de calcaires recristallisés massifs à fragments bioclastiques ;
- 2,3 m de calcaires recristallisés à rares grains de quartz et à abondantes géodes de calcite hétérométriques.

La discontinuité D.10b se matérialise, comme dans tout le secteur, par un changement brutal du faciès avec l'apparition des calcaires oolithiques francs (oobiosparite à bahamites).
A Lissac, l'évolution est très comparable. La série est toutefois plus réduite et des calcaires recristallisés à ooïdes apparaissent au sommet.

Coupe de Capdenac-le-Haut (fig. 66)

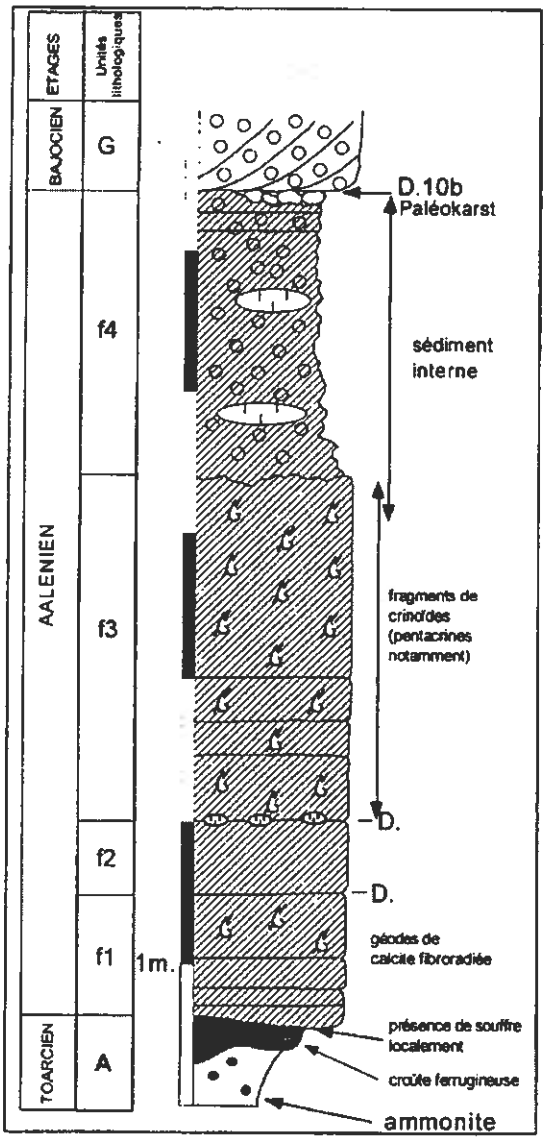


Fig. 66 : Coupe de Capdenac-le-haut. Evolution lithologique.

Les marnes noires litées à oolithes ferrugineuses (A) datées du Toarcien supérieur sont surmontées par une croûte ferrugineuse lenticulaire d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur. Au sommet de cette croûte, il est fréquent d'observer localement du soufre. La surface érosive couronnant cet ensemble correspond à la limite Toarcien-Aalénien.

L'Aalénien est représenté par des calcaires recristallisés épais de 6 m qui se subdivisent, de bas en haut, en 4 ensembles :

-1 m de calcaires recristallisés (f1) strato-croissants au sein desquels il est fréquent d'observer de la calcite fibroradiée orangée ;

- 50 cm de calcaire recristallisé (f2) rougeâtre dont la surface sommitale est jalonnée par un niveau à concentration de géodes silico-calcitique ;

- 2,4 m de calcaire bioclastique recristallisé orangé (f3), à géodes de calcite éparses. La patine et l'analyse pétrographique révèlent que le microfaciès originel devait correspondre à une biosparite grainstone riche en fragments d'échinodermes (pentacrines notamment). Sur plaque mince, nous remarquons la présence locale de ciment syntaxique et de bioclastes perforés en voie de micritisation. Au sommet de l'unité apparaissent les premières cavités à remplissage de sédiment interne qui témoignent d'une phase de karstification sus-jacente ;

- environ 2 m de calcaire recristallisé rougeâtre (f4) très karstifié à fantômes d'oolithes. Cet ensemble contient d'abondantes géodes d'une vingtaine de centimètres de long et de rares cavités remplies de sédiment interne.

La discontinuité D.10b, confondue avec un paléokarst, est soulignée par des poches de brèches karstiques et par un niveau à concentration en géodes de calcite.
Au-dessus viennent des calcaires dolomitiques oolithiques à stratifications obliques (G).
Par comparaison avec les secteurs voisins de Cambes et de Figeac, Capdenac-le-Haut se localise sur un haut-fond comme en témoigne le caractère proximal de la sédimentation (apparition précoce des géodes et des rosettes, surface de karstification sommitale..).

*** *La Marinie, Le Bancarel et St Julien d'Empare*** (fig. 67)

Ces trois coupes, proches de la faille de Sept Fonds, montrent la même succession. Les calcaires recristallisés à ooïdes reposent directement sur les marnes noires toarciennes. Ces marnes vraisemblablement datées du Toarcien supérieur (Zone à Dispansum et/ou Zone à Pseudoradiosa), comme en témoigne la présence du « *hard-ground* à Fallaciosum » 1,5 m au-dessous de la limite Lias-Dogger (St Julien d'Empare), sont surmontées localement (Le Bancarel) par une croûte ferrugineuse lenticulaire d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur. Elles renferment ponctuellement des oolithes ferrugineuses ; de nombreux arrêts de sédimentation sont exprimés par d'abondants liserés ferrugineux.
La limite Toarcien-Aalénien se matérialise, sur ces trois sites, par une surface érosive.

Dans l'unité sus-jacente des calcaires recristallisés à ooïdes épais de 4,5 m (Le Bancarel), les ooïdes sont associés dans certains niveaux à des biopisolithes et/ou à d'abondants bioclastes (crinoïdes essentiellement). Les géodes y sont également abondantes, certaines d'entre elles pouvant atteindre 1,5 m de long et une trentaine de centimètres de hauteur (sommet du Bancarel).

Une surface érosive surmontée localement par une croûte calcitique interrompt cet ensemble. Cette discontinuité qui précède les calcaires dolomitiques oolithiques à stratifications obliques, correspondrait vraisemblablement à la discontinuité D.10b.

L'absence d'arguments biochronologiques ne nous permet pas de définir la position stratigraphique des calcaires recristallisés à ooïdes et donc de savoir s'il y a un passage latéral de faciès, ou bien si le sommet de la série est seul représenté sur ces trois coupes.

3.1.4 SECTEUR DE CORN-THEMINETTES (fig. 68 et 69)

Localisation des coupes :
Coupe de Corn : carte au 1/25000 de Cajarc, en X=413,3 et Y=4940,35. La série aalénienne affleure en bordure Nord de la D.41, à proximité orientale du village de Corn (vallée du Célé).
Coupe de Roquefort : carte au 1/25000 de Cajarc, en X=411,45 et Y=4939,85. La coupe se situe au niveau de la falaise, au NW du château de Roquefort (vallée du Célé).
Coupe de Cambes : carte au 1/25000 de Cajarc, en X=414,6 et Y=4941,6. Cette coupe se situe à l'intersection entre les départementales D. 13 et D.48.

Ces trois coupes se placent à l'Ouest de la zone de haut-fond de Figeac, le long de la vallée du Célé. Seule la coupe de Corn présente une série complète, de l'assise à gryphées jusqu'à la discontinuité D.10b.

TOARCIEN SUPERIEUR

Dans le secteur de Corn et Roquefort, Cubaynes 1986 signale la présence, au-dessus du niveau à Fallaciosum, de 4 m de marnes litées qui se chargent au sommet d'oolithes ferrugineuses. En ce qui concerne la série du Toarcien terminal, elle est représentée, sur la coupe de Corn, par

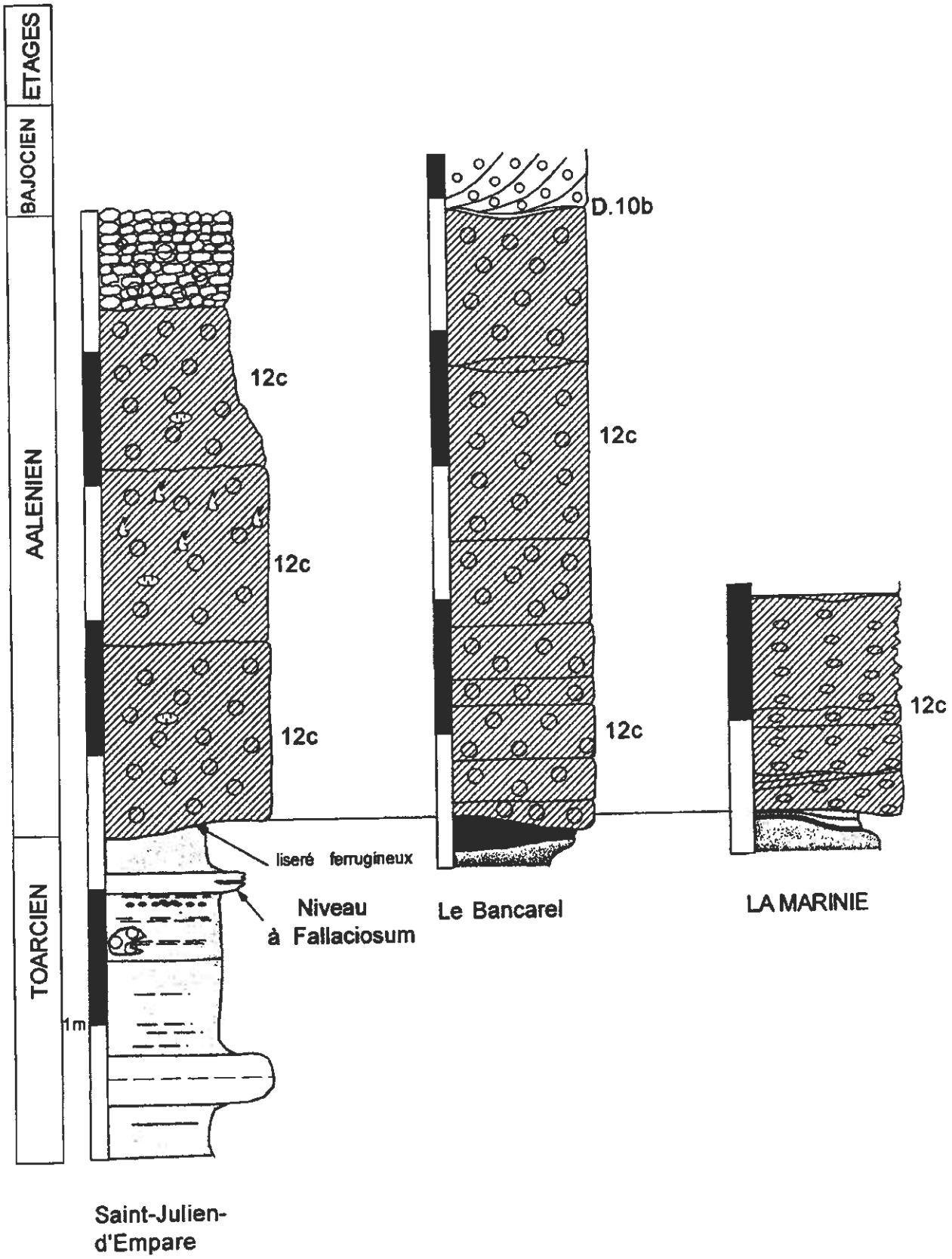


Fig. 67 : Coupes de St-Julien-d'Empare, du Bancarel et de La Marinie.
Evolution lithologique.

2 m de sédiments. Cette série condensée (présence de toutes les horizons d'ammonites, concentration de macrofaune) se caractérise par un apport important d'oolithes ferrugineuses au sein des niveaux les plus carbonatés. D'un point de vue séquentiel, le sommet du DMR3 correspond à une surface durcie qui interrompt l'assise à gryphées. La surface d'inondation maximale du DMT4 se situe au sein de l'alternance marno-calcaire datée soit de l'horizon à Celtica soit de l'horizon à Lugdunensis. L'absence de discontinuité sur le terrain n'a pas permis de la positionner avec précision. Le DMR5, qui est composé de marnes de plus en plus carbonatées se chargeant progressivement en oolithes et surtout en brachiopodes, est tronqué par une surface irrégulière matérialisant la limite entre le Lias et le Dogger.
En direction de l'Ouest, à Roquefort, la série est à la fois plus condensée et plus réduite (lacune du sommet des marnes silteuses, absence de l'horizon à Buckmani).
En direction du Nord, la coupe de Cambes montre une absence totale du Toarcien terminal (lacune de la zone à Aalensis probable). Le niveau à Fallaciosum est surmontée sur cette coupe par 1,5 m de marnes silteuses chargées en oolithes ferrugineuses et à abondants terriers. Cet ensemble est interrompue par une croûte ferrugineuse suivie d'un banc carbonaté à limites irrégulières et à surface sommitale oxydée. Sur ce banc carbonaté reposent en onlap 20 à 30 cm de marnes jaunâtres.

AALENIEN (17 m à Corn)

SUd1 : il est représenté à Corn par un double banc de calcaires bioclastiques (30 cm, au total) dans lequel se concentrent des lamellibranches. Il est daté de l'horizon à Opalinum par la présence d'abondants *Leioceras opalinum* (à Roquefort). Cet intervalle est plus développé à Cambes (80 cm.). Il se compose d'une accumulation de bioclastes en voie de micritisation (DMT6). La croûte ferrugineuse qui clôture SUd1 correspondrait au maximum d'inondation.

SUd2 : il est constitué à Corn de 1,5 m de calcaires bioclastiques (DMR7) en bancs décimétriques.
De la base vers le sommet apparaissent, au sein du microfaciès, dans un premier temps des bioclastes micritisés par perforation puis de rares biopisolithes de nubéculaires associés à des foraminifères benthiques (*Ophthalmidium sp.* essentiellement). Cette évolution souligne un passage progressif d'une sédimentation en domaine ouvert vers une sédimentation d'arrière-barre.
A Roquefort, l'évolution est identique. Toutefois la base de cette unité contient d'abondants lamellibranches.
A Cambes, il est représenté par des dépôts d'arrière-barre (20 cm).

SUe1: il se caractérise à Corn, comme sur la majorité des coupes décrites précédemment, par un changement brutal de microfaciès, avec l'apparition de calcaires (1,5 m) de plus en plus argileux à concentration en biopisolithes (biomicrite wackestone-packstone).
Cet ensemble s'achève avec 5 cm de marnes brunes, à accumulation de fragments usés d'échinodermes. La présence de ces bioclastes, d'ammonites (*Leioceratinae* lisses) et l'absence de biopisolithes témoignent d'un retour à des conditions de mer ouverte vraisemblablement liées à une phase transgressive (DMT8).
A Roquefort, ce niveau à brachiopodes indéterminables est beaucoup plus réduit (25 cm).
A Cambes, cet intervalle (1 m) est composé essentiellement d'allochems remaniés et fragmentés. Ces éléments correspondent à des biopisolithes, pelletoïdes et sections d'échinodermes.

SUe2 : à Corn les calcaires à biopisolithes (3,7 m) se chargent progressivement en pelletoïdes (foraminifères micritisés), foraminifères benthiques et spicules de spongiaires (DMR9). De

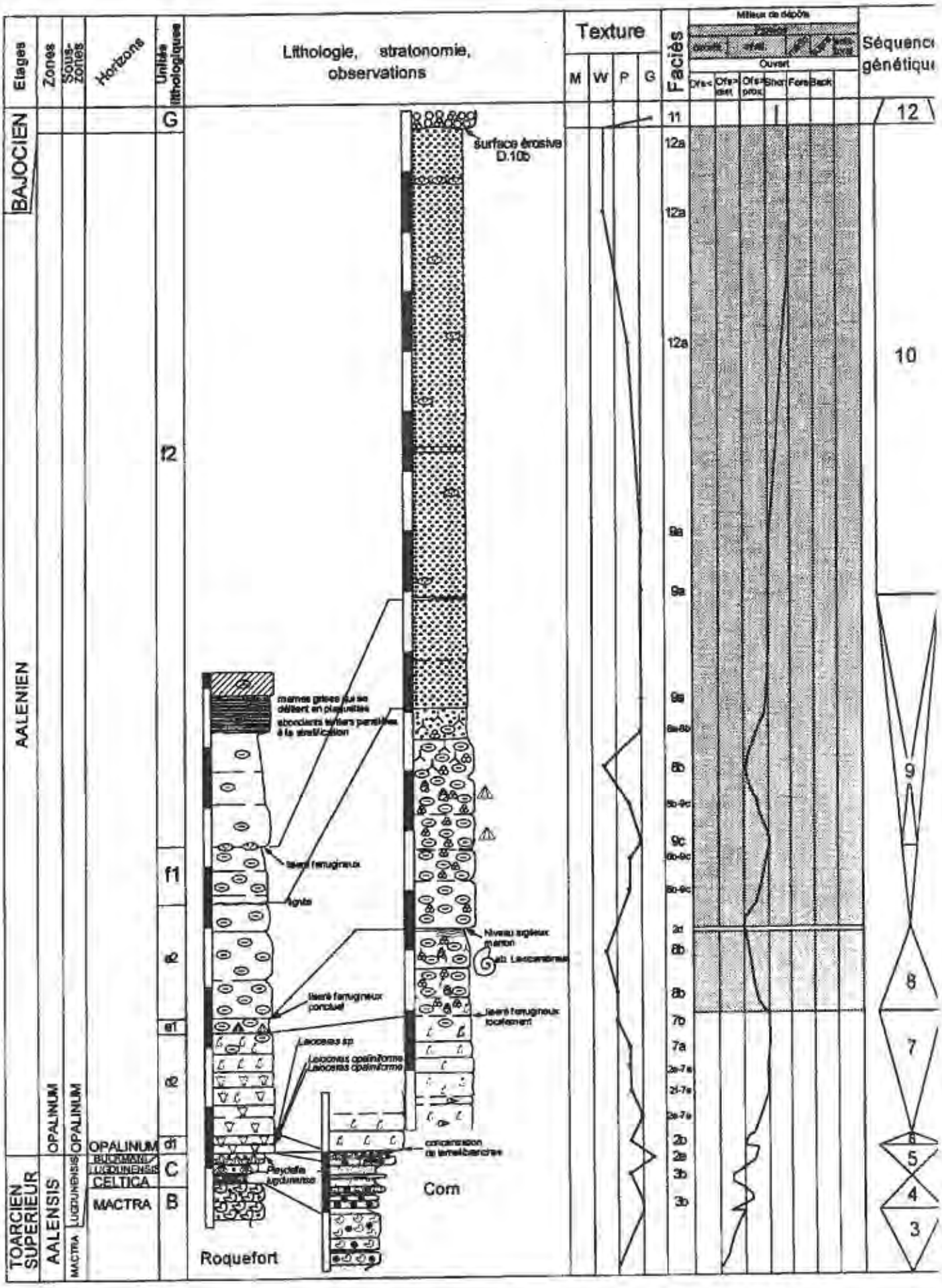


Fig. 68 : Coupe de Roquefort et Corn. Evolution lithologique et stratigraphie.

la base vers le sommet, l'augmentation de la concentration en bioclastes s'accompagne d'une élévation de la cristallinité du liant (micrite à microsparite). La discontinuité D.10a constitue un niveau de remaniement. Sur la coupe de Roquefort, elle est soulignée par un niveau à concentration de géodes et à Cambes par un niveau dolomitique noduleux de 10 cm d'épaisseur à inclusions ferrugineuses.

SUf1 : à Corn, l'unité est formée de calcaires légèrement dolomitiques (1,8 m) renfermant de rares géodes de calcite.
Le microfaciès est une biopelmicrite wackestone-packstone composée de quelques bioclastes usés d'échinodermes et de lamellibranches ainsi que d'abondants pelletoïdes durcis. Le faciès est homogène sur toute sa hauteur.
A Cambes, il est constitué par 3,5 m de dolomie microcristalline.

SUf2 : à Corn, il s'agit d'un ensemble carbonaté massif composé d'une accumulation de pelletoïdes (biopelmicrosparite). Au sommet, la dolomitisation s'intensifie et les premières géodes à remplissage siliceux et calcitique apparaissent.
Latéralement (Cambes) cet intervalle est composé de calcaires recristallisés.

La discontinuité D.10b est représentée par une surface érosive à l'échelle de l'affleurement. Elle est surmontée par des calcaires francs à bahamites, foraminifères benthiques et pelletoïdes (oobiopelsparite grainstone).

Plus au Nord, dans le secteur du Mas de Gendre (annexe 14), les calcaires argileux à brachiopodes datés, à la base, de l'horizon à Crinita, reposent directement sur le banc carbonaté à Fallaciosum. Les sédiments datés de l'horizon à Buckmani et Subglabrum semblent absents. Les faciès, attribués à l'Aalénien inférieur (zone à Opalinum) par analogie avec la coupe de Thémines, y ont été reconnus. Les conditions d'affleurement n'ont pas permis d'observer le reste de la série.

3.2 CORRELATIONS

3.2.1 SECTEUR DE ST REMY (fig. 70)

L'épaisseur du sommet de la Formation de Lexos diminue de l'Est (abords de la faille de Villefranche, 4,5 m) vers l'Ouest (La Sarrette, 80 cm). Cette réduction s'accompagne de condensations de faune, de l'apparition d'oolithes ferrugineuses et de lacunes de sédimentation.

Ainsi, ce secteur se caractérise par :

- une lacune d'amplitude croissante, d'Est en Ouest, qui se traduit par l'absence de l'horizon à Lugdunensis à Méjanet, puis des horizons à Celtica et Lugdunensis à la Sarrette ;

- une sédimentation plus carbonatée et plus proximale en direction de l'Ouest qui tend à s'homogénéiser au sommet du Toarcien ;

- la présence sur toutes les coupes de la base de l'horizon à Buckmani, avec l'association de *P. Buckmani* et de *P. Falcifer.* ;

- une lacune sur la totalité du secteur du sommet de l'horizon à Buckmani et de l'horizon à Subglabrum, soit l'absence de DMR5c ;

- l'instauration, à l'Aalénien basal, de dépôts de barre bioclastique (crinoïdes, macro-HCS) recristallisés qui sont composés localement de stromatolites (Bérals), et ils passent latéralement vers l'Ouest à des dépôts plus externes où les lamellibranches prolifèrent.

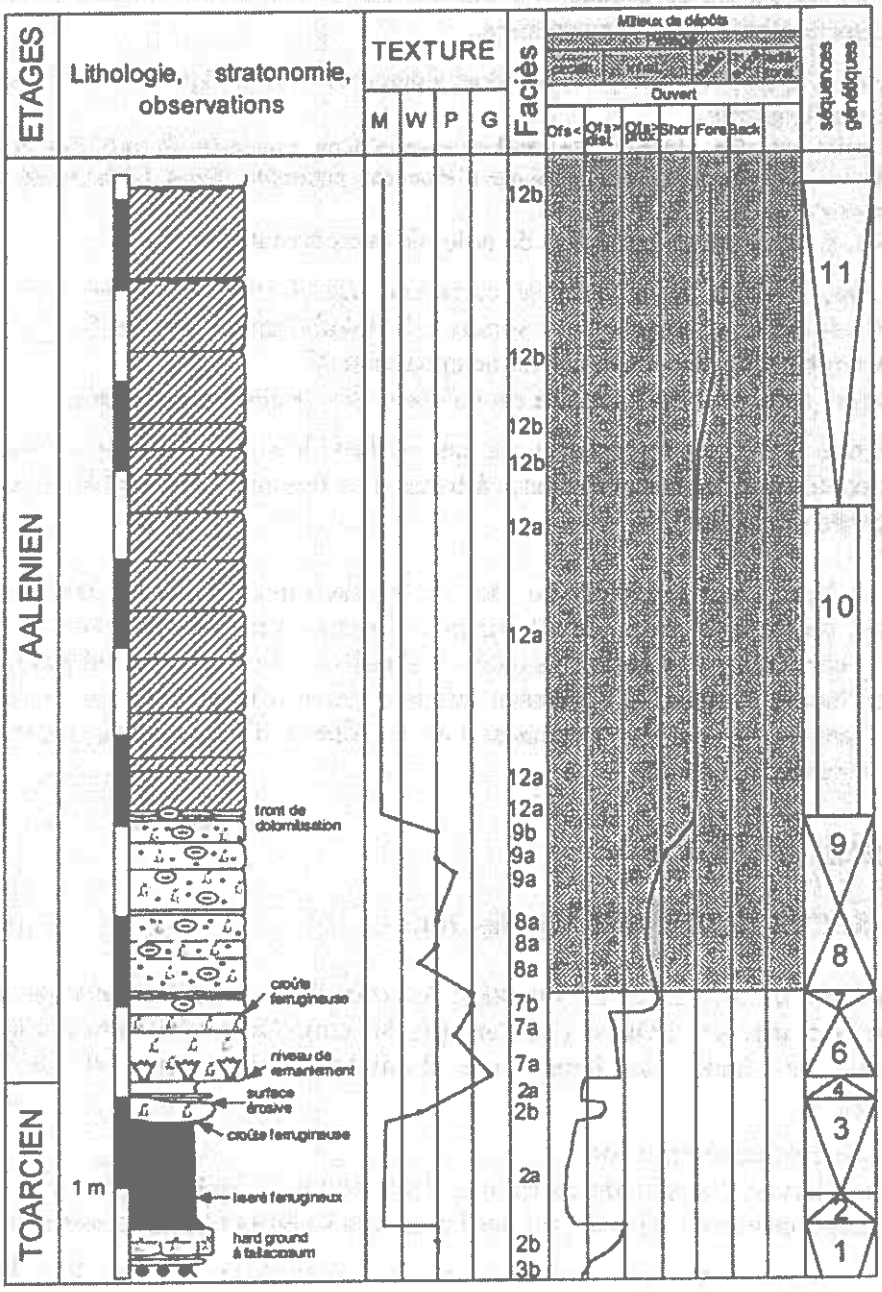


Fig. 69 : Coupe de Cambes. Evolution lithologique et stratigraphie.

Progressivement, vraisemblablement au sommet de l'Aalénien inférieur, une sédimentation en domaine plus protégé se développe. Dès l'Aalénien moyen, le milieu de sédimentation passe du domaine infralittoral au domaine marginolittoral avec l'instauration d'épisodes évaporitiques (sebkha).

En conclusion : Dès le Toarcien supérieur une zone de haut-fonds s'individualise au NW et au NNW (La Sarrette et Ginals représentant les points les plus hauts) tandis qu'une zone plus subsidente se crée au SE et au SSE. Au cours de l'Aalénien, la polarité de la sédimentation change. Une sédimentation plus proximale se développe dès l'Aalénien basal aux abords de la faille de Villefranche.

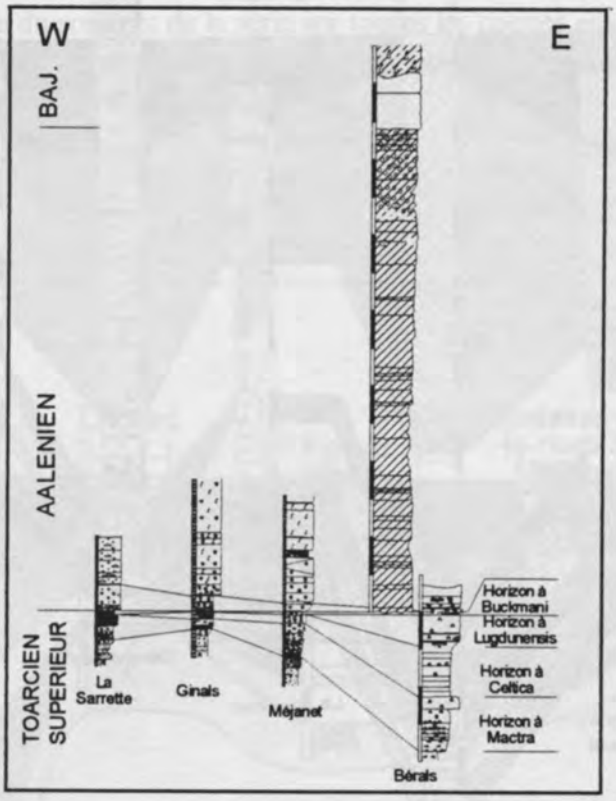


Fig. 70 : Corrélations stratigraphiques ; secteur de St Rémy.

3.2.2 SECTEUR DE ST-MARTIN-LABOUVAL (fig. 71)

L'analyse des variations latérales du sommet de la formation de Lexos et de la base de la formation d'Autoire dans le secteur de St-Martin-Labouval et environs montre :

- une homogénéisation de la sédimentation lors du dépôt du niveau à Fallaciosum ;
- l'absence dans le secteur de la quasi-totalité des marnes silteuses qui équivaut à une lacune des zones à Dispansum et à Pseudoradiosa. Ces marnes réapparaissent plus à l'Est, dans le secteur de Larroque-Toirac ;
- l'individualisation au Toarcien supérieur d'une zone de haut-fond à Cénevières avec l'absence de l'horizon à Mactra, Celtica, Buckmani et Subglabrum (indices d'érosions et de vacuité sédimentaire), ainsi qu'au carrefour des départementales D.38-D.86 avec une lacune de l'intégralité de la zone à Aalensis ;

- l'individualisation d'une zone haute à l'Aalénien basal dans le secteur de Cénevières et de Calvignac se traduisant par l'absence de DMT6, par le dépôt de faciès de haute énergie, par la présence de nombreux arrêts de sédimentation et par l'absence du faciès granulaire d'arrière-barre identifié sur les coupes les plus occidentales ;
- la présence des horizons à Buckmani et à Subglabrum sur les coupes les plus occidentales ;
- une relative homogénéisation de la sédimentation et une constance de l'épaisseur du DMT8 (Aalénien moyen) sur l'ensemble du secteur ;

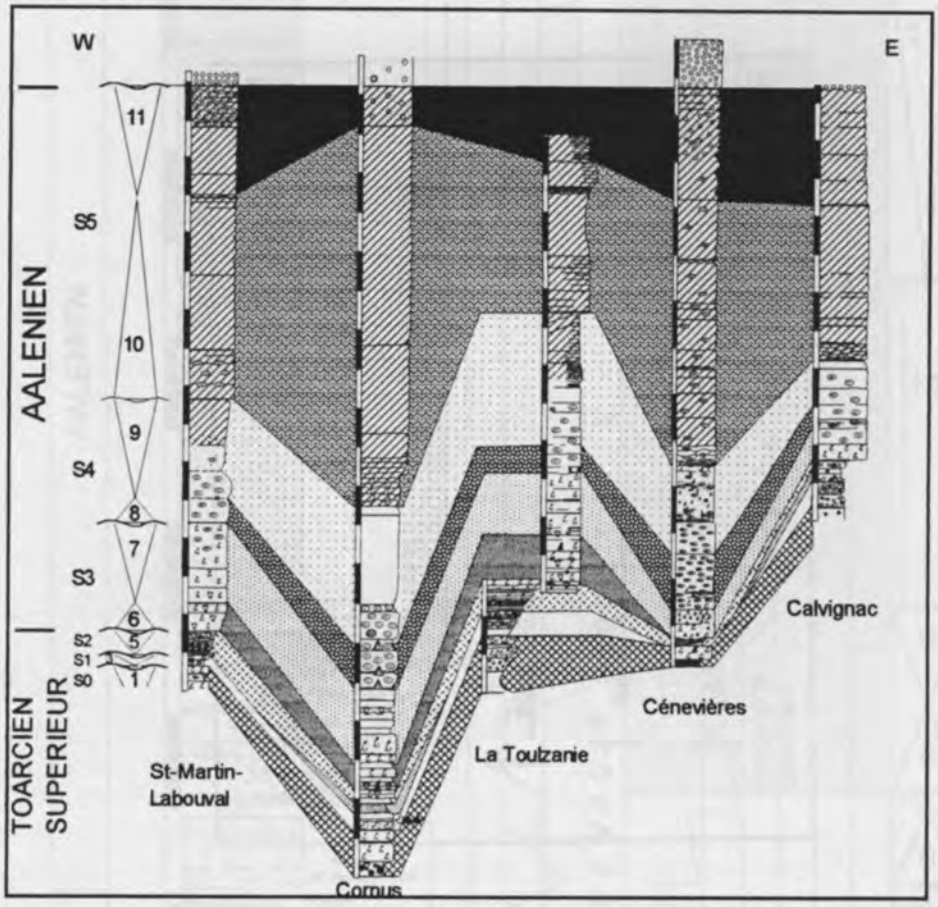


Fig. IV.30 : Corrélations stratigraphiques ; secteur de St Martin Labouval.

- un développement important en direction de l'Ouest de DMR9 (30 cm à Calvignac et 2,25 m à La Toulzanie) qui s'accompagne d'un passage latéral de faciès exprimé par l'apparition des biopelmicrites à abondants foraminifères benthiques. Ce même intervalle est également développé dans le secteur de Larroque-Toirac ;
- une relative homogénéisation de la sédimentation au-dessus de la discontinuité D.10a ;
- une longue phase émersive au sommet de la série qui n'a été enregistrée qu'à Calvignac et Cénevières (karstification) et qui est suivie par un épisode évaporitique (discontinuité D.10b).

En résumé, au cours du Toarcien supérieur et de l'Aalénien inférieur à moyen, s'individualisent, dans le secteur de St-Martin-Labouval, une zone de haut-fond à l'Est et une zone plus subsidente à l'Ouest. Au-dessus de la discontinuité D.10a, la sédimentation tend à s'homogénéiser. Au sommet de l'Aalénien (ou à la base du Bajocien), la précédente zone de

haut-fond est soumise à une longue période d'émersion succédant une phase évaporitique qui s'étend sur l'ensemble du secteur.

3.2.3 HAUT-FOND DE FIGEAC-CAPDENAC (fig. 72)

Sur la bordure orientale du Quercy central se crée une zone de haut-fond qui peut être décomposée en plusieurs blocs différant par l'extension dans le temps de la lacune. En se fondant sur ce critère, la zone la plus haute se localiserait dans le secteur de La Marinie, du Bancarel et de St-Julien-d'Empare.
D'un point de vue paléoenvironnemental, la tendance générale est au comblement sur toutes les coupes. En effet, la phase de sursalure qui clôture cet évolution (D.10b) est identifiable partout. Il est important de souligner également qu'au niveau de ce haut-fond les dépôts les plus proximaux (à la limite de l'émersion) progradent progressivement sur les zones hautes ce qui implique la présence du sommet de la série sur toutes les coupes.
On assiste donc, dans ce secteur, à la progradation de faciès proximaux (très peu profond) sur des faciès distaux durant une phase de comblement.

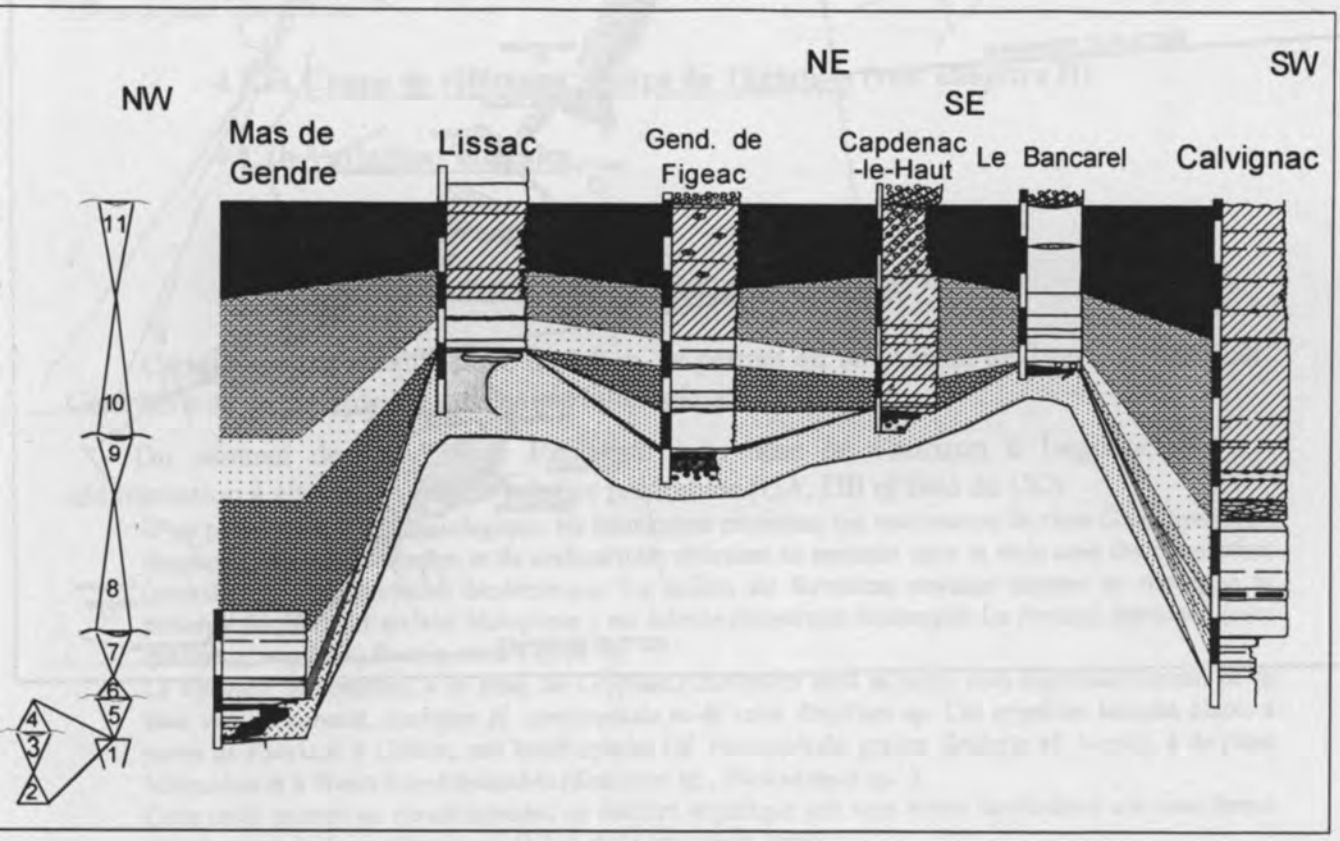


Fig. 72 : Corrélations stratigraphiques ; Haut-fond de Figeac-Capdenac.

4. Le Quercy septentrional

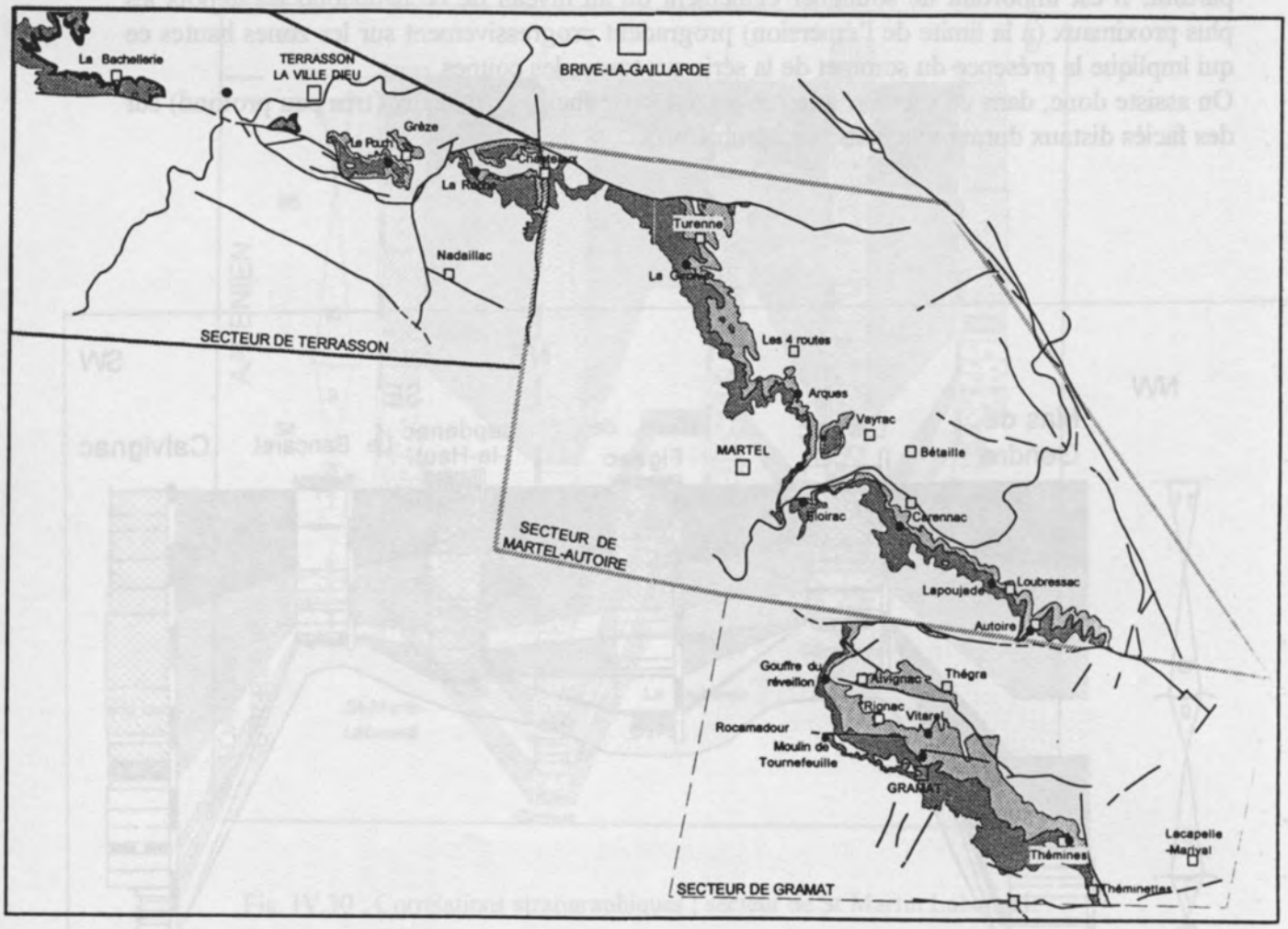


Fig. 73 : Extension géographique du Quercy septentrional.

Il s'étend des abords de Lacapelle-Marival jusqu'à Brive-la-Gaillarde (fig. 73). Il se subdivise, du Sud vers le Nord, en 3 secteurs :

- secteur de Gramat ;
- secteur de Martel-Autoire ;
- secteur de Terrasson-la-Ville-Dieu.

4.1. COUPES

4.1.1. SECTEUR DE GRAMAT

Localisation des coupes :

Gramat : carte I.G.N au 1/25000 de Gramat-Rocamadour, en X=400,7 et Y=4960,5. L'affleurement se situe le long de la départementale 677, à 1 km au Nord Est de Gramat, à proximité du château d'eau (champ de la croix).

Vitarel : carte I.G.N au 1/25000 de Gramat-Rocamadour, en X=399,6 et en Y=4963,9. L'affleurement se situe à 5 kilomètres de Gramat, dans une exploitation agricole, au lieu dit " Vitarel ".

Moulin de Tournefeuille : carte I.G.N au 1/25000 de Gramat-Rocamadour, en X=394 et Y=4961,9. L'affleurement se situe en bordure Sud du Ruisseau de l'Alzou, au niveau de l'« Oppidum ».

Gouffre du Réveillon : carte I.G.N au 1/25000 de Vayrac-Padirac, en X=394,5 et Y=4965,5. Le gouffre se situe à environ 1 km à l'Est de la N140 en direction d'Alvignac. Pour accéder à l'affleurement, prendre la D673 puis la petite route communale qui mène au lieu-dit « Lasbros ». L'entrée du gouffre se localise à environ 250 m de cette intersection.

4.1.1a Coupe de référence : coupe de Thémines (voir chapitre II)

4.1.1b Variations latérales

Coupe de Gramat

♦ Lithostratigraphie et biostratigraphie (fig. 74) :

Cette coupe, d'une puissance de 5,9 m, ne permet qu'un examen du Toarcien supérieur. Cette série se décompose en trois unités lithologiques.

- Du sommet de l'horizon à Explanata à la base de l'horizon à Lugdunensis, une sédimentation à alternance marno-calcaire prédomine (UA, UB et base de UC).

D'un point de vue microfaciologique, les biomicrites mudstone qui contiennent de rares *Glomospira* sp., fragments de lamellibranches et de nodosariidés alternent en montant dans la série avec des biomicrites (packstone) à accumulation biodétritique. Le milieu est fortement oxydant comme en témoigne la présence de pyrite ; l'activité biologique y est intense (important fouissage). La fraction détritique (silts quartzeux anguleux) fluctue entre 1 et 10 %.

La biophase se compose, à la base, de *Gryphaea sublobata* dont la taille croît significativement de la base vers le sommet, quelques *H. cynocephala* et de rares *Entolium* sp. Ces gryphées laissent place, à partir de l'horizon à Celtica, aux brachiopodes (*H. cynocephala*, petites *Zeilleria* cf. *lycetti)*, à de rares bélemnites et à divers lamellibranches (*Entolium* sp., *Pholadomya* sp...).

Cette unité montre un enrichissement en matière organique soit sous forme lenticulaire soit sous forme d'un horizon de 2 cm d'épaisseur (à 3 m de la base de la série).

- A partir de l'horizon à Lugdunensis (sommet de UC), l'alternance de marnes marron orangé et de bancs de calcaires argileux à patine grise, strato-décroissants, passe progressivement vers le haut à des calcaires en bancs décimétriques.

Biophase : rares H. *cynocephala* et *Zeilleria* cf. *lycetti* et *Lobothyris haresfieldensis*.

Microfaciès : les biomicrites mudstone-wackestone riches en fragments de lamellibranches et foraminifères benthiques (nodosariidés, *Spirilina* sp., *Ophthalmidium* sp. et *Glomospira* sp.) évoluent vers des biomicrites packstone-grainstone à accumulation de biodébris d'échinodermes.

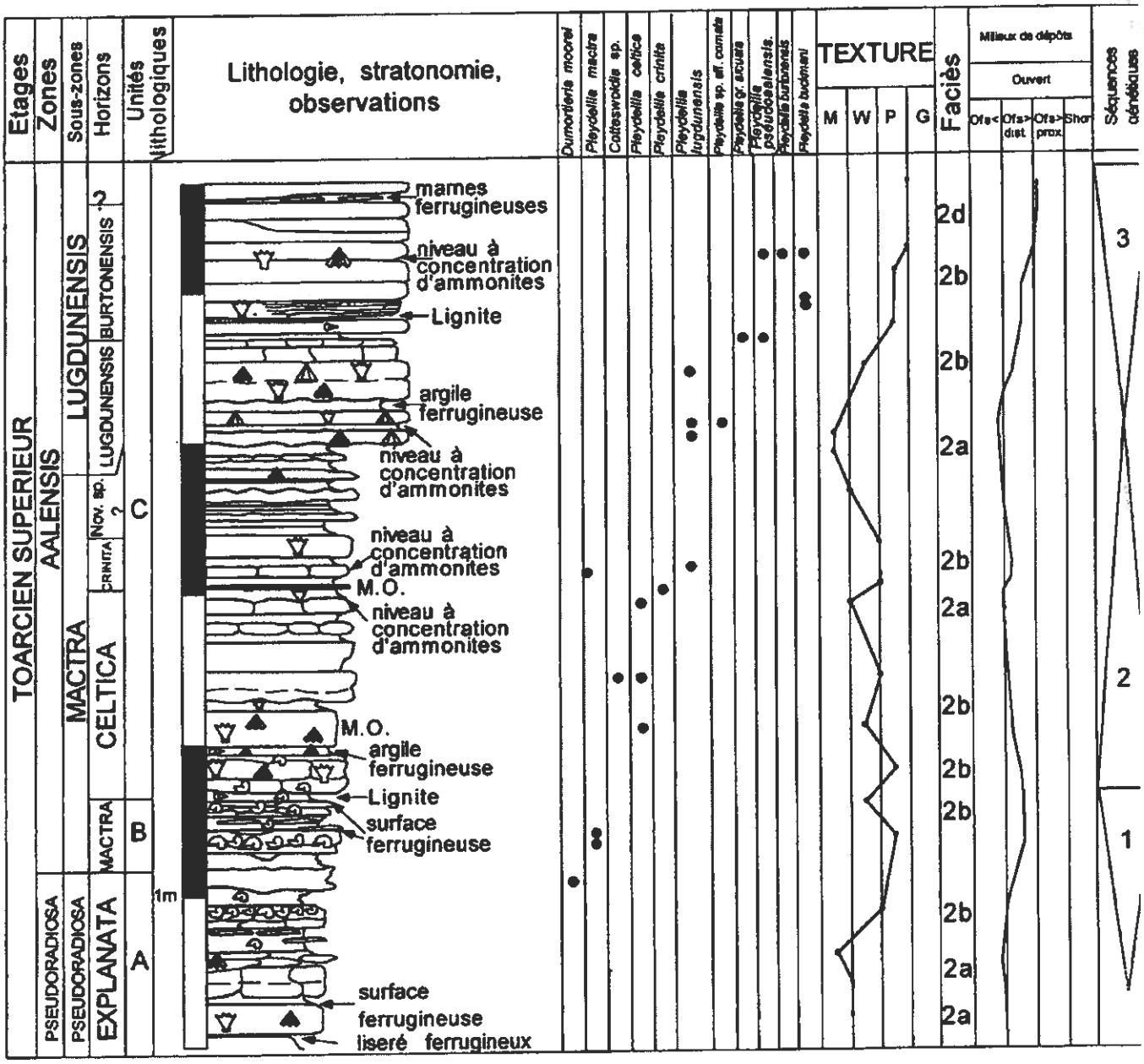


Fig. 74 : Coupe de Gramat. Evolution lithologique et stratigraphie.

La limite Toarcien-Aalénien n'a pas pu être observée.

♦ Evolution paléoenvironnementale et séquentielle

Le milieu de dépôt oscille entre *l'offshore* inférieur et *l'offshore* supérieur médian.

Trois épisodes transgressifs-régressifs ont été identifiés :
* DMR2 daté de l'horizon à Explanata et de l'horizon à Mactra. La surface de transgression (D.9) couronnant l'assise à gryphées est signalée par un horizon marneux à lignite.

* DMT3 daté des horizons à Celtica, Crinita et Nov. sp. Le maximum d'inondation est daté de la limite entre l'horizon à Nov. sp. et de l'horizon à Lugdunensis. Cette *m.f.s* est soulignée par un niveau à concentration en ammonites.

* DMR4 daté des horizons à Lugdunensis et Burtonensis.

Conclusion : le Toarcien supérieur présente des faciès plus distaux à Gramat qu'à Thémines (absence d'oolithes ferrugineuses, sédimentation à la limite entre *l'offshore* inférieur et *l'offshore* supérieur). Dans l'alternance marno-calcaire, les arrêts de sédimentation sont abondants. Ils se matérialisent par des surfaces oxydées, des liserés ferrugineux, des niveaux à concentration en matière organique et en ammonites. Le maximum d'approfondissement est daté de la limite entre l'horizon à Nov. sp. et de l'horizon à Lugdunensis.

Coupe du Vitarel (fig. 75)

Seule la série du Toarcien supérieur est représentée sur cette coupe.
Particularités : dans son ensemble cette coupe présente des faciès de plus haute énergie et donc plus proximaux qu'à Gramat. Au Vitarel, tous les horizons d'ammonites subdivisant le Toarcien supérieur sont présents.
La série débute par le « *hard-ground* à Fallaciosum » que l'on peut observer dans le champs qui jalonnent l'affleurement.

La comparaison avec le site de Gramat permet de dégager quelques différences :

- la sédimentation est plus proximale à la base du Toarcien supérieur ce qui s'exprime par :

* un milieu de sédimentation moins réducteur (diminution de la concentration en matière organique) ;

* un enrichissement en macrofaune benthique (brachiopodes, lamellibranches) ;

* le développement de faciès plus carbonatés et plus bioclastiques. De la base de la série jusqu'à l'horizon à Lugdunensis, le milieu de sédimentation oscille entre l'*offshore* supérieur distal et l'*offshore* supérieur médian tandis que dans le secteur de Gramat il oscillait entre l'*offshore* inférieur et l'*offshore* supérieur distal.

Dans le DMR3, les biomicrites wackestone renferment des fragments de lamellibranches à test mince (majoritaires), des débris d'échinodermes, des nodosariidés à remplissage pyriteux, de rares *Ophthalmidium* sp. et *Glomospira* sp. ; elles passent à une biomicrite packstone à accumulation de biodébris d'échinodermes. Localement, l'augmentation de l'hydrodynamisme est indiquée par la présence d'extraclasts. L'évolution de la taille des bioclastes et de leur état de conservation montre un rapprochement des zones d'apport. Une dolomitisation secondaire affecte ces niveaux.

- l'enregistrement du maximum d'inondation est diachrone ;

Dès l'horizon à Celtica le caractère plus distal de la sédimentation souligne un épisode d'ennoiement (DMT4).

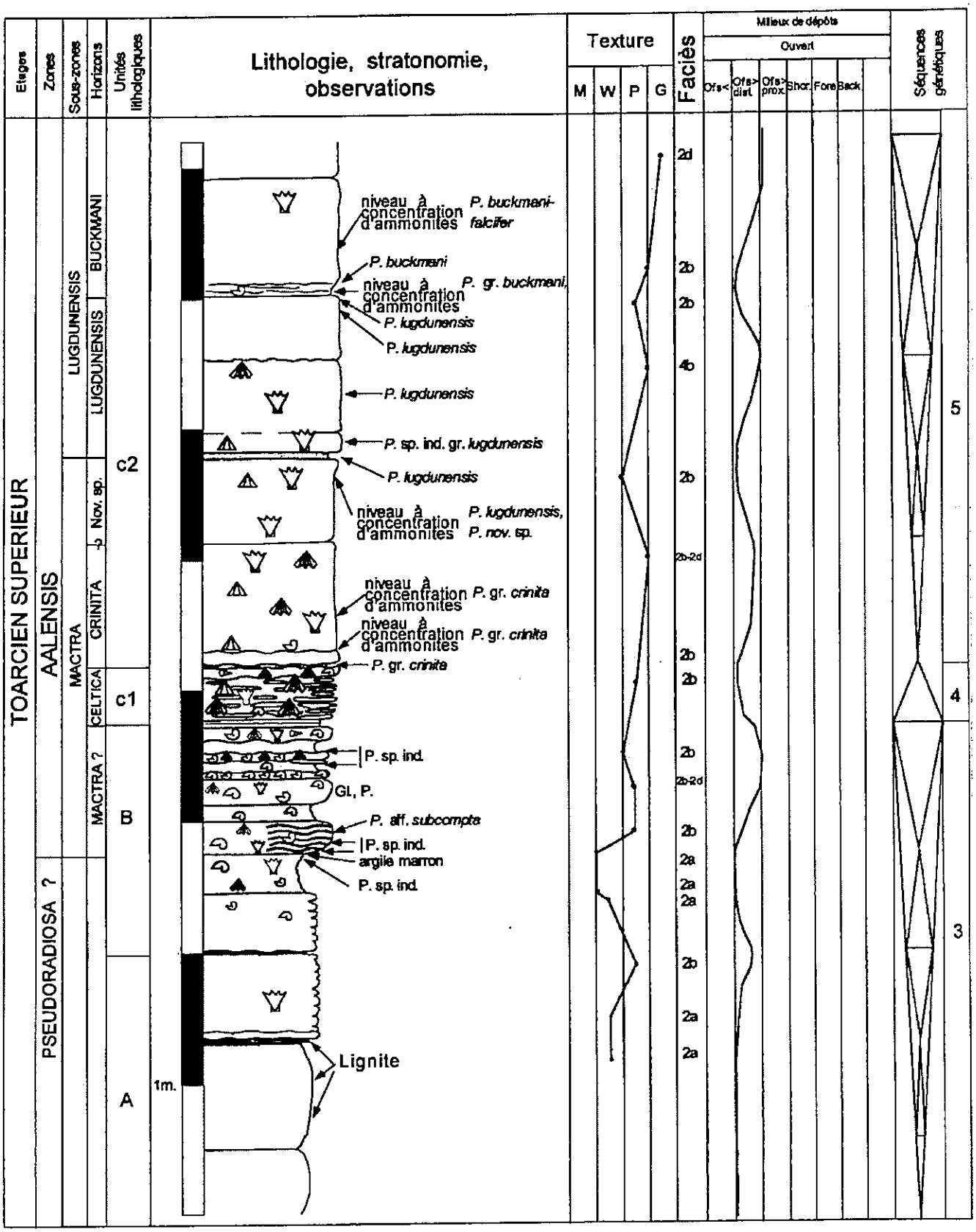


Fig. 75 : Coupe du Vitarel. Evolution lithologique et stratigraphie.

Le lithofaciès de ce demi-cycle correspond à des bancs marneux décimétriques à abondants nodules carbonatés.

Biophase : elle contient d'abondantes *H. cynocephala*, *Zeilleria* cf. *lycetti* et *Lobothyris haresfieldensis* et de rares gryphées remaniées et fragmentées à la base. La présence de terriers parallèles à la stratification, de traces de fouissage et d'encroûtement d'annélides sur les fragments de lamellibranches témoigne d'une importante activité biologique dans un milieu vraisemblablement bien oxygéné.

La surface d'inondation maximale est repérée par un horizon à concentration en *Pleydellia* gr. *crinita*.

- la sédimentation est similaire au sommet ;

L'évolution en comblement (DMR5) qui débute plus précocement au Vitarel engendre une similitude de la sédimentation au Vitarel et à Gramat durant l'horizon à Buckmani. Cette évolution saccadée est datée de l'horizon à Crinita, à Lugdunensis et à Buckmani (4,2 m).

Lithologie : ensemble de bancs calcaires centimétriques à métriques

Biophase : Elle présente, à la base, d'abondants brachiopodes (*Zeilleria* cf. *lycetti*, *Homoeorhynchia cynocephala*) et de rares lamellibranches (notamment des gryphées). Elle se raréfie vers le haut.

Microfaciès : les biomicrites packstone qui renferment une accumulation de microbioclastes d'échinodermes roulés et fragmentés, quelques grosses sections de lamellibranches, de rares foraminifères benthiques et des extraclasts (galets de micrite) passent vers le haut à des grainstone biodétritiques (crinoïdes majoritaires).

Plusieurs séquences élémentaires ont été individualisées. Les maxima d'inondation s'expriment par des niveaux à concentration en ammonites (m.f.s. de DMT5b : concentration de *P. Lugdunensis* ; m.f.s. de DMT5d : concentration de *P. buckmani* et de *P. falcifer*).

Le sommet de la série n'est pas observable.

Coupe du Moulin de Tournefeuille (fig. 76)

La coupe débute dans l'horizon à Celtica et se termine à la base du Bajocien. Elle est épaisse de 18 m. La série peut être subdivisée en 4 grandes unités.

- SUc1, SUc2, SUc3, SUd1 : Calcaires plus ou moins noduleux datés du Toarcien supérieur (5,7 m).

La relative richesse en ammonites (fig. 76) a permis de distinguer 4 horizons. De la base vers le sommet :

* 2,7 m de calcaires noduleux à brachiopodes et lamellibranches éparses datés des horizons à Celtica, Crinita et Lugdunensis. La nodulisation est liée à l'intense activité biologique représentée notamment par d'abondants terriers parallèles à la stratification à la base et perpendiculaires aux diasthèmes au sommet ;
* 5 cm de marnes brunes à nodules carbonatés ;
* 2 m de calcaires bioclastiques francs à rares lamellibranches datés de l'horizon à Buckmani.

Les allochems correspondent en majorité à des fragments de crinoïdes, en moindre proportion à des sections de lamellibranches et de nodosariidés et à de rares *Ophthalmidium* sp.

Le niveau à concentration en *Pleydellia celtica*, *Pleydellia* gr. *crinita* et *Pleydellia* sp. aff. *lugdunensis* souligne le maximum d'approfondissement au toit du DMT4.

Dans les niveaux sus-jacents et jusqu'à la limite Toarcien-Aalénien (DMR5), la tendance est au comblement. Elle s'exprime par une augmentation plus ou moins progressive de la cristallinité du liant (micrite à sparite), par une élévation du taux de sédimentation et de la concentration bioclastique et une intense ferruginisation de la majorité des éléments constitutifs en montant dans la série.

Le milieu de sédimentation passe progressivement de l'*offshore* supérieur distal au *shoreface*.

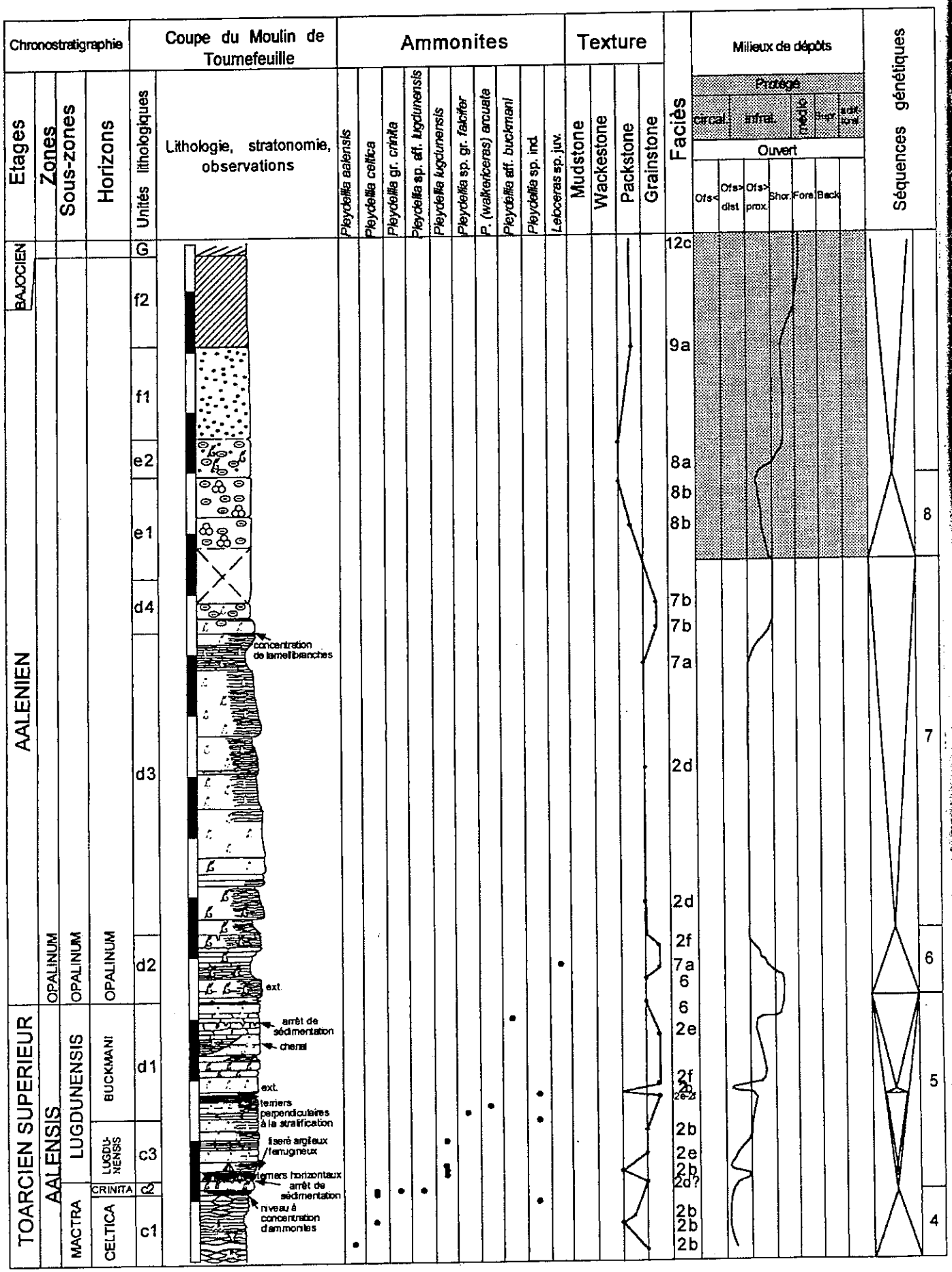


Fig. 76 : Coupe du Moulin de Tournefeuille. Evolution lithologique et stratigraphie.

- SUd2, SUd3 et SUd4 : calcaires bioclastiques beiges qui se délitent en plaquettes (7 m).

A la base, sur une épaisseur de 70 cm (DMT6), les fragments usés et ferruginisés sont remplacés par des bioclastes micritisés par perforation. Cette micritisation serait facilitée par une légère baisse de l'hydrodynamisme (stagnation du bioclaste) et une diminution du taux de sédimentation. Ensuite cette micritisation disparaît, témoignant vraisemblablement d'une intensification de l'hydrodynamisme et la sédimentation tend à s'homogénéiser sur une épaisseur de 5 m. Au sommet s'ajoutent au même contenu bioclastique, d'abord des bioclastes micritisés puis des biopisolithes et d'abondants gastéropodes.

Cette évolution semblerait traduire le passage progressif d'une sédimentation de plate-forme externe en domaine d'*offshore* supérieur médian à proximal à une sédimentation d'arrière-barre bioclastique.

- SUe1, SUe2, SUf1 et SUf2 (6,20 m) : calcaires à biopisolithes et foraminifères qui passent vers le haut à des calcaires de plus en plus dolomitisés à pelletoïdes .

Au-dessus d'une lacune de visibilité d'environ 1m, nous remarquons un changement faciologique significatif, avec la raréfaction des bioclastes et l'apparition significative des biopisolithes associées à d'abondants foraminifères agglutinants et porcelanés, à quelques fragments de brachiopodes et d'annélides. Ces constituants localement jointifs (wackestone-packstone) sont cimentés par un liant micritique. Nous avons vu précédemment que cette association en éléments biogènes et non biogènes caractérisait le domaine infralittoral (DMT8). Vers le haut, apparaissent progressivement les pelletoïdes et les fragments d'échinodermes, d'abord au sein de bancs carbonatés, puis dans des niveaux intensément dolomitisés. Cette succession s'expliquerait par une évolution du domaine de sédimentation de l'infralittoral vers le médiolittoral.

Les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas de situer avec précision la discontinuité D.10b qui précède l'arrivée des calcaires oolithiques francs (UG).
L'absence de discontinuités remarquables dans la série aalénienne ajoute une difficulté supplémentaire pour l'identification des diverses séquences de dépôts.

Par comparaison avec la coupe de Thémines qui est à la fois la coupe méridionale la plus complète et la plus proche, les observations montrent que les faciès datés du Toarcien supérieur et de l'Aalénien inférieur sont à la fois plus proximaux et plus dilatés. Par contre, l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae, faciès à biopisolithes) est plus dilaté et plus distal dans le secteur de Thémines.
Au sommet, les faciès tendent à s'uniformiser, avec toutefois des dépôts de plus haute énergie à Thémines.

*** *Coupe du Gouffre du Réveillon*** (fig. 77)

La série s'étend du sommet du niveau à Fallaciosum (localisé à la base de l'entrée du Gouffre du Réveillon) jusqu'aux dolomies intra-aaléniennes.

Sur le niveau à Fallaciosum, les marnes contenant de rares ammonites (*Gruneria gruneri*) et nautiles passent très rapidement à des calcaires bioclastiques. Dans ces calcaires (biosparite grainstone à accumulation biodétritique), au niveau de l'assise à gryphées, l'alternance de macro-H.C.S et de rides 3D à crêtes sinueuses témoigne de conditions de dépôt à dynamique mixte (tempête et tidale). Cette unité (DMR3), épaisse de 13 m, est interrompue par un banc de calcaires noduleux traversé par des terriers verticaux.

- Le DMT4 correspond à un banc de calcaire argileux noduleux daté de l'horizon à

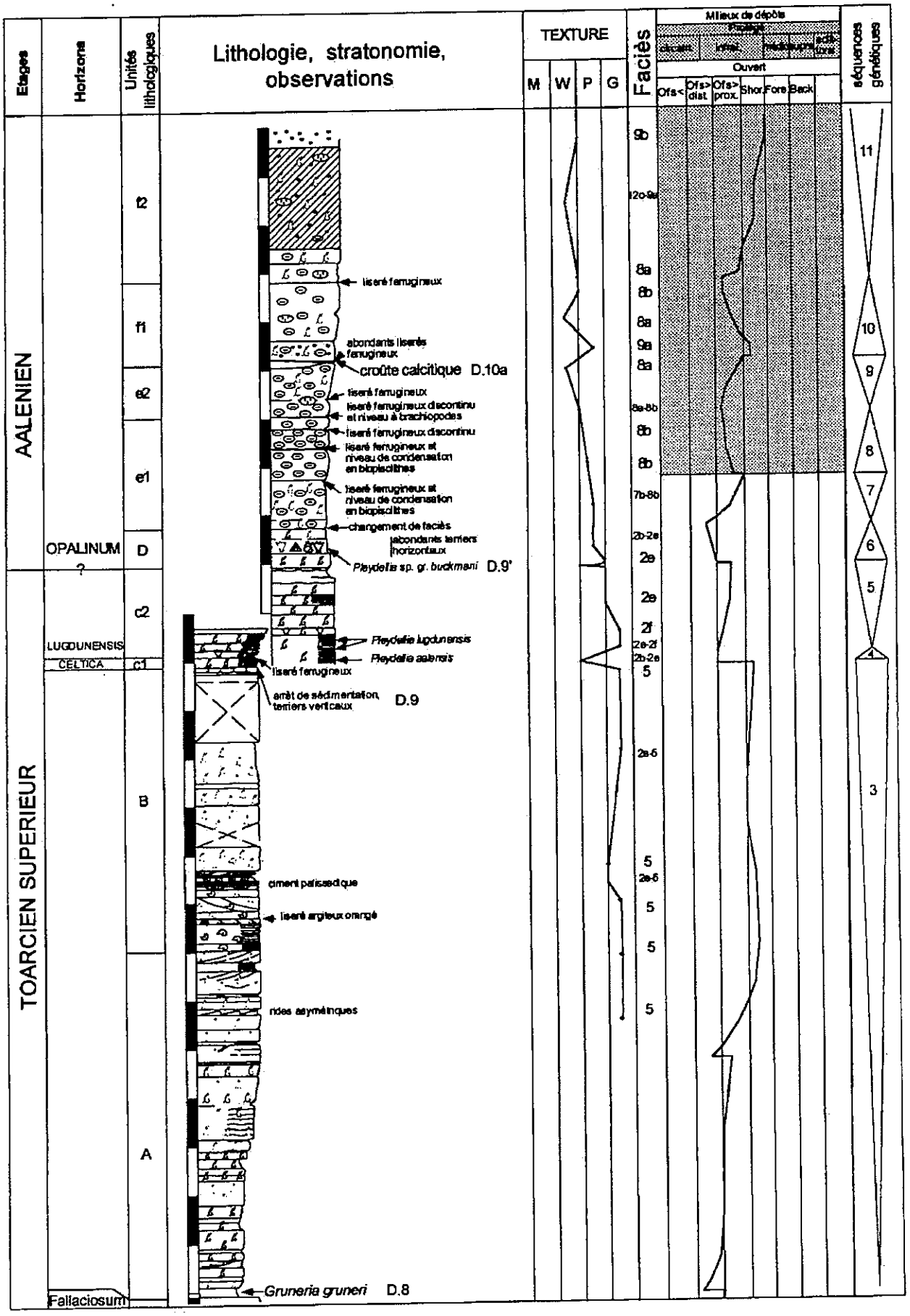


Fig. 77 : Coupe du Gouffre du Réveillon. Evolution lithologique et stratigraphie.

Celtica. Le microfaciès est une biomicrite wackestone renfermant majoritairement des fragments de lamellibranches. La surface d'inondation maximale s'exprime par un liseré ferrugineux.

- Le DMR5 est un ensemble carbonaté (bancs décimétriques) épais de 1,8 m daté à la base de l'horizon à Lugdunensis. La macrofaune se compose de rares brachiopodes et de rares lamellibranches. Il est fréquent d'observer dans cet ensemble des vacuoles de dissolution. Un liseré d'argile brune interrompt ce demi-cycle.

- Le DMT6 est exprimé par un ensemble carbonaté de plus en plus argileux, à faune diversifiée au sommet. La biophase se compose de térébratules indéterminables, de lamellibranches et de gastéropodes planispiralés. La présence d'abondants terriers parallèles à la stratification indique une intense activité biologique. La surface d'inondation maximale est marquée par un changement brutal faciologique.

- Le DMR7 est représenté par 1m de calcaires bioclastiques dans lesquels apparaissent progressivement d'abondants bioclastes micritisés et encroûtés par des nubéculaires. Cet intervalle se termine par un niveau à concentration en biopisolithes de nubéculaires associé à un liseré ferrugineux.

- Les calcaires à biopisolithes sus-jacents appartiennent au DMT8 (1,3 m). L'apparition d'un liant franchement micritique et la présence exclusive de bioclastes à encroûtement de nubéculaires révèle des conditions hydrodynamiques modérées en domaine infralittoral. La surface d'inondation maximale correspond à un niveau à concentration en brachiopodes associé à un liseré ferrugineux discontinu.

- Le DMR9 montre un apport massif de bioclastes d'échinodermes au sein des calcaires à biopisolithes, l'apparition de géodes à remplissage siliceux et calcitique et une intensification de la dolomitisation en montant dans la série. La croûte calcitique qui clôture cet intervalle et qui manifeste une phase de sursalure correspond à la surface de transgression D10a.

- Le DMT10 (1,6 m) est constitué par des calcaires (biomicrite wackestone-packstone) à pelletoïdes, biopisolithes et abondants foraminifères benthiques en mauvais état de conservation, traduisant un certain approfondissement. La surface d'inondation maximale est marquée par un liseré ferrugineux.

- Le DMR11 montre une intense dolomitisation ; les biopisolithes disparaissent tandis que la fraction biodétritique et surtout la proportion en pelletoïdes augmentent. Le microfaciès passe d'une biomicrite wack-packstone à une dolobiopelmicrosparite wack-packstone.

Les conditions d'affleurement ne permettent pas de positionner la discontinuité D.10b.

4.1.2. SECTEUR DE MARTEL-AUTOIRE

Localisation des coupes :

Autoire : carte I.G.N au 1/25000 de Saint Céré, en X=406,75 et Y=4967,1. L'affleurement se situe le long de la départementale 38, entre le village et le cirque d'Autoire.

Carennac : carte I.G.N au 1/25000 de Vayrac-Padirac, en X=398,6 et Y=4975,75. Prendre la D.20 au Sud de Carennac puis prendre le chemin communal en direction de Mézels, à l'Ouest du point côté 169. L'affleurement, à 5 km de l'intersection, est proche d'un dépôt d'ordures.

Floirac : carte I.G.N au 1/25000 de Vayrac-Padirac, en X=394,4 et Y=4975,15. L'affleurement est visible au Nord de Floirac, à proximité de la D.43, le long de la voix ferrée.

Courtils : carte I.G.N au 1/25000 de Vayrac-Padirac, en X=393,5 et Y=4976,3. La série affleure entre les lieux dits « Les Courtils » et « Balme », en bordure Ouest de la départementale D.32.

Côte des Mathieux : carte I.G.N au 1/25000 de Vayrac-Padirac, en X=394,7 et Y=4978,2. La série affleure sur le côté Ouest de la D.703.
Puy d'Issolud : carte I.G.N au 1/25000 de Vayrac-Padirac, en X=396 et Y=4978,1. La coupe se situe au pied de la falaise nommée le « Puy d'Issolud ».
Arques : carte I.G.N au 1/25000 de Vayrac-Padirac, en X=393,5 et Y=4980,45. L'affleurement se situe au Sud du lieu-dit « Arques », en bordure Ouest de la départementale D.11.

Les coupes de référence de Lapoujade et de La Gironie, décrites dans le chapitre II, se localisent dans ce secteur. La série étudiée présente d'Est en Ouest d'importantes variations de faciès et d'épaisseur. C'est pour cette raison que deux coupes de référence complémentaires seront décrites en détail dans un premier temps. Dans un second temps, l'examen de coupes annexes nous permettra de préciser les modalités du passage dans l'espace des divers faciès.

4.1.2a Coupe d'Autoire

Cette coupe est la plus dilatée du secteur. D'un point de vue lithologique, elle présente quelques analogies avec la coupe de Lapoujade décrite en détail dans le chapitre II.

♦Lithostratigraphie et biostratigraphie (fig. 78)

Unité D : calcaires bioclastiques à rares lamellibranches

SUd1 (2,55 m) : il date vraisemblablement du Toarcien supérieur comme en témoigne la présence des premières *Pleydellia buckmani* à l'extrême base de cette unité.

Lithologie : calcaire argileux

Biophase : elle se compose de rares lamellibranches et bélemnites.

Microfaciès : biomicrites wackestone qui passent vers le haut à des biomicrites packstone. Le contenu bioclastique comprend quelques fragments de lamellibranches (majoritaires) et d'échinodermes associés à quelques dentales et à de rares *Ophthalmidium sp.* A la base, la présence de grains de glauconie authigène, d'éléments phosphatés et de terriers parallèles à la stratification implique un net ralentissement de la sédimentation. Au sommet, ces mêmes constituants disparaissent et les fragments d'échinodermes deviennent abondants.

La surface de transgression, placée par analogie avec la coupe de Lapoujade à la limite entre le Toarcien et l'Aalénien, est marquée par un niveau à concentration de fragments de lamellibranches.

SUd2 : un banc de 20 cm d'épaisseur (biomicrite wackestone à glauconie et éléments phosphatés) est interrompu par un niveau bioturbé.

SUd3 : calcaires massifs gris (70 cm) datant vraisemblablement de l'Aalénien inférieur.

Biophase : rares lamellibranches.

Microfaciès : les biomicrites wackestone à packstone contenant d'abondants fragments d'échinodermes, de lamellibranches et de serpules passent vers le haut à une biomicrite packstone-grainstone caractérisée par une accumulation de microbioclastes d'échinodermes.

SUd4 : calcaires massifs gris (1,10 m) ayant les mêmes lithologie et biophase que le niveau sous-jacent. Cette unité en diffère par la présence d'abondants terriers, de diamètre centimétrique, parallèles à la stratification et par un changement dans le contenu bioclastique (abondants spicules de spongiaires, quelques dentales et rares *Planiinvoluta* sp.

Le niveau est surmonté par un liseré argileux intensément bioturbé.

SUd5 : calcaires argileux strato-décroissants (1 m)

Biomicrite wackestone dont le contenu bioclastique montre d'abondants pelletoïdes, quelques fragments de lamellibranches, échinodermes, serpules et nodosariidés, à la base ; il diffère significativement en montant dans la série [abondants spicules de spongiaires, dentales, foraminifères benthiques (*Ophthalmidium* sp., *Planiinvoluta* sp. et verneuilinoïdés) et rares biopisolithes à nubéculaires et sclérites d'holoturies]. Le sommet est marqué par un changement significatif du microfaciès et du

lithofaciès. La surface sommitale est matérialisé par un niveau de 10 cm de marnes argileuses gris noir surmontées par une surface ondulée recouverte en onlap par les sédiments sus-jacents.

Unité E : marnes à calcaires à rares biopisolithes de nubéculaires

SUe1 : alternance calcaires argileux-marnes (5,5 m). De la base vers le sommet de cette unité, la fraction argileuse augmente significativement.

* SUe1a (1,5 m) : les bancs de calcaires argileux décimétriques, à base et sommet ondulés, sont séparés par des interlits d'argile noire ; ils passent vers le haut à des marnes noires à nodules de calcaires argileux.

  L'analyse micropétrographique montre, de la base vers le sommet, une diminution significative de la densité faunique (packstone vers mudstone-wackestone), de la diversité faunique (disparition des spicules de spongiaires et des foraminifères agglutinants), une augmentation de la fraction silteuse et la présence locale de fragments isolés de polypiers. La bioturbation est intense et la présence de terriers horizontaux témoigne d'un ralentissement de la sédimentation. Cet ensemble s'achève par un liseré argileux marron au sein des marnes noires.

* SUe1b : les marnes noires à nodules carbonatés passent progressivement à des calcaires gris en bancs décimétriques (95 cm).

  Le microfaciès de la fraction carbonatée correspond à une biomicrite wackestone-packstone à abondants *Ophthalmidium* sp., *Planiinvoluta* sp., spicules de spongiaires (à la base), quelques verneuilinoïdés, dentales et rares fragments d'échinodermes et de lamellibranches. La concentration en silts quartzeux diminue quand la fraction carbonatée augmente.

  On peut observer localement, au sommet de cette unité, la présence de rares terriers perpendiculaires à la stratification à remplissage ferrugineux qui souligne un arrêt de sédimentation à la base du demi-cycle sus-jacent. La surface sommitale est matérialisée par un changement brutal de lithologie.

Cette alternance se poursuit sur 3 m (SUe1c). La fraction marneuse et la fraction carbonatée présente globalement les mêmes caractéristiques que dans les 2 premiers niveaux.
A la base, les conditions du milieu sont réductrices (marnes noires, calcaires gris). En montant dans la série, elles deviennent oxydantes comme en témoigne le changement de teinte (marnes brunes). Les marnes brunes, au sommet de SUe1c, enregistrent le maximum de diversité et de densité microfaunique par comparaison avec les niveaux marneux sous et sus-jacents (fig. 79).

SUe1 est interrompue par un niveau d'argile marron orangé.

SUe2 (5,5 m) peut être décomposée en quatre unités

* SUe2a : calcaires argileux beiges à intercalation de marnes passant à des calcaires bioclastiques au sommet (1,05 m).

  Les biomicrites wackestone à rares dentales, sclérites d'holoturie, *Ophthalmidium* sp., nodosariidés, terriers de microannélides pyritisés et d'abondants pelletoïdes, évoluent vers des biomicrites packstone caractérisées par la présence d'abondants spicules de spongiaires, pelletoïdes, foraminifères benthiques... et de rares biopisolithes de nubéculaires. A la base, la présence d'abondants terriers parallèles à la stratification témoigne d'une intense activité biologique. Le sommet est défini par un changement faciologique significatif.

* SUe2b : bancs de calcaires argileux marrons à gris (1,3 m) contenant de gros « oncoïdes » de plusieurs centimètres de diamètre (5 à 7 cm en moyenne) et de forme irrégulière. Ce faciès caractéristique n'est connu que sur les coupes de Lapoujade et de Thémines.

  Les biomicrites wackestone-packstone renferment, à la base, quelques foraminifères benthiques, des spicules de spongiaires et des pelletoïdes, de rares ostracodes, sclérites d'holoturie et fragments de nodosariidés. Au sommet, ces éléments sont essentiellement remplacés par des biodébris allochtones et par des microfilaments. Ce niveau est délimité à la base et au sommet par un liseré d'argile marron.

  La présence de *Rynchonella virgens* (Kafa, 1988) date ce niveau de la **zone à Murchisonae**.

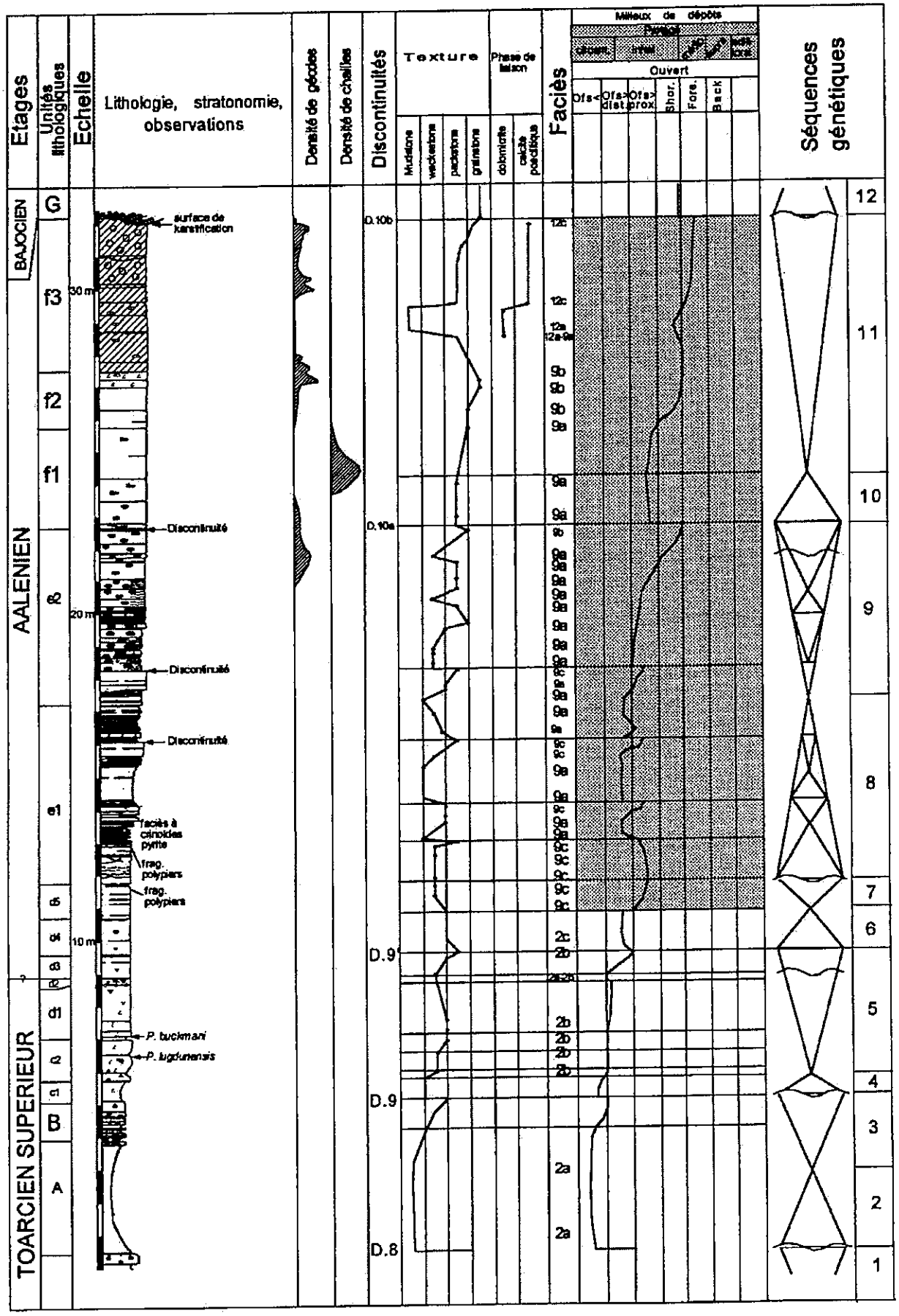


Fig. 78 : Coupe d'Autoire. Evolution lithologique et stratigraphie.

* SUe2c : calcaires argileux noduleux en bancs centimétriques (90 cm).
Le microfaciès présente le même contenu paléontologique que précédemment, complété par de rares biopisolithes de nubéculaires. De la base vers le sommet, la densité bioclastique diminue (packstone-grainstone vers wackestone) ainsi que la concentration en spicules de spongiaires et en foraminifères agglutinants. Les nodosariidés, les fragments d'échinodermes et les pelletoïdes deviennent relativement abondants. Cette unité est affectée par une intense bioturbation. Les terriers parallèles à la stratification y sont abondants. Le sommet est marqué par un changement de la stratonomie, du microfaciès et par la présence d'un niveau à intense activité biologique (bioturbation).

* SUe2d : calcaires gris à rares biopisolithes, globalement strato-croissants (2,10 m).
D'une manière générale, la densité bioclastique augmente de la base vers le sommet. Les pelletoïdes et les fragments d'échinodermes deviennent de plus en plus abondants et, corrélativement, les foraminifères benthiques disparaissent. Cette évolution soulignerait vraisemblablement une augmentation de l'hydrodynamisme. A la base, apparaissent les premières géodes hétérométriques à contour externe siliceux et à remplissage interne calcitique.

Cette sous-unité est interrompue par un horizon d'argiles marron orangé épais de 5 cm.

Unité F : calcaires à pelletoïdes recristallisés au sommet

* SUf1 représentée par 3 m de bancs strato-croissants décimétriques à métriques de calcaires beiges à chailles.
Microfaciès : les biopelmicrites wackestone riches en pelletoïdes et microbioclastes d'échinodermes passent vers le haut à des biopelmicrosparites grainstone contenant d'abondants pellets et foraminifères benthiques tels que *Ophthalmidium* sp., *Planiinvoluta* sp. et des verneuilinoïdés. A la base, les géodes disparaissent, tandis qu'apparaissent des chailles centimétriques et des terriers à remplissage bioclastiques.

* SUf2 : calcaires strato-décroissants à pelletoïdes et à géodes (1,80 m). Ce niveau est clôturé par un double banc intensément bioturbé, avec d'abondantes géodes silico-calcitiques.

* SUf3 : calcaires dolomitiques (4,75 m) à rares géodes qui passent vers le haut à des calcaires recristallisés.
La surface de transgression de la discontinuité D.10b s'exprime à l'affleurement par une surface irrégulière sur laquelle repose en discordance la barre oolithique bajocienne.

Le Bajocien est caractérisée par des bancs centimétriques de calcaires oolithiques à grandes stratifications obliques à raccord tangentiel et des *foresets* à la base(UG ; pl.8, photo 6).
Le microfaciès de la base de la série bajocienne correspond à une oobiomicrosparite packstone-grainstone à rares biopisolithes, grappestones, lithoclastes, foraminifères benthiques (verneuilinoïdés) et fragments d'échinodermes.

♦ Evolution paléoenvironnementale et séquentielle :

* UA : à la suite du dépôt en domaine d'*offshore* supérieur médian du banc carbonaté de la sous-zone à Fallaciosum, l'arrivée de marnes silteuses traduit une chute brutale des conditions hydrodynamiques(*offshore* inférieur) en phase d'ennoiement de la plate-forme (DMT2).
Les conditions d'affleurement ne permettent pas de situer le maximum d'inondation.

*sommet de UA et UB : du sommet des marnes silteuses jusqu'au sommet de l'assise à gryphées, l'augmentation des fractions carbonatée et biodétritique (mudstone-wackestone à packstone) et l'apparition de bancs carbonatés à surfaces basales et supérieures ondulantes, traduisent une augmentation de l'hydrodynamisme (DMR3). Le contexte paléoenvironnemental passe de l'*offshore* inférieur à l'*offshore* supérieur distal.

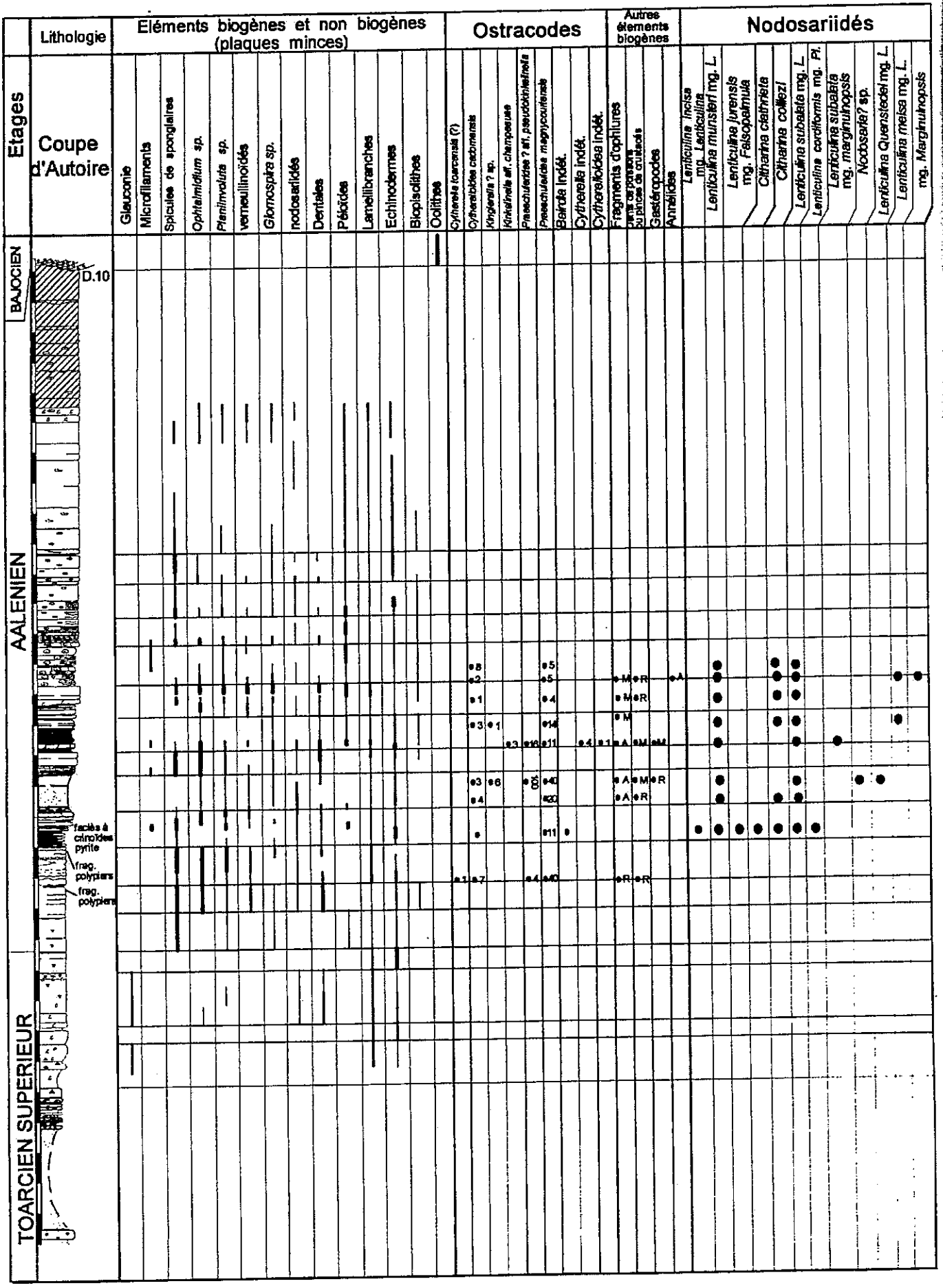


Fig. 79 : Distribution des éléments biogènes et non biogènes sur la coupe d'Autoire.

*SUc1 : la réapparition des marnes silteuses au-dessus de l'assise à gryphées exprime un retour à des conditions plus calmes sous la limite d'action des vagues de tempête (*offshore* inférieur, DMT4).

* de SUc2 à SUd3 : on assiste à nouveau dès Suc2 :
- à une augmentation de la fraction carbonatée et bioclastique ;
- à une augmentation du taux de sédimentation qui se traduit par la disparition progressive des grains de glauconie et des grains phosphatés ;
- à une diminution de la concentration en macrofaune benthique ;
- à un changement de la nature des allochems (bioclastes de lamellibranches à la base et bioclastes d'échinodermes au sommet).

De la base vers le sommet, les sédiments se sont déposés dans un domaine marin ouvert à conditions hydrodynamiques croissantes (*offshore* supérieur distal à la base, *offshore* supérieur médian au sommet, DMR5).

* Au sein de SUd4, le changement significatif dans le contenu bioclastique (apport massif de spicules de spongiaires) et l'intensification de la bioturbation traduisent à nouveau une baisse des conditions hydrodynamiques (DMT6).

* A partir de SUd5 apparaissent les premiers indices du changement de contexte paléoenvironnemental identifié à l'échelle du bassin. Cela se traduit, sur ce site, par l'apparition de foraminifères benthiques tels que les verneuilinoïdés associée à un apport conséquent de microdébris d'échinodermes. Des conditions infralittorales apparaissent, probablement sous des conditions bathymétriques moins importantes que précédemment (DMR7).

* De la base vers le sommet de SUe1 l'enrichissement saccadé en argiles et en silts quartzeux ainsi que les variations dans le contenu en éléments biogènes et non biogènes traduisent des conditions de dépôt de plus en plus distales (DMT8). Les conditions de dépôt oscillent entre l'infralittoral médian et la limite circallitoral-infralittoral.
Le maximum d'inondation correspond à l'horizon marneux ayant le maximum de diversité et de densité microfaunique (ostracodes et nodosariidés, fig. 79).

* Dans SUe2, l'augmentation progressive des fractions carbonatée et bioclastique ainsi que le passage de calcaires argileux à pelletoïdes mous et microdébris d'échinodermes à des calcaires à pelletoïdes « durs » et rares biopisolithes de nubéculaires, traduisent une chute de la bathymétrie (DMR9). Les conditions de dépôt passent de la limite circalittoral-infralittoral à l'infralittoral proximal.

* A la base de SUf1, la réapparition des calcaires à pelletoïdes mous, microdébris d'échinodermes et spicules de spongiaires s'explique par un retour à des conditions de dépôt plus distales (infralittoral médian). Le maximum d'inondation est confondu avec le pic de densité de chailles (DMT10).

- Sommet de SUf1 et SUf2 : Le changement progressif dans le contenu en éléments biogènes (pelletoïdes mous, pelletoïdes durs, ooïdes) et l'épisode évaporitique au sommet montrent le passage progressif d'une sédimentation en domaine infralittoral médian à une sédimentation en domaine marginolittoral (DMR11).

4.1.2b Coupe de référence : coupe des Arques

Par comparaison avec la coupe d'Autoire, les contenus lithologique et faciologique diffèrent fortement.

♦ Lithostratigraphie et biostratigraphie (fig. 80)

La série est épaisse de 13 m.

Unité A : Calcaires bioclastiques orangés (1,2 m)

Biophase : néant.

Microfaciès : les biosparites grainstone se caractérisent par une accumulation de sections d'échinodermes (notamment des encrines) associées à quelques fragments de lamellibranches et à de belles sections de nodosariidés (*lenticulina* sp.).

Cette unité est interrompue par 10 cm de calcaires argileux orangés.

Unité B : assise à gryphées de 1,4 m d'épaisseur, datée de l'horizon à Mactra

Biophase : elle est constituée seulement de *Gryphaea sublobata* en bon état de conservation.

Cet ensemble se décompose en :

* un banc de 30 cm d'épaisseur au sein duquel des lamines obliques sont recoupées par un chenal à remplissage de calcaire argileux.
* 50 cm de calcaires bioclastiques à gryphées éparses et en position quelconque.

Structures sédimentaires : stratifications obliques et bancs lenticulaires au sommet.

* 90 cm de calcaires bioclastiques à condensation en gryphées à la base qui passent vers le haut à des calcaires noduleux à gryphées éparses.

Structures sédimentaires : bancs lenticulaires et stratifications obliques.

Microfaciès : les biosparites à texture grainstone contiennent d'abondantes sections d'échinodermes et de lamellibranches, quelques sections de nodosariidés (*Lenticulina* sp.), de rares sections de brachiopodes et de gastéropodes et de quelques galets mous. Cette unité se caractérise par la présence de terriers horizontaux à remplissage dolomitique.

L'assise à gryphées est interrompue par une surface durcie taraudée (pl.7, photo 2).

Unité C : calcaires argileux à rares brachiopodes

* SUc1 datée de l'horizon à Celtica : niveau de marnes orangées de 5 cm d'épaisseur. La biophase se compose de gryphées, de bélemnites et autres pélécypodes remaniés, usés et fragmentés.

* SUc2 : banc de calcaire argileux épais de 25 cm, daté de l'horizon à Burtonensis. Au sein de ce banc, un arrêt de sédimentation s'exprime par un niveau à condensation en ammonites.

Biophase : elle est constituée essentiellement de lamellibranches tels *Trigonia* sp.

Microfaciès : biomicrite à texture wackestone dont la fraction bioclastique comprend de rares galets mous, d'abondants fragments de lamellibranches et d'échinodermes, de rares nodosariidés, *Glomospira* sp. et de rares gastéropodes.

Structures sédimentaires : stratifications obliques.

SUc2 est couronné par un liseré argileux.

Unité D : calcaire plus ou moins argileux, bioclastiques, à rares lamellibranches.

* **SUd1** : alternance marno-calcaire, datée de l'horizon à Buckmani.

Biophase : rares lamellibranches.

Microfaciès : les biomicrites à texture packstone passent vers le haut à des biosparites à texture grainstone. La fraction bioclastique renferme essentiellement des fragments de crinoïdes (pentacrines) et de lamellibranches en abondance croissante, associée à de rares oolithes ferrugineuses à structures concentriques et à quelques galets mous.

De la base vers le sommet, le degré d'usure et de fragmentation des bioclastes décroît significativement. Au sommet, le bon état de conservation (notamment des crinoïdes), témoignerait de la proximité de la zone d'apport.

SUd1 est interrompue par une surface érosive.

* **SUd2** représentée par 2,5 m de calcaires bioclastiques beiges datant probablement de l'Aalénien inférieur.

Biophase : lamellibranches épars.

Microfaciès : les biosparites grainstone passent à des biomicrosparite packstone-grainstone. Le contenu bioclastique est essentiellement constitué d'une accumulation de fragments d'échinodermes dont la taille diminue et le degré d'usure croît de la base au sommet.

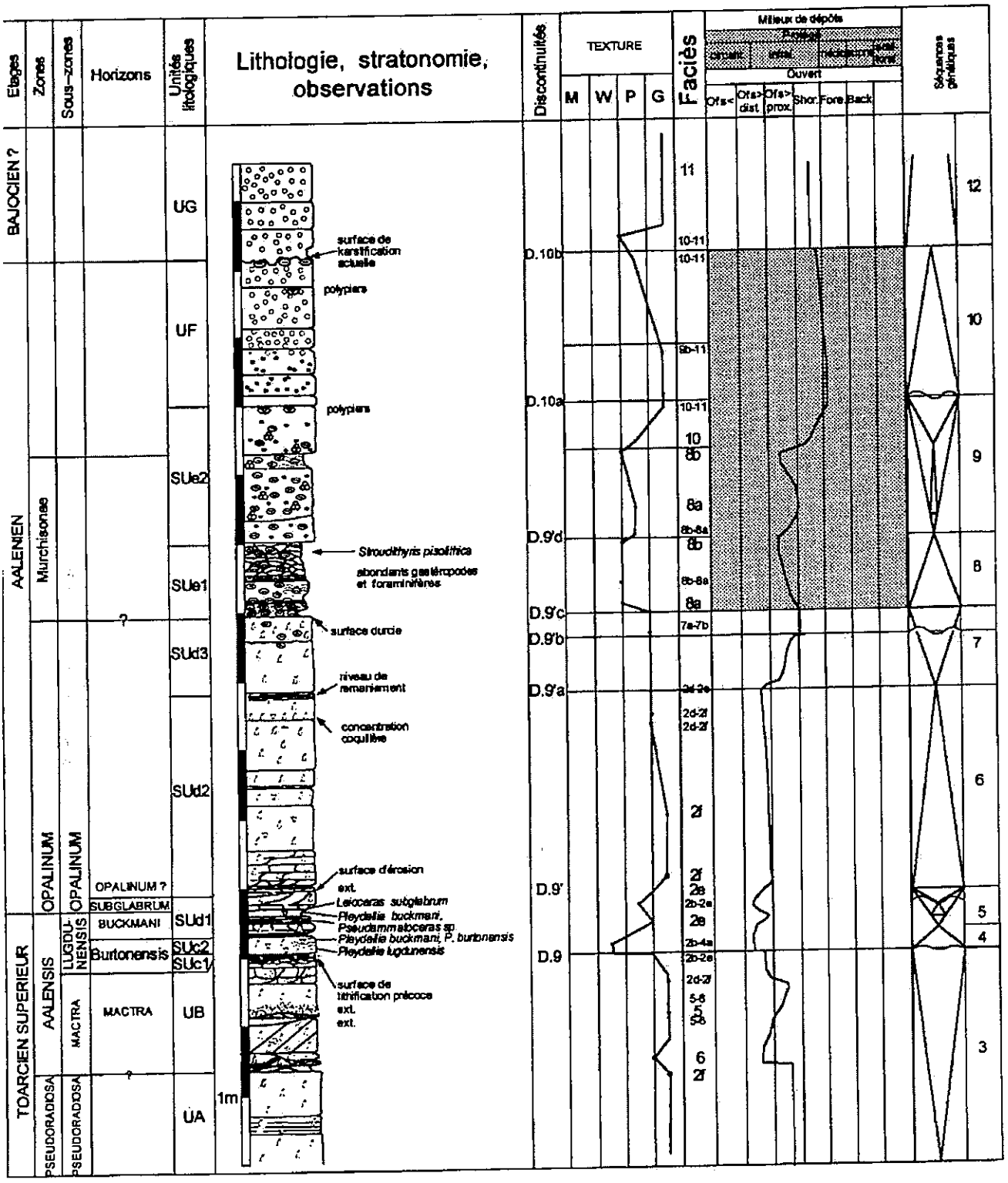


Fig. 80 : Coupe des Arques. Evolution lithologique et stratigraphie.

SUd2 est interrompu par un niveau de remaniement au sein duquel le fouissage est important.

* **SUd3** : Calcaires bioclastiques à rares biopisolithes (1 m).

De la base vers le sommet, apparaissent progressivement les premiers biopisolithes associés à d'abondants bioclastes plus ou moins micritisés.

Le sommet est matérialisé par une surface durcie et par un net changement faciologique.

Unité E : Calcaires plus ou moins argileux à biopisolithes de nubéculaires

* **SUe1** datée de la zone à Murchisonae (Aalénien moyen) par la présence de *Stroudithyris pisolithica* est représentée par des calcaires argileux noduleux (1,10 m).

Microfaciès : les biomicrites à texture packstone passent à des biomicrites à texture wackestone. Le contenu en éléments biogènes et non biogènes se compose d'abondants biopisolithes hétérométriques, de gastéropodes, de sections de nodosariidés, d'*Ophthalmidium* sp., de *Planiinvoluta* sp., de verneuilinoïdés et *Glomospira* sp. La concentration en fragments de lamellibranches, d'échinodermes et d'annélides décroît significativement vers le sommet de cette unité.

* SUe2 : calcaires beiges localement argileux (2 m).

Microfaciès : les biomicrites à texture packstone passent vers le haut à des oobiopelsparites grainstone. De la base vers le sommet apparaissent progressivement des bahamites (majoritaires au sommet) associées à quelques pelletoïdes, biopisolithes, foraminifères benthiques et grapestones. Au sommet, nous pouvons distinguer des géodes qui correspondent au remplissage calcitique de fragments de polypiers.

Unité F : calcaires à bahamites (2,10 m)

Lithologie : bancs calcaires décimétriques strato-croissants.

Microfaciès : en montant dans la série, les oobiopelsparites à texture grainstone passent à des oobiopelmicrites packstone. Les pelletoïdes sont abondants, la concentration en bahamites croît et, corrélativement, les biopisolithes et les foraminifères agglutinants disparaissent. A la base, des fragments d'*Holosporella sp.* apparaissent dans le contenu paléontologique. L'évolution dans le contenu en éléments non biogènes, les variations de texture (sparite à micrite) et la baisse significative de la taille des oolithes témoignent d'une baisse significative de l'hydrodynamisme.

La série est interrompue par une surface de karstification secondaire qui, vraisemblablement, marque un changement de faciès. Cette surface correspondrait à la D.10b. Les calcaires oolithiques francs bajociens reposent sur de cette discontinuité.

♦ Evolution paléoenvironnementale et séquentielle

Ce site est caractérisé par une sédimentation beaucoup plus proximale que celui d'Autoire.

Dans SUA et SUB, les structures sédimentaires et le contenu faciologique traduisent une dynamique mixte (tidale et tempête) en domaine de *shoreface* (DMR2).

SUc1 et SUc2 : l'apparition de calcaires argileux bioturbés exprime une baisse significative des conditions hydrodynamiques. Après une période de vacuité sédimentaire, se développe une sédimentation en domaine d'*offshore* supérieur médian (DMT3). Le maximum d'inondation est exprimé par l'horizon à concentration d'ammonites.

De la base vers le sommet de SUd1, l'évolution de la texture (wackestone à grainstone) et de la nature du liant (micrite à sparite) signalent une nouvelle élévation de l'hydrodynamisme (DMR4). Le milieu de sédimentation passe de l'offshore supérieur médian à la limite *offshore* supérieur-*shoreface*.

Avec SUd2, la diminution de la granulométrie des allochems constitutifs et la diminution de la cristallinité du liant (sparite à microsparite) témoignent du développement progressif d'une sédimentation entre l'*offshore* supérieur médian et proximal.

SUd3 : durant cet intervalle apparaissent les premiers indices du contexte paléoenvironnemental identifié à l'échelle du bassin. Cela se traduit, sur ce site, par l'apparition des biopisolithes de nubéculaires. L'évolution du contenu en éléments biogènes et non biogènes suggère des conditions de dépôts plus proximales que précédemment (DMR7).

SUe1 : le dépôt des calcaires argileux à biopisolithes et la prédominance d'un liant micritique révèlent des conditions de dépôt plus distales, en domaine infralittoral médian (DMT8). Le maximum d'inondation est souligné par la présence de brachiopodes.

Au sein de SUe2, le changement de la nature des allochems (biopisolithes à la base, bahamites au sommet) exprime le passage progressif d'une sédimentation en domaine infralittoral médian à une sédimentation à la limite entre l'infralittoral et le médiolittoral (DMR9).

UF : durant cet intervalle l'apparition de dasycladales et de pelletoïdes suggèrent des conditions de dépôt plus distales en domaine infralittoral proximal (DMT10).

UG : la réapparition des bahamites et la disparition des autres constituants témoignent d'une sédimentation en domaine de *shoreface* (DMT12).

4.1.2c Variations latérales

En direction du Sud

Côte des Mathieux (annexe 15)

La structuration et les lacunes d'observation ne permettent qu'une vision partielle de la série. En montant la côte des Mathieux en direction de Martel, nous distinguons tout d'abord l'équivalent latéral du sommet des marnes silteuses qui correspond aux calcaires bioclastiques de *shoreface* inférieur à macro-H.C.S. A la sortie du virage en épingle affleurent, en bordure de route, le Toarcien terminal, l'Aalénien inférieur et moyen. Une lacune d'observation ne permet pas de distinguer l'assise à gryphées qui selon Kafa (1988) est épaisse de 3m dans la carrière de St Denis-les-Martels.
A la base, l'approfondissement post-Mactra s'exprime par la présence de marnes calcaires grisâtres à nombreuses ammonites et abondants lithoclastes qui donnent à ce faciès un aspect conglomératique en plaques minces. La différence majeure avec la coupe des Arques réside dans la position de la surface d'inondation maximale (sommet de DMT4) qui, sur cette coupe, serait datée de l'horizon à Buckmani et qui s'exprimerait par un changement brutal faciologique.
Hormis de faibles différences dans la puissance des diverses unités, le reste de la série présente de fortes analogies avec la coupe des Arques.

Lieu-dit « Courtils »

La série s'étend de la base de l'assise à gryphées (sommet de la zone à Pseudoradiosa, probablement) aux calcaires oolithiques bajociens (fig. 81).

Par comparaison avec la coupe de référence des Arques, il faut noter :

- la persistance de la dynamique mixte au sein de l'assise à gryphées (UB, DMR3) ;

- l'approfondissement dans UC s'enregistre dès l'horizon à Crinita ; le maximum d'inondation date de la base de l'horizon à Buckmani (condensation probable des horizons à Nov.sp., Lugdunensis et Burtonensis) ;

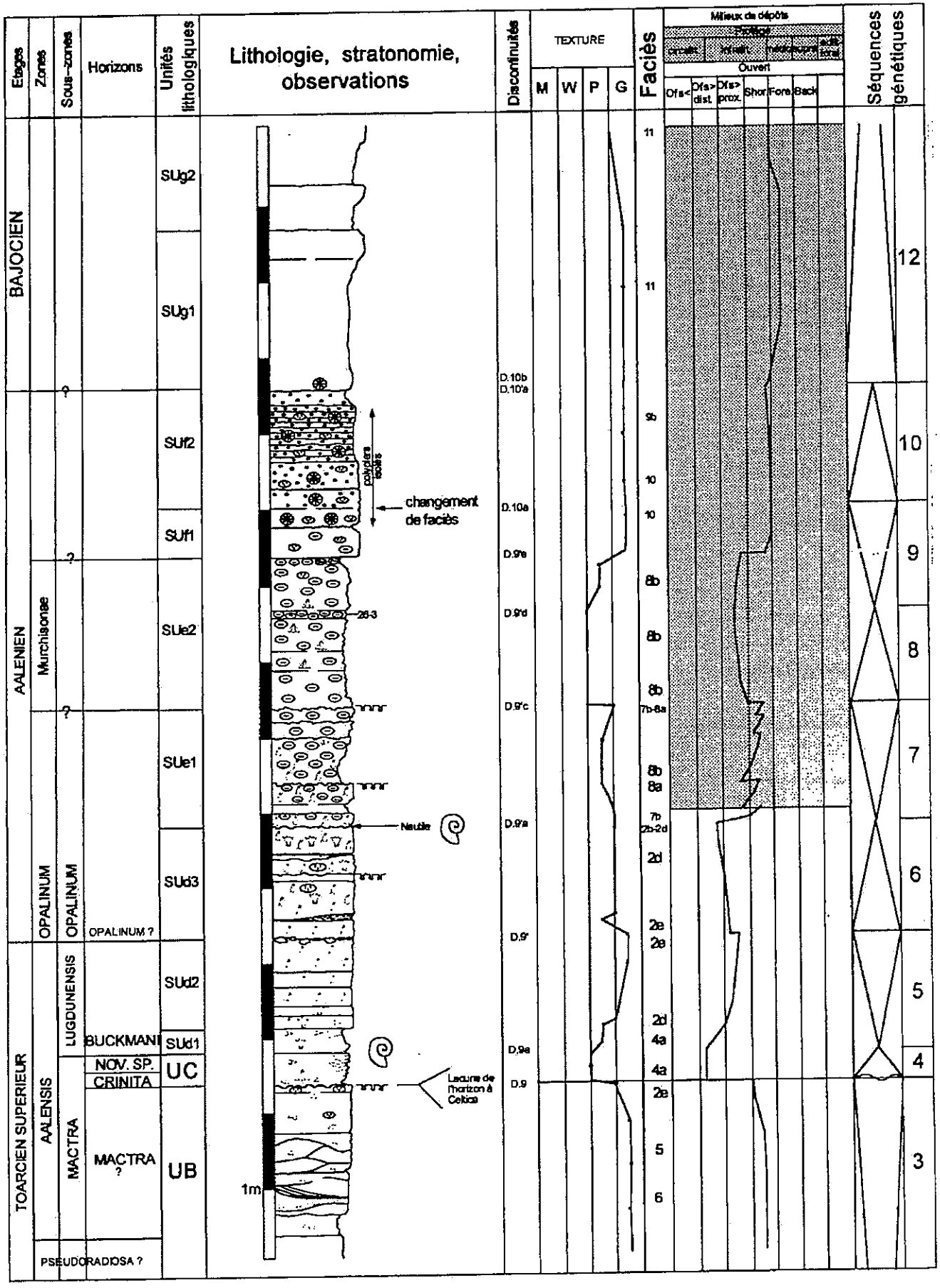


Fig. 81 : Coupe "Les Courtils". Evolution lithologique et stratigraphie.

- une puissance plus élevée du DMR5. La surface de transgression est soulignée par un niveau à concentration en lithoclastes correspondant probablement à une surface de démantèlement d'une surface durcie ;

- la baisse de la granulométrie et l'enrichissement progressif en macrofaune de SUd2, qui traduit une diminution de l'hydrodynamisme vraisemblablement en phase d'ennoiement (DMT6). Cette évolution est interrompue par deux niveaux à concentration de coquilles. Le maximum d'approfondissement se marque par la présence d'ammonites et de nautiles le long d'une surface de stratification ;

- la phase de comblement (DMR7) qui s'exprime par une alternance d'épisodes de sédimentation en domaine infralittoral (augmentation de l'espace disponible) et d'épisodes d'arrêts de sédimentation (absence d'espace disponible), engendrant le développement de surfaces durcies en domaine infra à médiolittoral ;

- A partir de l'Aalénien moyen, l'évolution faciologique est relativement identique. Néanmoins les calcaires à bahamites et à pelletoïdes décrits aux « Arques » (base de UF) passe latéralement (sur ce site) à des sables à pelletoïdes durs. De plus, cette unité contient d'abondants polypiers isolés dissous ;

Coupe de Floirac (fig. 82)

Cette coupe présente sensiblement les mêmes faciès que la coupe des Arques. Néanmoins quelques points sont à souligner :

- A l'extrême base de la série (unités lithologiques A et B, DMR3), la dynamique mixte (tidale et tempête) s'exprime par l'alternance de macro-HCS et de mégarides, avec toutefois une prédominance de la dynamique tidale.

- L'approfondissement (Unité C, DMT4) exprimé par l'apparition des calcaires argileux riches en macrofaune diversifiée (abondants brachiopodes, ammonites et lamellibranches) s'enregistre plus précocement (sommet de l'horizon à Mactra). Le maximum d'approfondissement souligné par un niveau à concentration d'ammonites est daté de l'horizon à Burtonensis (association de l'horizon à Lugdunensis et de l'horizon à Burtonensis).

- Au cours de l'Aalénien inférieur à moyen l'évolution lithologique et faciologique est identique. La seule différence notable concerne la puissance de certaines sous-unités. On observe, en effet, une baisse conséquente de l'épaisseur de SUd1 (DMT6) et SUe1 (DMT8). Le maximum d'inondation de DMT8 correspond, sur cette coupe, à un liseré ferrugineux associé à du lignite.

Le reste de la série n'a pas pu être analysé en raison des conditions d'affleurement.

En direction de l'Est

Coupe du Puy d'Issolud (annexe 16)

Un problème d'accessibilité nous a contraint à n'avoir qu'une vision partielle de la série considérée.
Alors que sur la coupe de référence des Arques l'ensemble inférieur daté de l'horizon à Mactra s'était déposé dans un environnement à dynamique mixte (tempête et tidal), la seule présence de mégarides à contact basal tangentiel au Puy d'Issolud indique une dynamique principalement tidale. La grande majorité des allochems (crinoïdes majoritairement) qui

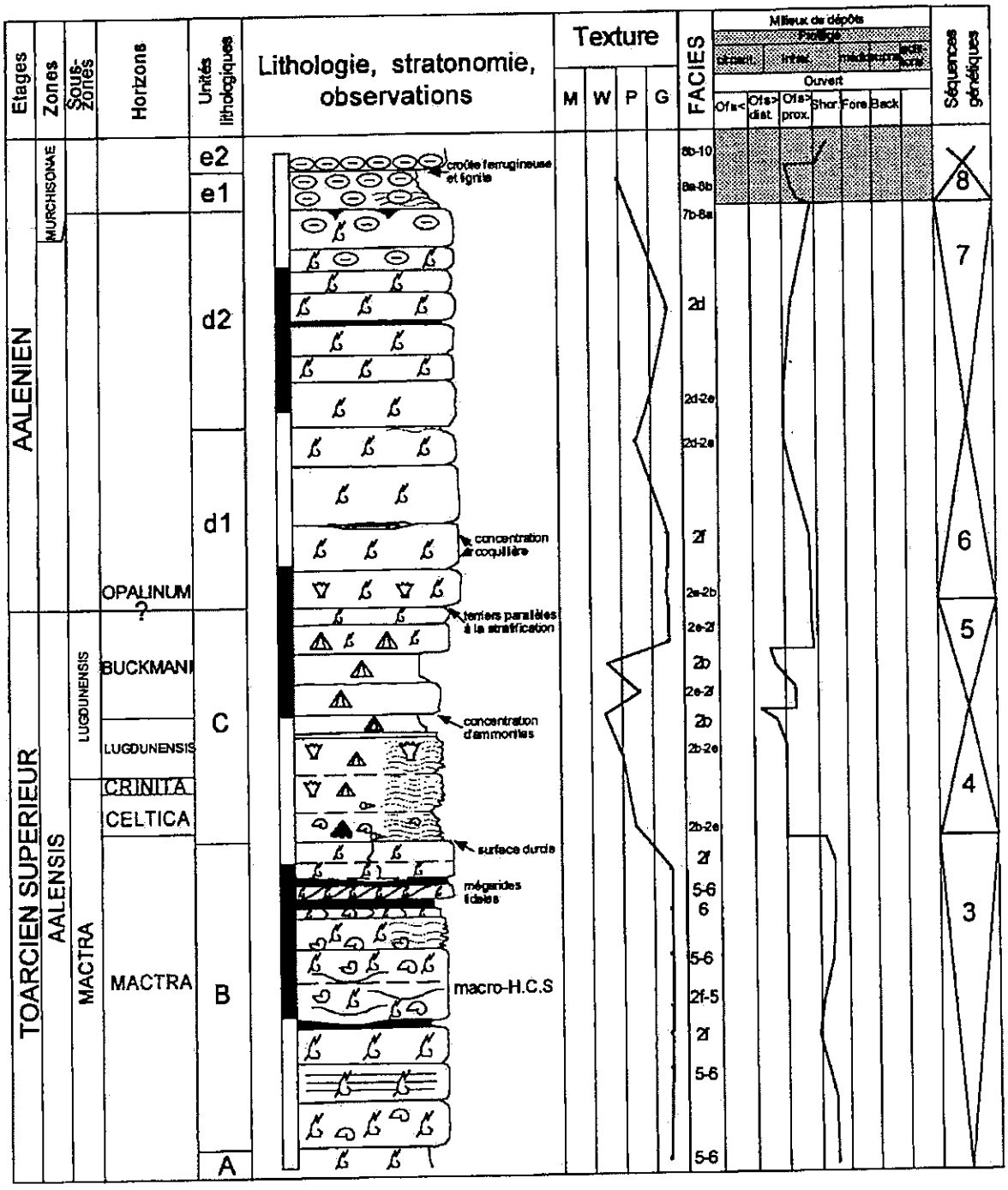


Fig. 82 : Coupe de Floirac. Evolution lithologique et stratigraphie.

composent ces dépôts, sont usés et ferruginisés. Ils sont associés à d'abondants lithoclastes témoignant de l'érosion de dépôts lithifiés adjacents. La macrofaune, composée uniquement de grosses gryphées remaniées, se concentre au sein des drapages argileux. Une surface durcie irrégulière clôture cet ensemble.
Ces sédiments déposés dans des environnements vraisemblablement équivalents au *shoreface* supérieur sont surmontés par des dépôts d'*offshore* médian à proximal. Cet approfondissement, observé sur les coupes voisines, s'effectue brutalement. Il se traduit par la présence de dépôts plus argileux à faune benthique diversifiée (gryphées à la base, lamellibranches, brachiopodes, ammonites) et à fouissage important. Le développement de la faune est lié à la baisse de l'intensité de l'hydrodynamisme, de la paléobathymétrie relative et du taux de sédimentation. En montant dans la série, l'hydrodynamisme augmente à nouveau comme le prouvent, malgré l'absence de figures sédimentaires, les variations de la texture (micrite à la base, micrite et sparite associée témoignant d'un vannage incomplet, puis sparite) et la baisse de la diversité faunique.

Coupe de Carennac (fig. 83)

Cette coupe se place à la transition entre les secteurs d'Autoire-Lapoujade et des Arques. En effet, 1km environ à l'Est, la coupe de Granou présente les mêmes caractéristiques que la coupe de Lapoujade tandis que, plus à l'Ouest, la coupe de Floirac montre de très nettes analogies avec la coupe des Arques.

Comparaison avec la coupe des Arques et de Lapoujade :

- Au Toarcien supérieur la sédimentation présente de nettes similitudes avec les coupes les plus occidentales (Arques, Floirac..) car elle se caractérise par des dépôts de haute énergie d'*offshore* supérieur proximal et de *shoreface*. Toutefois, la discontinuité D.9 et l'approfondissement post-Mactra sont nettement moins accentués, et le maximum d'approfondissement (m.f.s de DMT4) est daté de l'horizon à Buckmani.

- A l'Aalénien, le DMT6 est moins développé qu'aux Arques. Le DMR7 se compose de faciès de haute énergie de transition entre les Arques et Lapoujade. Le DMT8 se caractérise par une arrivée massive de foraminifères benthiques associés à des spicules de spongiaires. Ce faciès est proche de celui identifié à Lapoujade, à la base du même intervalle. Le niveau argileux qui clôture cette unité (Discontinuité D.9'd) semble correspondre à un longue période de vacuité sédimentaire (m.f.s). Le DMR9 présente un faciès de transition entre les deux coupes avec toutefois, malgré l'intense dolomitisation, des affinités plus marquées avec les faciès latéraux occidentaux (Arques). La tendance est inversée pour le DMT10. Le faciès se caractérise par l'arrivée massive de pelletoïdes. Quelques similitudes apparaissent avec son équivalent latéral oriental (niveau à chailles de Lapoujade). Le DMR11 composé d'un faciès mixte à bahamites et rares polypiers correspond à un faciès de transition entre les calcaires à bahamites des Arques et le faciès à polypiers isolés de Lapoujade. Cet intervalle est très réduit dans ce secteur (1 m d'épaisseur). La discontinuité D.10b s'exprime par un changement brutal de faciès, avec l'arrivée des calcaires oolithiques francs (oobiosparite grainstone).

4.1.3. SECTEUR DE TERRASSON

Localisation des coupes :

Coupe de « La Roche » : carte I.G.N. au 1/100000 de Brive-la-Gaillarde, en X=530 et Y=317,6. L'affleurement se localise le long du chemin vicinal qui mène au lieu-dit « La Roche ».
Coupe « du Pouch » : carte I.G.N. au 1/100000 de Sarlat, en X=522,3 et Y=311,6. La coupe se situe à la sortie Nord du lieu-dit « Pouch ».

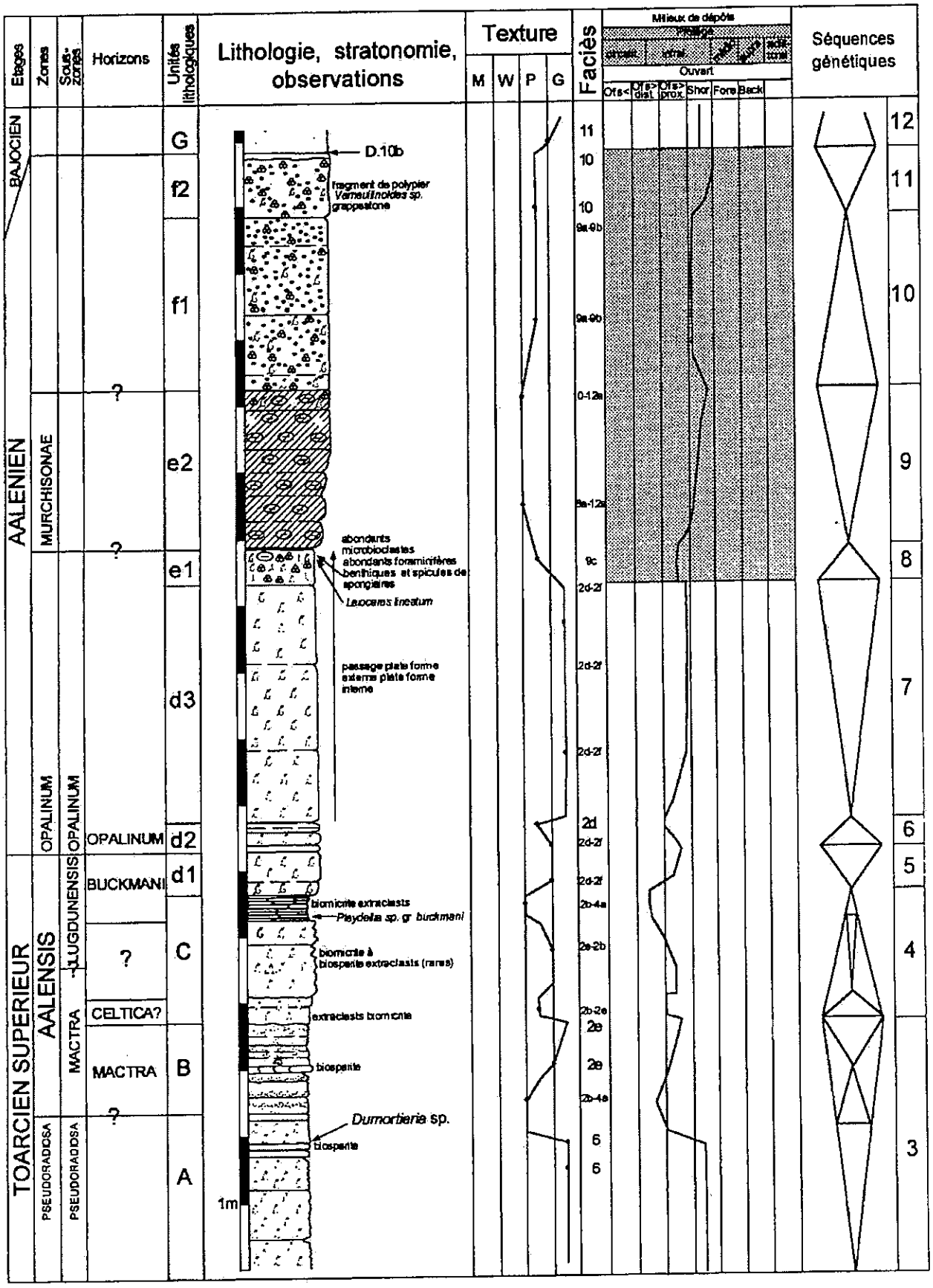


Fig. 83 : Coupe de Carennac. Evolution lithologique et stratigraphie.

4.1.3a Coupe de référence : coupe de La Roche (fig. 84)

Unité A : marnes brunes qui passent rapidement à des calcaires dolomitiques bioclastiques orangés composés de rares gryphées fragmentés et de bélemnites.

Unité B : assise à gryphées de 1,45 m d'épaisseur qui se subdivise en :
- 10 cm de calcaires orangés à gryphées hétérométriques éparses et positionnées dans tous les sens ;
- niveau lumachellique de 20 cm d'épaisseur caractérisé par une condensation de grosses gryphées en position quelconque dont le remplissage interne diffère de la nature du liant. Ces observations soulignent une sédimentation puis un remaniement suivi d'une resédimentation *post-mortem* de ces organismes ;
- niveau lumachellique (45 cm) composé de grosses gryphées en bon état de conservation à remplissage interne identique au liant (sédimentation sur place) ;
- niveau lumachellique (35 cm) à grosses gryphées fragmentées ;
- double banc de calcaires beiges qui se caractérise par une baisse progressive de la concentration en gryphées et par l'apparition de brachiopodes *(Zeilleria* cf. *lycetti*).

Unité C : marnes calcaires de 20 cm d'épaisseur datées de l'horizon à Buckmani par la présence de *Pleydellia* cf. *buckmani*. Cet ensemble est interrompu par une surface de ravinement et par un changement brutal du faciès à la limite entre le Toarcien et l'Aalénien.

Unité D : calcaires bioclastiques datés de l'Aalénien inférieur :
- **SUd1** est constituée par des calcaires bioclastiques de plus en plus argileux vers le haut, daté de l'horizon à Opalinum par la présence d'abondants *Leioceras opalinum*. De bas en haut, l'homogénéité du faciès, l'intensification de la bioturbation et la strato-décroissance soulignent une nette tendance transgressive à la limite entre l'*offshore* inférieur et l'*offshore* supérieur distal.
- **SUd2** (1,25 m) : bancs décimétriques de calcaires bioclastiques qui se chargent progressivement en fragments grano-croissants de crinoïdes associés à des extraclasts dans une matrice sparitique. En montant dans la série, la proportion de bioclastes micritisés par perforation tend à augmenter. L'évolution microfaciologique et la présence de macro-H.C.S montre le passage progressif d'une sédimentation en domaine de *shoreface*. Cette unité est interrompue par un brusque changement de faciès.

Unité E : elle correspond à l'arrivée des calcaires à biopisolithes. Vers le haut, la concentration bioclastique tend à diminuer tandis que la diversité faunique augmente (biopisolithes de nubéculaires, abondants foraminifères benthiques..). La sédimentation s'effectue en domaine de plus en plus protégé (infralittoral).

Unité F : calcaires à bahamites.
- *SUf1 : calcaire dolomitisé noduleux (20 cm) à faciès mixte composé d'abondants grapestones, de bahamites, de biopisolithes, de plus haute énergie que précédemment, qui représente une sédimentation d'arrière-barre oolithique à la limite entre les domaines infra et médiolittoral.
- *SUf2 (1 m) : faciès mixte homogène (oobiomicrosparite packstone-grainstone). Des pelletoïdes apparaissent en montant dans la série et l'encroûtement des bahamites par des nubéculaires s'intensifie. La discontinuité sommitale est soulignée par une phase de dissolution post-sédimentation.

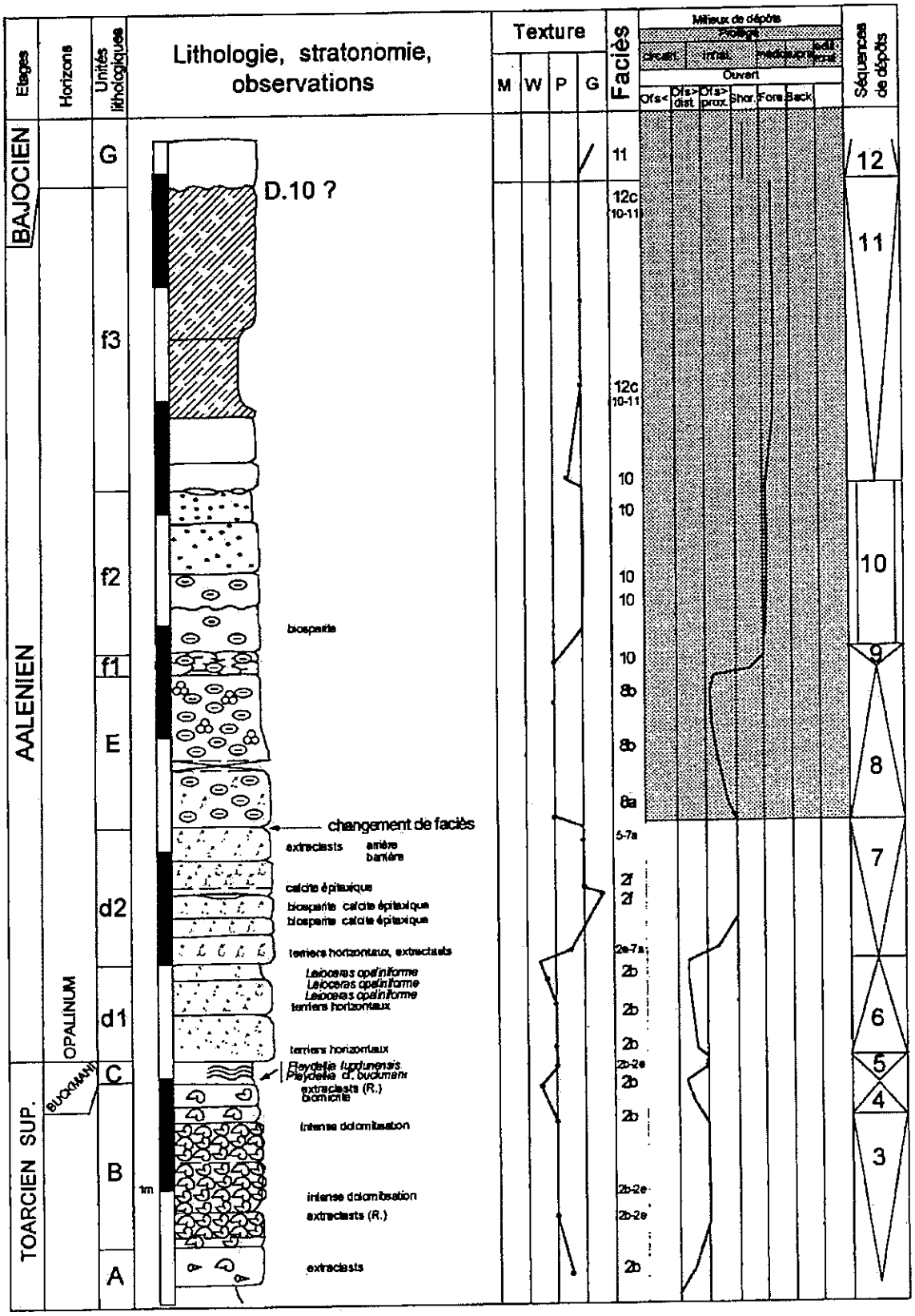


Fig. 84 : Coupe de La Roche. Evolution lithologique et stratigraphie.

* SUf3 : calcaires oolithiques (2,6 m) qui passent vers le haut à des dolomies à ooïdes. Cette dolomitisation s'accompagne de l'apparition de rares géodes de calcite.
  Le microfaciès passe d'une oobiosparite grainstone à une oodolomicrite packstone-grainstone.
  Les allochems constitutifs correspondent à d'abondantes bahamites hétéromorphes et hétérométriques dont certaines ont subi soit plusieurs phases d'encroûtement de nubéculaires soit plusieurs phases d'oolithisation ; associées à quelques pelletoïdes et foraminifères benthiques. En montant dans la série, seules les bahamithes persistent.

La surface sommitale correspondant vraisemblablement à la discontinuité D.10b est une surface irrégulière. Elle est surmontée par des calcaires oolithiques francs.

4.1.3b Variations latérales

Coupe du Pouch (fig. 85)

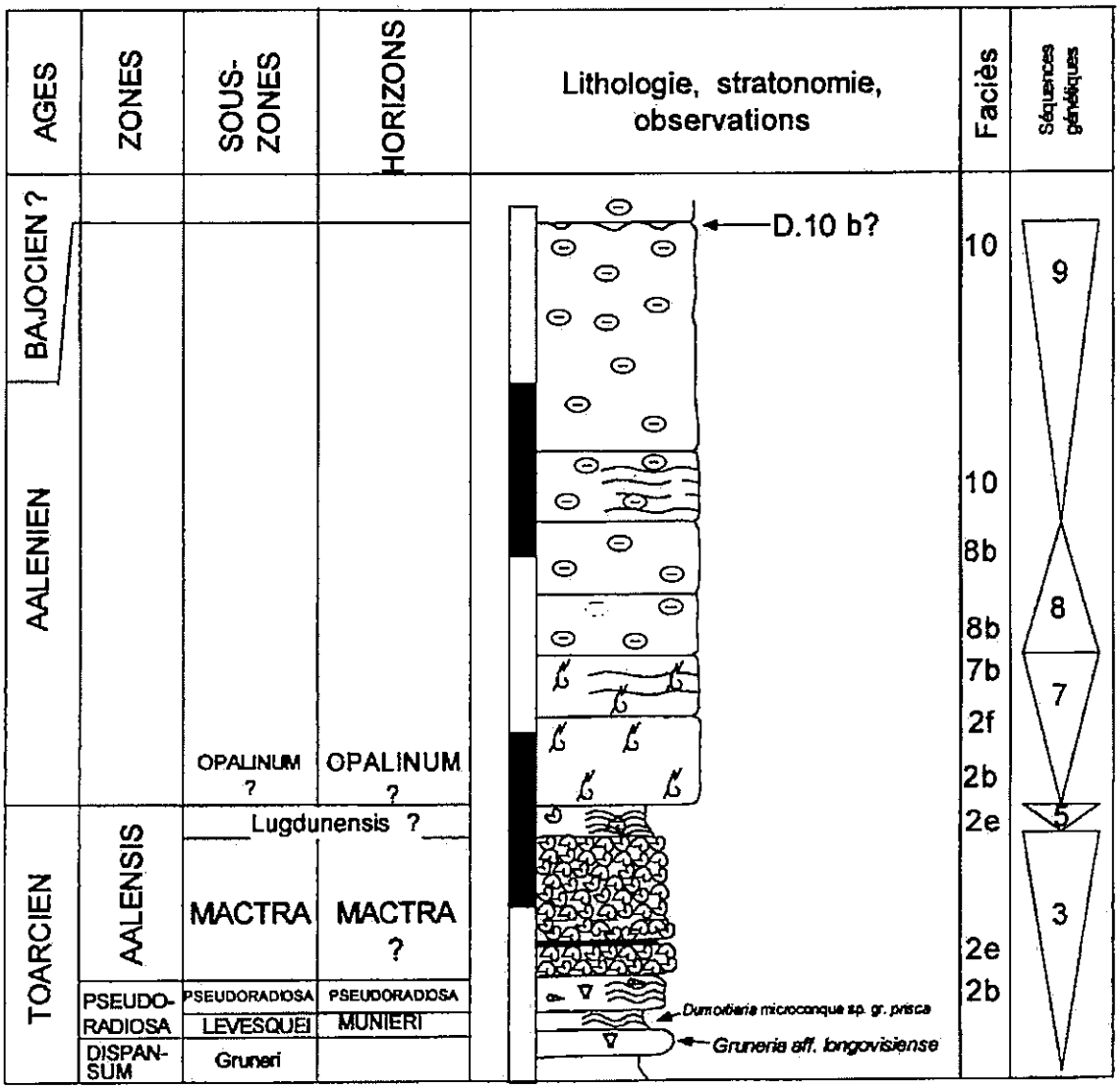


Fig. 85 : Coupe du Pouch. Evolution lithologique et stratigraphie.

Cette coupe montre la même évolution que la coupe de la Roche. On peut toutefois noter :

- la présence de *Gruneria* aff. *longovisiense* MAUBEUGE (Zone à Dispansum, sous-zone à Gruneri) et de *Dumortieria* sp. gr. *prisca* BUCK. (Zone à Pseudoradiosa, sous-zone à Levesquei, horizon à Munieri) respectivement 40 cm et 15 cm au-dessous de l'assise à gryphées, qui indiquent une nette réduction de l'épaisseur des marnes silteuses sur ce site. Cette réduction pourrait être liée à une condensation, mais il semble plus probable qu'elle soit due à des lacunes de sédimentation.
- la série du Toarcien terminal et de l'Aalénien est plus réduite ;
- la sédimentation est plus proximale comme en témoigne l'apparition des bahamites au sein du DMT8.

**** Plus à l'Ouest***

Les divers relevés cartographiques signalent une absence totale du Toarcien terminal et d'une grande partie de l'Aalénien. Aux environs de la Bachellerie les calcaires à bahamites et à biopisolithes reposent directement sur les marnes brunes. Par analogie faciologique ces dernières pourraient être rapportées au Toarcien Moyen.

4.2 CORRELATIONS

4.2.1 SECTEUR DE GRAMAT (Fig. 86)

L'analyse de la distribution des dépôts selon un transect SE-NW montre :

A) des migrations au cours du temps des zones de production et d'accumulation carbonatée et des zones les plus subsidentes.

Dès le dépôt des marnes silteuses jusqu'aux niveaux datés de l'horizon à Lugdunensis, une sédimentation à caractère distal (dépôt d'*offshore* inférieur) s'instaure dans le secteur de Gramat. Puis, au-dessus de l'horizon à Lugdunensis, c'est aux abords de Thémines que se développe la sédimentation la plus distale.

Jusqu'à l'horizon à Lugdunensis, le secteur du Gouffre du Réveillon est le siège d'une sédimentation proximale en domaine de *shoreface* inférieur. De l'horizon à Buckmani aux dépôts des calcaires à biopisolithes, cette sédimentation proximale se déplace et s'installe aux abords du Moulin de Tournefeuille, avec l'apparition de faciès de haute énergie et donc une migration de l'aire de production et d'accumulation carbonatée.

Lors du dépôt des calcaires à biopisolithes (DMT8, Aalénien Moyen), la zone la plus subsidente se situe dans le secteur de Thémines. Le développement dans tout le secteur d'une sédimentation en domaine infra à circalittoral ne favorise pas l'autoproduction carbonatée. Ainsi, les dépôts les plus distaux se trouvent dans le secteur le plus subsident.

Au-dessus de la *m.f.s.* qui clôture DMT8, la sédimentation tend à s'uniformiser. Cela s'exprime sur toutes les coupes par l'apparition des biopelmicrites puis des dolomies microcristallines.

B) un diachronisme dans l'enregistrement du maximum d'approfondissement intra-Aalensis.

Le maximum d'approfondissement au sein de la zone à Aalensis est daté sur la majorité des coupes de l'horizon à Celtica, hormis près de Gramat où il est daté de l'horizon à Lugdunensis.

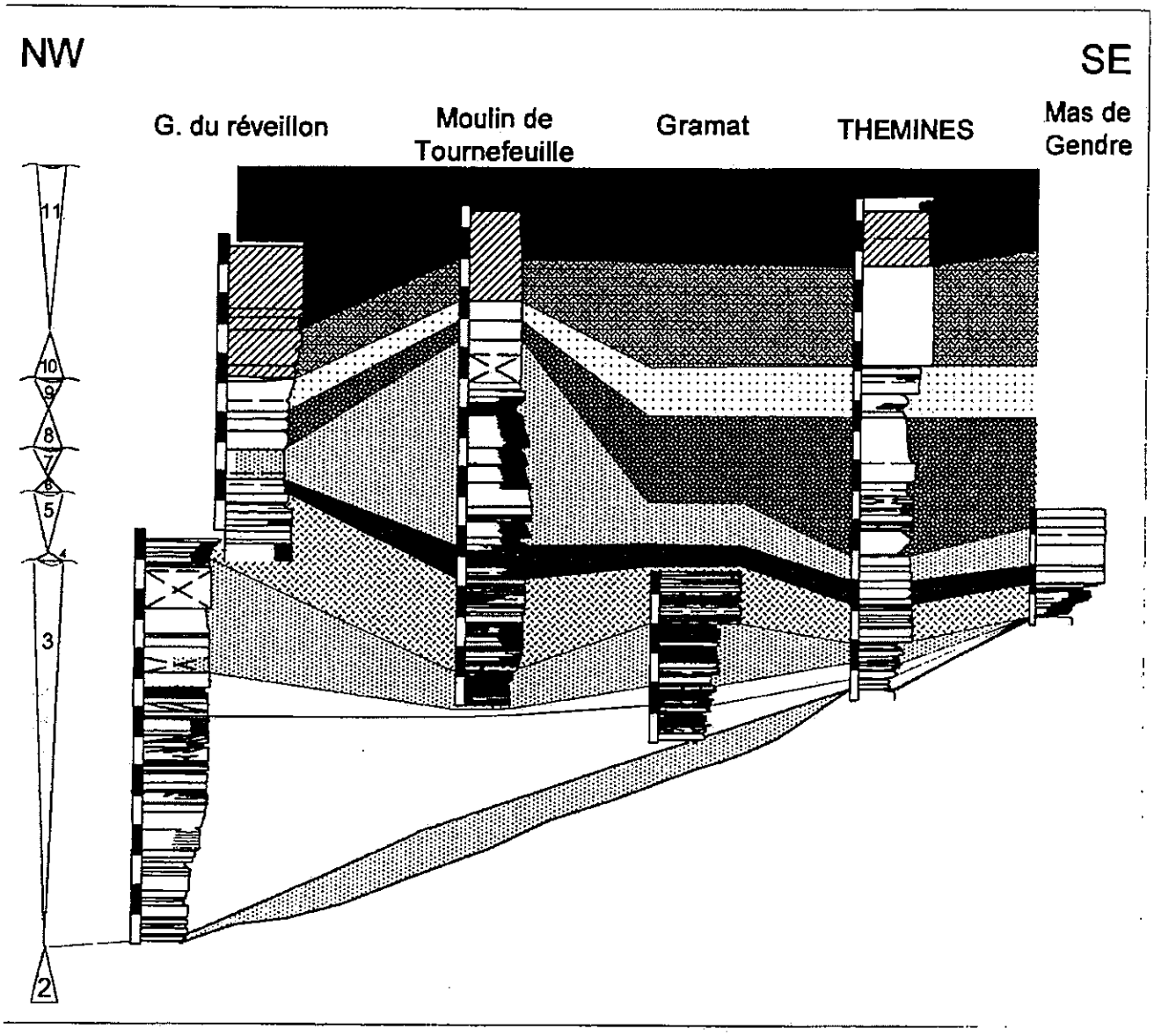


Fig. 86 : Corrélations stratigraphiques ; secteur de Gramat.

4.2.2 CAUSSE DE MARTEL-AUTOIRE (fig. 87)

L'analyse des variations latérales de faciès au passage du Lias au Dogger révèle :

A) l'individualisation d'une zone haute d'orientation N-S

L'étude d'un transect N-S passant par les coupes des Arques, Courtils, Floirac, montre une certaine identité des faciès, une uniformité des conditions paléoenvironnementales pour un même intervalle de temps et l'enregistrement des mêmes événements. Il s'y développe dès le

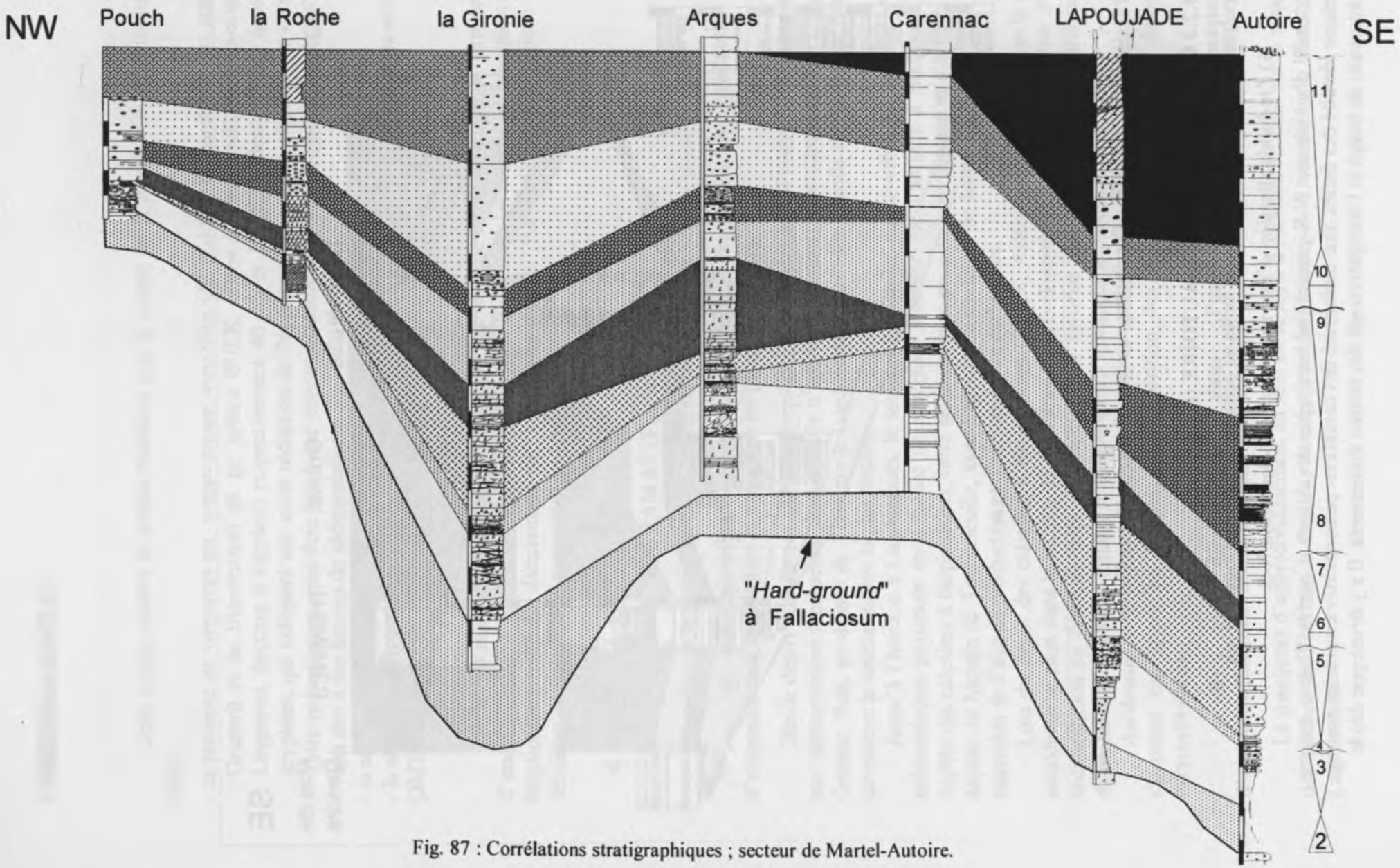


Fig. 87 : Corrélations stratigraphiques ; secteur de Martel-Autoire.

Toarcien supérieur, une sédimentation en domaine de *shoreface* inférieur à supérieur qui témoigne de l'instauration d'une zone de haut-fond sur laquelle s'installe une barre bioclastique. En direction de Terrasson (La Roche, Le Pouch), la sédimentation présente à nouveau un caractère plus distal qui s'exprime par le développement, au cours du Toarcien supérieur, d'une sédimentation condensée et réduite, en domaine d'*offshore* supérieur médian.

B) la présence de 2 zones subsidentes

La première qui se localise à l'extrémité orientale du secteur (Autoire, Lapoujade) est le siège d'une sédimentation distale.
La seconde se situe dans le secteur de La Gironie. L'épaississement de la série est engendrée par l'autoproduction carbonatée dans un contexte paléoenvironnemental moins profond.

C) un diachronisme dans l'enregistrement du maximum d'approfondissement intra-Aalensis

Comme dans le Causse de Gramat, le maximum d'approfondissement intra-Aalensis est daté sur la majorité des coupes de l'horizon à Celtica hormis à Floirac, à la côte des Mathieux et à Carennac où il est enregistré dans l'horizon à Lugdunensis et/ou à Burtonensis.

5. Conclusions (fig. 88 et 89)

5.1. DECOUPAGE SEQUENTIEL

Les unités génétiques (demi-cycles transgressifs et régressifs) identifiées sur chacune des coupes, calées par les données biostratigraphiques et contraintes par la position des discontinuités, permettent de subdiviser la série du Toarcien supérieur et de l'Aalénien en 7 séquences de dépôt.
Séquence S0 : seul le sommet du demi-cycle régressif (haut niveau marin) a été étudié. Les marnes datées de la zone à Bonarelli passent progressivement à un double banc carbonaté décimétrique à concentration de *Pseudogrammoceras fallaciosum*. Le passage d'une sédimentation d'*offshore* inférieur à une sédimentation d'*offshore* supérieur médian à proximal traduit une diminution de l'espace disponible, général sur l'ensemble de la plate-forme.
La limite de séquence et la surface de transgression de la séquence sus-jacente sont confondues et représentées par un arrêt de sédimentation (D.8).
Séquence S1 : cette séquence n'est pas présente dans son intégralité sur toute la plate-forme. Les corrélations biostratigraphiques soulignent l'absence locale soit du demi-cycle transgressif, soit du demi-cycle régressif (haut niveau marin). Le demi-cycle transgressif est défini par l'apparition brutale d'une sédimentation d'*offshore* inférieur avec des marnes silteuses. Le changement de tendance s'opère au sommet de la zone à Dispansum ou à la base de la zone à Pseudoradiosa. La nouvelle tendance régressive s'exprime par le retour à une sédimentation plus proximale. Sur le « haut-fond de La Gironie », au Nord Ouest du Quercy, des calcarénites à entroques et à macro-H.C.S (*shoreface* inférieur) se développent progressivement. Sur une grande partie de la plate-forme, les marnes silteuses sont progressivement remplacées par des calcaires argileux (*offshore* supérieur distal) riches en macrofaune diversifiée (ammonites, lamellibranches..) et localement chargés en oolithes ferrugineuses. La limite de séquence et la surface de transgression de la séquence sus-jacente sont confondues et représentées par une surface durcie (D.9) sur la majorité des coupes. Cette discontinuité est datée du sommet de l'horizon à Mactra (sommet de l'assise à gryphées).

Séquence S2 : elle est absente sur le haut-fond de Figeac-Capdenac ; sur d'autres sites, elle n'est que partiellement représentée.

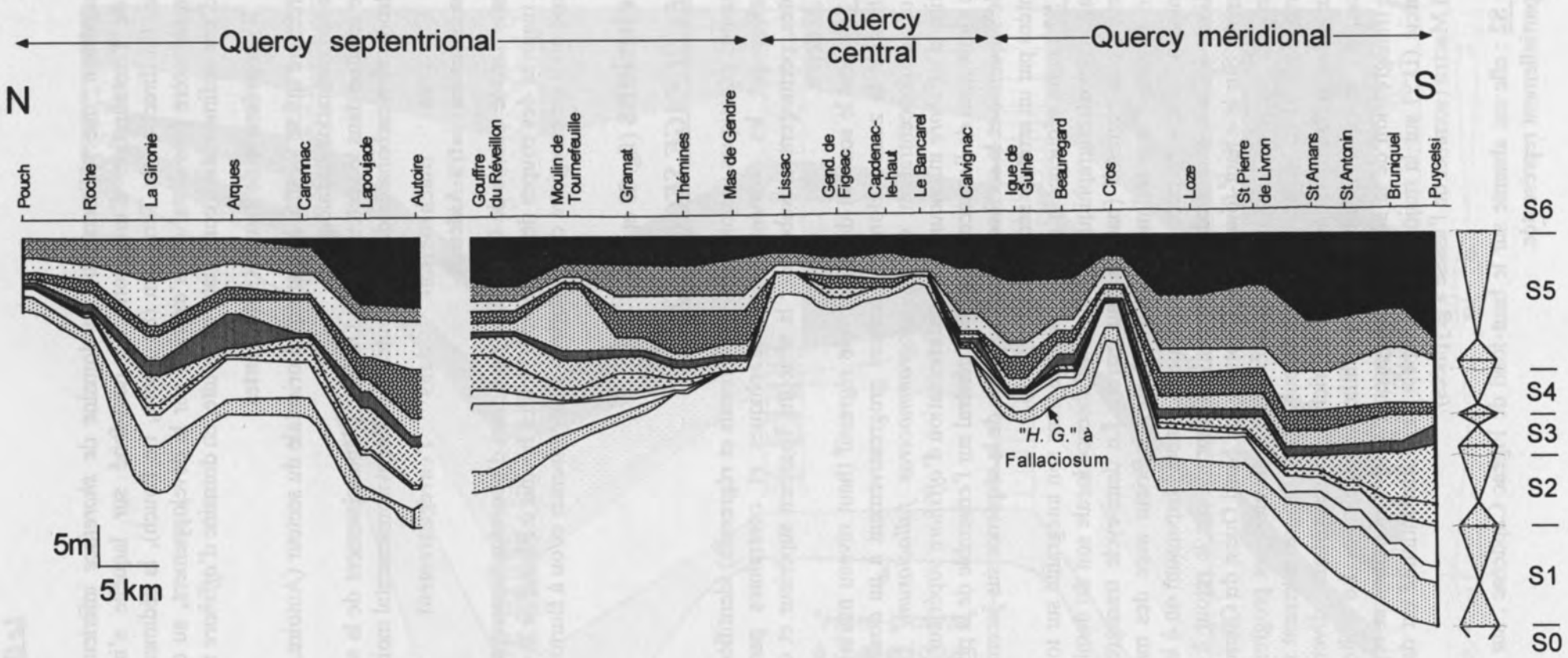


Fig. 88 : Corrélations stratigraphiques suivant un transect N-S.

Dès l'horizon à Celtica se développe, sur une grande partie du secteur, une sédimentation d'*offshore* inférieur avec des dépôts marneux à glauconie (localement) et à faible fraction biodétritique qui attestent d'une nouvelle augmentation de l'espace disponible. Sur le « haut-fond de La Gironie », cet épaississement de la tranche d'eau se traduit par un retour à une sédimentation plus distale matérialisée par des calcaires argileux bioturbés à abondants lithoclastes et ammonites.

La surface d'inondation maximale (D.9a) est signalée soit par un liseré ferrugineux, soit par un horizon à concentration d'ammonites. Elle date du sommet de l'horizon à Celtica sur la majorité des coupes ou bien, localement, de l'horizon à Crinita (le Vitarel) ou de l'horizon à Lugdunensis (Gramat, côte des Mathieux..).

La phase de comblement (haut niveau marin) débutant globalement au sein de l'horizon à Lugdunensis s'exprime par le développement sur une grande partie du domaine d'une sédimentation d'*offshore* supérieur distal à médian. Elle voit la sédimentation de calcaires argileux bioturbés à abondants brachiopodes et lamellibranches.

Séquence S3 : en phase de bas niveau marin (sommet de l'horizon à Buckmani-horizon à Subglabrum), on assiste à une importante extension des lacunes, tandis que la sédimentation carbonatée tend à s'uniformiser. La surface de transgression (D.9'), confondue sur la moitié du secteur avec la limite de séquence (D.9b), est représentée par une surface irrégulière à caractère érosif.

Durant le demi-cycle transgressif, la sédimentation reprend. L'augmentation de l'espace disponible se traduit par une réduction très nette des zones lacunaires et par une sédimentation légèrement plus distale qu'au Toarcien terminal. Dans le secteur de La Gironie, les calcarénites à entroques et à macro-H.C.S (*shoreface* inférieur) passent vers le haut à des calcaires à micro-débris d'échinodermes (*offshore* supérieur proximal). La surface d'inondation maximale (*mfs*) correspond à un niveau bioturbé ou bien à un niveau à concentrations de bioclastes.

Les dépôts du demi-cycle régressif (haut niveau marin) datés de la zone à Opalinum se caractérisent par l'apparition progressive, sur une grande partie du domaine, de faciès d'arrière-barre bioclastique (*shoreface*). Il s'agit de calcarénites (biosparite) à entroques, à bioclastes en voie de micritisation et à biopisolithes de nubéculaires. La limite de séquence (D.9'b), confondue avec la surface de transgression de la séquence suivante (D.9'c), est soulignée soit par un changement lithologique net soit par une surface durcie perforée (localement).

Séquence S4 : les dépôts de bas niveau marin ne semblent pas présents dans le Quercy.
La phase transgressive débute à l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae). Une sédimentation infralittorale de plate-forme protégée s'instaure sur l'ensemble du domaine. Elle se traduit par le dépôt de calcaires argileux (biomicrite wackestone) à biopisolithes de nubéculaires, gastéropodes... La surface d'inondation maximale (D.9'd) est signalée par un niveau à concentration de brachiopodes (soit *Monsardithyris trilineata*, ...).
Au sommet de l'Aalénien moyen, l'apparition - sur la bordure occidentale du bassin - des dépôts d'arrière-barre oolithique et - sur le reste du domaine - de biopelmicrites (packstone grainstone) à abondants foraminifères benthiques, témoigne d'une nouvelle évolution en comblement.
La limite de séquence correspond sur certaines coupes à une surface durcie perforée (D.9'e).

Séquence S5 : le bas niveau marin est localement connu (Calvignac, Cénevières...). Il correspond au développement d'une sédimentation plus littorale (dolomie microcristalline). La surface de transgression (D.10a) se matérialise par un niveau marneux à filons de gypse ou bien par une croûte calcitique d'origine évaporitique.

A la base de l'Aalénien terminal, les sédiments recouvrent l'ensemble du bassin. L'augmentation de l'espace disponible en phase transgressive est attestée par la migration des dépôts d'arrière barre oolithique vers l'Ouest et par une importante extension des calcaires à pelletoïdes. Durant ce même intervalle, la constance des conditions paléoenvironnementales dans le temps et la strato-croissance suggèrent une augmentation de l'espace disponible compensée progressivement par la sédimentation.

La phase de régression s'exprime par un comblement progressif des zones précédemment déprimées et par une absence de sédimentation (alternance sédimentation-érosion) sur les zones hautes (bordure occidentale). Ainsi se développent, en bordure orientale, des calcaires oolithiques dolomitisés et recristallisés secondairement.

Séquence S6 : l'épisode évaporitique et de karstification locale définissent la phase de bas niveau marin. Dans la partie occidentale, l'érosion s'accentue. La limite de séquence et la surface de transgression sont confondues. Cette discontinuité, nommée D.10b, correspond à une surface irrégulière, érosive qui est difficilement perceptible dans la partie occidentale du bassin, du fait du caractère homogène de la sédimentation de part et d'autre de la surface.
La phase transgressive, qui date probablement du Bajocien inférieur, s'exprime par une reprise de la sédimentation avec le dépôt de calcaires oolithiques sur l'ensemble du domaine.

Pour le même intervalle de temps (séquence S6 du Bajocien non comprise), la charte de de Graciansky *et al.* (1998), concernant les bassins européens, indique 4 séquences de dépôt. Les limites des séquences dans le Quercy coïncident plus ou moins exactement avec celles portées sur la charte. La différence majeure porte sur l'identification d'une séquence supplémentaire au sommet du Toarcien (entre Mactra et la base d'Opalinum).

Conclusion : Dans l'exemple quercynois, les trois premières séquences sont dans un dispositif de plate-forme ouverte et les deux dernières dans un dispositif de plate-forme protégée.

5.2. STRUCTURATION DU BASSIN QUERCYNOIS

Les corrélations N-S de la série de passage Lias-Dogger montrent la subdivision du bassin quercynois en deux sous-bassins :
- un sous-bassin méridional qui s'affaisse progressivement vers le Sud.
- un sous-bassin septentrional qui s'affaisse lentement en direction du secteur d'Autoire.

Chacun des sous-bassins est découpé en plusieurs blocs d'échelles différentes. Cette structuration semble influencer, au Toarcien supérieur, l'agencement des dépôts. Durant cette période, l'analyse stratigraphique et sédimentologique révèle l'individualisation diachrone de zones hautes et de zones plus déprimées.

*** Les zones hautes**

Quercy méridional : Cros, Janas

Quercy central : - à l'Ouest du secteur de Villefranche (La Sarrette) ;
- à l'Est du secteur de St-Martin-Labouval (Cénevières) ;
- totalité du secteur de Figeac-Capdenac ;
- Cambes.

Quercy septentrional : - Haut-fond de La Gironie (La Gironie, Les Arques, Côte des Mathieux, Puy d'Issolud, Courtils, Floirac, Gouffre du Réveillon).

*** Les zones déprimées**

Quercy méridional : - proximité du chevauchement Sud-grésignol ;

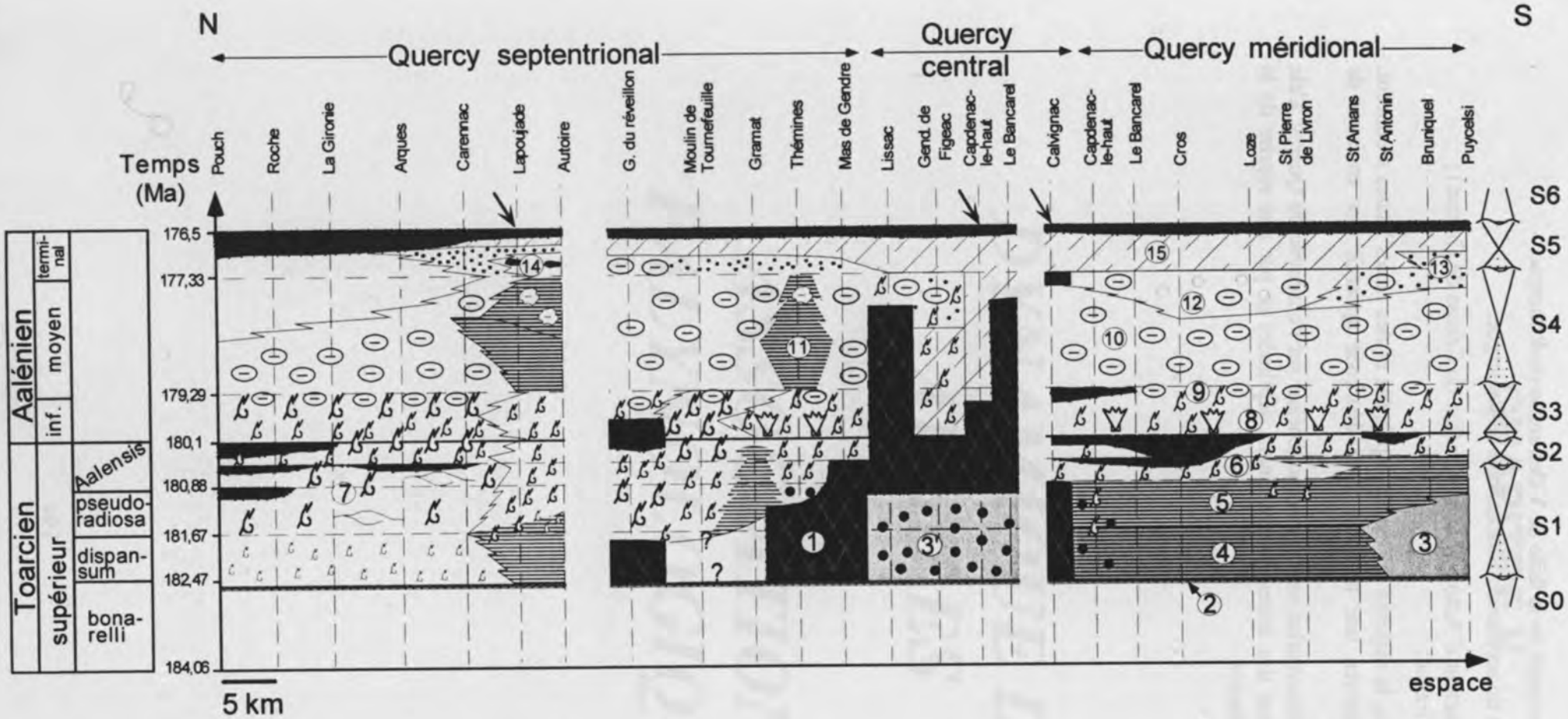


Fig. 89 : Diagramme chronostratigraphique.

1 : lacune ; 2 : double banc carbonaté daté de la sous-zone à Fallaciosum ; 3 : marnes argileuses siteuses (*offshore* inf.) ; 3' : marnes argileuses silteuses à oolithes ferrugineuses ; 4 : marnes silteuses ; 5 : alternance marno-calcaire (limite *off.* inf - *off.* sup.) ; 6 : calcaires argileux bioclastiques (wack-pack, *off.* sup. distal à médian) ; 7 : grainstone à macro-H.C.S. (*offshore* sup. -*shoreface*) ; 8 : calcaires bioclastiques à lamellibranches (packstone, *offshore* sup. médian) ; 9 : calcaires à bioclastes micritisés et rares biopisolithes de nubéculaires (arrière-barre bioclastique) ; 10 : calcaires argileux à biopisolithes de nubéculaires (infralittoral) ; 11 : alternance marno-calcaire à pelletoïdes "mous" et gros oncoïdes (limite circalittoral-infralittoral ; 12 : calcaires à bahamites et biopisolithes de nubéculaires (limite infralittoral-médiolittoral) ; 13 : calcaire à pelletoïdes "durs" (packstone-grainstone, infralittoral proximal) ; 14 : calcaires à chailles ; 15 : calcaire recristallisé et dolomitique à géodes silico-calcitiques et ooïdes au sommet (médiolittoral) ; ↘ émersion locale.

Echelle des temps d'après Gradstien *et al.*, 1995.

- proximité de la faille de Villefranche-de-Rouergue.

Quercy central : à l'Ouest du secteur de Villefranche-de-Rouergue.

Quercy septentrional : - secteur d'Autoire-Lapoujade (Est du Causse de Gramat) ;
- Gramat.

Au début de l'Aalénien, la majorité des zones déprimées et des zones hautes s'effacent. A l'Aalénien inférieur et moyen une nouvelle zone déprimée apparaît aux environs de Thémines.
A l'Aalénien supérieur la sédimentation tend à s'homogénéiser sur l'ensemble du Quercy. Cela s'exprime par un comblement des zones préalablement déprimées et par une reprise de la sédimentation sur les zones hautes.

CHAPITRE V

DYNAMIQUE DES ARGILES ET ASSOCIATIONS PALYNOLOGIQUES

1. Minéralogie des argiles 197

1.1. BUT DE L'ETUDE 197

1.2. DESCRIPTION DE LA METHODE 197

1.2.1. REALISATIONS DES PATES ORIENTEES 197

1.2.2. LES TRAITEMENTS 197

1.2.3. DESCRIPTION DES DIFFRACTOGRAMMES ET DETERMINATION SEMI-QUANTITATIVE 198

1.2.4. CONSIDERATIONS GENERALES SUR L'ORIGINE DES MINERAUX ARGILEUX 198

1.3. RESULTATS 199

1.3.1. EVOLUTION DES CORTEGES ARGILEUX DANS LE TEMPS 199

1.3.2. VARIATION SPATIO-TEMPORELLE DES CORTEGES ARGILEUX 208

2. Associations palynologiques 210

2.1. OBJECTIFS 210

2.2 RESULTATS 210

3. Interprétations 212

3.1. ORIGINE DE LA FRACTION ARGILEUSE 212

3.1.1. ROLE DE L'ENFOUISSEMENT 212

3.1.2. ASSEMBLAGES ARGILEUX ET VARIATIONS LITHOLOGIQUES 213

3.2. INTERPRETATION DE L'EVOLUTION DES CORTEGES ARGILEUX DANS LE TEMPS 214

3.2.1. EVENEMENT CLIMATIQUE 214

3.2.2. EVENEMENT EUSTATIQUE 215

3.2.3. LA MODIFICATION PALEOGEOGRAPHIQUE A-T-ELLE UNE ORIGINE TECTONIQUE ? 218

3.3. VARIATION DES CORTEGES ARGILEUX DANS L'ESPACE 219

4. Conclusions 219

1. Minéralogie des argiles

1.1. BUT DE L'ETUDE

Au Toarcien supérieur une sédimentation de plate-forme ouverte règne sur l'ensemble du secteur. Progressivement, elle acquiert un caractère de plus en plus proximal. Cette sédimentation différentielle engendre l'apparition de lacunes dont la situation géographique migre au cours du temps.

A l'Aalénien, les indices de subsidences différentielles tendent à disparaître et la sédimentation, malgré son caractère plus proximal par rapport au Toarcien supérieur, s'étend progressivement sur l'ensemble du secteur.

A la transition Aalénien inférieur-Aalénien moyen se produit un changement paléogéographique majeur avec le développement de faciès typiques de plate-forme protégée.

Cette évolution générale s'inscrit dans 6 cycles de 3e ordre de variations du niveau marin relatif.

L'analyse des argiles a été entreprise pour conforter et approfondir les interprétations :

- en établissant un lien éventuel entre cortèges argileux et cortèges sédimentaires ;
- en mettant en évidence, le cas échéant, un éventuel contrôle climatique et/ou tectonique sur les variations du niveau marin relatif.

1.2. DESCRIPTION DE LA METHODE

La diffraction des rayons X a été utilisée pour déterminer la nature minéralogique des argiles contenues dans les sédiments du passage Lias-Dogger. C'est une méthode qui permet de définir la composition minéralogique de la fraction argileuse (2 µm).

1.2.1. REALISATION DES PATES ORIENTEES

La séparation de la fraction argileuse, c'est-à-dire la préparation des pâtes, se réalise en plusieurs étapes. Les divers échantillons broyés sont délités dans l'eau distillée, puis suivent une phase de décarbonatation par traitement à l'acide chlorhydrique dilué à N/5. Lorsque toute la phase carbonatée est éliminée (arrêt de l'effervescence et pH acide), l'excédent en acide est éliminé par rinçages successifs jusqu'à défloculation de la fraction argileuse. Dès que la défloculation est obtenue, la partie supérieure est prélevée à l'aide d'une seringue après homogénéisation et décantation selon un temps donné qui obéit à la loi de stokes (1,5 cm après 1h15mn). Le liquide prélevé subit une centrifugation durant 45 mn. A l'issue de cette centrifugation, la pâte argileuse constitue un culot au fond du récipient. Cette pâte est alors récupérée et étalée dans le même sens sur une lame de verre rainurée afin de permettre l'orientation des minéraux argileux.

1.2.2. LES TRAITEMENTS

Pour un même échantillon, 3 traitements sont employés pour modifier les espaces interfoliaires de manière spécifique :

- analyse à partir d'une pâte qui a été séchée à l'air libre et à température ambiante : **essai naturel** ;
- analyse après saturation de la préparation par l'éthylène glycol sous vide pendant 12 heures : **essai glycolé** ;

Le but de la saturation par un polyalcool est de faire gonfler les feuillets smectitiques par remplacement dans l'espace interfoliaire des molécules d'eau par des molécules d'éthylène-glycol. Ceci nous a permis, entre autre, de mettre en évidence l'existence dans nos échantillons d'interstratifiés illite-smectite.

- analyse après chauffage de la préparation à 490°C pendant 2 h : **essai chauffé.**

Le chauffage permet de caractériser les minéraux sensibles à la chaleur c'est-à-dire :

- une déshydratation des minéraux smectitiques et/ou vermiculitiques ;
- une déshydroxylation de la kaolinite dont le réseau cristallin est détruit, ce qui facilite sa distinction par rapport à la chlorite qui a un pic avoisinant les 7Å.

Ces 3 préparations sur le même échantillon sont passées aux diffractomètres de type Philipps Model 1730. L'étude des 3 diffractogrammes obtenus permet la détermination des minéraux argileux et leur quantification (Holtzapffel, 1985).

1.2.3. DESCRIPTION DES DIFFRACTOGRAMMES ET DETERMINATION SEMI-QUANTITATIVE

Nous avons utilisé la méthode définie par Holtzapffel (1985). Pour chaque espèce argileuse, nous mesurons la hauteur (h) du pic de réflexion d(001) prise sur le diffractogramme de l'essai glycolé. Chaque hauteur est affectée d'un coefficient c qui tient compte de l'état de cristallisation du minéral par rapport au minéral le mieux cristallisé.
Nous obtenons ainsi la valeur X tel que :

$$X = h \times c$$

Après avoir obtenu pour chacune des espèces minérales les valeurs X respectives, on effectue ensuite la somme de ces valeurs, tel que :

$$V_T = X_A + X_B$$

La valeur totale est ramenée à 100 % et nous obtenons ainsi le pourcentage d'un minéral pour 100 % de minéraux argileux dans la fraction analysée.

La composition est : abondance de A = $(X_A / V_T) \times 100$ %
abondance de B = $(X_B / V_T) \times 100$ %

L'analyse des diffractogrammes montre que la fraction argileuse de la série se compose majoritairement d'illite, de kaolinite, d'interstratifiés I/S ainsi que de chlorite, et de minéraux accessoires tels que la goethite et la lépidocrocite.

1.2.4. CONSIDERATIONS GENERALES SUR L'ORIGINE DES MINERAUX ARGILEUX

Divers facteurs conditionnent la présence des différents minéraux argileux.

1.2.4a. La chlorite

La chlorite est un minéral primaire qui provient surtout de l'érosion directe du substratum continental. La chlorite détritique est un minéral phylliteux vulnérable à l'hydrolyse. La présence de ce minéral dépend donc de la nature du substratum continental et du climat.
La diffraction des rayons X des « vraies » chlorites diffère de la chlorite ferrifère (berthiérine) par la présence d'un petit pic (001) de réflexion à 14 Å.

1.2.4b. Les interstratifiés I/S

Les roches portées à l'affleurement ou les minéraux qui arrivent dans l'eau de mer ne sont pas constamment en équilibre avec le nouveau milieu. Selon ces nouvelles conditions, il peut se produire une évolution par phénomènes de dégradation ou d'agradation (Millot, 1964), pour atteindre un nouvel équilibre. Ainsi, se produira une transformation par altération d'une espèce minérale en une autre.
Par exemple la smectite se transforme en illite par absorption de K^+ et perte d'eau. Cela correspond au phénomène d'agradation, par exemple au cours de la diagenèse d'enfouissement. Le phénomène inverse correspond à la dégradation, par exemple au cours de l'altération. Les interstratifiés sont des minéraux de transition dans le schéma de dégradation ou d'agradation des minéraux argileux (Millot, 1964).

Dans le cas de la série toarcienne-aalénienne quercynoise, seul l'interstratifié I/S a été mis en évidence.

1.2.4c. L'illite

L'illite est un minéral primaire. Lorsque son origine est purement détritique, ce minéral provient surtout de l'érosion directe du substratum continental. S'il est produit seulement par action mécanique sur roches mères préexistantes (roches métamorphiques ou cristallines, phyllite), cette altération ne peut s'effectuer que sous un **climat chaud et sec** ou sous **un climat froid de très hautes latitudes.**
L'illite peut également être le produit de désintégration de sédiments marins portés à émersion et soumis à l'érosion (Keller, 1956).

Relation entre la présence de glauconie authigène et le pourcentage en illite

L'analyse microfaciologique révèle la présence de glauconie en faible proportion dans 4 niveaux de la coupe de Bruniquel et également 4 niveaux de la coupe d'Autoire.
Cette glauconie se serait formée *in situ*, dans des environnements caractérisés par un faible taux de sédimentation. L'analyse par diffraction des rayons X indique que l'illite ne correspond qu'en très faible proportion à de la glauconite puisque d'une part l'intensité du pic à 5 Å est relativement importante, et que d'autre part la proportion en illite par rapport aux niveaux sus et sous-jacents (dans lesquels la glauconie est absente) ne varie pas.

1.2.4d. La kaolinite

La kaolinite est un minéral d'origine essentiellement **pédologique**. Elle se développe dans des sols bien drainés de **climat chaud et humide** (Deconinck *et al.*, 1982) de moyenne et basse latitudes. Elle peut également se produire sous **climat plus tempéré** dans des sols riches en acides organiques. Dunoyer de Segonzac (1969) indique que lors de la diagenèse, la kaolinite peut être remplacée par circulation de solutions alcalines ou bien elle peut être néoformée par circulation de solutions acides.
La kaolinite peut aussi être remaniée de roches anciennes (Thiry *et al.*, 1999). Ce minéral est également caractéristique des roches poreuses, telles que les grès et les dolomies, au sein desquelles il cristallise sous forme de plaquettes automorphes au cours de la diagenèse tardive (authigenèse). L'origine pédologique de la kaolinite détritique implique une certaine stabilité tectonique lors de sa formation. Ainsi, malgré des conditions climatiques favorables, un substratum continental, sous une influence tectonique prolongée, sera défavorable à la formation de sols.

1.2.4e. Minéraux accessoires

- **Chlorite ferrifère ou berthiérine** : il s'agit d'un silicate à structure en feuillets de type 1/1 (voisin de la kaolinite) très riche en fer. Dans les sédiments actuels, sa présence est restreinte aux zones tropicales. D'après Chamley (1989), ce minéral proviendrait de l'altération précoce de kaolinite avec remobilisation de fer.
- **Lepidocrocite** δ Fe_2O_3, H_2O
- **Goethite** α Fe_2O_3, H_2O

1.3. RESULTATS

1.3.1. EVOLUTION DES CORTEGES ARGILEUX DANS LE TEMPS

Nous examinons ici les variations des proportions entre les différents minéraux argileux au cours du Toarcien supérieur et de l'Aalénien. Nous avons analysé le contenu argileux de 3 coupes : Bruniquel, Thémines et Autoire.

1.3.1a. Coupe de Bruniquel (fig. 90, fig. 91 et fig. 92)

41 échantillons ont été analysés. Le pas d'échantillonnage a été établi en fonction de deux critères : le taux de sédimentation et le contraste lithologique et faciologique. Ainsi, la série du Toarcien supérieur qui présente à la fois un faible taux de sédimentation (< à 1 cm par 1000 ans) et une alternance marno-calcaire (Bruniquel) nécessite un pas d'échantillonnage relativement serré (< à 50 cm). En ce qui concerne le sommet de la série aalénienne, le pas d'échantillonnage retenu est d'échelle métrique du fait de l'intense recristallisation qui affecte les sédiments représentatifs et du taux de sédimentation probablement plus élevé.

Toarcien supérieur

* Lithologie et milieux de dépôt

Le Toarcien supérieur est composé sur cette coupe d'une alternance marno-calcaire. En montant dans la série, la fraction carbonatée devient de plus en plus importante. Cela se traduit par le passage d'une sédimentation d'*offshore* inférieur à une sédimentation d'*offshore* supérieur médian à proximal.

* Minéralogie des argiles

Cette évolution paléoenvironnementale se manifeste par :
- une légère augmentation de la concentration en illite (45 à 65%) ;
- une relative constance de la proportion en interstratifiés (20 à 35 %) ;
- une baisse irrégulière de la concentration en kaolinite (2 à 25%), avec un pic négatif au sommet de l'assise à gryphées et un pic positif au sommet de l'alternance marno-calcaire datée de l'horizon à Celtica ;
- une légère baisse de la proportion en chlorite (9 à 4%).

Aalénien

* Lithologie et milieux de dépôt

L'Aalénien basal est marqué par une sédimentation carbonatée de plate-forme non barrée. Elle se traduit par une évolution des environnements de dépôt des domaines d'*offshore* supérieur distal vers des domaines d'*offshore* supérieur proximal. Dès l'Aalénien moyen s'instaure une sédimentation de plate-forme protégée à tendance générale régressive jusqu'au sommet de la série. Cela s'exprime par une évolution du domaine infralittoral à médiolittoral.

* Minéralogie des argiles

L'Aalénien débute par un niveau centimétrique de calcaire argileux qui se caractérise par une augmentation de la teneur en kaolinite (15%) et par une baisse de plus de 10% de la concentration en illite et en interstratifiés par rapport aux niveaux encaissants. Très rapidement, on assiste à la disparition de la kaolinite (D, e1, e2) en montant dans la série.
L'évolution paléogéographique ne semble pas perturber la présence des autre espèces minérales. En effet, la proportion en interstratifiés I/S est relativement constante (27 à 35%) ainsi que celle de la chlorite (4 à 7%). La concentration en illite tend à baisser très légèrement (70 à 60%).
Au-dessus de la discontinuité D.10a et donc au sein des biopelmicrites (f1), la kaolinite réapparaît (5 à 8 %). Corrélativement, la concentration en interstratifiés baisse.

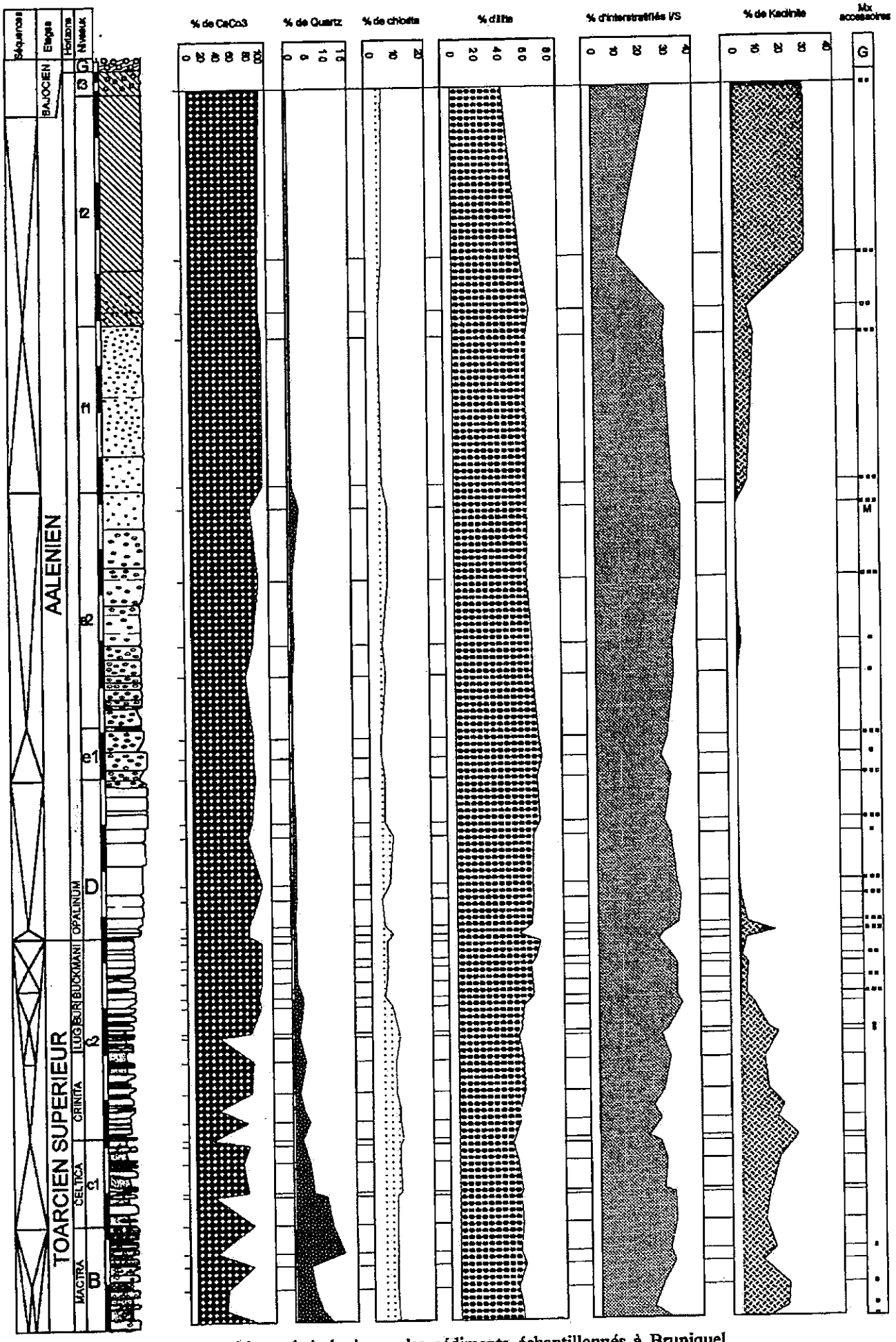


Fig. 90 : Composition minéralogique des sédiments échantillonnés à Bruniquel.

G : goethite ; ▪ : élément en trace ou faible concentration ; ▪▪ : moyennement abondant ; ▪▪▪ : abondant.

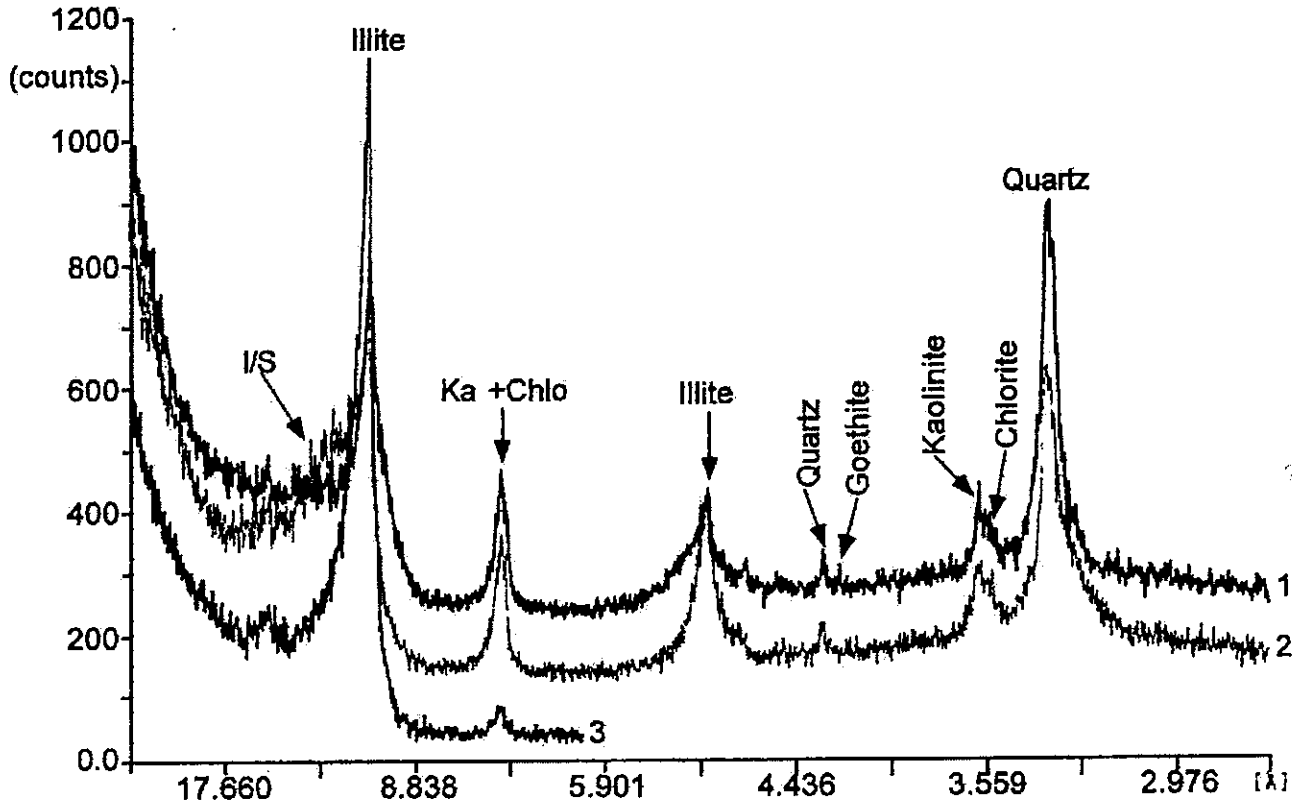


Fig. 91 : Diffractogrammes de l'échantillon F1 de la coupe de Bruniquel (base de l'assise à gryphées, Toarcien supérieur). 1 : diffractogramme essai glycolé ; 2 : diffractogramme essai naturel ; 3 : diffractogramme essai chauffé.

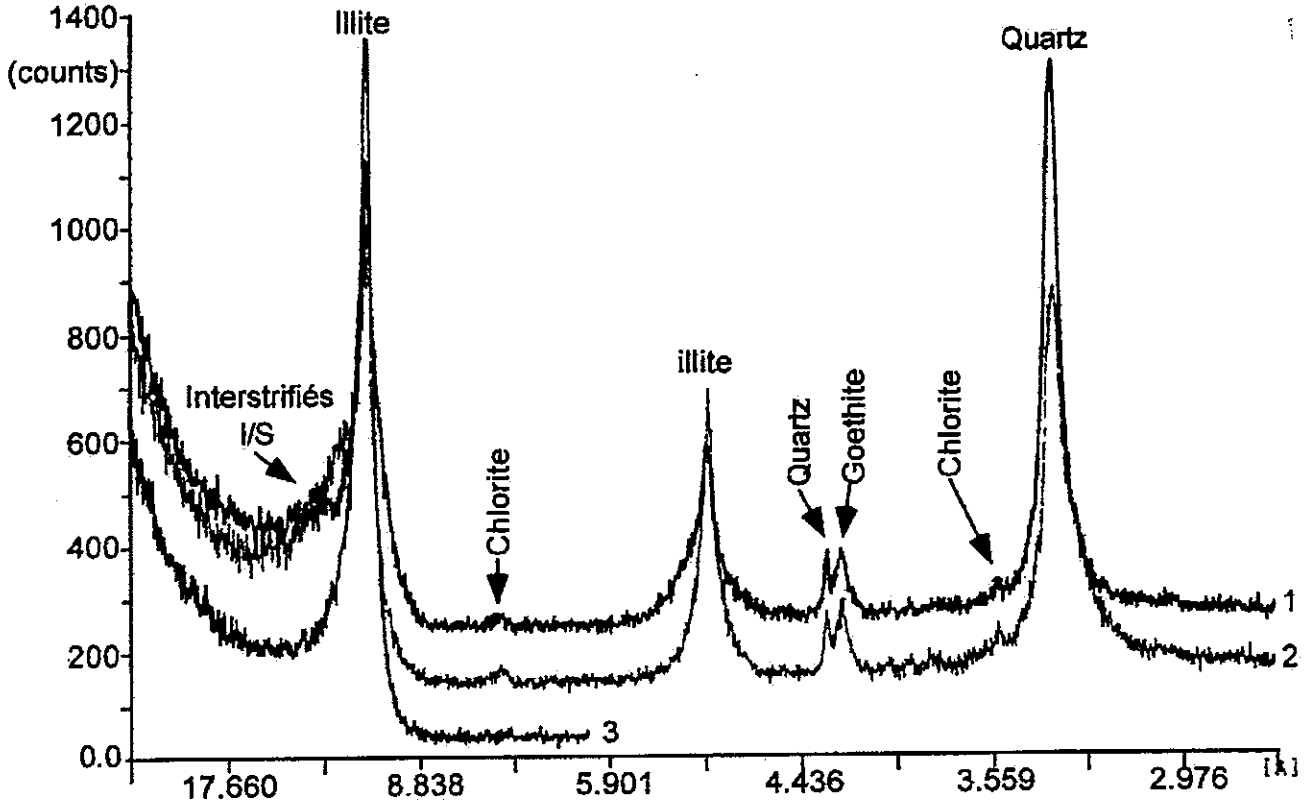


Fig. 92 : Diffractogrammes de l'échantillon F30 de la coupe de Bruniquel (calcaires à biopisolithes de nubéculaires, Aalénien moyen).

Dans les niveaux f2 et f3, caractérisés par des faciès dolomitiques et recristallisés, l'abondance en kaolinite devient rapidement significative (30%) tandis que la proportion en illite et en interstratifiés tend à diminuer. La concentration en chlorite ne varie pas.

Conclusion : sur cette coupe, l'illite (45 à 70%) constitue le minéral dominant. Il est associé à des pourcentages plus faibles d'interstratifiés I/S (20 à 35%) et à de la kaolinite (0 à 20%). La chlorite n'est présente qu'en faibles proportions (inférieures à 10%). L'événement majeur correspond donc à la disparition de la kaolinite à l'Aalénien.

1.3.1b. Coupe de Thémines (fig. 93, fig. 94 et fig. 95)

L'analyse de 30 échantillons révèle la prédominance de l'illite (20 à 63%). Le cortège argileux est également composé d'interstratifiés I/S (15 à 32%), de chlorite (3 à 15%) et de kaolinite (0 à 35%).

Toarcien supérieur

* Lithologie et milieux de dépôt

Le Toarcien supérieur est dominé par une sédimentation de plus en plus carbonatée vers le haut. Le milieu oscille entre les domaines d'*offshore* supérieur distal et les domaines d'*offshore* supérieur médian. A la base de cette unité (A et B), les sédiments sont composés d'abondantes oolithes ferrugineuses baignant dans un liant lui-même ferrugineux (A). Au-dessus de l'assise à gryphées, ces oolithes disparaissent très rapidement.

* Minéralogie des argiles

Le faciès ferrugineux basal induit la prédominance de la berthiérine, dans les unités A et B (43 à 62%), et donc l'absence de la kaolinite. Le changement de faciès au-dessus de B se traduit par la disparition de la « chlorite ferrifère ». Seule la présence de chlorite « vraie » est identifiable dans des proportions relativement constantes.
En ce qui concerne les autres espèces minérales :
- la proportion en illite augmente presque régulièrement (20 à 51%). Elle devient rapidement l'espèce dominante (c1, c2, c3 et c4) ;
- les proportions d'interstratifiés I/S oscillent entre 15 et 32 %, avec un pic positif dans l'horizon à Celtica ;
- le taux en kaolinite est maximal au sommet de l'horizon à Celtica et dans l'horizon à Crinita (19%), puis il diminue légèrement (12%).

Aalénien

* Lithologie et milieux de dépôt

L'Aalénien présente une sédimentation carbonatée d'*offshore* supérieur médian à proximal à la base, puis de plate-forme protégée de tendance régressive (évolution de l'infralittoral vers le médiolittoral).

* Minéralogie des argiles

Ici aussi, l'illite est prédominante. Sa teneur quasi constante dans les unités D et E tend à diminuer légèrement dans la sous-unité f1 et plus significativement au sommet de la série (f2). Les interstratifiés I/S présentent de très faibles variations (28%). Le taux en kaolinite baisse très rapidement et reste constant (5%) jusqu'au sommet de E. A partir de F, sa concentration augmente pour atteindre un maximum au sommet de la série (35%) où elle devient l'espèce minérale prédominante. La teneur en chlorite baisse très légèrement.

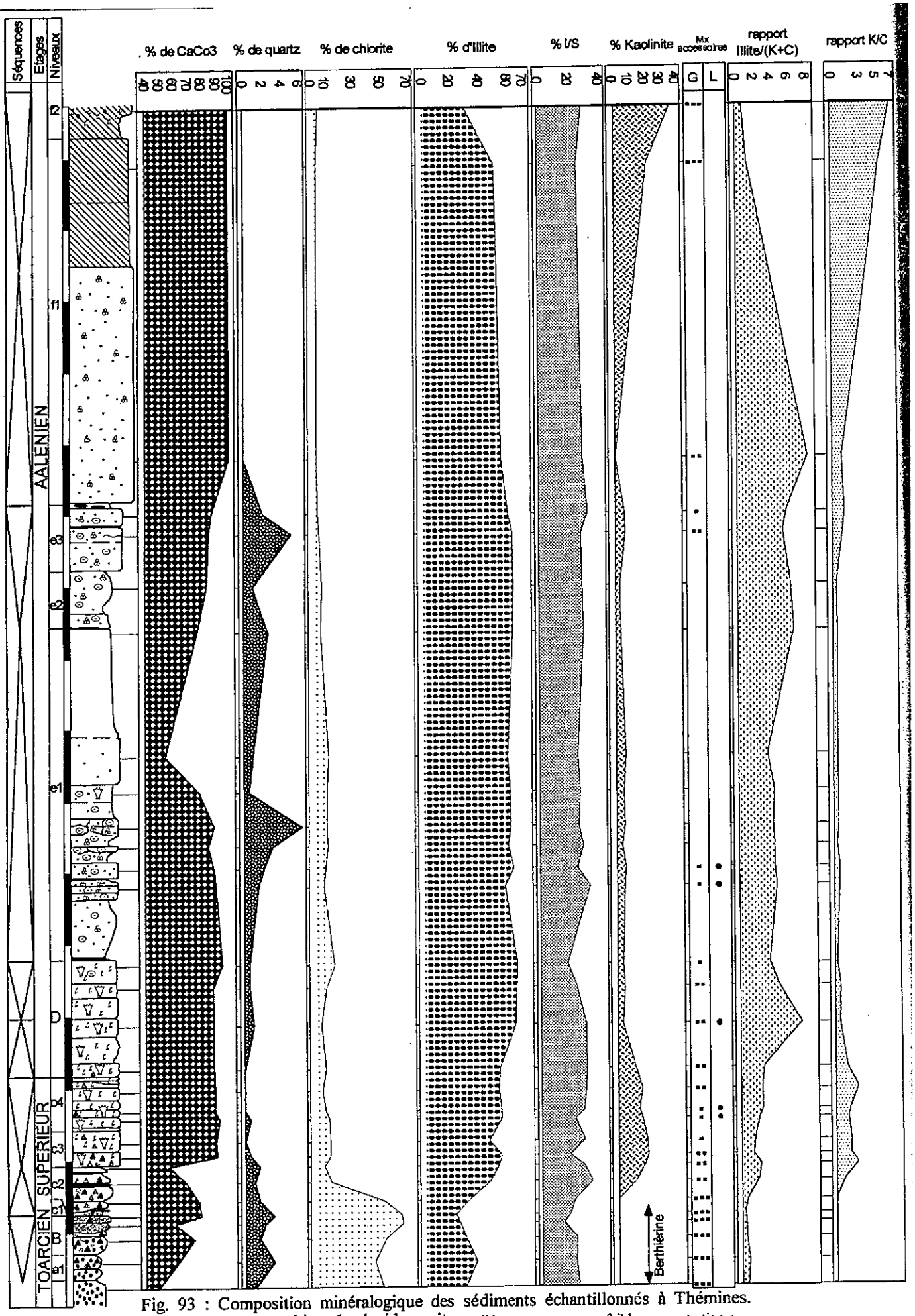


Fig. 93 : Composition minéralogique des sédiments échantillonnés à Thémines.
G : goethite ; L : lepidocrocite. ▪: élément en trace ou faible concentration ;
▪▪: moyennement abondant ; ▪▪▪: abondant.

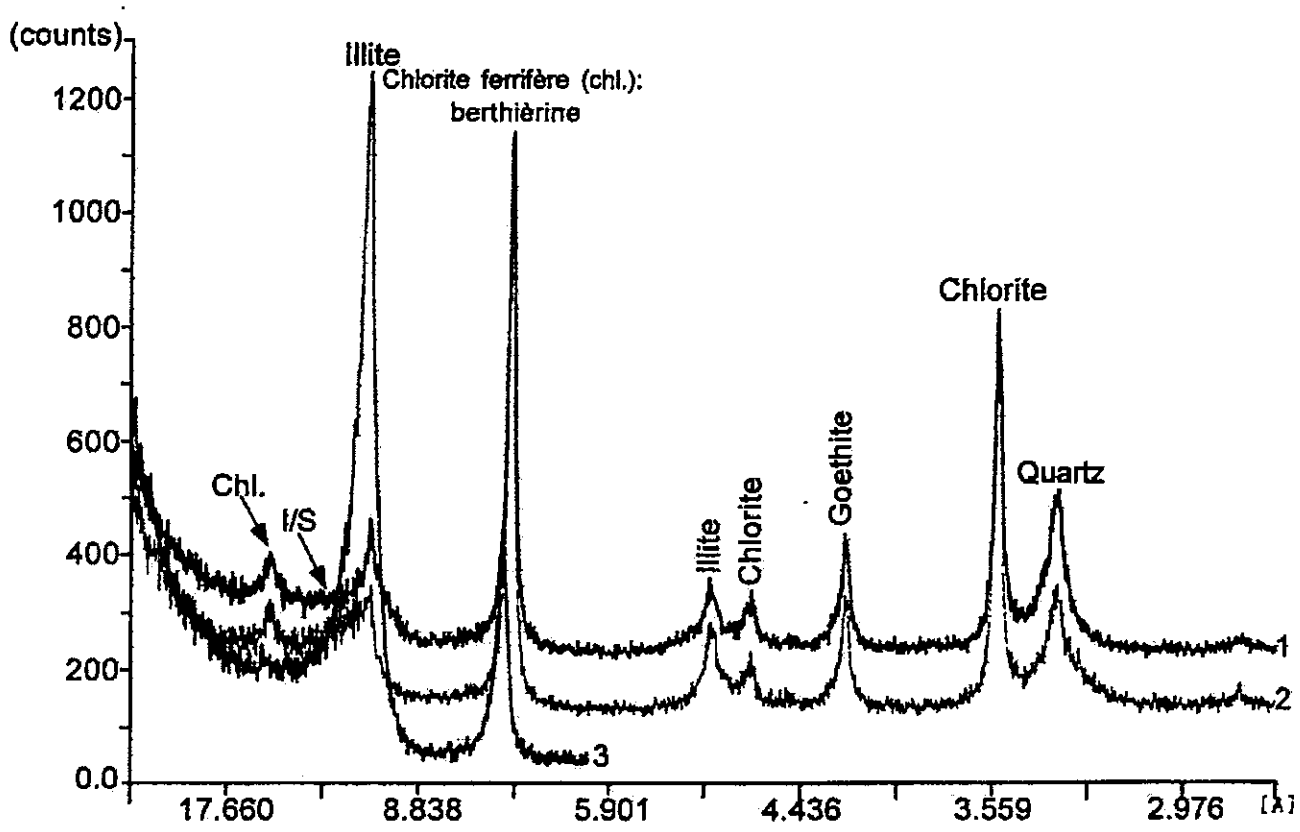


Fig. 94 : Diffractogrammes de l'échantillon 1 de la coupe de Thémines (marno-calcaire à oolithes ferrugineuses, Toarcien supérieur).

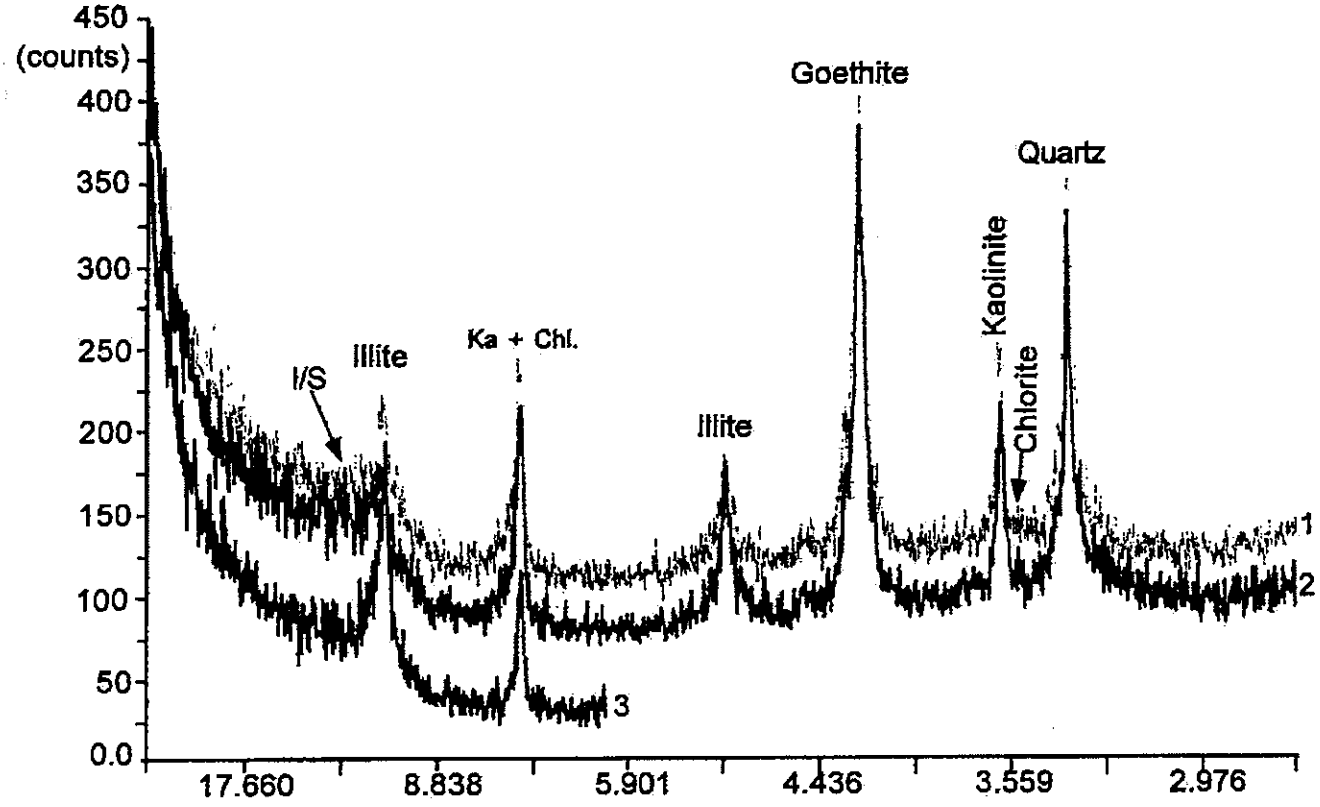


Fig. 95 : Diffractogrammes de l'échantillon 47 de la coupe de Thémines (calcaires recristallisés à oolïdes, Aalénien terminal).

1.3.1c. Coupe d'Autoire (fig. 96)

L'échantillonnage couvre un intervalle de temps légèrement plus restreint que sur les autres coupes. En effet, il débute dans l'horizon à Lugdunensis (sommet du Toarcien supérieur) et se termine à l'extrême base de la barre oolithique bajocienne. 44 échantillons ont été analysés.

* Lithologie et milieux de dépôts

D'un point de vue lithologique, la coupe d'Autoire est une des rares qui montre de nettes variations lithologiques au cours de l'Aalénien moyen. Ces variations lithologiques sont en effet soulignées par une alternance marno-calcaire déposée en domaine infralittoral distal.

* Minéralogie des argiles

L'illite constitue généralement l'espèce minérale prédominante (30 à 65%). Ce minéral est associé aux interstratifiés I/S (15 à 38%), à la kaolinite (0 à 45%) et à la chlorite (0 à 15%). Toutefois, à l'extrême base de l'horizon à Lugdunensis, la kaolinite est l'argile la plus abondante (45%). Au-dessus, sa proportion diminue nettement (C et D). Dans les ensembles E1, E2 et E3, elle est soit absente, soit représentée en très faibles proportions. Sa concentration augmente à nouveau au sommet de la série, dans l'ensemble F, où elle redevient le minéral argileux prédominant. Le rapport K/C exprime bien ces variations. Ceci tend à montrer qu'il n'y a pas de relation évidente entre la kaolinite et la chlorite.

La chlorite est le seul minéral qui réagit aux variations lithologiques. De la comparaison entre les variations de la concentration en CaCo3 et la proportion en chlorite, nous pouvons déduire que les fractions les plus argileuses s'accompagnent d'une baisse de la concentration en chlorite et donc inversement, les niveaux les plus carbonatés d'un enrichissement en ce même minéral. Le rapport illite/K+C enregistre ces fluctuations en relation avec la lithologie.
Le passage à l'oolithe bajocienne (G) se traduit par une nette augmentation de l'illite et de la chlorite, et par une baisse brutale de la concentration en kaolinite.

1.3.1d. Conclusions

Dans un même niveau, des espèces minérales primaires (illite et chlorite), issues du démantèlement de massifs cristallins bordant le bassin vers l'Est et le Nord Est, s'associent à une espèce minérale de surface (kaolinite), d'origine pédologique. L'évolution de cette association montre :

- la prédominance de l'illite dans la majorité des niveaux et une augmentation plus ou moins importante des teneurs de cette même espèce minérale à l'Aalénien ;

- une absence (Autoire, Bruniquel) ou une baisse significative (Thémines) de la concentration en kaolinite au cours de l'Aalénien ;

- des variations mineures de la concentration en interstratifiés I/S et en chlorite, excepté pour ce dernier minéral au niveau de l'assise à gryphées de Thémines.

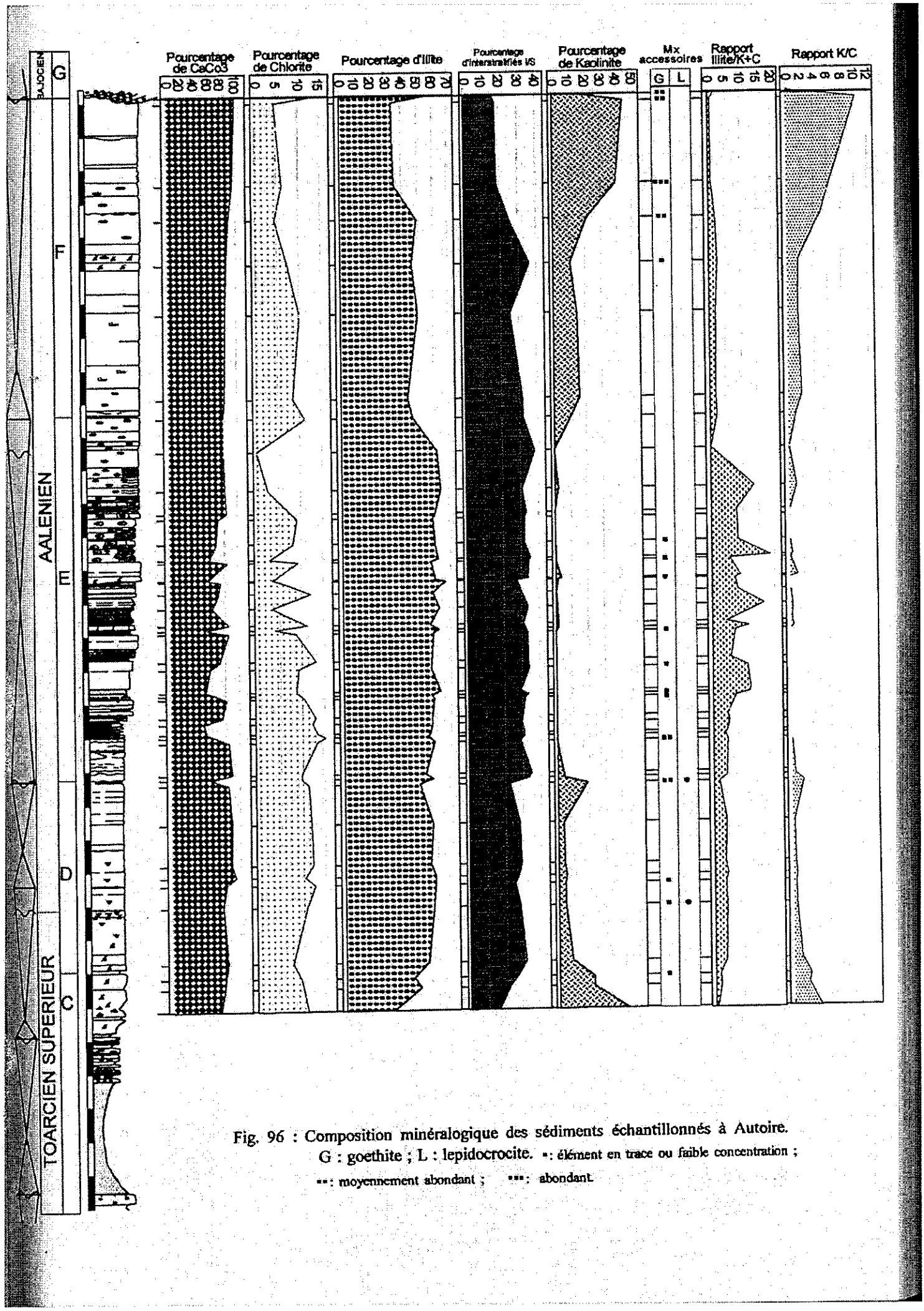


Fig. 96 : Composition minéralogique des sédiments échantillonnés à Autoire.
G : goethite ; L : lepidocrocite. *: élément en trace ou faible concentration ;
: moyennement abondant ; *: abondant.

1.3.2. VARIATION SPATIO-TEMPORELLE DES CORTEGES ARGILEUX

Nous avons distingué 5 périodes pour l'intervalle de temps étudié. Pour chacune de ces périodes et sur les 3 sites de référence, nous avons défini les proportions moyennes des différentes espèces minérales argileuses.
Pour un intervalle de temps donné, la comparaison de ces pourcentages sur les 3 affleurements permet de déceler d'éventuelles différences.
Les résultats sont présentés ci-après et sur la figure 97.

Toarcien supérieur

	Autoire	Thémines	Bruniquel
% Illite	47%	39%	53%
% I/S	24%	23%	28%
% Chlorite	9%	30%	7%
% Kaolinite	20%	8%	12%

Aalénien inférieur

	Autoire	Thémines	Bruniquel
% Illite	55%	60%	61%
% I/S	27%	24%	31%
% Chlorite	11%	10%	5%
% Kaolinite	7%	6%	3%

Aalénien (partie moyenne)

	Autoire	Thémines	Bruniquel
% Illite	58%	59%	67%
% I/S	32%	27%	30%
% Chlorite	9%	9%	3%
% Kaolinite	1%	5%	0%

Aalénien (partie sommitale)

	Autoire	Thémines	Bruniquel
% Illite	42%	40%	57%
% I/S	26%	27%	28%
% Chlorite	7%	5%	4%
% Kaolinite	25%	28%	11%

Bajocien inférieur

	Autoire
% Illite	57%
% I/S	15%
% Chlorite	13%
% Kaolinite	15%

L'examen de ces données révèle :

- une relative constance des proportions entre les 4 espèces minérales (à 5-10% près) sur les 3 coupes sauf lors d'un changement local du contexte sédimentologique. Ce dernier correspond, dans le Toarcien supérieur de Thémines, à une accumulation locale d'oolithes

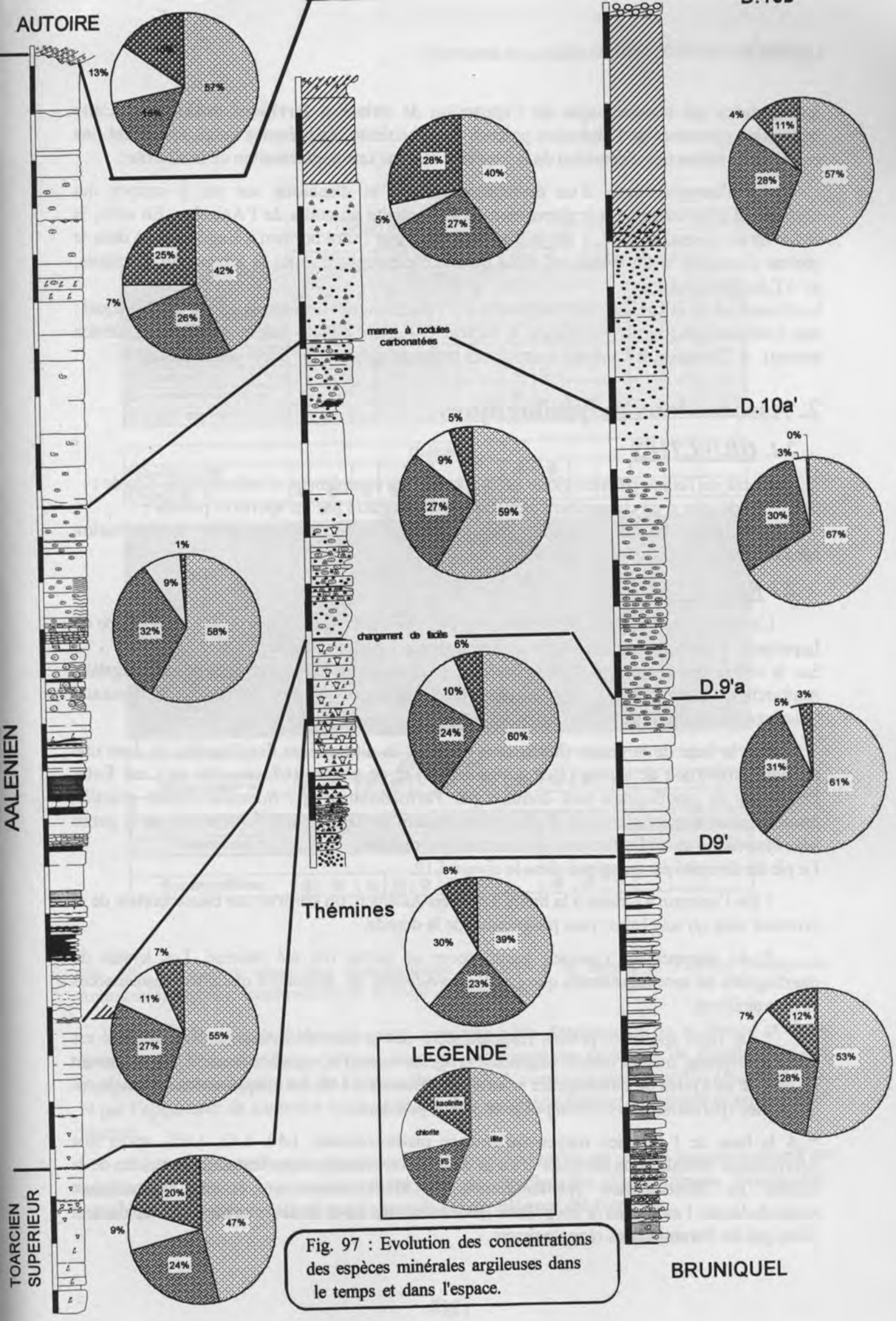


Fig. 97 : Evolution des concentrations des espèces minérales argileuses dans le temps et dans l'espace.

ferrugineuses qui s'accompagne de l'apparition de **chlorites ferrifères authigènes.** Cette berthiérine provenant de l'altération précoce de la kaolinite, sa présence induit forcément une baisse voire même une disparition de la kaolinite et donc une augmentation de la chlorite ;

- l'enregistrement d'un événement général et diachrone sur les 3 coupes qui correspond à la baisse ou à la disparition de la kaolinite au cours de l'Aalénien. En effet, la baisse de ce minéral se produit dès le Toarcien supérieur (intra horizon à Lugdunensis) dans le secteur d'Autoire et de Bruniquel, alors qu'il n'est enregistré, dans le secteur de Thémines, qu'à l'Aalénien basal.

La disparition de la kaolinite est enregistrée dès l'Aalénien inférieur sur la coupe de Bruniquel ; elle s'effectue plus tardivement dans le secteur d'Autoire (limite Aalénien inférieur-Aalénien moyen). A Thémines, la kaolinite est toujours présente mais en très faible concentration.

2. Associations palynologiques

2.1. OBJECTIFS

Le but de l'étude palynologique est d'apporter un complément d'informations, afin de :

- déceler si un changement climatique est enregistré par les spores et pollens ;
- trouver les effets possibles du changement paléogéographique sur la distribution dans le temps des associations palynologiques.

2.2 RESULTATS

L'étude palynologique a été réalisée sur 14 échantillons (positionnés p.41) de la coupe de Lapoujade, répartis sur l'intervalle Toarcien supérieur - Aalénien moyen.

Sur la moitié des niveaux, des éléments microplanctoniques marins, (kystes de dinoflagellés, Acritarches, foraminifères, Tasmanacées) sont associés à des éléments continentaux (microspores et grains de pollen) en moindre proportion (fig. 98).

* A la base de la coupe (horizons à Mactra), la diversité en dinoflagellés, et dans une moindre proportion de spores (*Deltoidospora* sp.) et de pollens (*Classopollis* sp.), est forte. Les kystes de dinoflagellés sont dominés par *Valvaeodinium* sp., *Nannoceratopsis gracilis*, *Mancodinium semitabulatum* et *Wallodinium* sp. Les acritarches sont représentés par le genre *Micrhystridium* sp. et les foraminifères sont très abondants.

Le pic de diversité est enregistré dans le niveau L12.

* De l'horizon à Crinita à la limite Toarcien-Aalénien, on observe une baisse brutale de la diversité ainsi qu'une baisse plus progressive de la densité.

* Au sommet du Toarcien aucun spore et pollen n'a été recensé. Les kystes de dinoflagellés ne sont représentés que par *Valvaeodinium* sp. associés à quelques Tasmanacées et foraminifères.

* De rares spores et pollens réapparaissent dès la base de l'Aalénien. La diversité est faible à moyenne, mais la densité augmente progressivement et significativement. Le maximum de densité en kystes de dinoflagellés se situe au gisement L14b. La microflore continentale est diversifiée (persistance des *Classopollis* sp.) mais peu dense.

* A la base de l'Aalénien moyen (alternance marno-calcaire, L40, L42, L46), après une décroissance brutale de la diversité et de la densité, on remarque une nette augmentation de la densité en *Mancodinium semitabulatum*, en *Wallodinium* sp. et en *Dapcodinium holotabulatum*. Les spores et les pollens deviennent très rares et disparaissent très rapidement alors que les Foraminifères réapparaissent.

	Toarcien sup.						Aal. Inf.	Aalénien moyen						Aal.sup
	ECHANTILLONS													
	L6	L9-10	L12	L13	L19	L23	L4bis	L14b	L40	L42	L46	L55	L29b	L78
Spores														
Deltoidospora sp.	●	●	●	●	●		●	●				●(1)		
Deltoidospora neddeni			●											
Neraistrickia taylori		●												
Punctatisporites sp.			●											
Calamospora sp.								●	●(1)					
Cerebropollenites mesozoicus								●						
spore trilete granuleuse													●(1)	
Pollens														
Pollen bisaccates								●	●					
Classopolis sp.	●	●	●	●			●	●						
Dinokystes														
Valveodinium sp.	●		●		●	●	●	●	●				●	
Valveodinium spongiosum														●
Nannoceratopsis gracilis	●	●	●	●	●			●				●	●	
Luhndea spinosa													●	
Dodekovia syzigia	●							●					●	
Dodekovia bullata													●	
Mancodinium semitabulatum	●	●	●								●		●	●
Wallodinium cylindricum								●						
Wallodinium sp.	●	●	●							●	●			
Depcodinium holotabulatum			●							●	●			
Acritarches														
Micrhystridium sp.	●	●	●	●		●	●	●	●	●	●	●	●	
Algues														
Tasmanacées			●			●		●						
Foraminifères	●	●	●	●	●	●			●	●	●			

Fig. 98 : Tableau de répartition stratigraphique des taxons de Spores et Pollens, Dinokystes, Acritarches, Algues et foraminifères sur la coupe de Lapoujade.

*Au sommet de l'Aalénien moyen, après une nette décroissance de la densité et de la diversité (L55), la tendance s'inverse avec un enrichissement en kystes de dinoflagellés qui s'exprime par la réapparition de *Valvaeodinium* sp., *Nannoceratopsis gracilis*, *Dodekovia* sp. et par l'apparition de *Luhndea* sp.. Les acritarches sont abondants et les spores et pollens sont absents.

* Le seul échantillon de l'Aalénien terminal analysé révèle un nouvel appauvrissement en associations palynologiques. De rares kystes de dinoflagellés (*Valveodinium spongiosum*, *Mancodinium semitabulatum*) mal conservés et corrodés ont été recensés.

Conclusions : L'analyse globale de l'évolution des associations palynologiques sur la seule coupe de Lapoujade conduit aux constatations suivantes :

- il n'y a pas de changement dans le temps des associations palynologiques mais seulement une raréfaction voire une disparition des spores et des pollens à l'Aalénien moyen ;
- la diversité et l'abondance des peuplements varient ;
- dans l'ensemble des préparations, la microflore terrestre reste très rare. Même dans les niveaux où elle est observée, son abondance est très faible. Tous les niveaux de prélèvements montrent une prédominance des kystes de dinoflagellés.

3. Interprétations

3.1. ORIGINE DE LA FRACTION ARGILEUSE

Avant toute interprétation, il est nécessaire de définir l'origine des divers constituants argileux. Ces derniers peuvent, en effet, avoir deux origines différentes, diagénétique ou détritique. Pour réfuter l'une des deux hypothèses, nous devons répondre à deux questions essentielles :

- l'enfouissement aurait-il pu engendrer des transformations diagénétiques ?
- l'évolution des assemblages argileux est-elle dépendante des variations lithologiques ?

3.1.1. ROLE DE L'ENFOUISSEMENT

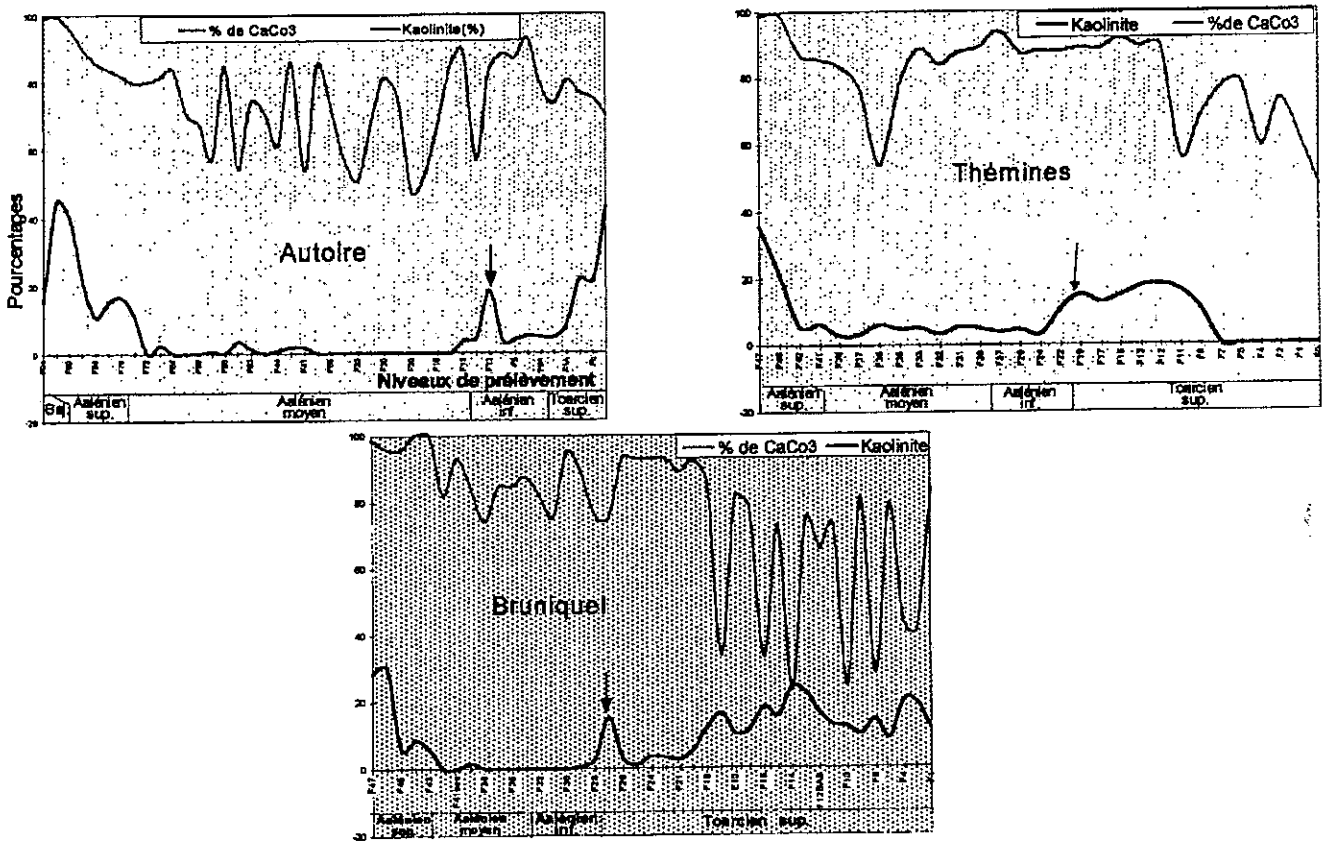


Fig. 99 : Comparaison de l'évolution des pourcentages en CaCo3 et en kaolinite dans le temps et sur les 3 sites.

Au cours de l'enfouissement, les smectites se transforment progressivement en illite et/ou en chlorite. La présence de fortes proportions d'illite/smectite suggère une transformation de smectite puisque ces interstratifiés constituent des phases intermédiaires des transformations diagénétiques. Toutefois, les interstratifiés peuvent également constituer des phases détritiques et la sédimentation argileuse peut être dépourvue de smectite. Par ailleurs, la formation sous-jacente des schistes cartons (Toarcien inférieur) présente des Tmax de la matière organique (M.O.) mesurés grâce à la pyrolyse Rock-Eval voisins de 420°C (Qajoun, 1993). **Ces valeurs indiquent un caractère immature de la M.O. et un enfouissement modéré**. Elles sont compatibles avec la présence de smectite dans les sédiments (El Albani *et al.*, 1993). Par conséquent, l'absence de smectite et **la présence d'interstratifiés I/S** devraient être mises en relation avec des processus détritiques, plutôt que diagénétiques.

3.1.2. ASSEMBLAGES ARGILEUX ET VARIATIONS LITHOLOGIQUES

La comparaison de la composition lithologique avec l'évolution des assemblages argileux ne montre pas de corrélation significative entre ces deux paramètres (fig. V.8), excepté dans l'alternance marno-calcaire intra-aalénienne sur la coupe d'Autoire où l'on observe une légère augmentation de la teneur en chlorite au sein des phases carbonatées alors que la tendance s'inverse dans les phases argileuses.

D'autre part nous pouvons également nous interroger sur l'origine diagénétique de la kaolinite des faciès dolomitiques. L'observation d'un échantillon au MEB (fig. 100) n'a pas permis d'observer de croissance cristalline de minéraux argileux en relation avec la porosité. Ainsi la nature diagénétique de la kaolinite n'a pas pu être mise en évidence. De plus lorsqu'on compare la lithologie et les assemblages argileux, nous constatons que la kaolinite réapparaît sous ces faciès dolomitisés et recristallisés. Ces observations prouveraient vraisemblablement l'origine essentiellement détritique de ce minéral.

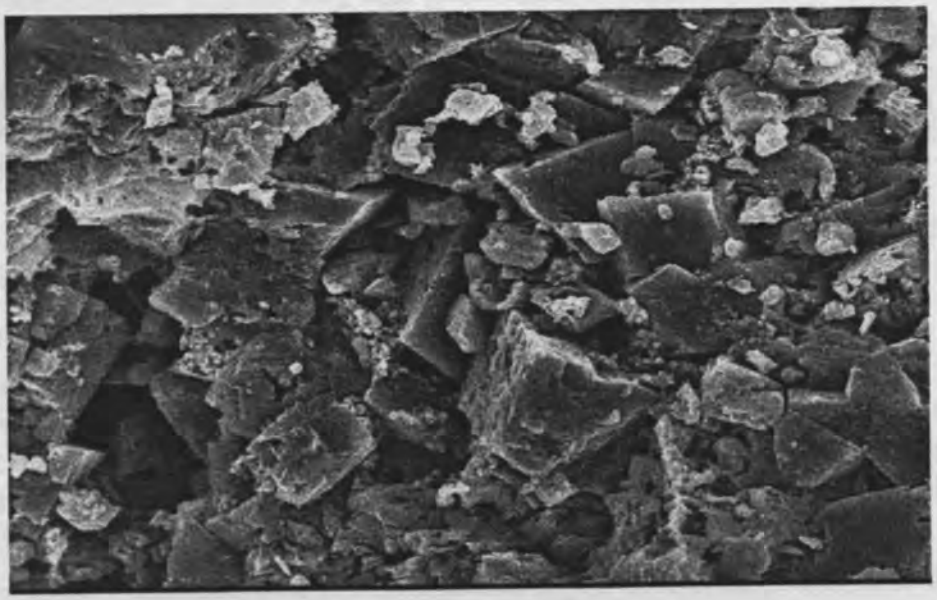


Fig. 100 : Rhomboèdres de dolomie au sein de la sous-unité F2 de Bruniquel (MEB).

Ainsi, la corrélation entre la lithologie locale et la minéralogie des argiles témoignerait d'une intervention négligeable des genèses argileuses dans le milieu de dépôt (hormis la berthiérine qui proviendrait de la kaolinite). **Ces argiles auraient une origine essentiellement terrigène**.

En l'absence d'influences diagénétiques significatives, la constitution des assemblages argileux peut être sous la dépendance de 3 facteurs principaux (Deconinck *et al.*, 1985) :
- l'activité tectonique affectant le substratum continental et le bassin de sédimentation ;
- les variations eustatiques ;
- le climat.

Il serait maintenant intéressant de différencier l'influence de chacun de ces facteurs à partir de la nature et de l'évolution des associations argileuses.

3.2. INTERPRETATION DE L'EVOLUTION DES CORTEGES ARGILEUX DANS LE TEMPS

La disparition de la kaolinite à Bruniquel et à Autoire, au cours de l'Aalénien inférieur à moyen, est l'événement le plus important. La présence en faible proportion de ce même minéral à Thémines s'expliquerait par la plus grande proximité de la zone de haut-fond de Figeac-Capdenac. La tendance générale régressive implique une érosion régulière de ce secteur, le produit de cette érosion s'accumulant notamment plus au Nord (Thémines).

Examinons le rôle possible du climat, de l'eustatisme et de la tectonique sur la disparition de cette kaolinite.

3.2.1. EVENEMENT CLIMATIQUE

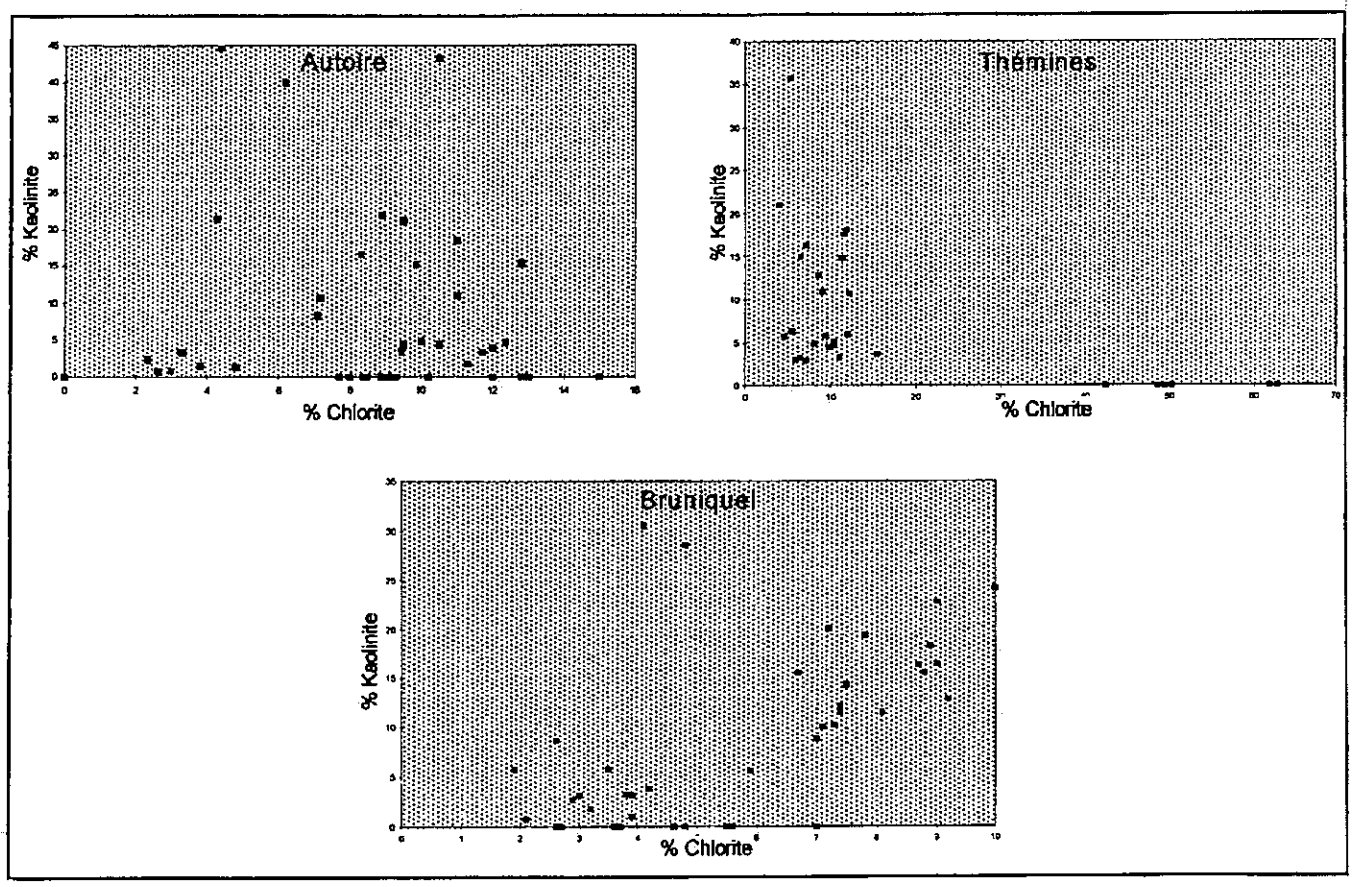


Fig. 101 : Absence de corrélations entre les proportions de Chlorite et de Kaolinite sur les 3 sites.

La disparition de la kaolinite peut être liée à un changement climatique au passage Toarcien-Aalénien. Au climat chaud et humide (Deconinck *et al.*, 1985) succèderait un climat plus aride.
La figure 101 montre qu'il n'y a aucune corrélation entre les proportions de chlorite et de Kaolinite ce qui est peu compatible avec un changement climatique. Il faudrait en effet admettre que le changement climatique n'influence pas la teneur en autres espèces minérales et que, par exemple, la baisse du caractère hydrolysant n'engendrerait pas l'augmentation de la concentration en chlorite (fig. 101). De plus, le diachronisme reconnu à l'échelle du Quercy n'est guère compatible avec un changement climatique.

Les associations de spores et de pollens sont sensiblement les mêmes au Toarcien supérieur, à l'Aalénien inférieur et à l'extrême base de l'Aalénien moyen. L'homogénéité de la microflore d'origine continentale durant cet intervalle de temps n'indique aucun changement majeur du couvert végétal et donc aucune modification climatique.
L'appauvrissement de la microflore continentale et la présence de Circumpolles (*Classopolis* sp.) produit par des végétaux réputés xérophytes, pourrait être l'indice d'un climat tempéré relativement sec (Boutet, 1981).

L'hypothèse climatique, compte tenu de l'aridité, ne semble pas pouvoir expliquer à elle seule la disparition de la kaolinite.

3.2.2. EVENEMENT EUSTATIQUE

3.2.2a. Cortèges argileux et séquences de 3ème ordre (fig. 93, 96 et 102)

Certains auteurs (Daoudi *et al.*, 1995 ; Brunel *et al.*, 1998) ont démontré qu'il existait des relations entre les fluctuations du niveau marin et les variations des assemblages argileux. En périodes de haut niveau marin (IT et CHN), les proportions en kaolinite augmentent dans le bassin (avec augmentation du rapport K/I). En contexte régressif, les teneurs en minéraux pédogéniques diminuent au profit de l'illite (avec baisse du rapport K/I).

Ces observations peuvent-elles être appliquées aux cortèges argileux du passage Lias-Dogger dans le Quercy ?
Nous allons tenter de répondre à cette question en examinant les associations argileuses des cortèges sédimentaires et l'enregistrement des discontinuités par les argiles.

*** Comparaison de l'évolution des rapports avec le découpage en séquences de dépôts**

Toarcien supérieur

L'enregistrement des phases transgressives se manifeste de plusieurs façons :

-soit augmentation des rapport K/C, K/I et constance du rapport I/(K+C). C'est le cas du second demi-cycle de la coupe de Bruniquel daté de l'horizon à Celtica. L'augmentation du seul minéral argileux qui résulte de l'érosion des sols, témoignerait ainsi de l'élévation du niveau de la mer (Daoudi *et al.*, 1995).

-soit augmentation significative de la concentration en kaolinite et en illite et donc des rapports K/C et I/(K+C). C'est le cas du second demi-cycle daté de l'horizon à Celtica de la coupe de Thémines. L'élévation simultanée de la concentration de minéraux issus de l'érosion des sols et de minéraux provenant du démantèlement de massifs cristallins émergés, traduiraient alors une phase d'instabilité tectonique (Deconinck *et al.*, 1982) de faible amplitude.

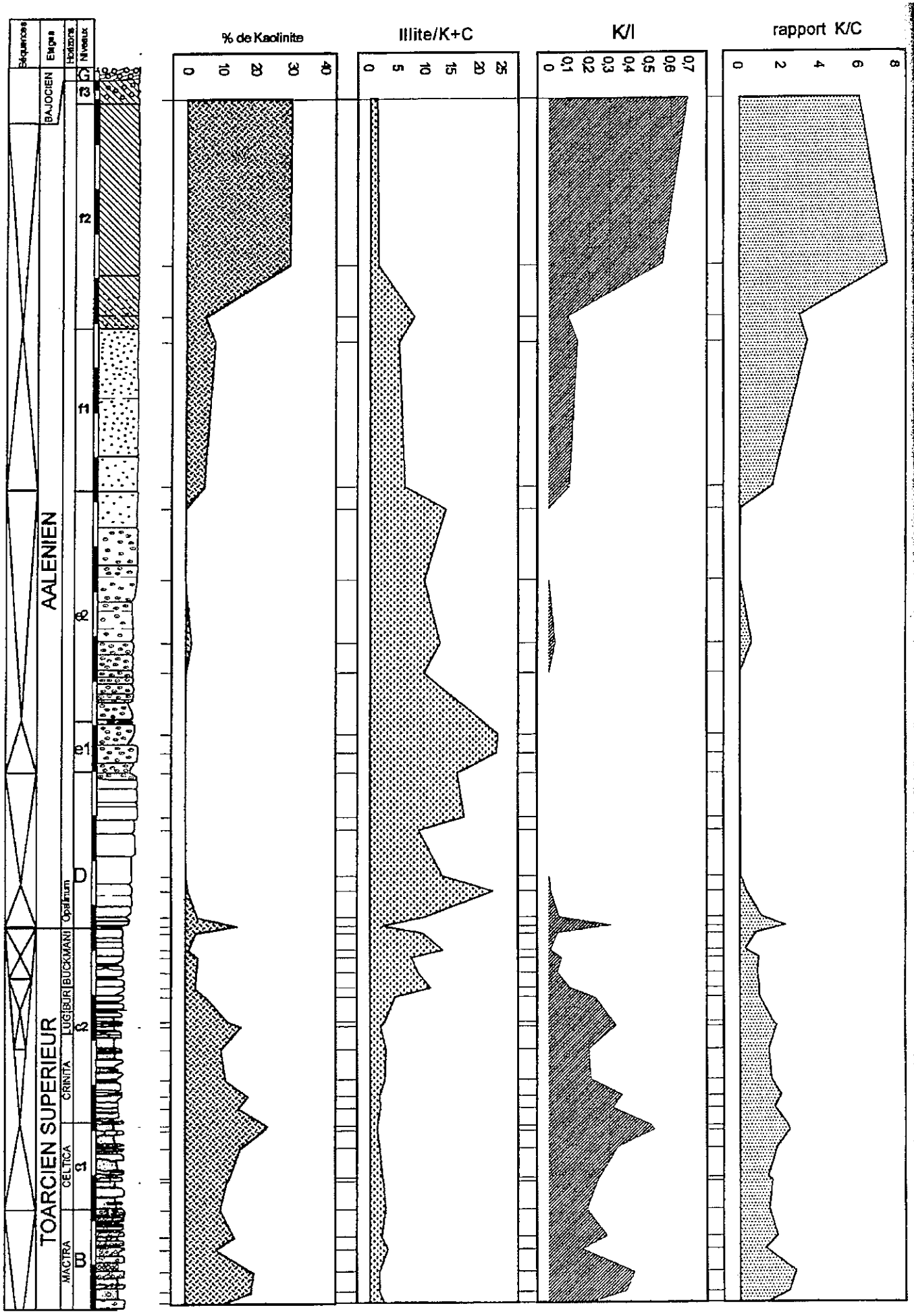


Fig. 102 : Relations entre les variations des différents rapports et les fluctuations du niveau marin relatif.

Les phases régressives s'expriment de la manière suivante :

-soit constance du rapport I/(K+C) et baisse significative du rapport K/C et K/I. L'augmentation de l'illite au détriment de la kaolinite pourrait être mis en relation avec une baisse eustatique qui détermine préférentiellement l'apport de minéraux primaires (Daoudi *et al.*, 1995).

-soit (localement) par un rapport K/C=0 lié à l'abondance en chlorite ferrifère et par un rapport I/(K+C) faible. L'interprétation des diffractogrammes concernant les échantillons F0, F1, F2, F4 et F5 de Thémines, révèle la prédominance de la chlorite ferrifère. De la base vers le sommet, le pourcentage en interstratifiés I/S et en illite décroît légèrement, et la proportion en chlorite ferrifère augmente significativement. La prédominance de la chlorite ferrifère probablement proche de la berthiérine s'explique par un enrichissement en fer dans des environnements à fort hydrodynamisme (Bhattacharyya, 1983). L'abondance en ce minéral est en relation avec la présence d'oolithes ferrugineuses. Or l'analyse du microfaciès montre que ces oolithes sont fortement remaniées. Elles sont, de plus, associées à des gryphées en bon état de conservation et majoritairement en position de vie. Le biotope à courants faibles, à taux de sédimentation faible et substrat meuble, était favorable à leur développement. Ainsi, l'incompatibilité entre le milieu de prolifération de ces organismes et le milieu de formation de ces oolithes et de la chlorite ferrifère plaideraient en faveur du démantèlement, en phase de chute du niveau marin, d'une barrière oolithique se localisant au niveau d'un haut-fond à proximité de Thémines.

Aalénien

La comparaison du découpage séquentiel avec l'évolution des différents rapports à l'Aalénien inférieur et moyen montre :

- une augmentation significative du rapport illite/(K+C) et un rapport K/C faible à nul lors des phases transgressives ;
- une baisse du rapport illite/(K+C) et une constance du rapport K/C soulignant les phases régressives.

A ***l'Aalénien terminal***, ce signal est perturbé par les conditions de sédimentation émersives ou proches de l'émersion. La tendance vers la continentalisation, qui s'exprime clairement à Lapoujade par des indices d'épisodes évaporitiques, s'accompagne de la réapparition de la kaolinite malgré le caractère aride du climat.

*** Expression des diverses discontinuités**

Les diverses discontinuités de 3ème ordre identifiées sur le terrain et à partir de l'analyse quantitative s'expriment, dans l'analyse des argiles, par des pics soit positifs soit négatifs des rapports K/C et illite/(K+C).
La comparaison entre les diverses discontinuités et l'évolution des divers rapports montre que ces dernières s'expriment différemment selon l'étage considéré.

Les surfaces de transgression sont soulignées :

- par un pic négatif du rapport K/C au Toarcien supérieur.

Exemples : la discontinuité D.9', qui correspond à la limite entre le Toarcien et l'Aalénien, est soulignée sur le terrain par un niveau de remaniement. La discontinuité D.9 datée de l'horizon à Mactra, est matérialisée sur le terrain par une surface durcie (Thémines, Bruniquel). L'analyse des argiles signale cette surface par une concentration maximale en chlorite ferrifère à Thémines et par un pic négatif du rapport K/C à Bruniquel et une baisse de l'abondance en kaolinite.

- par un pic négatif du rapport I/(K+C) à l'Aalénien basal et moyen.
Exemple : la discontinuité D.9'b qui correspond au changement paléoenvironnemental majeur (passage plateforme ouverte - plateforme protégée).

Les surfaces d'inondation maximale sont identifiées :

- par un pic positif du rapport K/C au Toarcien supérieur.
La discontinuité D.9a (surface d'inondation maximale), datée de l'horizon à Celtica, s'exprime sur le terrain par une condensation en croûtes ferrugineuses (Thémines).

- par un pic positif du rapport I/(K+C) à l'Aalénien.
La discontinuité D.9d (m.f.s), représentée sur les 3 coupes par un liseré ferrugineux, coïncide avec un pic positif du rapport I/(K+C). La discontinuité D.10b, s'exprimant sur le terrain par l'installation d'une barrière oolithique, est marquée par une baisse significative du rapport K/C.

3.2.2b. Conclusions

En excluant les perturbations liées au contexte sédimentologique local, il semblerait qu'au Toarcien supérieur, il y ait une étroite relation entre les variations des teneurs en illite et kaolinite et les variations du niveau marin relatif. A l'Aalénien inférieur et moyen, la disparition de la kaolinite perturbe les comparaisons. Néanmoins, en contexte transgressif, on remarque une domination voire une augmentation de l'illite. A l'Aalénien terminal, le contexte sédimentologique (dolomitisation, dépôts évaporitiques) ne permet pas d'effectuer des comparaisons.

Ces observations montrent que les particules argileuses n'enregistrent les variations du niveau marin relatif que dans les environnements sédimentaires relativement stables.
Ainsi, le facteur eustatique semble contrôler la sédimentation toarcienne, quoique perturbé ponctuellement par la tectonique locale. A partir de l'Aalénien inférieur, un autre facteur, de longueur d'onde supérieure au bassin quercynois, contrôle la dynamique des particules argileuses, le facteur eustatique devenant secondaire.

3.2.3. LA MODIFICATION PALEOGEOGRAPHIQUE A-T-ELLE UNE ORIGINE TECTONIQUE ?

Le changement des associations argileuses est synchrone au changement paléogéographique majeur intra-aalénien (plate-forme ouverte à plate-forme protégée). Les études palynologiques confirment ce changement régional. En effet, les variations des associations palynologiques montrent, à ce moment-là, une modification notable des affinités paléogéographiques (Bucefalo *et al.*, 1997). Les associations de kystes de dinoflagellés d'affinité mixte (boréales et téthysienne) au Toarcien, deviennent boréales à l'Aalénien inférieur.

Il existe deux explications possibles à cette modification, contrôle eustatique ou contrôle tectonique.

3.2.3a. Contrôle eustatique

A l'échelle du 2nd ordre, la tendance générale est à la régression. Cette régression implique l'instauration d'une sédimentation carbonatée à la limite Lias-Dogger et une élévation du taux de sédimentation (autoproduction carbonatée). L'augmentation de la production carbonatée et la réduction de l'épaisseur de la tranche d'eau favorise l'installation de barres bioclastiques sur les points hauts. Ces nouvelles conditions engendrent la mise en place d'une sédimentation de plus en plus protégée, d'arrière-barre, jusqu'à un isolement total à partir de

l'Aalénien moyen de la plate forme quercynoise comme en témoigne l'apparition de faciès infralittoraux (plate-forme protégée).
Néanmoins, ce seul contrôle eustatique n'explique pas la disparition de la kaolinite.

3.2.3b. Contrôle tectonique

L'isolement de la plate-forme quercynoise peut être également induit par une surrection des zones émergées (seuil de Villefranche à l'Est et Massif Central au Nord Est, môle de Castelsarrasin-Montauban au Sud Ouest et seuil de Négrepelisse). Ces zones hautes jouant un rôle de barrière provoquent une réduction des communications avec les domaines ouverts (Téthys et Atlantique). Dans ce contexte, l'augmentation de l'instabilité tectonique sur les zones émergées ne permettrait pas le développement d'une pédogenèse active sur le substratum continental et favoriserait la présence exclusive de minéraux primaires dans l'aire de sédimentation.

Cette phase tectonique pourrait être simultanément enregistrée dans les associations palynologiques et dans la concentration en kaolinite. En effet, le niveau de prélèvement L14bis (coupe de Lapoujade) est le dernier niveau contenant de manière significative des spores et des pollens, associés à une abondante matière organique d'origine continentale. Il est l'équivalent latérale du pic de kaolinite enregistré à Autoire (F.12, fig. 99).
Au-dessus disparaissent à la fois la kaolinite, les spores et les pollens.

Si la disparition de la kaolinite est liée à la surrection des zones émergées, le pic d'abondance en microflore, en matière organique d'origine continentale et en kaolinite refléterait un apport massif d'éléments continentaux durant les premières phases de surrection. Dans cette hypothèse, l'absence de couvert végétal, sur les zones émergées les plus proches de l'aire de sédimentation, expliquerait la disparition de spores et de pollens, et l'absence de pédogenèse la disparition de la kaolinite.

Il semblerait donc qu'il faille privilégier l'hypothèse d'un contrôle tectonique sur le changement paléogéographique enregistré à l'Aalénien moyen.

3.3. VARIATION DES CORTEGES ARGILEUX DANS L'ESPACE

Les 3 coupes étudiées se disposent suivant un transect N-S. Ainsi, l'absence de variations dans l'espace à la fois des assemblages argileux et des proportions relatives des diverses espèces minérales montre qu'il n'y a pas de ségrégation sédimentaire suivant cette direction. Ces observations confirmeraient la ***polarité méridienne à sub-méridienne de la plate-forme.***

4. Conclusions

La fraction argileuse contenue dans les sédiments Toarcien supérieur, Aalénien et Bajocien du bassin quercynois se compose majoritairement d'illite, de kaolinite, d'interstratifiés I/S et de chlorite. Les minéraux accessoires sont représentés par la goethite, berthiérine et lepidocrocite.

- Dans l'espace, suivant un transect N-S, l'absence de variations significatives des espèces minérales argileuses confirme la polarité méridienne à sub-méridienne de la plate-forme.

- Dans le temps et sur les 3 sites étudiés, la kaolinite disparaît. L'enregistrement de cette disparition est ***diachrone*** à l'échelle du bassin. Dans le Quercy méridional, elle est datée de la limite Toarcien-Aalénien ; dans le Quercy septentrional, de la limite Aalénien inférieur-Aalénien.

moyen. Elle réapparaît au sommet de l'Aalénien moyen ou bien à la base de l'Aalénien terminal.
La disparition de la kaolinite semble étroitement liée à la disparition des spores et des pollens et au changement paléogéographique majeur (plate-forme ouverte plate-forme protégée). Aucun changement climatique n'a été identifié et l'explication purement eustatique semble peu probable.
Néanmoins, l'analyse stratigraphique, palynologique et de la minéralogie des argiles a permis d'avancer l'hypothèse suivante :

La disparition de la kaolinite et donc le changement paléogéographique seraient-ils liés à la surrection de hauts-fonds et de zones émergées engendrant simultanément un ralentissement de la pédogenèse et l'isolement du bassin ?

L'établissement de cartes d'évolution paléoenvironnementale dans le temps et dans l'espace et l'analyse de la sédimentation dans les bassins limitrophes permettront de répondre à cette question.

CHAPITRE VI

HISTOIRE GEOLOGIQUE DU BASSIN QUERCYNOIS A LA LIMITE LIAS-DOGGER

1. Cadre géodynamique global 223

1.1. OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE 223
1.2. OUVERTURE DE LA TETHYS LIGURE 223

2. Dynamique du bassin quercynois au passage Lias-Dogger 224

2.1. PHASE DE COMBLEMENT ET MISE EN PLACE D'UNE RAMPE HOMOCLINALE 225
2.2. PHASE D'ENNOIEMENT ET DE PRE-STRUCTURATION 226
2.3. NOUVELLE PHASE DE COMBLEMENT 226
2.3.1. ZONE A PSEUDORADIOSA 226
2.3.2. HORIZON A MACTRA 228
2.4. HORIZON A CELTICA : NOUVELLE PHASE D'ENNOIEMENT DE FAIBLE AMPLITUDE 230
2.5. TOARCIEN TERMINAL : NOUVELLE PHASE DE COMBLEMENT 232
2.6. AALENIEN BASAL : INSTALLATION D'UNE PLATE-FORME CARBONATEE 232
2.7. SOMMET DE L'AALENIEN INFERIEUR : PREMICES DE L'INSTALLATION D'UNE PLATE-FORME PROTEGEE 234
2.8. BASE DE L'AALENIEN MOYEN : MODIFICATION PALEOGEOGRAPHIQUE MAJEURE 234
2.9. SOMMET DE L'AALENIEN MOYEN : PHASE DE COMBLEMENT 238
2.10. BASE DE L'AALENIEN TERMINAL : NOUVELLE PHASE TRANSGRESSIVE 238
2.11. SOMMET DE L'AALENIEN : PHASE DE COMBLEMENT MAJEURE 240
2.12. CONCLUSIONS 240

3. Facteurs contrôlant la sédimentation 240

3.1. CONTRÔLE TECTONIQUE 241
3.2. CONTRÔLE EUSTATIQUE 244
3.3. CONTRÔLE CLIMATIQUE 245

4. L'équivalent de la discontinuité « Mi-Cimmérienne »...245

5. Communications avec les bassins adjacents et mise en place diachrone du « Haut-fond Occitan » 246

5.1. CONTEXTE SEDIMENTAIRE DU BASSIN DES GRANDS-CAUSSES 246
5.2. CONTEXTE SEDIMENTAIRE DU BASSIN AQUITAIN 247
5.3. DISCUSSION 249

Le but de ce chapitre est de reconstituer, à l'aide des données et interprétations exposées dans les chapitres précédents, complétées par l'examen de cartes montrant l'évolution paléogéographique de ce domaine, la dynamique du bassin quercynois au passage Lias-Dogger et de replacer cette évolution dans un contexte plus global.

1. Cadre géodynamique global

Au cours du Mésozoïque, la Pangée se disloque. Ce morcellement conduit à l'individualisation de plusieurs continents et océans, dont notamment la Téthys et l'Atlantique central (Ziegler, 1978,1982 et 1989, Lemoine *et al.*, 1988).

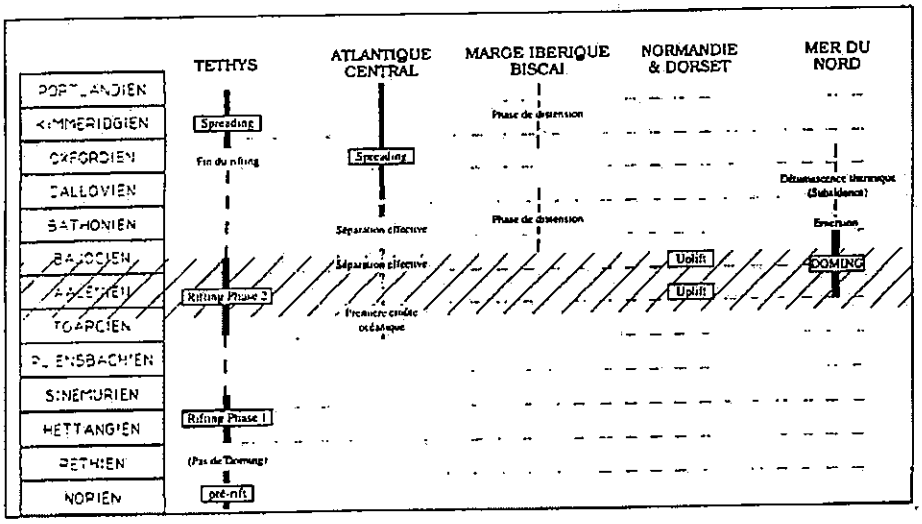


Fig. 103 : principales manifestations géodynamiques Ouest européennes au cours de la période Norien-Portlandien (*in* Durlet, 1996).

1.1. OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE

L'ouverture de l'Atlantique s'échelonne sur 60 Ma. Elle débute avec l'ouverture de l'Atlantique central par des phénomènes distensifs dès la fin du Lias. Cette phase d'ouverture devient significative au cours du Bajocien inférieur. A partir du Valanginien, l'expansion océanique se propage en direction du Nord puis du Sud, aboutissant ainsi à la formation de l'actuel océan Atlantique.

1.2. OUVERTURE DE LA TETHYS LIGURE

Durant la division de la Pangée, un décrochement sénestre individualise 2 masses continentales : la Laurasia et le Gondwana. La conséquence du déplacement vers le Sud Est de l'Afrique par rapport à l'Europe se manifeste dans les Alpes par une tectonique en décrochement qui engendre l'ouverture de l'Océan téthysien.
Le rifting téthysien débute dès le Trias. La phase de rifting proprement dite se déroule durant le Lias et le Dogger.
L'ouverture océanique se décompose en plusieurs phases d'intense activité tectonique, induisant notamment des basculements de blocs. Ces phases sont entrecoupées de périodes

plus calmes de comblement sédimentaire. La répétition de ces événements semble liée à de petites extensions crustales suivies de réajustements thermiques et isostatiques.
Trois phases majeures ont été reconnues à l'échelle européenne (Dercourt *et al.*, 1993).

- La première, à la limite Trias-Lias, correspond à une période de pré-rifting qui induit un changement paléogéographique majeur. Il se traduit par l'instauration d'un régime marin franc succédant à l'épisode évaporitique triasique.
- La seconde, à la limite Lias-Dogger, s'exprime, dans certains bassins péritéthysien, par l'accentuation de la paléotopographie et par une lacune partielle voire totale du Toarcien supérieur, de l'Aalénien et du Bajocien inférieur.
- La troisième s'enregistre au passage Bathonien-Callovien.

La phase de fermeture océanique s'amorce au Crétacé.

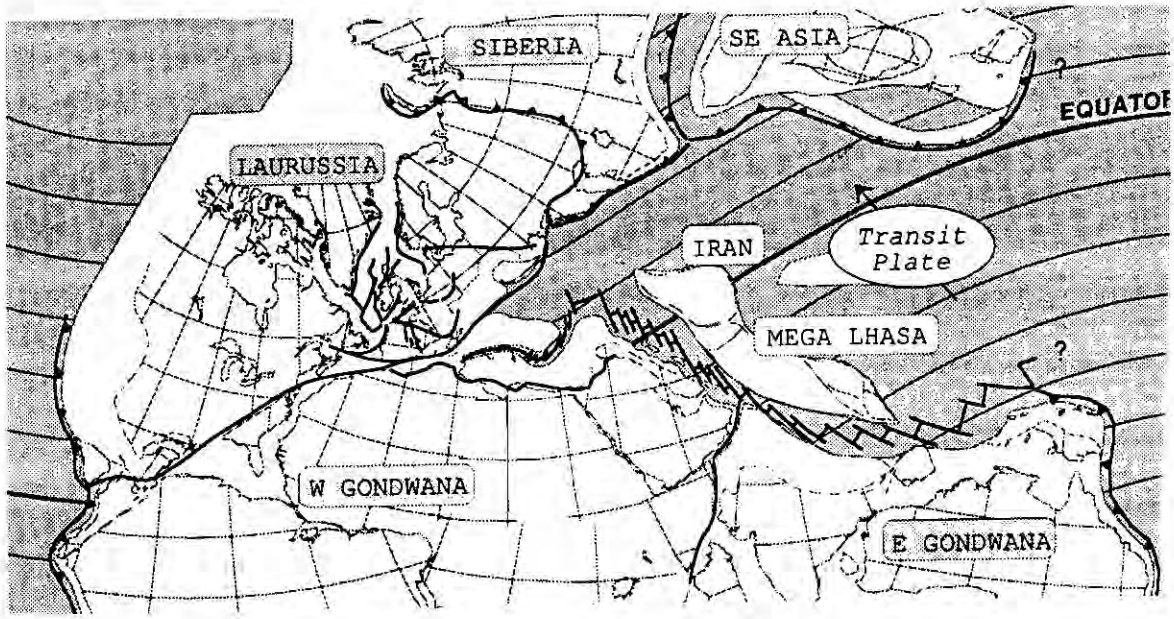


Fig. 104 : Reconstitution de la tectonique des plaques au Toarcien moyen (Dercourt *et al.*, 1993)

La seconde phase extensive est celle qui nous intéresse dans ce travail. Sur les marges de la Téthys, elle est marquée soit par une accélération de la subsidence, soit par des érosions, soit par l'apparition ou la réactivation de failles synsédimentaires. Cette période aalénobajocienne coïncide également avec les réchauffements crustaux enregistrés en Normandie (Aalénien inférieur et Bajocien inférieur ; Rioux *et al.*, 1991) et en Mer du Nord (épanchements volcaniques et *doming* ; Jacquin *et al.*, 1998).

2. Dynamique du bassin quercynois au passage Lias-Dogger

La répartition des ensembles sédimentaires au Toarcien supérieur et à l'Aalénien n'est pas homogène. Les facteurs qui contrôlent cette répartition peuvent être recherchés à partir de l'analyse de l'évolution dans le temps de la plate-forme carbonatée. Nous présentons donc une succession de cartes paléoenvironnementales de part et d'autre de la limite Lias-Dogger.

Chaque carte correspond généralement à un cortège sédimentaire et couvre un certain intervalle de temps (un ou deux horizons d'ammonites pour le Toarcien supérieur ou bien une partie d'une zone d'ammonite pour l'Aalénien).
Les cartes ont été établies sur la base des données d'affleurement et une extrapolation a été effectuée sur les parties non affleurantes.

Le bassin quercynois a subi une évolution polyphasée qui peut être décomposée en **onze étapes** entre le Toarcien supérieur et la base du Bajocien.

2.1. PHASE DE COMBLEMENT ET MISE EN PLACE D'UNE RAMPE HOMOCLINALE (Fig. 105)

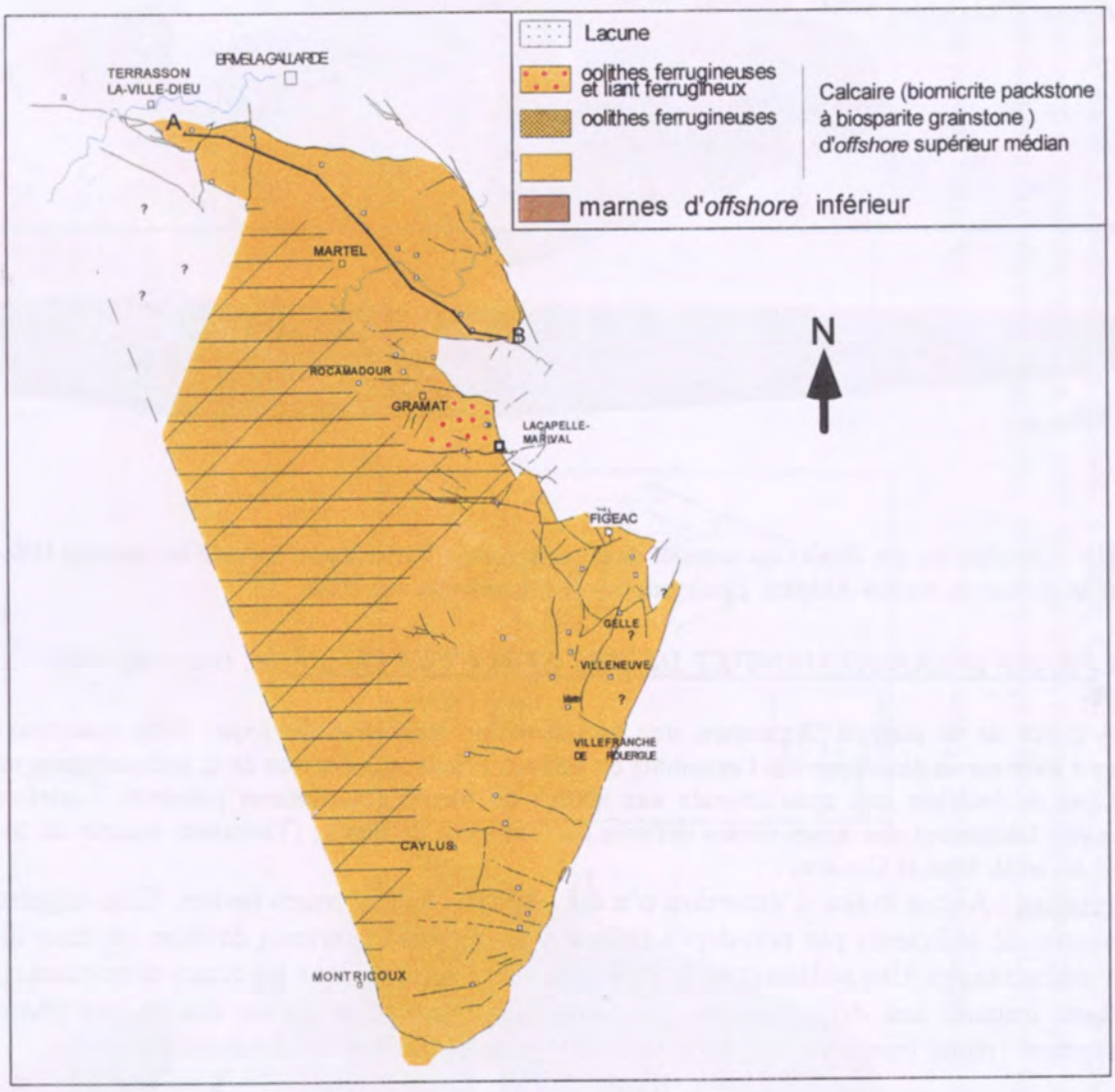


Fig. 105a : Carte paléoenvironnementale. Distribution des environnements de dépôts sur la plate-forme quercynoise au sommet de la sous-zone à Fallaciosum.

Le sommet de la sous-zone à Fallaciosum est représenté par un double banc carbonaté bien identifié à l'échelle de la plate-forme quercynoise grâce à la présence d'abondants *Pseudogrammoceras fallaciosum*.

Répartition géographique : Cet horizon a été identifié sur l'ensemble des coupes présentant des conditions d'affleurement favorables. L'analyse de sondages (Cubaynes, 1986) dans les zones à sédimentation réduite (Figeac, Capdenac, Lauzerte..) révèle également la présence de ce double banc. Ces observations suggèreraient une extension à l'échelle du bassin de ce niveau repère.
Conditions paléobathymétriques : L'analyse microfaciologique, à l'échelle du Quercy, montre une relative uniformité des conditions paléoenvironnementales. Le microfaciès correspond à une biomicrite à biosparite (*packstone-grainstone)*. Les éléments constitutifs (fantômes sparitisés d'oolithes, bioclastes mals triés de lamellibranches, échinides, crinoïdes, brachiopodes, nodosariidés et localement oolithes ferrugineuses) et la texture suggèrent un environnement d'*offshore* supérieur médian.

Interprétation : La relative homogénéité des conditions de dépôt au sommet de la sous-zone à Fallaciosum indique une paléotopographie relativement plane s'inclinant légèrement vers l'Ouest. Ce double banc clôture une phase de comblement qui a débuté au sein de l'horizon à Thouarsense (Cubaynes, 1986).

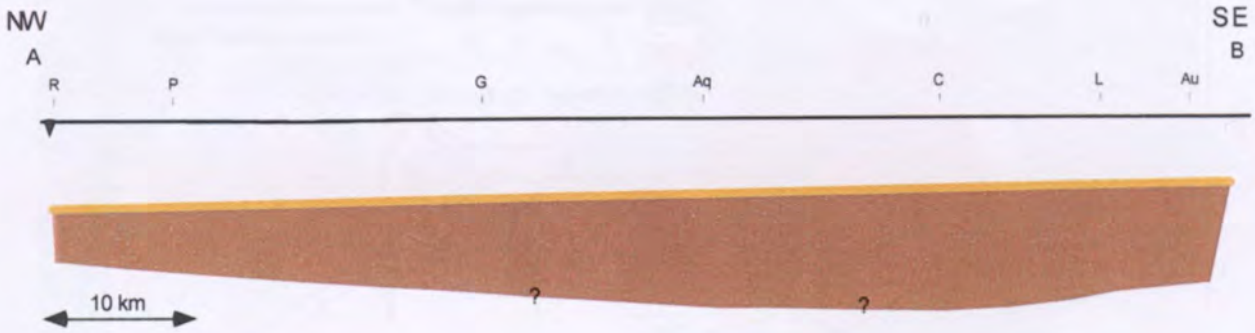


Fig. 105b : Distribution des dépôts au sommet de la sous-zone à Fallaciosum suivant un transect NW-SE dans le secteur de Martel-Autoire. Epaisseur des sédiments non respectée.

2.2. PHASE D'ENNOIEMENT ET DE PRE-STRUCTURATION (fig. 106a et fig. 107a)

A partir de la zone à Dispansum une sédimentation marneuse détritique (silts quartzeux) d'*offshore* inférieur se développe sur l'ensemble du secteur. L'homogénéisation de la sédimentation ne permet pas de localiser une zone littorale aux abords du bassin actuellement préservé. Toutefois apparaissent localement des zones hautes définies par l'absence de dépôts (Thémines, secteur de St-Martin-Labouval, Mas de Gendre).
Interprétation : Aucun indice d'émersion n'a été observé sur ces zones hautes. Cela suggère une absence de sédiments par non-dépôt (zones d'oscillation du niveau de base ou zone de transit sédimentaire). Une sédimentation différentielle se produit dans les zones déprimées. Il s'est donc instauré une différenciation topographique par structuration durant une phase d'ennoiement (phase transgressive) de la plate-forme carbonatée précédemment décrite.

2.3. NOUVELLE PHASE DE COMBLEMENT

2.3.1. ZONE A PSEUDORADIOSA (fig. 106b et fig. 107a)

Au sommet de la zone à Dispansum et au cours de la zone à Pseudoradiosa la sédimentation devient moins uniforme. Durant cette période une zonation paléoenvironnementale commence à apparaître, avec des milieux de dépôts s'échelonnant entre l'*offshore* inférieur et le *shoreface* inférieur à supérieur.

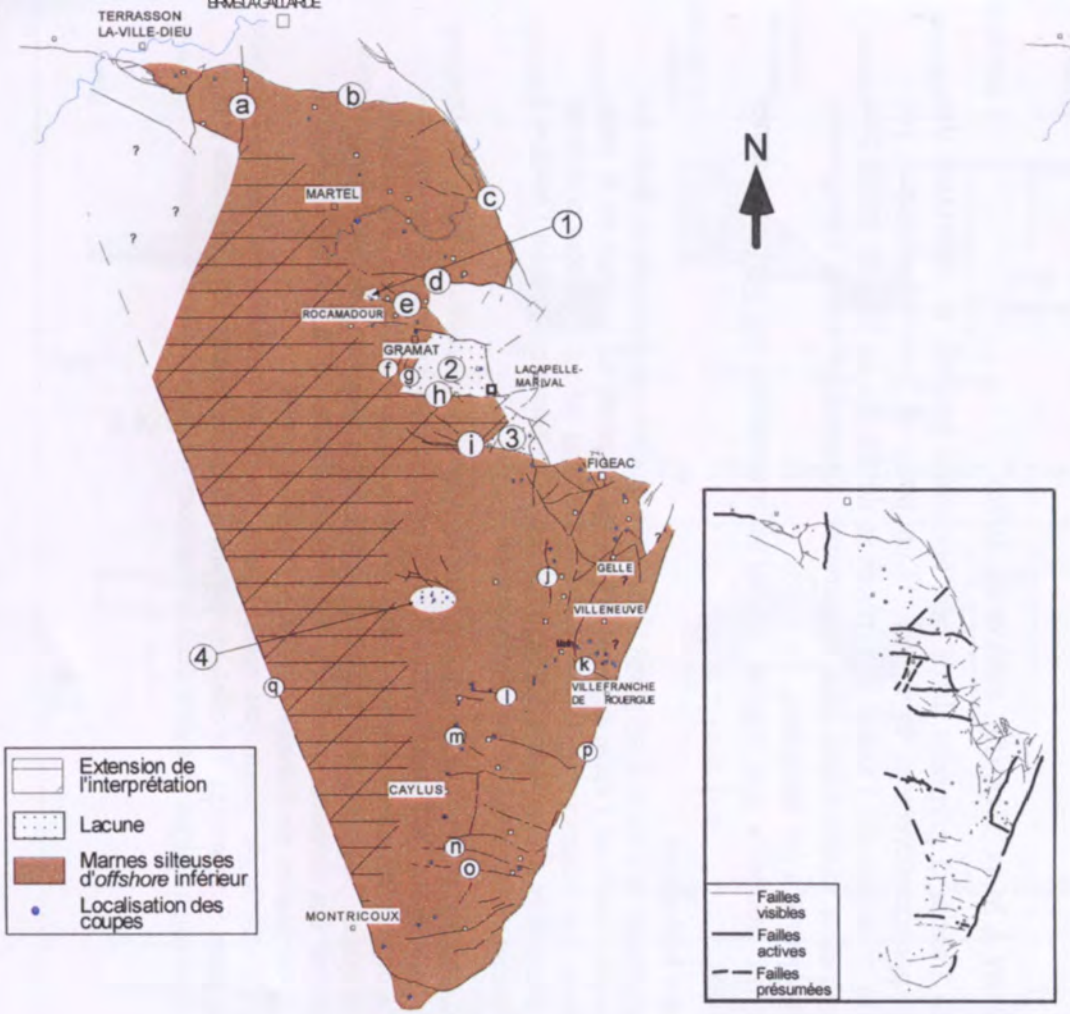


Fig. 106a : Base des marnes silteuses (Zone à Dispansum).

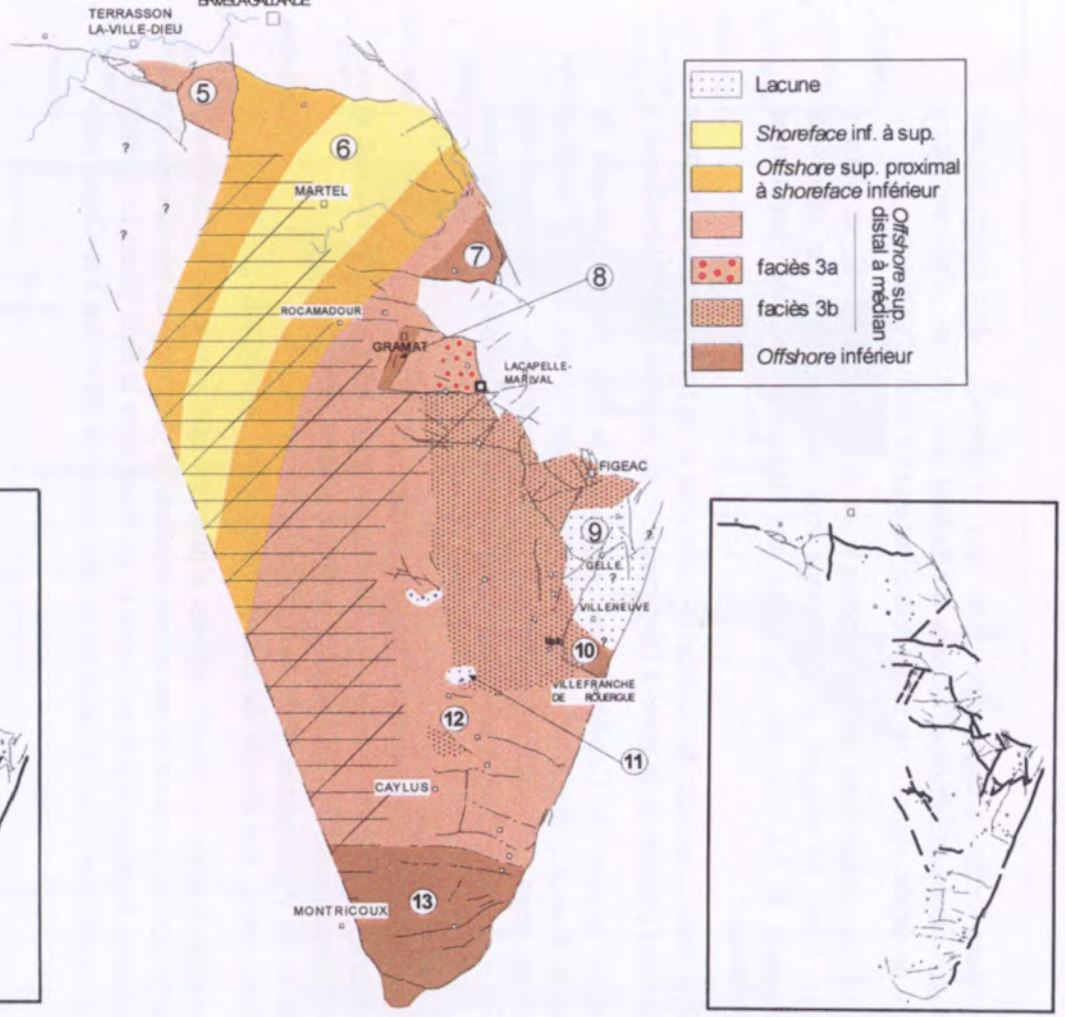


Fig. 106b : Sommet des marnes silteuses (Zone à Pseudoradiosa).

Fig. 106a et 106b : Cartes paléoenvironnementales et cartes structurales. Distribution, évolution des environnements de dépôts et répartition des failles actives sur la plate-forme quercynoise au cours de la zone à Dispansum et de la zone à Pseudoradiosa.

1 : Gouffre du Réveillon ; 2 : Thémines ; 3 : Mas de Gendre ; 4 : secteur de St-Martin-Labouval ; 5 : secteur de Le Pouch - La Roche ; 6 : "haut-fond de La Gironie" ; 7 : Autoire ; 8 : Gramat ; 9 : secteur de Figeac-Capdenac ; 10 : secteur de St Rémy ; 11 : Janas (secteur de Promilhanes-Martiel) ; 12 : secteur de Cros ; 13 : secteur grésignol.

a : F. de Lissac ; b : F. de Condat-Meyssac ; c : F. de Cornac et d'Argentat ; d : F. de Padirac ; e : F. d'Alvignac ; f : F. de Cuzoul ; g : F. de Longayrie ; h : F. du Bourg ; i : F. de Livernon ; j : F. d'Ambeyrac ; k : F. de Toulonjac ; l : F. de Mémer ; m : F. de St Projet ; n : F. de Gouvern ; o : F. de St-Antonin ; p : F. de Villefranche-de-Rouergue ; q : Linéament ouest-quercynois.

Zones hautes : Les hauts-fonds s'expriment soit par l'absence de sédimentation vraisemblablement par non-dépôt (absence d'indices d'érosion) soit par une différenciation des faciès ou des milieux de dépôt. Ainsi trois hauts-fonds majeurs s'individualisent :

- le premier, qualifié de « haut-fond de La Gironie » et d'orientation N-S, se situe à l'Ouest de Lapoujade. Dans ce secteur se développe une sédimentation de *shoreface* (calcarénite à entroques à La Gironie, Gouffre du Réveillon...) où prédomine l'autoproduction carbonatée ;

- le deuxième se situe dans le secteur de St-Martin-Labouval et se traduit par une absence totale des marnes silteuses (lacune de la zone à Dispansum et de la zone à Pseudoradiosa) ;

- le troisième, dans le secteur de Capdenac, est suggéré à la fois par une lacune du sommet de la zone à Pseudoradiosa et, à la périphérie, par la présence d'oolithes ferrugineuses dispersées dans des sédiments argileux. La présence de cet élément non biogène révèle, en effet, la proximité d'une zone de production à hydrodynamisme plus élevé.

Zones déprimées : elles se localisent à proximité d'accidents majeurs :
- dans le secteur d'Autoire, à l'Est de Martel, à l'articulation entre les failles de Padirac et le faisceau de faille d'orientation NW-SE (faille d'Argentat et de Cornac) ;
- à proximité de la faille de Villefranche, dans le bloc de St Rémy ;
- au Sud du bassin quercynois, aux abords du chevauchement sud-grésignol.

Interprétation : au cours de la zone à Pseudoradiosa s'instaure une phase de comblement généralisée, attestée par le développement d'une sédimentation de plus en plus proximale. La zonation des environnements de dépôt d'Est en Ouest et du Nord vers le Sud (dans le Quercy méridional) implique la persistance d'une structuration tectonique de direction Est-Ouest mais également Nord-Sud.

2.3.2. HORIZON A MACTRA (fig. 108a et fig. 107a)

Lors du dépôt de l'assise à gryphées datée de l'horizon à Mactra, la répartition des environnements reste approximativement la même. D'un point de vue lithologique, par comparaison avec l'unité sous-jacente, l'assise à gryphées se développe au sein de faciès plus carbonatés et à concentration biodétritique plus importante. Cependant aucun changement paléoenvironnemental majeur n'a été enregistré.
Durant cette période, on assiste à une reprise de la sédimentation sur certaines zones précédemment lacunaires.

Caractéristique du repère biologique

Répartition stratigraphique de l'assise à gryphées : Le calage biochronologique précis, établi sur de nombreuses coupes, confirme l'apparition des premières gryphées au sommet de la sous-zone à Pseudoradiosa. Les formes sont essentiellement petites. Ces mêmes gryphées prolifèrent et se développent (formes de grosses tailles) à l'échelle du bassin quercynois durant l'horizon à Mactra. Elles disparaissent à la base de l'horizon à Celtica

Répartition paléoenvironnementale des gryphées : Dans le bassin quercynois, les gryphées en position de vie sont présentes sur l'ensemble des coupes où l'horizon à Mactra est connu. Les environnements de dépôt s'échelonnent entre l'*offshore* inférieur et le *shoreface*. La présence généralisée des gryphées souligne leur caractère ubiquiste. Cependant, le maximum de prolifération, attesté par des niveaux lumachelliques, s'accomplit dans un milieu calme, éloigné des zones d'apports détritiques, en domaine d'*offshore* supérieur distal.
Leur disparition, à l'échelle du bassin, est relativement synchrone (sommet de l'horizon à Mactra voire localement Subcompta). En effet, les gryphées identifiées dans les sédiments plus récents, datés de l'horizon à Celtica ou même dans les horizons à Lugdunensis et Buckmani

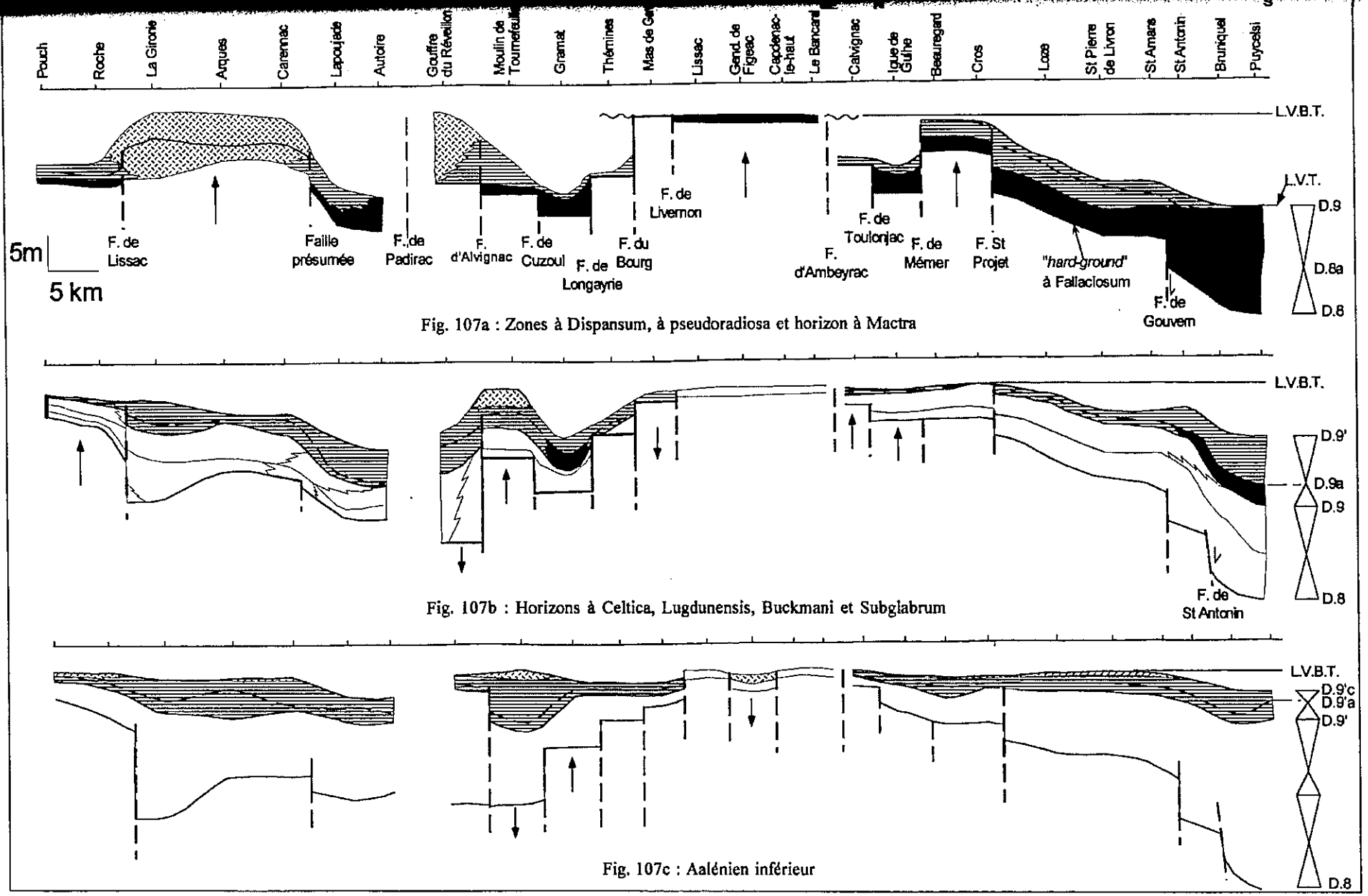


Fig. 107a : Zones à Dispansum, à pseudoradiosa et horizon à Mactra

Fig. 107b : Horizons à Celtica, Lugdunensis, Buckmani et Subglabrum

Fig. 107c : Aalénien inférieur

Fig. 107 : Evolution tectono-sédimentaire en contexte de plate-forme ouverte (sommet de la sous-zone à Fallaciosum -limite Aalénien inférieur Aalénien moyen.

Légende : *shoreface* *offshore* supérieur *offshore* inférieur ~~ érosion ↓↑ mouvements des blocs

(suivant l'intensité des lacunes), correspondent à des individus remaniés à remplissage interne différent de l'encaissant ou bien par des individus très fragmentés.

Interprétation :

Le dépôt de l'assise à gryphées clôture une phase de comblement qui a débuté au sein de la zone à Pseudoradiosa. Cette phase est interrompue par la discontinuité D.9 exprimée sur la majorité des coupes par un arrêt de sédimentation (surface localement durcie).
Ce comblement semble se développer en phase de haut niveau marin, le bas niveau marin n'étant pas représenté dans le bassin quercynois. L'équivalent de ce cortège s'exprime seulement par une surface durcie ou une surface d'érosion.
Ainsi, plusieurs questions peuvent être posées :

- Cette phase de chute du niveau marin, a-t'elle été brutale ? Une régression forcée pourrait être, alors à l'origine de l'absence de dépôt à l'échelle du Quercy.
- Cette régression serait-elle à l'origine de la disparition *quasi* instantanée des gryphées ? En phase de régression forcée, le confinement du milieu et peut-être l'absence de nutriments pélagiques provoqueraient l'asphyxie de ces organismes et donc leur disparition.

En l'état actuel des connaissances, ceci reste une hypothèse.

2.4. HORIZON A CELTICA : NOUVELLE PHASE D'ENNOIEMENT DE FAIBLE AMPLITUDE (fig. 108b et fig. 107b)

Durant l'horizon à Celtica, sur une grande partie du secteur, se développe une sédimentation d'*offshore* inférieur caractérisée par des dépôts marneux à glauconie (localement) et à faible fraction biodétritique.
En domaine de haut-fond (haut-fond de la Gironie), prédomine une sédimentation d'*offshore* supérieur médian, représentée par des calcaires argileux bioturbés à abondants lithoclastes et à ammonites, reposant sur les dépôts calcarénitiques de *shoreface* (horizon à Mactra). Localement, dans ce même secteur, cet intervalle transgressif n'est pas représenté (Côte des Mathieux...). Ainsi, la zonation bathymétrique est toujours présente, mais elle semble moins contrastée.
Dans le même temps, les oolithes ferrugineuses disparaissent et de nouvelles aires lacunaires s'individualisent [abords de Terrasson (Le Pouch, La Roche), Cros, secteur du St-Martin-Labouval....].

Interprétation : Au cours de l'horizon à Celtica se développe, à l'échelle du bassin, une sédimentation plus distale traduisant une augmentation de l'espace disponible en phase transgressive.
L'apparition de nouvelles zones lacunaires non émersives impliquerait une nouvelle différenciation topographique avec une sédimentation différentielle, la présence de zones de transit et une nouvelle répartition des zones hautes. Cette phase de structuration locale est également suggérée par le diachronisme de l'enregistrement du maximum d'inondation à l'échelle du bassin. En effet le maximum d'approfondissement est daté du sommet de l'horizon à Celtica sur la majorité des coupes où il est souligné soit par un niveau à concentration d'ammonites soit par un liseré ferrugineux. Cependant, comme nous l'avons précédemment démontré (p.) dans certains secteurs, le changement de tendance (transgressif-régressif) s'effectue plus tardivement (exemple : durant l'horizon à Lugdunensis sur la coupe de Gramat).
L'absence des oolithes ferrugineuses qui ourlaient précédemment les zones hautes s'expliquerait :

- soit par la migration vers l'Est (par rétrogradation) de la zone de production ;

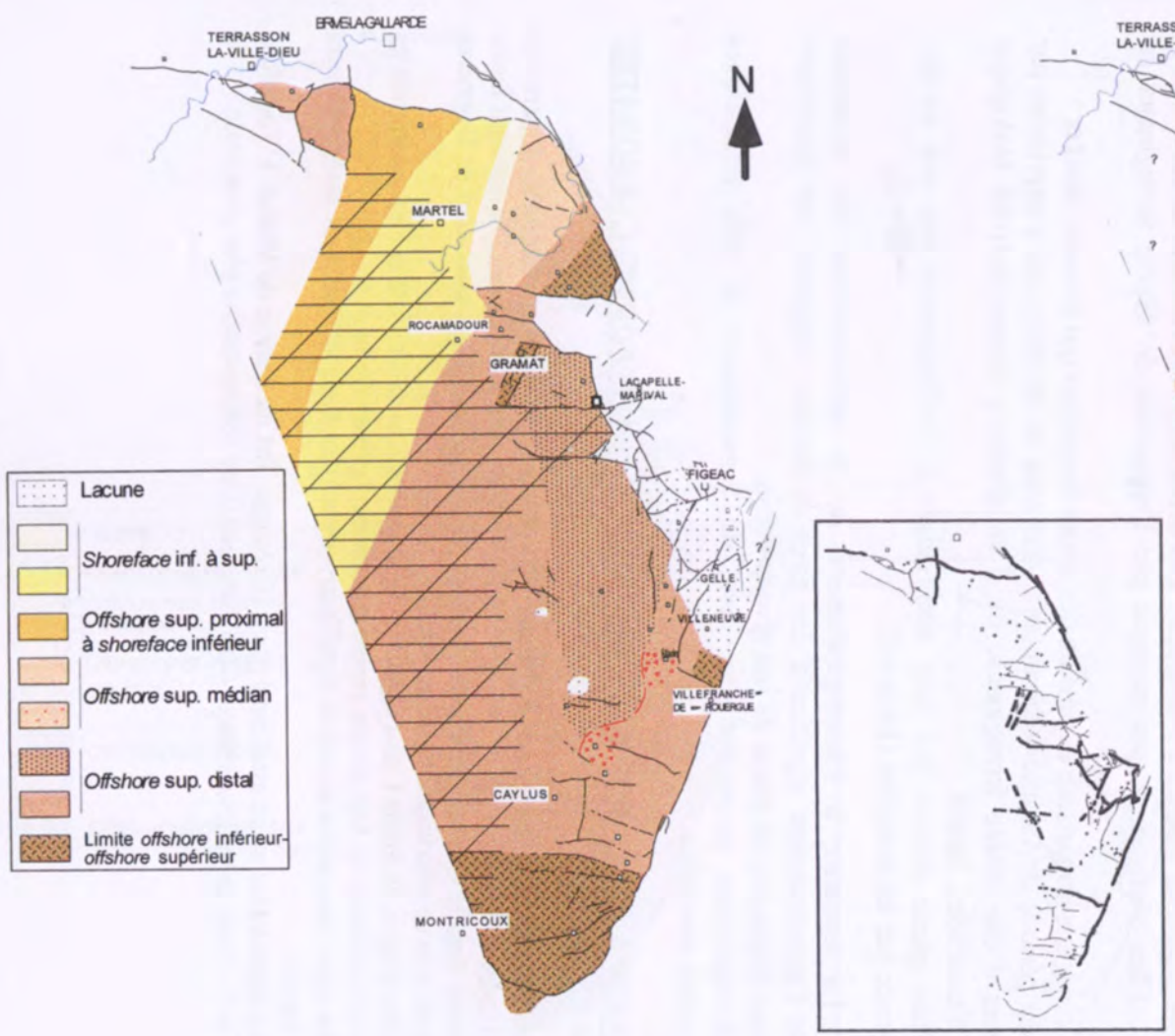


Fig. 108a : Horizon à Mactra

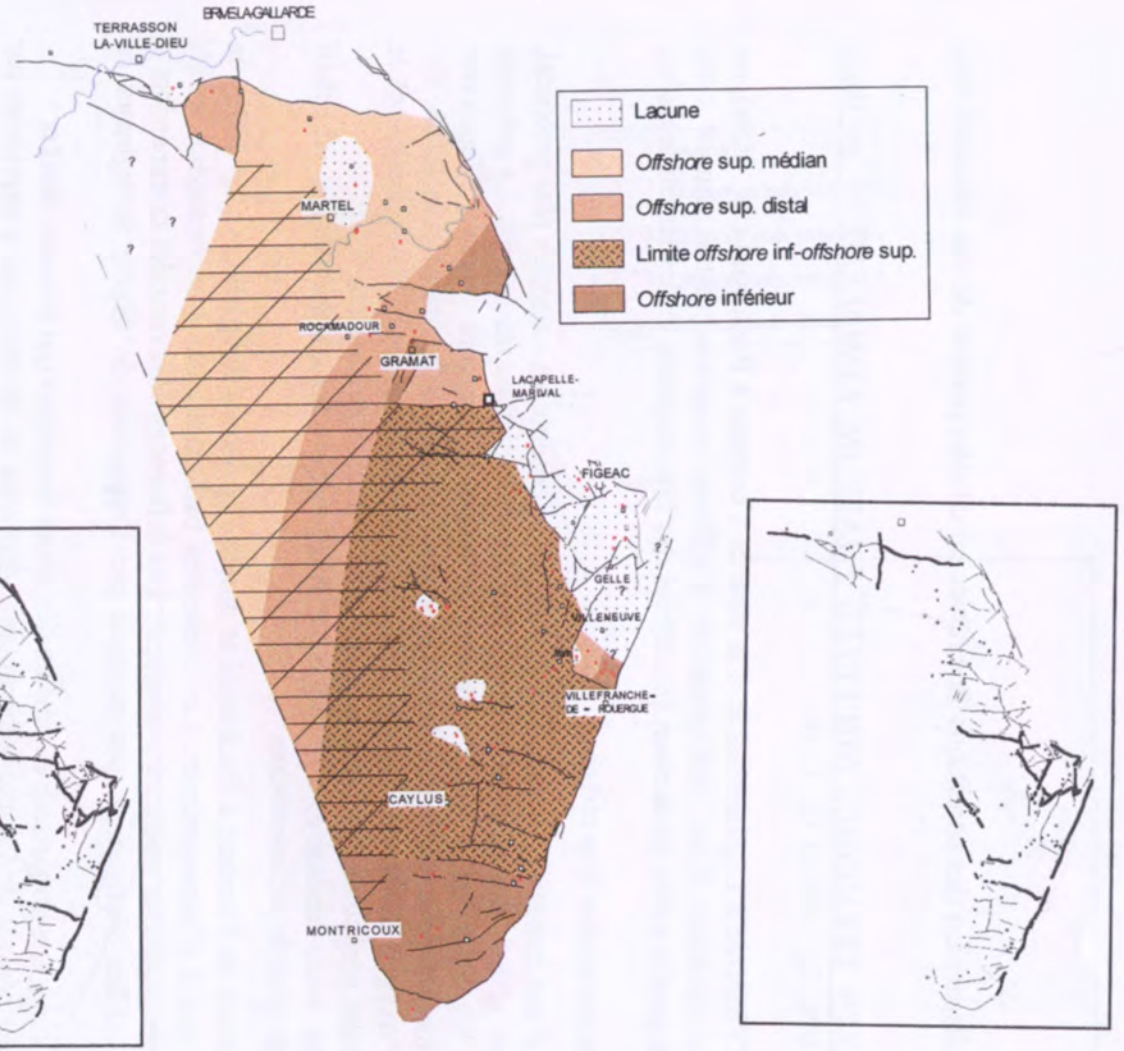


Fig. 108b : horizon à Celtica

Fig. 108a et 108b : Cartes paléoenvironnementales et cartes structurales. Distribution, évolution des environnements de dépôts et répartition des failles actives sur la plate-forme quercynoise au cours de l'horizon à Mactra et de l'horizon à Celtica.

- soit par la disparition des conditions favorables au développement de ces éléments non biogènes.

2.5. TOARCIEN TERMINAL : NOUVELLE PHASE DE COMBLEMENT en deux étapes (fig. 109a, fig. 109b et fig. 107b)

1) Durant l'horizon à Lugdunensis et à la base de l'horizon à Buckmani (fig. 109a), on assiste au développement d'une sédimentation d'*offshore* supérieur distal. Durant cette période, sur une grande partie du secteur, prolifèrent des brachiopodes et des lamellibranches diversifiés.
Les aires de lacunes tendent à se réduire.

Interprétation : d'une manière générale, la sédimentation présente un caractère plus proximal, en phase de haut niveau marin, avec toutefois des approfondissements locaux. La présence d'abondants brachiopodes sur certaines coupes, suggère des conditions paléoenvironnementales particulières : un substrat dur, un taux de sédimentation faible, des eaux claires et oxygénées et une énergie modérée à faible permettant l'oxygénation et le renouvellement des particules nutritives en suspension (Alméras et Moulan, 1982).
La réduction des zones lacunaires s'explique par une tendance au comblement et un relatif accroissement du taux de sédimentation.

2) Au sommet de l'horizon à Buckmani et durant l'horizon à Subglabrum (fig. 109b), la sédimentation tend à s'homogénéiser. Les contrastes bathymétriques sont beaucoup moins affirmés (*offshore* supérieur médian à *shoreface*). Les influences continentales commencent à se faire sentir . Elles s'expriment par exemple par l'apparition de dépôts ferrugineux en domaine marin.
On assiste alors à une importante expansion des zones lacunaires qui peuvent résulter :
- soit d'une période de vacuité sédimentaire (une zone de by-pass) qui s'exprimera par le développement d'une croûte ferrugineuse ou d'un niveau à intense activité biologique (concentration d'annélides, Janas).
- soit d'une phase érosive qui sera matérialisée à l'affleurement par une surface irrégulière façonnée par les tempêtes (Méjanet).

Interprétation : La tendance à l'homogénéisation de la sédimentation, les influences continentales et l'accroissement significatif des aires de lacunes suggèrent une importante baisse de l'espace disponible en phase de bas niveau marin.
Les croûtes ferrugineuses pourraient être issus du remaniement de sols ferralitiques développés en zones émergées.

2.6. AALENIEN BASAL : INSTALLATION D'UNE PLATE-FORME CARBONATEE (fig. 110a et fig. 107c)

Les dépôts carbonatés commencent à s'installer au sommet du Toarcien terminal. A partir de l'Aalénien basal (zone à Opalinum), ils s'étendent sur l'ensemble de la plate-forme. Un nouveau faciès apparaît notamment dans le Quercy méridional. Il s'agit de calcarénites à accumulation de fragments d'échinodermes en voie de micritisation par perforation.
Sur la majorité des coupes, la limite Lias-Dogger (D.9) se confond avec un horizon à concentration en lamellibranches qui constitue un bon niveau repère (Laumière, lgue de Gulhe...).
La superficie des zones lacunaires se réduit significativement. Ces aires se localisent essentiellement dans le Quercy central.
Les aires les plus subsidentes ne se modifient guère (Grésigne, Est du Causse de Martel..). Toutefois, dans le secteur de St Rémy la polarité change dès l'Aalénien. Une sédimentation plus proximale

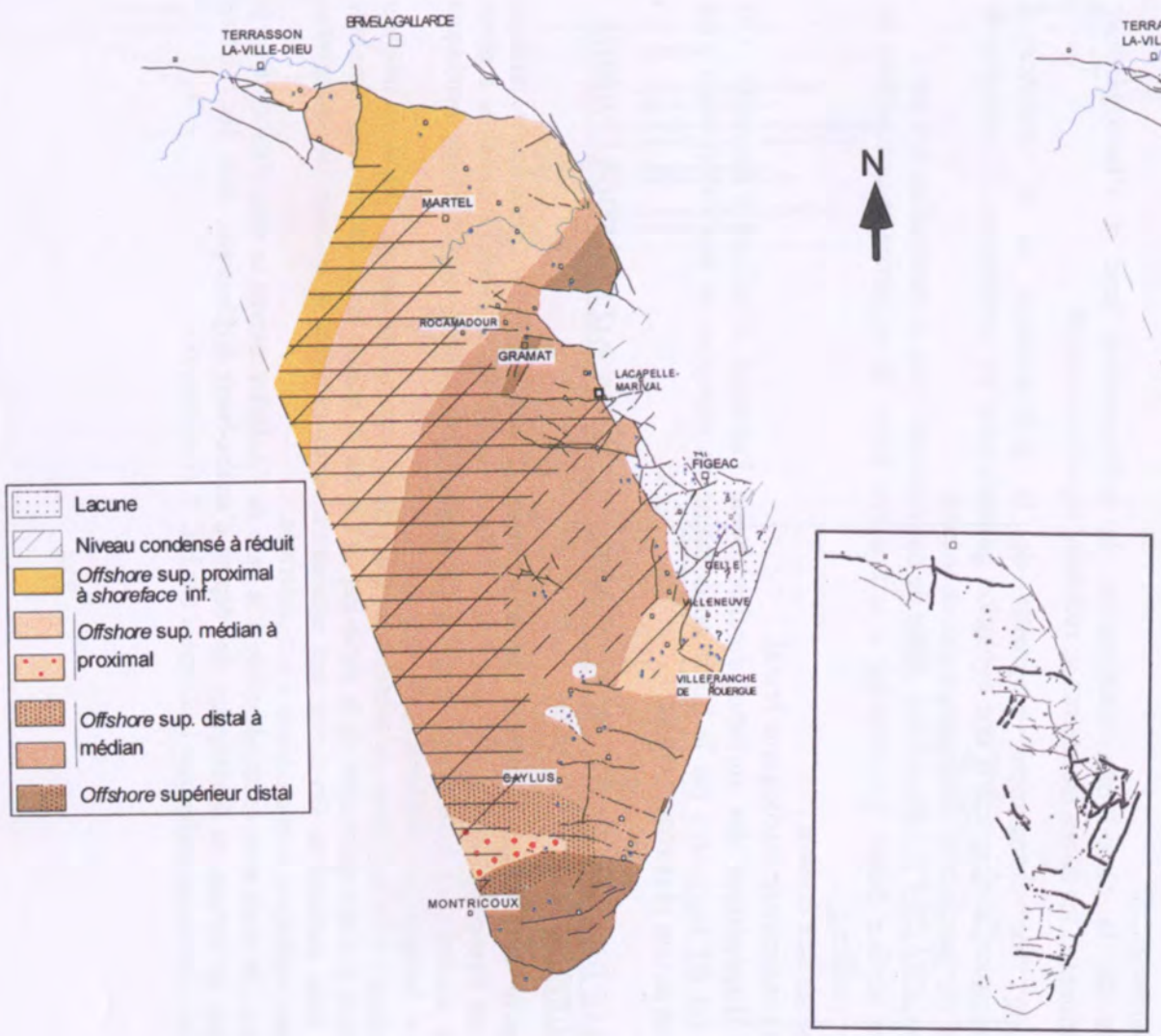


Fig. 109a : Horizon à Lugdunensis, base de l'horizon à Buckmani

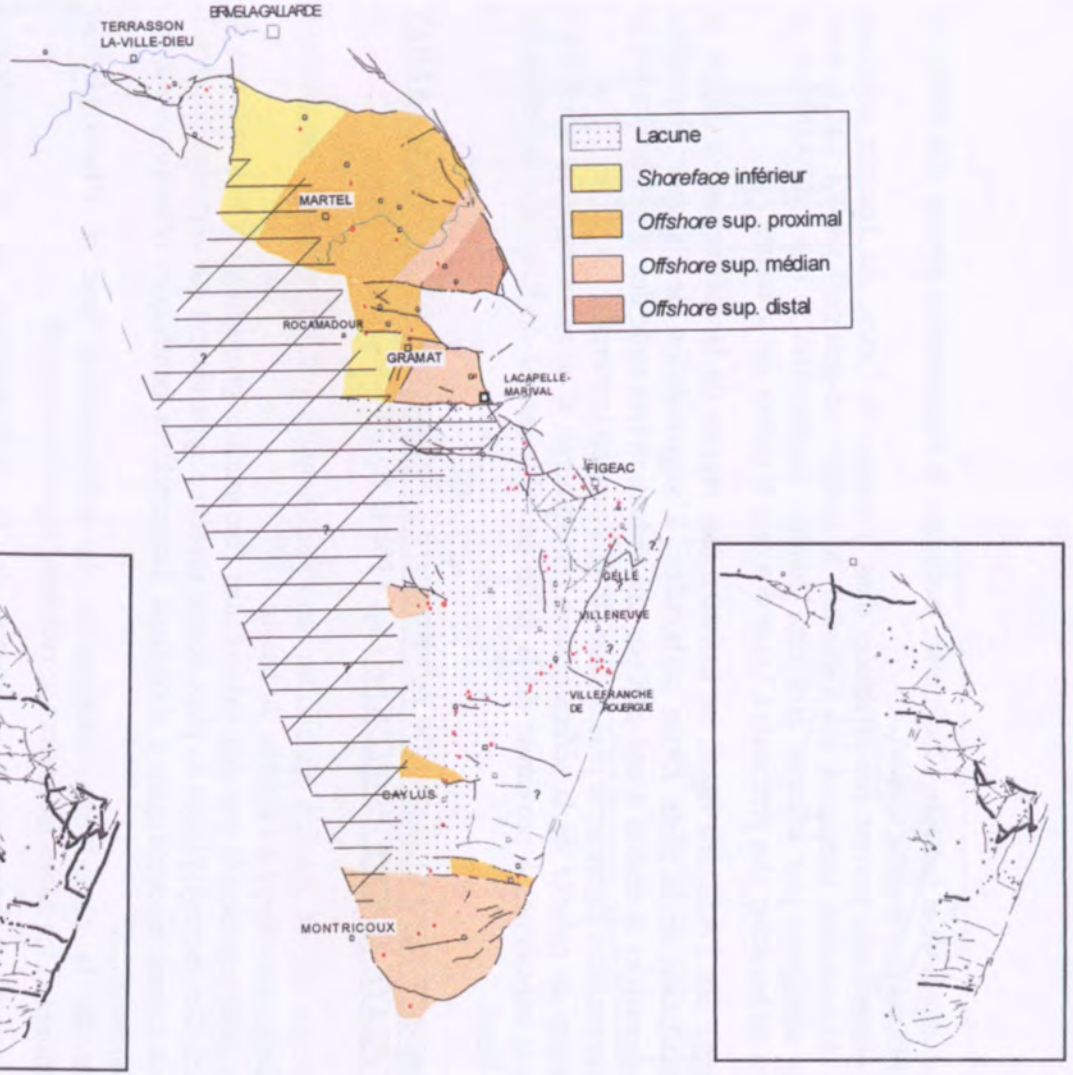


Fig. 109b : Sommet de l'horizon à Buckmani et Horizon à Subglabrum

Fig. 109a et 109b : Cartes paléoenvironnementales et cartes structurales. Distribution, évolution des environnements de dépôts et répartition des failles actives sur la plate-forme quercynoise au cours du Toarcien terminal.

s'instaure aux abords de la faille de Villefranche, tandis que la sédimentation devient plus distale en direction de l'Ouest (La Sarrette, Ginals),.
Les mêmes observations peuvent être effectuées dans le secteur de Lexos. Au Toarcien supérieur régnait une sédimentation homogène qui s'étendait du secteur sud-grésignol jusqu'à Lexos, avec toutefois une subsidence plus affirmée dans cette dernière localité. Dès la base de l'Aalénien, la sédimentation est beaucoup plus proximale à Lexos que dans le secteur sud-grésignol.

Interprétation : dès l'Aalénien basal, on assiste à une reprise de la sédimentation durant la phase d'installation de la plate forme carbonatée. L'augmentation de l'espace disponible (phase transgressive) se traduit d'une part par une réduction très nette des zones lacunaires et par une sédimentation légèrement plus distale qu'au Toarcien terminal
Le changement de polarité de la sédimentation témoignerait d'un ralentissement voire d'un blocage de la subsidence à proximité de la faille de Villefranche-de-Rouergue au cours de l'Aalénien basal.

2.7. SOMMET DE L'AALENIEN INFERIEUR : PREMICES DE L'INSTALLATION D'UNE PLATE-FORME PROTEGEE (fig. 110b et fig. 107c)

Au cours de la zone à Opalinum une sédimentation d'arrière-barre bioclastique s'instaure progressivement à l'échelle du bassin.
Ces dépôts sont représentés par des calcarénites (biosparites *grainstone*) à biopisolithes de nubéculaires. Des faciès typiques de plate-forme protégée apparaissent sur certaines coupes. Il s'agit de *packstone* biodétritiques à abondants foraminifères benthiques (*Planiinvoluta* sp., *Ophthalmidium* sp...).
A l'échelle de la plate-forme quercynoise, la sédimentation tend à s'homogénéiser progressivement et les zones lacunaires se réduisent significativement.

Interprétation : ce changement progressif de la sédimentation et la tendance à l'homogénéisation témoignent d'une évolution généralement en comblement. Il constitue le stade initial du changement paléogéographique majeur.
Une discontinuité (D.9'c) clôture cette phase de comblement ; elle se matérialise soit par :

+ une surface durcie qui constitue à la fois une limite de séquence et une surface de transgression ;
+ une surface érosive ;
+ un changement lithologique brutal.

L'analyse diagénétique des surfaces durcies révèle l'absence d'indices d'émersion. Ces dernières ont été façonnées par la houle en domaine de *shoreface* et leur lithification s'est effectuée en milieu phréatique marin.

2.8. BASE DE L'AALENIEN MOYEN : MODIFICATION PALEOGEOGRAPHIQUE MAJEURE (fig. 111a et fig. 112a)

A partir de l'Aalénien moyen, une sédimentation infralittorale de plate-forme protégée s'instaure sur l'ensemble du domaine quercynois. Elle se traduit par le dépôt de calcaires argileux (biomicrite *wackestone*) à biopisolithes de nubéculaires, gastéropodes, foraminifères benthiques diversifiés et dasycladales (localement).
Zones déprimés : certaines zones de subsidences qui avaient disparu au cours de l'Aalénien inférieur réapparaissent. Il s'agit notamment de la partie Est du Causse de Martel et des environs de Thémines. Dans ces deux secteurs se développe une alternance marno-calcaires à spicules de spongiaires, foraminifères benthiques et microdébris d'échinodermes.
Zones hautes : la seule zone haute identifiée à la base de l'Aalénien moyen se situe l'Est du Quercy central. Dans ce secteur, se développent des dépôts d'arrière-barre bioclastique, avec des calcaires recristallisés à entroques renfermant localement des H.C.S. (Lamouroux).

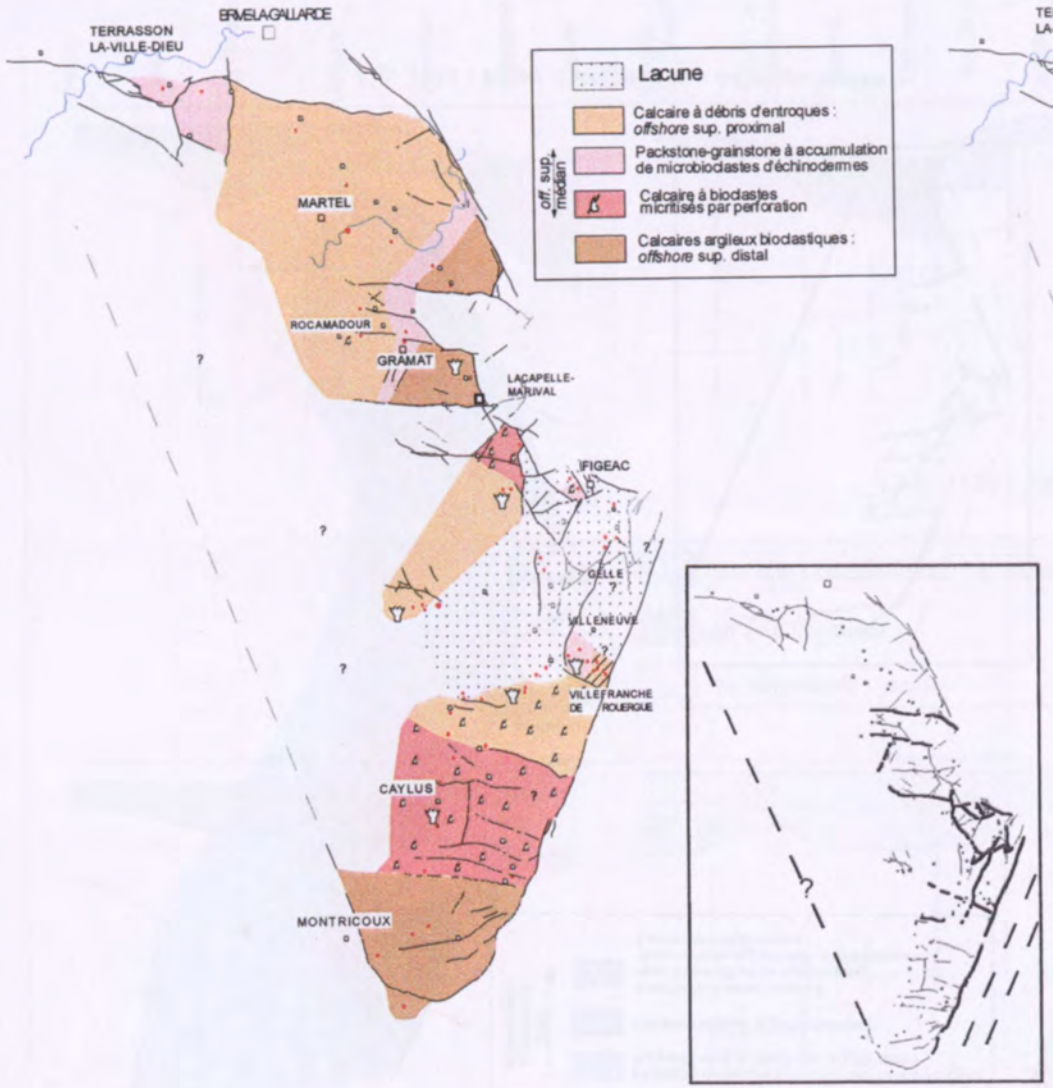


Fig. 110a : Phase transgressive ; Aalénien inférieur

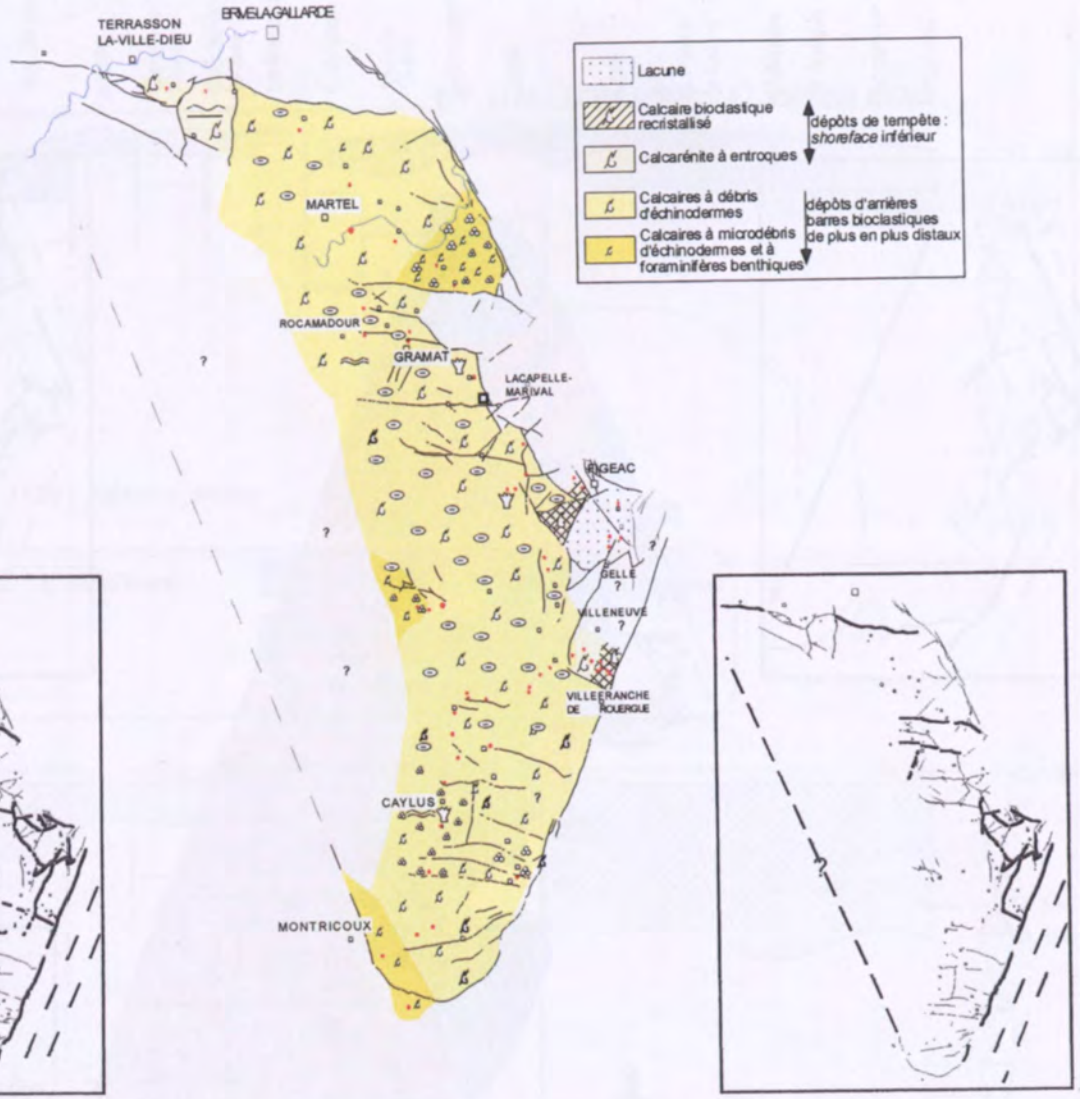


Fig. 110b : Phase régressive ; sommet de l'Aalénien inférieur

Fig. 110a et 110b : Cartes paléoenvironnementales et cartes structurales. Distribution, évolution des environnements de dépôts et répartition des failles actives sur la plate-forme quercynoise au cours de l'Aalénien inférieur.

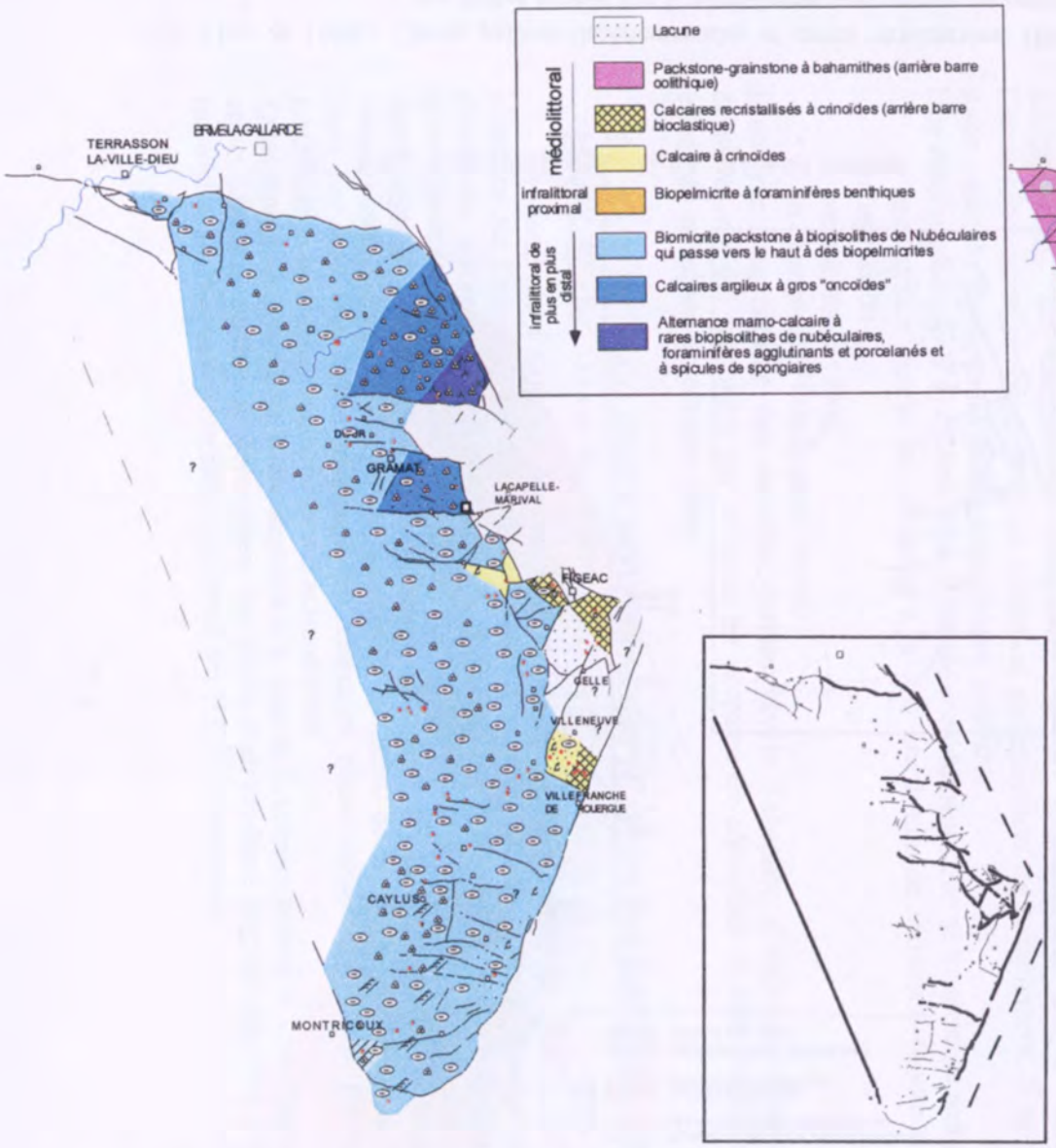


Fig. 111a : Phase transgressive ; Aalénien moyen

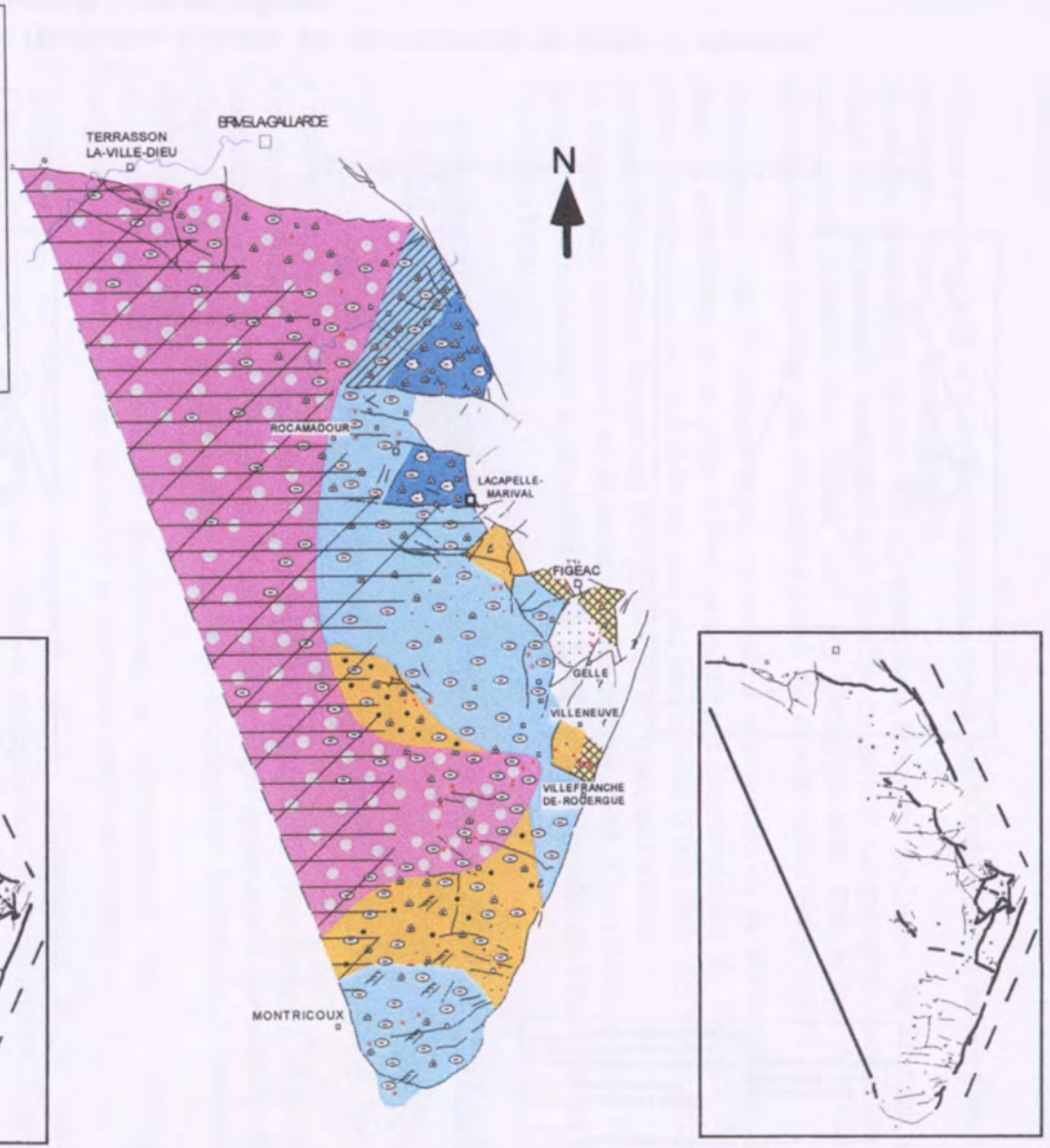


Fig. 111b : Phase régressive ; Aalénien moyen

Fig. 111a et 111b : Cartes paléoenvironnementales et cartes structurales. Distribution, évolution des environnements de dépôts et répartition des failles actives sur la plate-forme quercynoise au cours de l'Aalénien moyen.

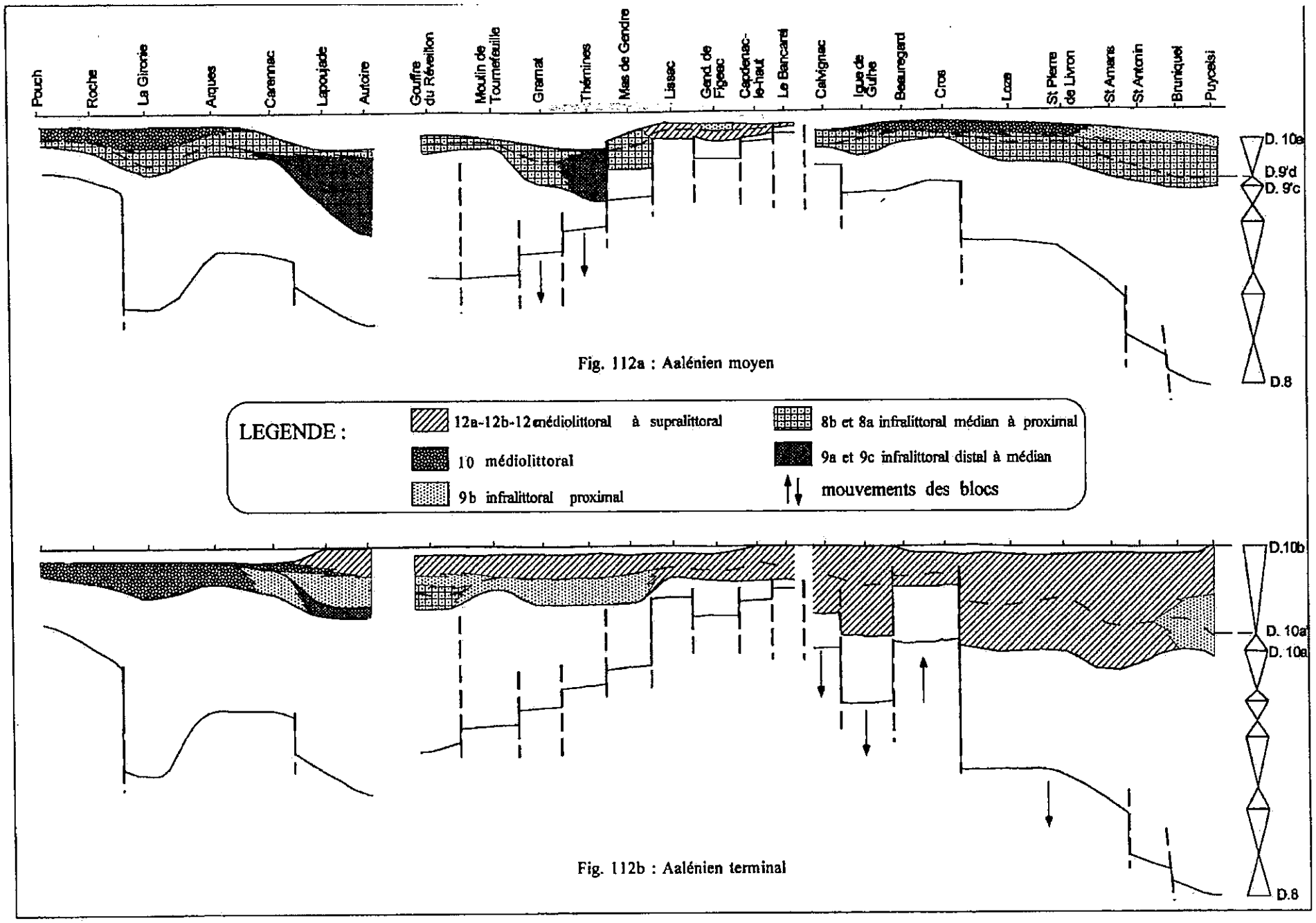


Fig. 112 : Evolution tectono-sédimentaire en contexte de plate-forme protégée (Aalénien moyen -limite Aalénien Bajocien).

Les biodébris, sur lesquels se fixent les nubéculaires, proviendraient vraisemblablement de ce secteur. Les zones lacunaires sont rares. Elles se situent essentiellement aux abords de St-Julien-d'Empare.

Interprétation : c'est au sommet de la zone à Opalinum et surtout à la base de la zone à Murchisonae que le bassin quercynois entre dans un nouveau contexte environnemental : celui d'une plate-forme carbonatée protégée.
Ce changement paléogéographique implique une réduction des communications avec le domaine marin ouvert, mais il se produit durant un phase d'ennoiement de la plate-forme quercynoise. En effet, d'un point de vue bathymétrique, les sédiments sous-jacents de la zone à Opalinum se seraient déposés sous 10 m d'eau au maximum tandis que les sédiments infralittoraux de la zone à Murchisonae se seraient déposés sous une tranche d'eau de 30 à 40 m d'épaisseur (Branger, 1989).
Dans presque tous les sites, la tendance transgressive s'exprime par une augmentation de l'argilosité et par une prédominance des textures *wackestone* à localement *mudstone*. Cette période n'a pas été favorable aux processus de lithification précoce. les surfaces durcies sont absentes.
Le maximum d'inondation est souligné soit par un liseré ferrugineux, soit par un niveau à concentration en brachiopodes, soit par un niveau centimétrique à concentration en crinoïdes et en ammonites témoignant d'un bref épisode d'ouverture vers le large.

2.9. SOMMET DE L'AALENIEN MOYEN : PHASE DE COMBLEMENT (fig. 111b et fig. 112a)

Au cours de l'Aalénien moyen, des dépôts d'arrière-barre oolithique apparaissent sur la bordure occidentale du bassin,. Dans tout le reste du domaine sédimentent brutalement ou progressivement des biopelmicrites (*packstone* à *grainstone*) à abondants foraminifères benthiques. Sur certaines coupes, la dolomitisation s'intensifie au sommet.

Interprétation : L'apparition de ces faciès médiolittoraux implique une nouvelle évolution en comblement (phase régressive). Le maximum de régression pour ce cycle (discontinuité D.10a) s'exprime soit par une surface érosive (Bruniquel) soit par une croûte calcitique ou par des filons de gypse inclus dans des marnes.

2.10. BASE DE L'AALENIEN TERMINAL : NOUVELLE PHASE TRANSGRESSIVE (fig. 113a et fig. 112b)

A la base de l'Aalénien terminal, la sédimentation couvre l'ensemble du bassin. Les dépôts d'arrière-barre oolithique migrent légèrement vers l'Ouest. Les faciès à pelletoïdes plus ou moins dolomitisés, mis en place au sommet de l'Aalénien moyen, ont une extension plus importante.
A l'Est du Causse de Martel, des calcaires à chailles, à pelletoïdes et à microdébris d'échinodermes apparaissent.

Interprétation : Pour chaque coupe, et dans l'empilement des dépôts, la sédimentation est homogène. La constance des conditions paléoenvironnementales dans le temps et la strato-croissance suggère une augmentation de l'espace disponible compensée progressivement par la sédimentation en période de stabilité tectonique. Cette montée du niveau marin est également attestée par l'accroissement vers le haut de la barrière oolithique et par la progradation vers l'Ouest des dépôts d'arrière-barre.

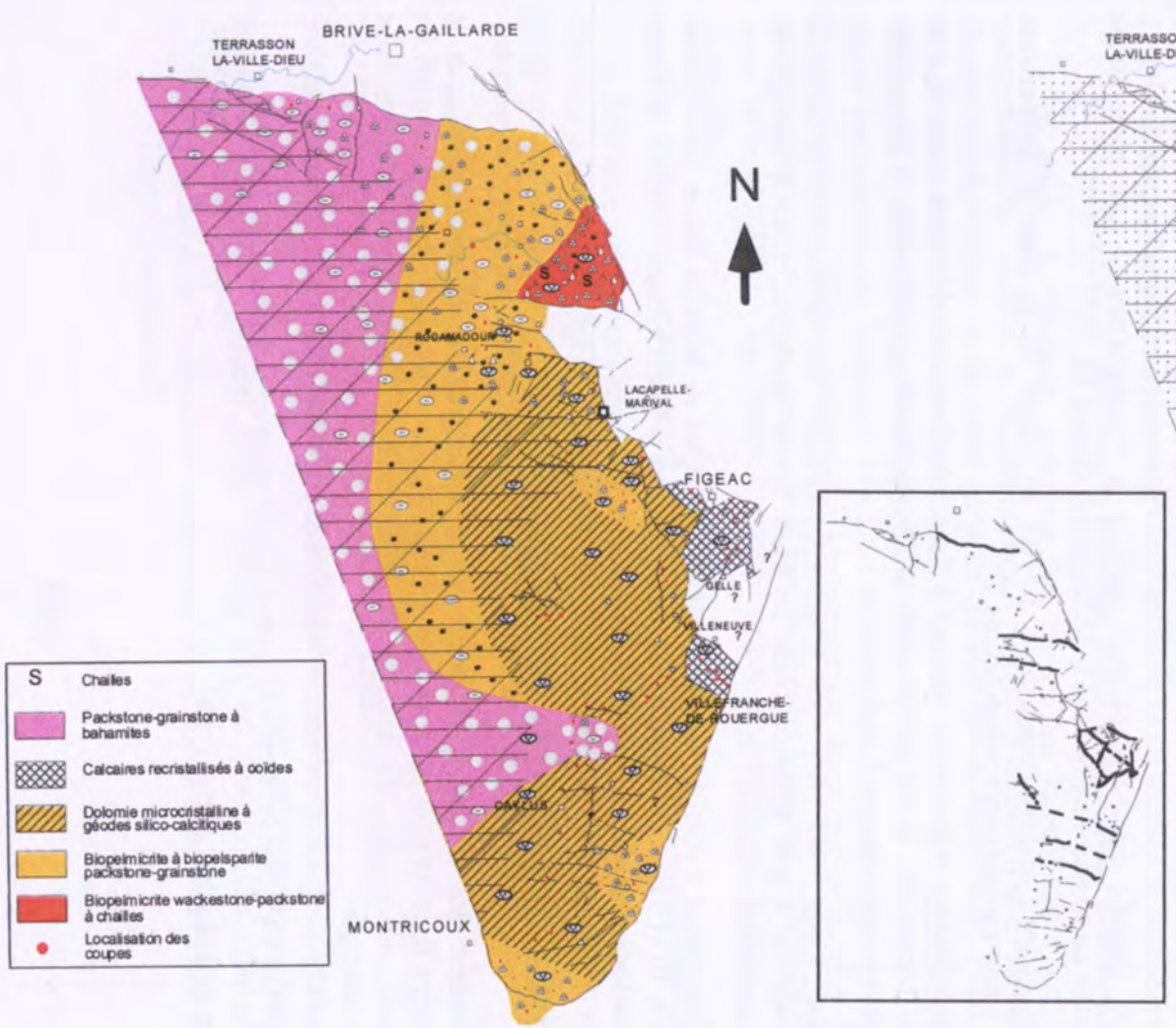


Fig. 113a : Phase transgressive ; Aalénien terminal

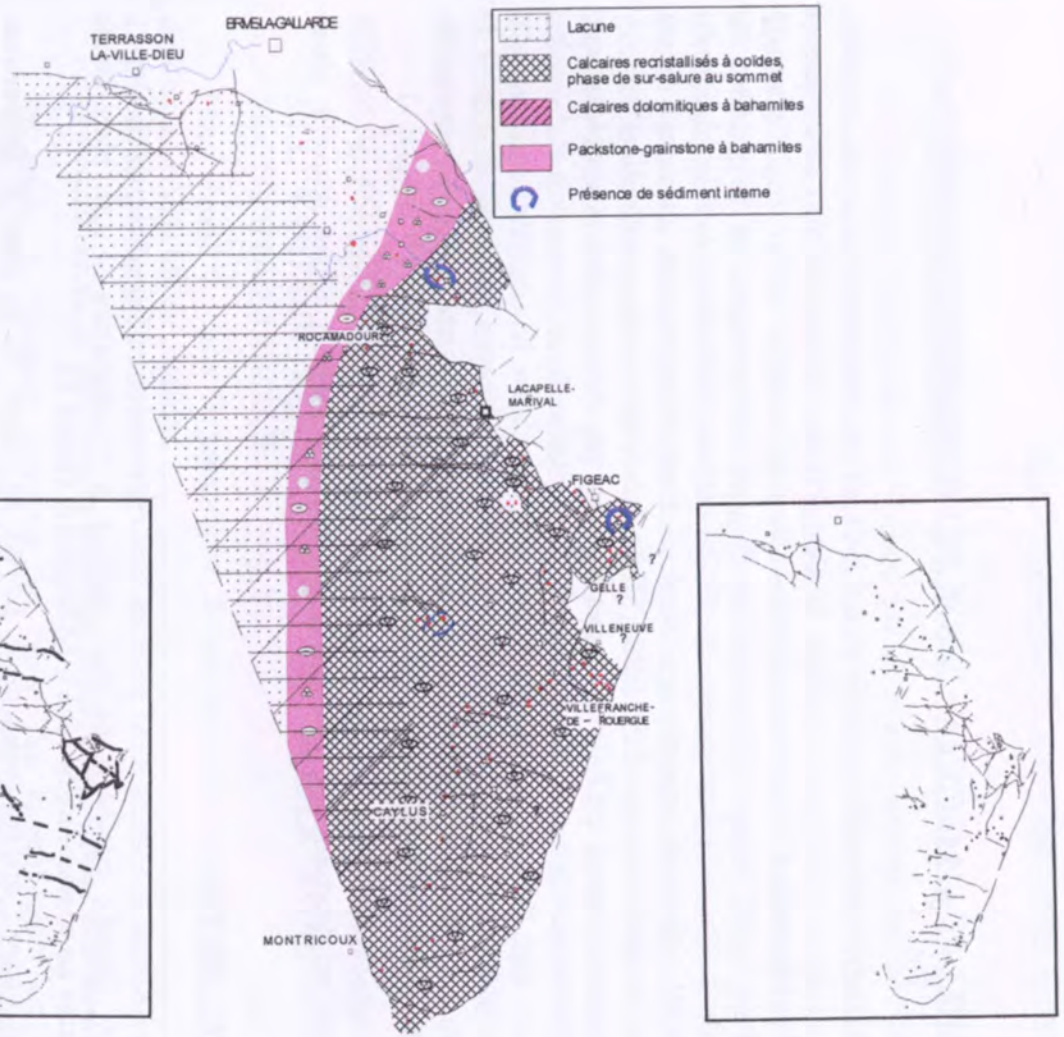


Fig. 113b : Phase de comblement ; Aalénien terminal

Fig. 113a et 113b : Cartes paléoenvironnementales et cartes structurales. Distribution, évolution des environnements de dépôts et répartition des failles actives sur la plate-forme quercynoise au cours de l'Aalénien terminal.

2.11. SOMMET DE L'AALENIEN : PHASE DE COMBLEMENT MAJEURE (fig. 113b et fig. 112b)

Le comblement s'accentue et s'achève avec le dépôt des calcaires recristallisés à ooïdes. La phase de sursalure et la phase émersive locale (sédiment interne) au toit des calcaires recristallisés, correspondent à un événement majeur qui marque la fin de la première installation d'une plate forme carbonatée au Dogger. Cette phase est le résultat de phénomènes allocycliques dans la mesure où elle est vraisemblablement liée à une baisse de l'espace disponible par baisse eustatique. L'événement est enregistré dans un secteur qui au préalable correspondait à une zone subsidente (SE du causse de Martel en particulier).
Au NW du Causse de Martel, cet épisode évaporitique n'a pas été enregistré. Il semblerait que dans ce secteur et durant cette période, alternaient des épisodes de sédimentation et d'érosion qui se marquent, dans l'actuel, par l'absence de dépôt. La relative homogénéité des faciès de part et d'autre de la D.10b sur le haut-fond de « La Gironie » n'a pas permis de distinguer de surface érosive à l'échelle de l'affleurement. Ce type de surface est seulement perceptible dans le Quercy central, sur la coupe de Corn.

A partir du Bajocien supérieur, la sédimentation tend à s'homogénéiser. Les calcaires oolithiques, qui se déposent sur l'ensemble du secteur, attestent d'une nouvelle phase d'ennoiement.

2.12. CONCLUSIONS

Les 11 étapes décrites précédemment peuvent être regroupées en 5 phases principales :

Première phase : comblement qui conduit à l'installation d'une plate-forme carbonatée au sommet de la zone à Fallaciosum (étape 1);

Seconde phase : approfondissement brutal au cours de la zone à Dispansum associé à une paléostructuration (étape 2);

Troisième phase : à partir de la zone à Pseudoradiosa, comblement saccadé sous contrôle tectonique local qui conduit à l'instauration progressive d'une plate-forme carbonatée (étapes 3, 4, 5 et 6) ;

Quatrième phase : dès l'Aalénien inférieur, passage d'une sédimentation de plate-forme ouverte à une sédimentation de plate forme protégée, donc isolement du bassin quercynois (étapes 7 et 8);

Cinquième phase : comblement saccadé et généralisé de la plate forme quercynoise (étapes 9, 10 et 11) à partir du sommet de la zone à Murchisonae jusqu'à la limite Aalénien-Bajocien.

3. Facteurs contrôlant la sédimentation

L'agencement des dépôts et la nature de la sédimentation est notamment sous le contrôle de divers facteurs allocycliques interdépendants. Leur interdépendance rend difficile leur dissociation, néanmoins, les données et interprétations précédemment acquises nous permettent de distinguer :

- des facteurs allocycliques d'échelle locale et/ou régionale (facteurs tectoniques à faible et moyenne longueur d'onde) ;
- des facteurs allocycliques de plus grande échelle [peut-être d'échelle planétaire (facteurs eustatique et climatique)].

3.1. CONTRÔLE TECTONIQUE

Les analyses structurales entreprises par différents auteurs ont permis de proposer diverses directions de contraintes à l'origine de la répartition des dépôts dans le bassin quercynois durant l'intervalle Lias-Dogger.
Durand-Delga (1979) propose, pour le Lias, 2 directions de contrainte à l'origine de décrochements le long des structures hercyniennes. Il s'agit d'une direction principale d'extension, d'orientation E-W, et d'une direction secondaire d'extension, d'orientation N-S.
Dans l'intervalle Jurassique inférieur à Jurassique moyen, Bonijoly (1980) explique la géométrie des blocs par une distension WNW-ESE, tandis que Boichard et Drullion (1982), Bonijoly et Lefavrais (1989) par une extension E-W. Ces derniers auteurs basent leur interprétation sur la reconnaissance uniquement du jeu synsédimentaire de failles d'orientation N-S.

Ces divers travaux révèlent donc un contrôle tectonique sur l'agencement des dépôts du Jurassique inférieur à moyen sur la plate-forme quercynoise.

L'analyse détaillée de la répartition des dépôts au passage Lias-Dogger permet de préciser les accidents impliqués ainsi que leur rôle.

3.1.1. FACTEUR ALLOCYCLIQUE DE FAIBLE LONGUEUR D'ONDE : TECTONIQUE LOCALE

Nous avons vu dans le paragraphe 2 que pour les diverses périodes considérées, différentes failles ont été actives :
Leur activité est suggérée par :

- une structuration en petits blocs basculés impliquant l'apparition de hauts-fonds ;

Au cours du Toarcien supérieur, on assiste au morcellement de la plate-forme quercynoise (fig. VI.5a et fig. VI.5b) et donc à l'individualisation d'une mosaïque de blocs de forme rhomboédrique et de taille variable (échelle décakilométrique : secteur de Martel ; échelle kilométrique : secteur de St Rémy). Certains de ces blocs existaient déjà au Lias moyen (haut-fond de Figeac-Capdenac, Cubaynes,1986).
En ce qui concerne le haut-fond de « La Gironie », son extension nous conduit à présumer l'existence d'une faille pour expliquer son apparition. Ainsi sur sa bordure Est, les indices sédimentologiques révèlent l'existence d'une faille entre Carennac et Granou. La direction de cette faille, Nord Est – Sud Ouest, est suggérée par le changement brutal d'orientation de la Dordogne.

- des variations d'épaisseurs et la migration des zones d'accumulation sédimentaire ;

Ces faits sont particulièrement bien exprimés dans le secteur de Gramat (fig. VI.5a et 5b). Au cours de la zone à Dispansum, à Pseudoradiosa et de l'horizon à Mactra, la zone d'accumulation sédimentaire se situe dans le secteur du Gouffre du Réveillon. A l'Aalénien inférieur, elle se localise dans le secteur du Moulin de Tournefeuille.

- une migration des zones déprimées ;

Dans le secteur de Gramat, au Toarcien supérieur, la zone la plus déprimée se situe à Gramat. A l'Aalénien moyen, elle se localise aux abords de Thémines.

- une accentuation de la subsidence le long des structures hercyniennes ;

Au Toarcien supérieur la majorité des zones déprimées se situent à proximité des failles hercyniennes telles que :

* la faille de Villefranche (maximum de subsidence aux abords de Lexos durant le Toarcien supérieur) ;

* le faisceau de failles de Cornac et d'Argentat (zone déprimée d'Autoire-Lapoujade, Quercy septentrional).

- **des variations de faciès** notamment de part et d'autre de la faille d'Alvignac (fig.107a, 107b et 107c). Au cours de la zone à Dispansum, Pseudoradiosa et de l'horizon à Mactra, un sédimentation en domaine de *shoreface* s'instaure dans le secteur du Gouffre du Réveillon, le secteur du Moulin de Tournefeuille étant le siége d'une sédimentation d'*offshore* supérieur distal.
Au sommet du Toarcien la tendance s'inverse. La sédimentation acquiert un caractère plus proximal dans le secteur du Moulin de Tournefeuille (*shoreface*), une sédimentation en domaine d'*offshore* supérieur médian se développant aux abords du Gouffre du Réveillon.

Tous ces indices témoignent d'une activité tectonique relativement significative et continue du Toarcien supérieur (zone à Dispansum, Pseudoradiosa et Aalensis) à l'Aalénien moyen.

Cette activité s'exprime par le jeu :

- **d'accidents Est-Ouest** tels que la faille de Padirac (bloc de Martel-Autoire), la faille du Bourg (bloc de Gramat), la faille de St Projet (bloc de Cros), la faille de St Antonin...
- **d'accidents N-S à N 20** tels que la faille de Villeneuve (bloc de St Rémy), la faille de Frontenac, la faille de Lissac...
- **d'accidents N 160-N 170** tels que la faille de St-Martin-Labouval.

Toutefois, l'absence d'apports détritiques significatifs, l'absence de brèches et la rareté, à l'affleurement, d'indices de tectonique synsédimentaire (coupe de Bérals uniquement), implique une topographie peu différenciée, un contrôle tectonique discret et donc, un jeu et un rejet modérés des failles actives.

3.1.2. FACTEUR ALLOCYCLIQUE DE MOYENNE LONGUEUR D'ONDE : TECTONIQUE EN SURRECTION

Il a été démontré précédemment que l'événement le plus important enregistré dans le bassin quercynois correspondait au passage d'un dispositif de plate-forme ouverte (Toarcien-Aalénien inférieur) à un dispositif de plate-forme protégée (Aalénien moyen et supérieur).

Le maximum d'activité tectonique est enregistré durant l'Aalénien inférieur à moyen. Il s'exprime par une **réactivation plus marquée des accidents hercyniens** (failles périphériques du sous-bassin quercynois) induisant la surrection des seuils adjacents.

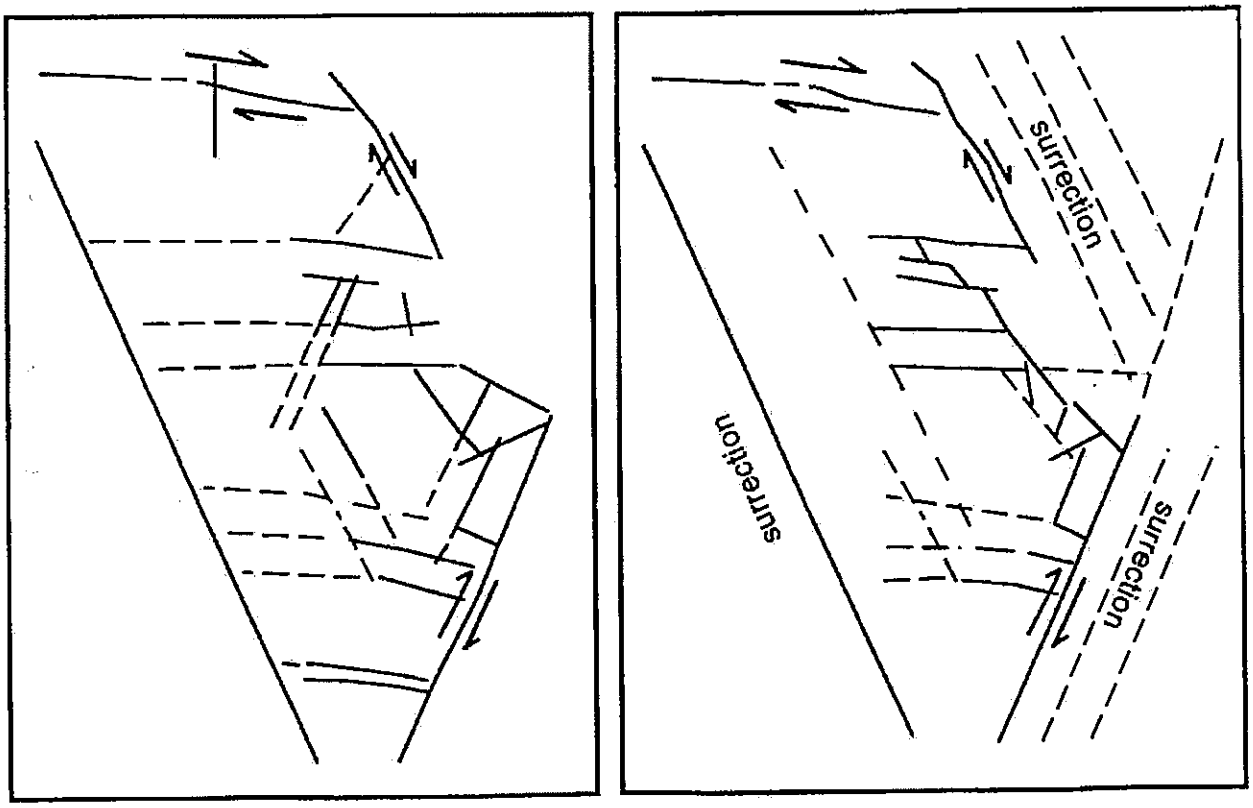
Seuil oriental (bordure SW du Massif Central, Seuil de Villefranche) : la surrection du seuil oriental (très certainement émergé durant cette période) expliquerait la disparition de la kaolinite au sein des associations argileuses. En effet, une surrection de zones émergées au Nord et à l'Est perturbe la pédogenèse et donc atténue considérablement le développement de minéraux d'origine pédologique (voir chapitre V).
Le diachronisme dans l'enregistrement de la disparition de ce minéral argileux (plus précoce au Sud qu'au Nord) serait probablement lié à une surrection diachrone des divers blocs qui composent ce seuil. Cet événement détritique enregistrerait, tout d'abord, une surrection des blocs sud-orientaux (seuil de Villefranche) durant l'Aalénien inférieur, accompagnée par une surrection des blocs nord-orientaux (SW du Massif Central) au cours de l'Aalénien moyen.
La réapparition de ce minéral argileux au sommet de l'Aalénien moyen, malgré le caractère plus aride du climat, enregistrerait le blocage de cette phase de surrection.

Seuil occidental (extrémité Ouest du linéament ouest-quercynois) : le changement de dispositif enregistré dans le sous-bassin quercynois et l'apparition de faciès d'arrière-barre oolithique à l'Aalénien moyen sur sa bordure occidentale plaiderait en faveur d'une surrection du seuil occidental par réactivation du linéament ouest-quercynois.

3.1.3. MODELE STRUCTURAL

Au cours de l'intervalle Toarcien supérieur-Aalénien, l'analyse de la distribution des paléoenvironnements et l'étude de l'agencement des dépôts dans tout le bassin montrent de légers changements dans les accidents impliquées (fig. 114).

Au Toarcien supérieur jouent préférentiellement les accidents d'orientation NE-SW, NW-SE et E-W. Au cours de l'Aalénien inférieur à moyen, les accidents hercyniens périphériques (faille de Villefranche-de-Rouergue, faisceau de faille de Cornac et d'Argentat et linéament ouest-quercynois) et le faisceau de failles qui leur est associé, montrent une activité accrue. Les structures d'orientation E-W sont toujours actives. L'activité des failles mineures d'orientation NE-SW devient discrète.



Toarcien supérieur

Aalénien inférieur et moyen

Fig. 114 : Interprétation du contexte tectonique régional au Toarcien supérieur et à l'Aalénien inférieur à moyen. Mouvements décrochants dextres des grands accidents régionaux.

Indices sédimentaires et structuraux : il a été démontré qu'au cours du Toarcien supérieur, le bassin quercynois subit un morcellement qui conduit à l'individualisation de blocs

rhomboédriques kilométriques à décakilométriques. Ces blocs correspondent soit à des hauts-fonds (haut-fond de Figeac-Capdenac) soit à des zones déprimées (secteur grésignol). Au sein de certains blocs, il est fréquent d'observer une partie surélevée et une partie affaissée (bloc de Martel-Autoire, bloc du Cros, bloc de Promilhanes-Martiel). Certains blocs ont également eu des jeux opposés au passage Lias-Dogger. Il s'agit notamment du bloc du Moulin de Tournefeuille (surélévation au sommet du Toarcien, affaissement à l'Aalénien inférieur), du bloc du Pouch-La Roche...(fig. 107 et 112).
Le long de chacune des trois failles majeures d'origine hercynienne (failles de Cornac-Argentat, de Meyssac et de Villefranche-de-Rouergue) et au sein du même compartiment, sur une extrémité de la fracture on observe une zone surélevée (haut-fond) et sur l'autre extrémité une zone déprimée (affaissement).

Un dispositif, présentant certaines analogies avec celui du bassin quercynois, mais à une toute autre échelle, a été décrit à proximité de la faille de San Andreas (Dibblee, 1977, Crowell, 1974a et 1974b). Le jeu à la fois en distension, engendrant une zone basse et en compression, provoquant l'apparition d'une zone haute, des divers blocs suggèreraient un contrôle de la sédimentation par un système en décrochement (Dibblee, 1977).

Si l'on considère la faille de Villefranche-de-Rouergue, la présence d'une zone déprimée à son extrémité Sud Ouest (secteur grésignol) et d'une zone haute (haut-fond de Figeac-Capdenac) à son extrémité Nord Ouest permet d'envisager un jeu décrochant dextre, en accord avec le modèle de Chinnery (1961). Le même raisonnement nous conduit à proposer un mouvement également dextre des failles de Cornac-Argentat (à l'Est d'Autoire) et de Meyssac (au Nord) à l'origine de l'individualisation du « haut-fond de La Gironie ».
Ce mouvement décrochant des failles majeures hercyniennes induit, notamment, l'apparition et la réactivation des failles transverses.

Il a été démontré précédemment qu'un dispositif en blocs basculés par une seule distension Est Ouest n'était pas envisageable dans le domaine quercynois. La surrection des seuils, qui encadrent le bassin, tendrait à réfuter cette hypothèse et à considérer que le dispositif est plus complexe et implique une composante en décrochement.

De nombreux auteurs (Chinnery, 1961, Odonne, 1990, Massonnat *et al.*, 1994, Rahe *et al.*, 1998) montrent que la résultante d'un déplacement et des déformations ne dépend pas uniquement de la direction et de l'intensité des contraintes appliquées mais elle dépend de nombreux paramètres qui sont entre autres : la longueur des failles majeures, leur profondeur, leur orientation par rapport à la direction des contraintes, leur incurvation... De plus, un régime de contrainte à l'échelle locale peut être significativement différent du champ de contrainte global. Les variations dans l'orientation des contraintes sont souvent liées aux changements lithologiques et structuraux. Ainsi, Il semble illusoire, à partir des données recueillies, de vouloir proposer une direction de contraintes qui permettrait d'aboutir à ce dispositif.

3.2. CONTRÔLE 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.

Séquences de dépôt : La série toarcienne-aalénienne se décompose en 5 séquences de 3e ordre. Nous avons vu, dans le chapitre IV, que pour le même intervalle de temps la charte définie par de Graciansky *et al.* en 1988, concernant les bassins européens, indique 4 séquences de

dépôt. La différence majeure porte sur l'identification d'une séquence supplémentaire au sommet du Toarcien.

Séquences de dépôt et événements tectoniques : il est difficile de positionner avec précision dans le temps les divers événements tectoniques, hormis le premier qui se situe à la limite entre la sous-zone à Fallaciosum et la zone à Dispansum. Il semble ainsi très délicat, à cette échelle du troisième ordre et avec des séries réduites à condensées, de définir un éventuel contrôle tectonique sur les divers demi-cycles comme cela a été démontré, vraisemblablement à l'échelle du 2nd ordre, dans le bassin de Paris (Robin, 1997).

Nature du facteur allocyclique de longueur d'onde supérieure au bassin : si les variations d'espace disponible, exprimées par les 5 séquences de dépôt, sont identifiées durant le même intervalle de temps à l'échelle globale, le contrôle sera exclusivement eustatique. Si ces variations diffèrent suivant les bassins, le contrôle tectonique sera prédominant. Les données actuellement disponibles ne permettent pas de nous prononcer.

3.3. CONTRÔLE CLIMATIQUE

Au Lias supérieur, les associations palynologiques indiquent un climat tempéré. A partir de mesures isotopiques sur les rostres de bélemnites du Toarcien de Thouars, Bowen (1961) indique une température d'eau avoisinant les 25°c.
Les diverses études palynologiques (Boutet, 1981 ; chapitre V), effectuées sur l'Aalénien quercynois, n'ont pas révélé de modifications majeures des associations mais simplement une diminution de la diversité. Aucune des analyses palynologiques (Boutet, 1981 ; de Vaings, 1988 ; Bucefalo Palliani *et al.* 1997 et chapitre V) ne révèle un changement climatique.
L'apparition d'une phase de sursalure au sommet de la série impliquerait toutefois une légère tendance à l'aridité.

4. L'équivalent de la discontinuité « Mi-Cimmérienne »

L'intervalle Toarcien-Aalénien est une période qui s'intègre dans un cycle régressif de 2nd ordre et où se produit de grands bouleversements géodynamiques. Ces événements désignés événements mi-cimmériens (définis en Crimée, Ziegler, 1988) sont bien exprimés à l'échelle du craton européen. La discontinuité mi-cimmérienne, résultant généralement, de leur combinaison, se positionne au pic de régression daté de l'Aalénien supérieur (de Graciansky *et al.*, 1997).

Dans le bassin de Paris, la phase régressive à l'échelle du 2nd ordre toarcienne-aaléniennne, enregistre une réorganisation des dépôt-centres (NE-SW au Lias à NW-SE à la base du Dogger) et une réduction significative de l'accumulation sédimentaire à l'échelle du bassin (de Graciansky *et al.*, 2000). Cette phase régressive du 2nd ordre et les événements géodynamiques associés, sont enregistrés dans la plupart des bassins ouest-européens, en particulier en mer de Norvège, en mer du Nord (*doming*, Jacquin *et al.*, 2000), sur le seuil de Bourgogne (Durlet, 1996), dans le bassin du Sud-Est (Jacquin *et al.*, 1998)...

Dans le Quercy, l'analyse des cartes paléogéographiques signale un maximum d'activité tectonique au cours de l'Aalénien inférieur à moyen. Au cours de l'Aalénien terminal, on assiste à un ralentissement significatif de la subsidence. Ce ralentissement induit, en phase régressive, la reprise de la sédimentation sur d'anciennes zones de transit sédimentaire et un comblement progressif du bassin quercynois. Le maximum de régression (D.10b) est contemporain de la phase érosive et de sursalure datée avec incertitude du sommet de l'Aalénien et décalé par rapport à la phase de réorganisation topographique (épisode tectonique). Cette discontinuité sommitale, que l'on peut mettre en équivalence par sa

signification dans l'évolution sédimentaire avec la discontinuité mi-Cimmérienne, est associée à une lacune sédimentaire d'amplitude imprécise (absence de datations de part et d'autre de cette discontinuité).

5. Communications avec les bassins adjacents et mise en place diachrone du « Haut-fond Occitan »

Situé aux confins orientaux du bassin d'Aquitaine, le bassin quercynois est un sous-bassin losangique qui se place à l'articulation entre deux grands domaines :

- vers l'Ouest, le Bassin Aquitain d'obédience atlantique ;
- vers l'Est, le bassin des Grands-Causses à influences téthysiennes.

Il est séparé de la partie occidentale et sud occidentale du Bassin Aquitain par le môle de Castelsarrasin-Montauban et par le seuil de Négrepelisse, et du bassin des Grands-Causses par le seuil de Villefranche-de-Rouergue .

5.1. CONTEXTE SEDIMENTAIRE DU BASSIN DES GRANDS-CAUSSES

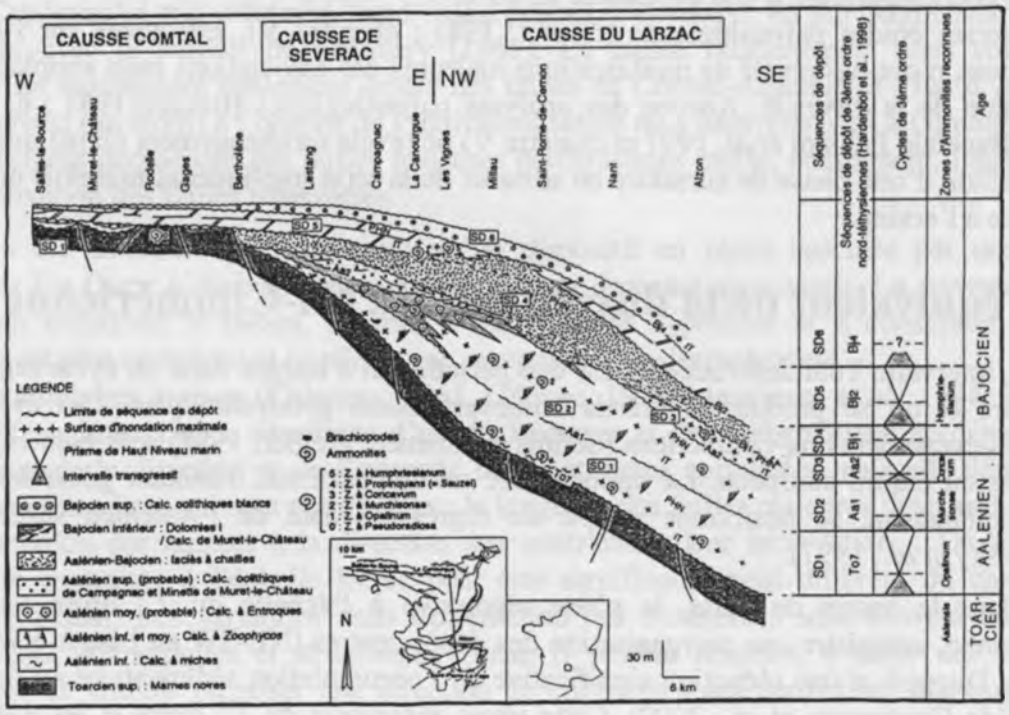


Fig. 115 : Corrélations stratigraphiques et découpage séquentiel à l'échelle du 3ème ordre de la série aaléno-bajocienne à l'extrémité nord du bassin des Grands-Causses selon un transect E-W (*in* Ciszak *et al.*, 2000).

Au cours de l'Aalénien, le Bassin des Grands-Causses (fig. 115) est le théâtre d'une sédimentation de plate-forme externe (Ciszak *et al.*, 1996) représentée par des calcaires à brachiopodes (zone à Opalinum), des calcaires à Zoophycos (zone à Murchisonae), des calcaires à Entroques et des calcaires oolithiques (Aalénien terminal ?). D'Est en Ouest, la série se réduit significativement ; localement, l'Aalénien n'est pas représenté sur le détroit de Rodez (Rodelle, Causse Comtal).

5.2. CONTEXTE SEDIMENTAIRE DU BASSIN AQUITAIN

En 1972, des travaux effectués sur de nombreux forages par des géologues d'Elf Aquitaine (Carozzi *et al.*, 1972), ont abouti à la reconstitution de cartes paléogéographiques du Jurassique Aquitain.
Dans ce secteur, au cours du Toarcien (fig.116), s'instaure une plate-forme homoclinale à sédimentation marine relativement uniforme (formation argileuse de la Palombière). Quatre microfaciès se distinguant essentiellement par leur contenu fossilifère ont été individualisés. Leur répartition spatiale révèle une ouverture sur le large vers le NNW et vers le SE.
Malgré l'extension maximale du domaine externe, 3 zones lacunaires, dites « émergées », ont été identifiées. Leur présence suggère l'existence d'une paléotopographie différenciée.

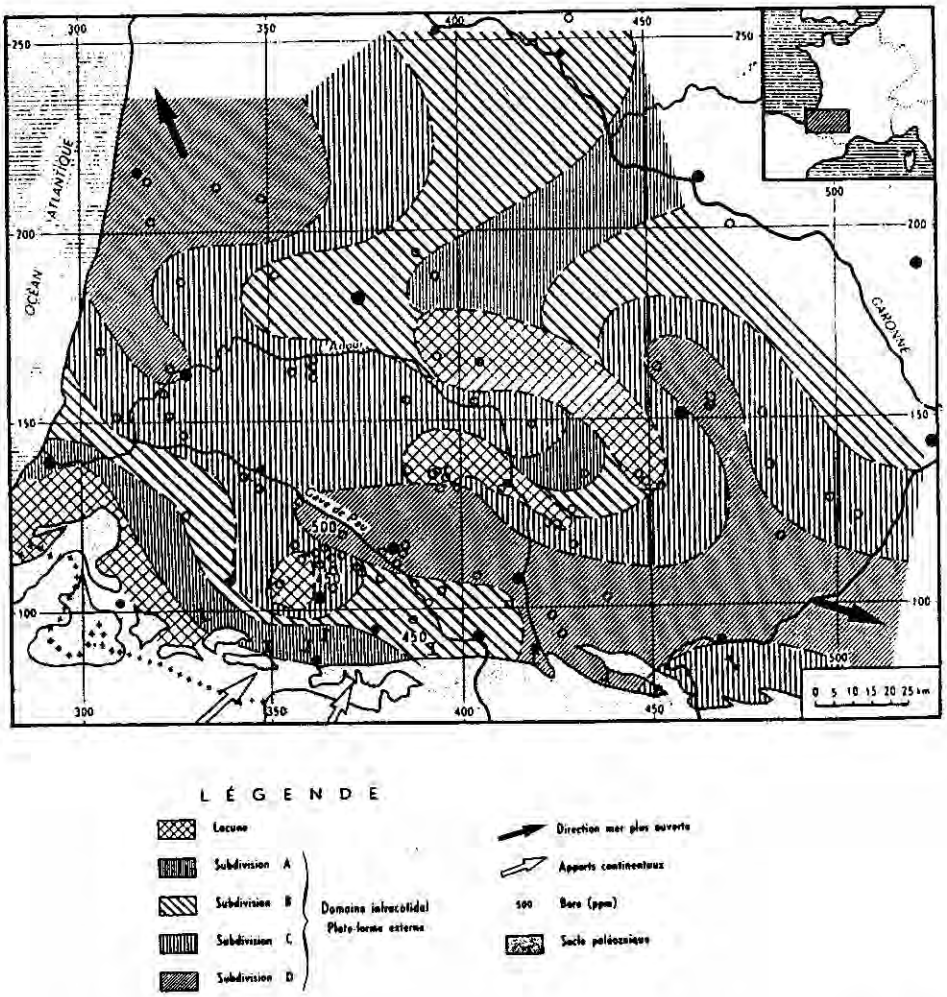


Fig. 116 : Carte de distribution des principaux paléoenvironnements au Lias supérieur dans le bassin Aquitain (*in* Carozzi *et al.*, 1972). Subdivision A, subdivision B, subdivision C et subdivision D correspondent à la formation argileuse de la Palombière. La fraction argileuse diminue et la fraction bioclastique augmente significativement de D vers A.

Au cours du Dogger (Aalénien-Bajocien indifférenciés), on assiste à un changement paléogéographique majeur qui se traduit par la différenciation de deux domaines distincts (fig.117) :

- à l'Ouest, un domaine marin ouvert dans lequel se développe les marno-calcaires à microfilaments ;

- à l'Est, un plate-forme interne protégée des influences du large par une barrière oolithique d'orientation N-S.

D'Ouest en Est, cette plate-forme protégée se subdivise en divers sous-domaines :

- localement, en arrière-barre, ont été identifiées des dolomicrites rubanées alternant avec des couches d'anhydrite ;

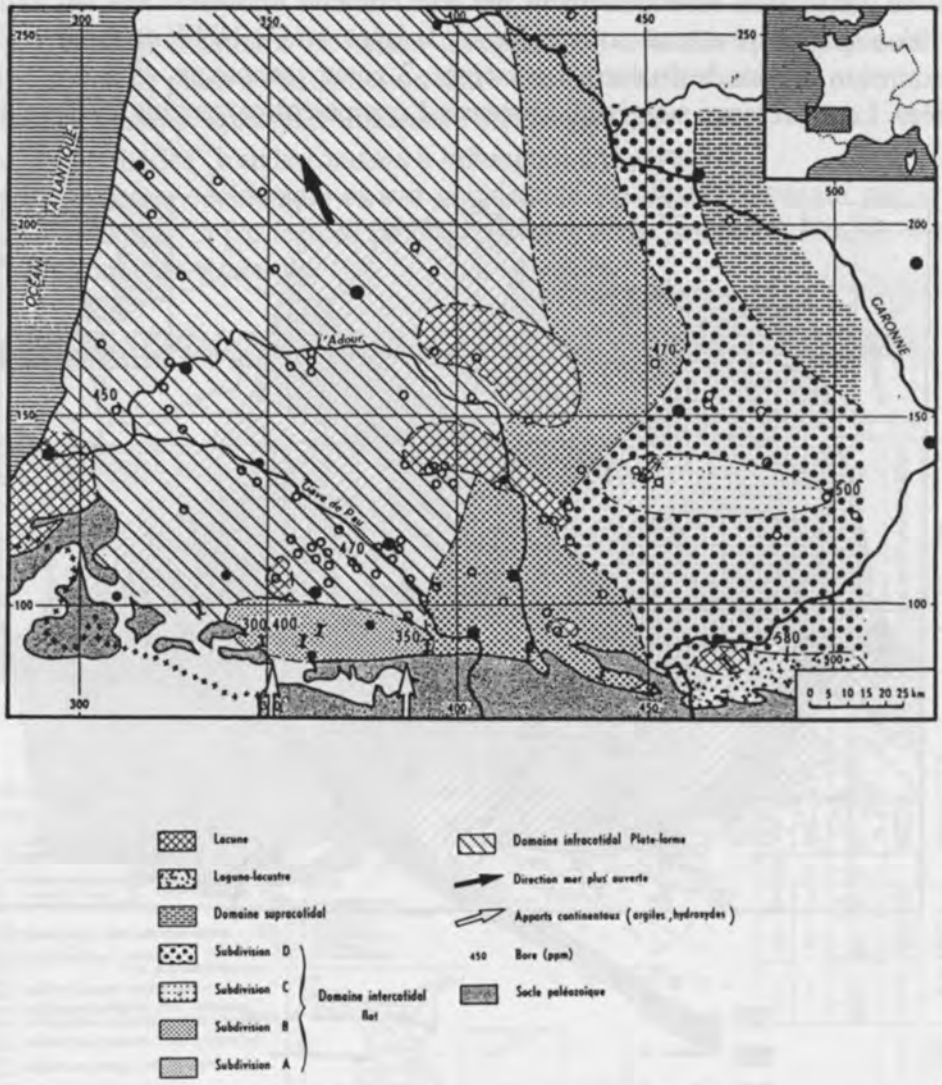


Fig. 117 : Carte de distribution des principaux paléoenvironnements à la base du Dogger (Toarcien sup, Aalénien, Bajocien indifférenciés) dans le bassin Aquitain (*in* Carozzi *et al.*, 1972). Subdivision A : formation des dolosparites à ooïdes d'Ossun ; subdivision B : formation à dolomies et anhydrite de St Médard ; subdivision C : dolosparite à fantômes d'oolithes et rares gravelles. Le « domaine infracotidal » (plate forme externe) se caractérise par des marno-calcaires à microfilaments du Pays basque. Pour des raisons graphiques, les faciès supratidaux sont mentionnés uniquement à l'extrême droite du schéma paléogéographique.

- plus à l'Est, un ensemble dolomitique et oolithique (oodolosparite graveleuse à rares échinodermes) déposé en domaine intertidal ;
- à l'extrémité orientale, un domaine supratidal représenté par des dolomicrites à débris végétaux.

Ces mêmes auteurs indiquent que des conditions laguno-lacustres peuvent s'instaurer épisodiquement. Elles sont révélées par la présence de micrites à nombreux ostracodes, oogones de characées et rares lamellibranches.
La disposition de ces divers domaines souligne une ouverture du domaine marin en direction du NW.

Le changement paléogéographique ne s'explique pas seulement par une régression (migration d'Est vers l'Ouest de la limite domaine externe-domaine interne) mais surtout par une modification topographique qui engendre :
- l'apparition de nouvelles zones lacunaires (peut-être émergées) ;
- d'une zone haute d'orientation N-S sur laquelle s'installe une barrière oolithique ;

5.3. DISCUSSION

Les travaux de Delfaud (1973) indiquent l'installation d'une sédimentation carbonatée de vasière interne, isolée des mers ouvertes (Téthys et Atlantique) au Bajocien. Elle se développe dans le Quercy et dans les Grands-Causses. Cette phase correspond à la différenciation du « haut-fond Occitan ».

La validité de ce concept peut-être discutée par l'analyse des relations paléogéographiques les divers bassins ou sous-bassins.

- Communications entre le Quercy et les Grands-Causses

La prédominance, à l'Aalénien, de milieux marins ouverts dans le bassin des Grands-Causses, alors que dans le bassin quercynois régnait une sédimentation de plate-forme protégée, tendrait à prouver que le système du seuil de Villefranche-de-Rouergue isolait de manière relative le bassin quercynois (Lézin *et al.*, 2000b).
De récents travaux révèlent une interruption des communications entre ces deux bassins avant le changement paléogéographique quercynois. Les analyses palynologiques entreprises par Bucefalo *et al.*, (1997), montrent une interruption des communications entre le Quercy et le domaine téthysien entre le sommet du Domérien et le Toarcien moyen. L'étude des populations de nodosariidés révèle cet isolement dès le Domérien (Vanneste, 1999) et la distinction de biospaces à partir des grands foraminifères benthiques (Pélissié *et al.*, 1984) le suggèrent également au Bathonien.
De plus, l'analyse géochimique des inclusions fluides et des isotopes stables sur les minéralisations filoniennes (zinc et fluorite) au SW du Massif Central (Courjault-Rade *et al.*, 2000) plaiderait en faveur d'une émersion généralisée de ce secteur durant tout le Mésozoïque.

- Communications entre le Quercy et la partie occidentale du Bassin Aquitain

Dans le Bassin Aquitain, l'absence d'arguments biochronologiques ne permet pas de dater avec exactitude l'installation de la barrière oolithique. Toutefois, l'isolement du bassin quercynois au sommet de l'Aalénien inférieur ou au cours de l'Aalénien moyen et l'apparition de faciès d'arrière-barre oolithique en bordure occidentale du domaine quercynois, confirment la mise en place de cette barrière probablement discontinue plus à l'Ouest.

- Communications entre le bassin des Grands-Causses et le Bassin subalpin

Dès le Toarcien, les faunes d'ammonites (Elmi *et al.*, 1984) montrent une tendance au confinement. Le seuil cévenol jouant le rôle d'un haut fond réduisait les communications avec le Bassin subalpin. Ainsi, les échanges entre ces 2 bassins dépendaient des variations du niveau marin relatif. L'isolement paléogéographique s'accentue au cours du Dogger et

devient se confirme dès le Bajocien comme en témoigne le développement de faciès confinés dolomitiques.

- Conclusions

L'apparition au début du Dogger de la plate-forme protégée quercynoise résulte donc d'une réduction des communications avec la Téthys d'une part, et avec le domaine atlantique d'autre part. Cette réduction confirme le rôle majeur du seuil de Villefranche à l'Est et de la barrière oolithique aquitaine à l'Ouest (fig. 118).

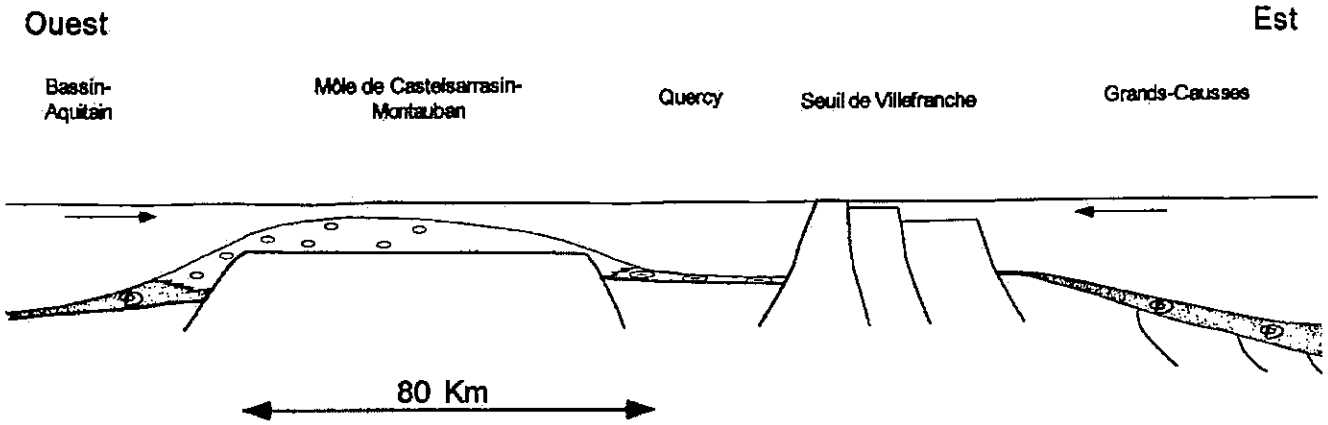


Fig. 118 : Coupe schématique d'orientation Est-Ouest montrant l'isolement de la plate forme quercynoise à l'Aalénien moyen.

On voit, par ailleurs, que le « haut-fond Occitan » ne s'est pas individualisé brutalement mais progressivement au cours du Dogger (fig. 118). Cette évolution diachrone se traduit tout d'abord par l'isolement du Quercy vis-à-vis du domaine atlantique à partir de l'Aalénien inférieur à moyen puis par l'isolement du Bassin des Grands-Causses par rapport à la Téthys au Bajocien.

CONCLUSIONS GENERALES

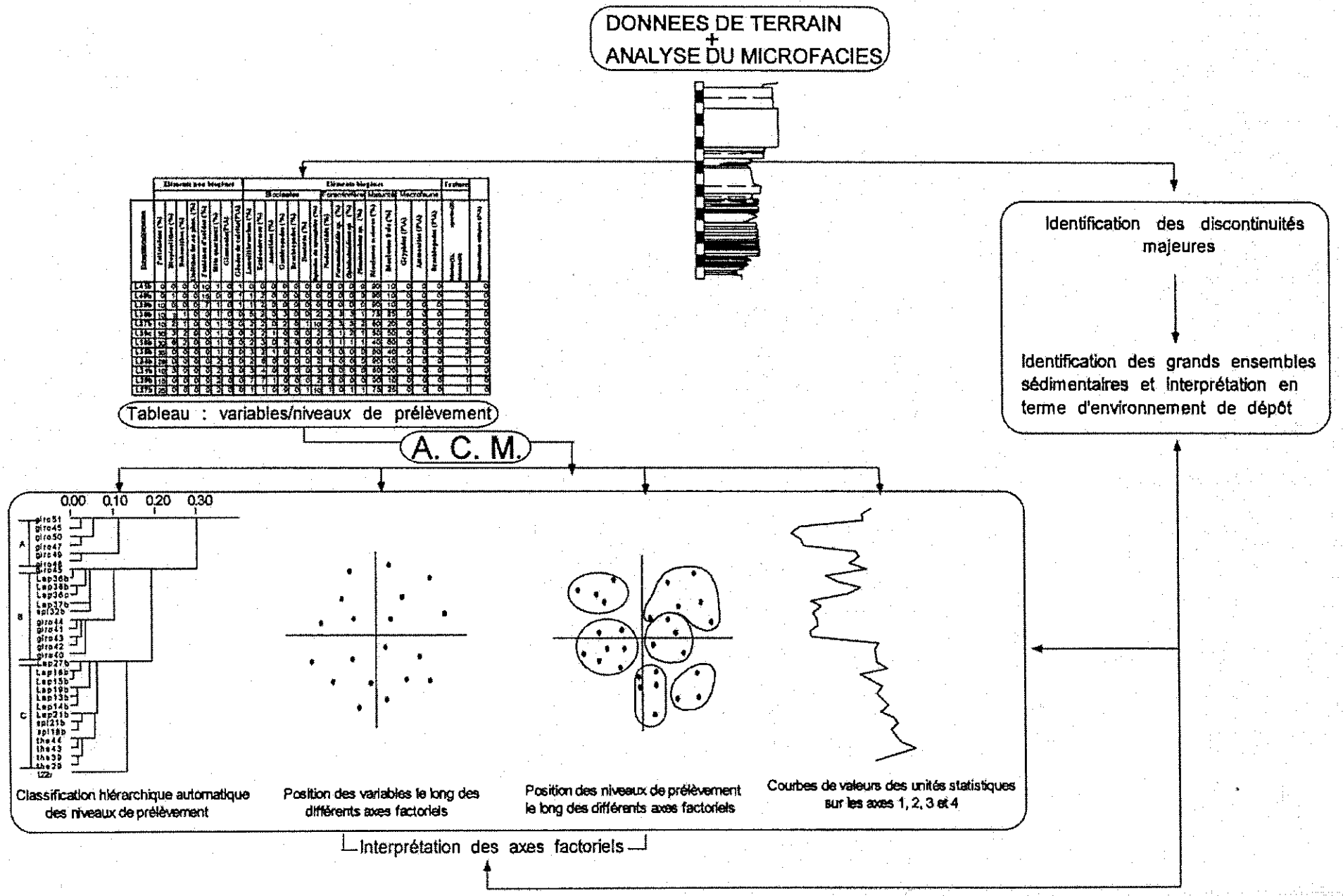


Fig. 119 : Traitement statistique : étapes de la démarche.

CONCLUSIONS GENERALES

Cette approche pluridisciplinaire appliquée à la série toarcienne-aalénienne du bassin quercynois a permis d'aboutir à trois types d'apports :

1. Apports d'ordre méthodologique

Certaines séries présentent de faibles variations de faciès et souvent une mauvaise préservation des structures sédimentaires. Leur caractère parfois condensé ne permet pas de bien analyser les variations de la stratonomie, critère qui permettrait d'apprécier la vitesse de création de l'espace disponible. Cette condensation et cette homogénéité dans le faciès conduit à baser le découpage séquentiel non seulement sur l'identification des structures de dépôts mais surtout sur l'évolution de la texture, de la maturité des bioclastes et sur les variations du contenu en éléments biogènes et non biogènes, pour en déduire l'évolution de l'hydrodynamisme et des milieux de dépôts. Seule une analyse statistique (Lézin *et al.*, 2000) permet de prendre en considération toutes les variables d'un niveau de prélèvement afin que l'objectivité des interprétations soit assurée. Ainsi, peuvent être identifiés les changements mineurs de l'environnement à partir de variations d'un ou de plusieurs caractères du faciès.
La méthode statistique (fig. 119) mise en œuvre (Analyse des Correspondances Multiple dont les diagrammes de valeurs des niveaux de prélèvement permettent de visualiser l'évolution dans le temps des principaux facteurs contrôlant les variations du faciès) est identique à celle utilisée pour l'étude des populations d'ostracodes et de foraminifères du Lias dans des séries homogènes marneuses (Bonnet *et al.*, 1992 ; Rey *et al.*, 1994 ; Bonnet *et al.*, 1999...). Mais, dans notre cas, elle s'applique à des faciès essentiellement indurés (forte proportion en carbonate) et utilise des critères descriptifs totalement différents (caractère du biofaciès et du lithofaciès, et non de taxons).

Son application à la série toarcienne-aalénienne quercynoise et les interprétations des résultats se sont toutefois heurtées à un certain nombre de difficultés d'ordre méthodologique et géologique.
D'un point de vue méthodologique, le choix des variables et du pas de prélèvement des échantillons peut influencer les résultats. Pour ce qui concerne les variables, le maximum d'éléments d'observation disponibles doit être pris en considération ; cependant certains types de variables, par exemple celles relatives aux discontinuités, ne peuvent pas être intégrées dans la même analyse. Par ailleurs, le pas d'échantillonnage des niveaux de prélèvement doit être suffisamment serré pour que les petites variations du milieu de sédimentation et tous les horizons biostratigraphiques soient bien pris en compte.
D'un point de vue géologique, le problème majeur que nous avons rencontré porte sur les phénomènes diagénétiques secondaires (dolomitisation) masquant la texture et le contenu d'origine. Pour pouvoir appréhender ce phénomène, il serait indispensable d'intégrer les informations sur la diagenèse.
Si la comparaison des diagrammes telle qu'elle a été exposée peut constituer un outil de corrélation entre coupes, on ne peut se dispenser d'intégrer les données biostratigraphiques dans l'analyse. Ainsi, le calage biochronologique précis des dépôts du Toarcien supérieur permet-il d'établir des corrélations fiables et de prouver la pertinence du découpage en séquences génétiques. Par contre, en ce qui concerne les niveaux aaléniens mal datés, la part d'hypothèse reste importante.
Si cette démarche permet de retrouver les variations de l'espace disponible et, dans la mesure où le taux de sédimentation est faible, les tendances transgressives et régressives à l'échelle de la région, elle a aussi révélé l'existence de processus autocycliques locaux qui s'expriment par

une distorsion entre les tendances générales observées et les tendances locales (coupe de La Gironie).

Malgré ces réserves, la méthode d'analyse statistique de faciès peut constituer un outil complémentaire pour l'interprétation séquentielle de séries à lithologie relativement homogène. Elle contribue à la définition rigoureuse des milieux de sédimentation, aide à l'interprétation des principaux facteurs contrôlant la répartition des faciès, précise les corrélations stratigraphiques à l'échelle du bassin et facilite la reconstitution de la géométrie des dépôts et de la dynamique sédimentaire dans des séries à faible taux de sédimentation.

2. Apports d'ordre analytique

Lithostratigraphie : la série, qui s'étend du sommet de la sous-zone à Fallaciosum (Toarcien supérieur) jusqu'à la limite Aalénien-Bajocien, a été décomposée en 7 unités lithostratigraphiques :

* **Formation de Lexos** (Toarcien supérieur) ; marnes silteuses, assise à gryphées, calcaires argileux à brachiopodes et base des calcaires bioclastiques à lamellibranches.

* **Base de la Formation d'Autoire** (Aalénien, base du Bajocien) ; sommet des calcaires bioclastiques à lamellibranches, calcaires à biopisolithes de nubéculaires, calcaires dolomitiques et recristallisés et calcaires oolithiques.

Biostratigraphie : tous les bio-horizons généralement admis dans les bassins sédimentaires français ont été identifiés au Toarcien supérieur. Au sein de la zone Aalensis, de nouveaux biohorizons locaux ont été reconnus. Il s'agit des bio-horizons à Mactra-Subcompta, à Fluens, à Crinita, à Nov. sp. et à Lugdunensis-Burtonensis.
Les faunes de brachiopodes nous ont permis de dater le dépôt des calcaires à biopisolithes de nubéculaires de la zone à Murchisonae sur l'ensemble de la plate-forme .

L'analyse des faciès, qui intègre entre autre les résultats du traitement statistique et d'une analyse diagénétique, a permis de distinguer 25 faciès différents qui se répartissent dans 2 domaines paléoenvironnementaux distincts se succédant dans le temps :

* un domaine de plate-forme ouverte où 15 faciès se distribuent entre l'*offshore* inférieur et le *shoreface* ;

* un domaine de plate-forme protégée où 10 faciès se répartissent entre le domaine infralittoral profond et le domaine médio à supralittoral.

Sur une même verticale, l'analyse quantitative et l'enchaînement des faciès donc des paléoenvironnements, ont permis de subdiviser la série en demi-cycles transgressifs-régressifs (de 3e ou 4e ordre).
De plus, 17 discontinuités ont été reconnues, dont 6 majeures :

* D.8 au sommet de l'horizon à Fallaciosum ;
* D.9 au sommet de l'assise à gryphées (sommet de l'horizon à Mactra) ;
* D.9' à la limite Toarcien-Aalénien (ou sommet de l'horizon à Subglabrum) ;
* D.9'b à la limite Aalénien inférieur - Aalénien moyen ;
* D.10a au sommet de l'Aalénien moyen ;
* D.10b au sommet de l'Aalénien.

L'analyse minéralogique de la fraction argileuse se compose majoritairement d'illite, de kaolinite, d'interstratifiés I/S et de chlorite, ainsi que de minéraux accessoires tels que la goethite et la lepidocrocite. L'événement majeur enregistré correspond à la disparition diachrone de la kaolinite à l'Aalénien inférieur et moyen.

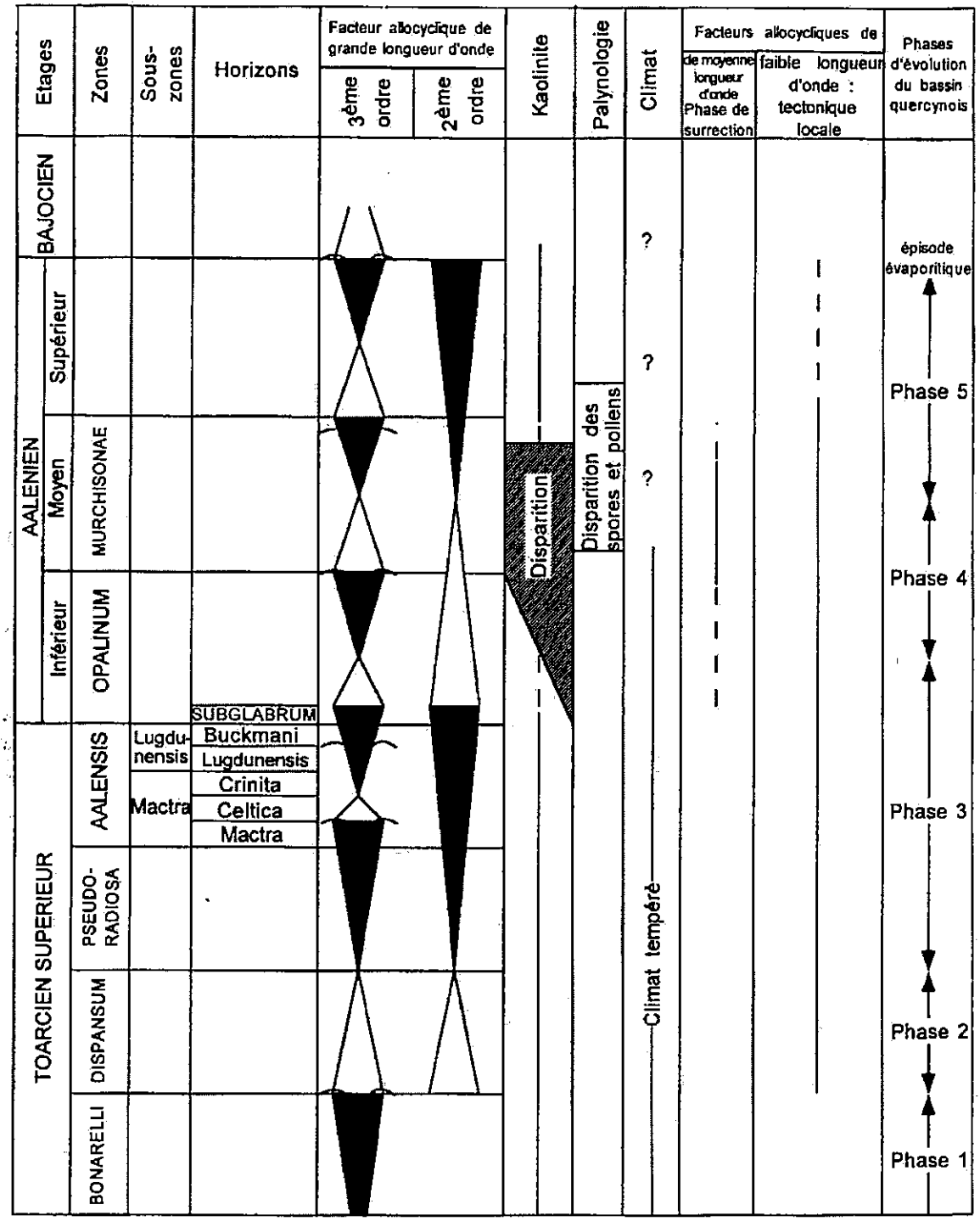


Fig. 120 : Synthèse des événements enregistrés dans le bassin quercynois au Toarcien supérieur et à l'Aalénien.

3. Interprétations (fig. 120)

A partir d'une approche multi-disciplinaire (analyse quantitative des faciès, sédimentologie, minéralogie des argiles, palynologie), nous pouvons proposer un schéma d'évolution du bassin quercynois.

3.1. SEQUENCES DE DEPÔT

Les corrélations de proche en proche des différentes coupes étudiées et des divers demi-cycles identifiés sur chacune des verticales, nous ont conduit à identifier 7 séquences de dépôts :

* **Séquence S0**, dont seul le haut niveau marin a été étudié, et daté 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.

3.2. PHASES D'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

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.

3.3. FACTEURS CONTRÔLANT LA SEDIMENTATION

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

3.3.1. 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.

3.3.2. 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.

3.3.3. facteur allocyclique de longueur d'onde supérieure 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.

3.3.4. 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.

BIBLIOGRAPHIE

Alméras Y. et Fauré Ph. (2000) – Les changements fauniques chez les brachiopodes au passage Toarcien-Aalénien en domaine nord-téthysien occidental. *Strata*, série 1, vol. 10, 2 fig., pp. 36-38.

Alméras Y. et Moulan G. (1982) - Les Térébratulidés liasiques de Provence (Paléontologie - biostratigraphie - paléoécologie - phylogénie). *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 365 p.

Astruc J. G. (1992) – Carte géologique de la France à 1/50000, feuille 857 : St-Géry, carte géologique.- Orléans : BRGM.

Astruc J. G. (1994) – Carte géologique de la France à 1/50000, feuille 833 : Gramat, carte géologique. - Orléans : BRGM.

Astruc J. G. (1998) – Carte géologique de la France à 1/50000, feuille 905 : Caussade, carte géologique. - Orléans : BRGM.

Astruc J. G. & Pélissié Th. (1988) – Carte géologique de la France à 1/50000, feuille 881 : Cahors, carte géologique. - Orléans : BRGM.

Bonijoly D. (1980) – Etude structurale et minéralisations d'une plate-forme carbonatée : le Quercy. Thèse de 3e cycle, Univ. Orléans, U.E.R. Sc. Fond. et Appl., *Doc. B.R.G.M*, n°26, 302 p.

Bonijoly D. et Lefavrais-Raymond A (1989) – Manifestations synsédimentaires de la distension liasique E-W sur la bordure du Bassin d'Aquitaine entre Brive et Figeac. *Ann. Soc. Géol. Nord*, CVII, pp. 251-260.

Benzécri J.P. *et al.*. (1973). - L'analyse des données. T. II : l'analyse des correspondances. - *Dunod*, Paris, 619 p.

Bhattacharyya D.P. (1983) – Origin of berthierine in ironstones. *Clays and Clays minerals*, 31, 3, pp. 173-182.

Boichard R. et Drullion G. (1982) - Genèse et évolution diagénétique des formations carbonatées granulaires du Bajocien du Quercy : Evolution de leurs propriétés réservoirs. Thèse 3e cycle, Université de Bordeaux III, 345 p.

Boisse A. (1870) – Esquisse géologique et géographique du département de l'Aveyron. *Imp. Nation.*, Paris, 170, 373 p.

Bonnet L., Bodergat A.M., Cubaynes R., Rey J. et Ruget C. (1992) - Fluctuation des biocoenoses d'ostracodes dans le Toarcien du Quercy. Relation avec les cycles eustatiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 314, série II, pp. 953-960.

Boule M (1898) – C. R. Feuille de Figeac. *Bull. Serv. Carte géol. France*, IX, 59, 57 p.

Bonnet L., Andreu B., Rey J., Cubaynes R., Ruget C., N'Zaba Maka O. et Brunel F., (1999). - Fluctuations of environnemental factors as seen by means of Statistical Analyses in Micropaleontological Assemblages from Liassic Series. *Micropaleontology*, 45, 4, 15 fig., 3 table, pp. 399-417.

Boutet C. (1981) - Etude palynoplanctologique du Trias et du Jurassique inférieur et moyen de Grésigne, Sud Quercy. *Thèse de 3ème cycle*, Université de Toulouse, 161 p.

Bowen R. (1961) – Paleotemperatures analysis of Belemnoidea and Jurassic paleoclimatology. *Journal of Geology*, vol. 69, n°3.

Branger P. (1989) - La marge Nord-Aquitaine et le seuil du Poitou au Bajocien : Stratigraphie séquentielle, évolution biosédimentaire et paléogéographie. Thèse 3e cycle, université de Poitiers, t.1 et 2, 206 p.

Brunel F. (1997) – Stratigraphie séquentielle du Domérien du Quercy septentrional. *Strata*, thèse 3e cycle, université de Toulouse, 2, 28, 280 p.

Brunel F., Rey J., Cubaynes R., Deconinck J.F., Emmanuel L. et Lachkar G. (1999) – Caractérisation sédimentologique, minéralogique, géochimique et palynologique des cortèges sédimentaires du Domérien du Quercy septentrional (Nord-Est du bassin d'Aquitaine). *Bull. Soc. Géol. France*, n°4, 5 fig., 1 tabl., pp.475-486.

Bucefalo Palliani R. et Riding J.B. (1997) – The influence of paleoenvironmental change on dinoflagellate cyst distribution. An exemple from the Lower and middle jurassic of Quercy, southwest France. *Bull. Centre rech. Expl. Elf-Aquitaine*, Pau, 21, 1, pp.107-124.

Burg J. –P., Guillaume M, Bodinier J. –L., Alabouvette B., Astruc J. G., (1998) – Carte géologique de la France à 1/50000, feuille 906 : Najac, carte géologique. - Orléans : BRGM.

Carozzi A.V., Bouroullec J., Deloffre R. et Rumeau J.L. (1972). Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine. *Bull. Cent. Rech. Pau*, SNEAP, vol. sp. n°1, 200 pl., 14 tabl., 594 p.

Chamley H. (1989). – Clay sedimentology. *Springer-Verlag*, 243 fig., 65 tabl., 623 p.

Chamley H., Deconinck J. F., (1985) - Expression de l'évolution géodynamique des domaine nord-atlantique et subalpin au mésozoïque supérieur, d'après les successions sédimentaires argileuses. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.300, Série II, n° 20, pp. 1007-1012.

Chinnery M.A. (1961) – The deformation of the ground around surface faults. *Bulletin of the seismological Society of America*, vol.51, n°3, pp. 355-372.

Ciszak R., Peybernès B. et Fauré Ph. (1996) – Stratigraphie séquentielle et biochronologie des formations carbonatées aaléno-bajociennes sur la bordure orientale du Seuil de Villefranche-de-Rouergue (Causse Comtal, Causse de Sévérac). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 322, série IIa, pp. 133-140.

Ciszak R., Peybernès B., Fauré Ph. & Thierry J. (2000) – Géométrie et enchaînement des séquences de dépôt aaléno-bajociennes dans les Grands-Causses (France). *Strata*, série 1, vol. 10, 1 fig., pp. 61-63.

Cojan I. et Renard M. (1997) – Sédimentologie. *Masson*, collection Enseignement des Sciences de la Terre, 418 p.

Comité Français de Stratigraphie (1997) - Stratigraphie. Terminologie française. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, Mém. 19, 63 fig., 8 tab., 164 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.

Courjault-Rade P., Boyce A., Fallick A., Munoz M., Tollon F. (2000) – La transition Lias-Dogger : un épisode hydrothermal à la bordure orientale du bassin d'Aquitaine (Albigeois et NW montagne noire). *Strata*, série 1, vol. 10, 1 fig., pp. 64-66.

Cros P.G. (1979) – Genèse d'oolithes et de grapestones, plate-forme des Bahamas (Joulters Cays, Grand Banc). *Bull. Centre Rech. Explor. Elf Aquitaine*, 3, 1, 9 fig., 15 pl., pp. 63-139.

Cross T.A. (1988) – Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper cretaceous, Western interior, USA. – In : Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C, Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (Eds) : sea-level change, an integrated approach. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 42, pp. 371-390.

Cramez C. (1990) – Glossaire de stratigraphie séquentielle. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, vol. 45, n°3, pp. 435-453.

Crowell J.C (1974a) – Origin of late Cenozoic basins in southern California. *Tectonics and Sedimentation Spec. Publ.* n°22, Soc. Econ. Pal. Min., pp.190-204.

Crowell J.C (1974b) – Sedimentation along the San Andreas Fault, California. *Tectonics and Sedimentation Spec. Publ.* n°22, Soc. Econ. Pal. Min., pp.210-221.

Cubaynes R., Fauré Ph., Boutet C. et Delfaud J. (1984) - La mégaséquence d'ouverture du Lias quercynois (bordure sud-ouest du Massif Central Français) : rapports entre environnements sédimentaires et palynofaciès, contexte climatique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 298, pp. 83-88.

Cubaynes R. (1986) - Le Lias du Quercy méridional. Etude lithologique, biostratigraphie, paléoécologie et sédimentologie. *Strata*, Série 2, n°6, 574 p.

Cubaynes R. et Fauré Ph. (1981) – Première analyse biostratigraphique du Lias supérieur du Sud-Quercy (bordure Nord-Est Aquitaine). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, (2), 292, pp.1031-1034.

Cubaynes R., Fauré Ph., Hantzpergue P., Pélissié Th. et Rey J. (1989b) - Le Jurassique du Quercy. Unités lithostratigraphiques, stratigraphie et organisation séquentielle, évolution sédimentaire. *Géologie de la France*, Paris, 3, pp. 33-62.

Cubaynes R., Fauré Ph., Hantzpergue P., Lefavrais-raymond A., Pélissié Th. et Rey J. (1987) - Le Jurassique du Quercy. Généralités, livret-guide d'excursion. *Strata*, série 2, vol.7, 159 p.

Cubaynes R., Rey J., Brunel F., Fauré Ph., Ruget C. & Bonnet L. (1994) – Corrélations stratigraphiques dans le Lias du Quercy. *Strata*, Toulouse, 2, 24, 1, 64 p.

Cubaynes R., Ruget C., Rey J. (1989a) – Essai de caractérisation des prismes de dépôt d'origine eustatique par les associations de foraminifères benthiques : exemple de la bordure Est du bassin aquitain. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 308, pp. 1517-1522.

Daoudi L., Charroud M., Deconinck J. F. et Bouabdelli M. (1995) – Distribution et origine des minéraux argileux des formations Crétacé-Eocène du Moyen Atlas sud-occidental (Maroc) : signification paléogéographique. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, T. 4 (2ème série), p. 31-40.

Daoudi L., Deconinck J.F., Witam O., Rey J., (1995) - Impact des variations du niveau marin sur les argiles : exemple du Crétacé inférieur du bassin d'Essaouira (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.320, série IIa, pp. 707-711.

Deconinck J.F., Beaudoin B., Chamley H., Joseph Ph., Raoult J.F., (1985) - Contrôles tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse du domaine subalpin

français au Malm-Crétacé. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, vol.26, fasc. 5, pp. 311-320.

Deconinck J.F., Chamley H., Debrabant P. et Colbeaux J.P., (1982) - Le Boulonnais au Jurassique supérieur : données de la minéralogie des argiles et de la géochimie. *Extrait des annales de la Société Géologique du Nord*, t. CII, pp. 145-152.

Delfaud J. (1967) – Les grandes lignes de la stratigraphie et de la paléogéographie du Jurassique Nord aquitain. *Actes Soc. Linn. Bordeaux-Fr.*, t. 104, n°12, pp. 1-21.

Delfaud J. (1969) - Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. *Thèse Doc. Sc. Nat.*, Bordeaux.

Delfaud J. (1972) – Remarques sur les directions sub-méridiennes en Aquitaine. *Bull. Soc. Linn. Bordeaux*, t. II, n°8, 1 fig., pp. 163-167.

Delfaud J. (1973) – Un élément majeur de la paléogéographie du sud de la France au Jurassique moyen et supérieur : le Haut-fond Occitan. *C. R. somm. S. G. F.*, pp. 58-59.

Delfaud J. (1975) – Considérations sur les directions armoricaines et varisques en Aquitaine. *Bull. Soc. Linn. Bordeaux*, t. V, n°4-6, 1 fig., pp. 27-32.

Delfaud J. (1980) – Le contexte paléogéographique des séquences d'échelle moyenne dans le Jurassique aquitain.. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. XXII, n°4, 6 fig., pp. 573-579.

Dercourt J., Ricou L.E. & Vrielynck B. (1993) – *Atlas Tethys Paleoenvironnmental Maps.* Beicip-Franlab, Rueil-Malmaison, 308 p.

De Vaings G. (1988) - Etude palynologique préliminaire de l'Hettangien à l'Aalénien du Quercy (France). *Bull. Centre rech. Expl. Elf-Aquitaine*, Pau, **12**, 1, pp. 451-469.

Dibblee T. W. (1977) – Strike-slip tectonics of San Andreas fault and its rôle in Cenozoic basin evolvement. In Late Mesozoic sedimentation and tectonics in California : *San Joaquin Geological Society*, pp. 26-38.

Diday E., Lemaire J., Pouget P. et Testu F. (1983) - Eléments d'analyse des données. *Dunod*, Paris, 462 p.

Dufaure P. (1958) – Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien de l'Aquitaine à la Provence. *Rev. Micropal.*, 1, n°2, pp. 87-115.

Dunham (1962) – Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Classification of carbonate rocks, Ham W. E. ed., *Mem.Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1, pp. 108-121.

Dunoyer de Segonzac (1969) – Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. *Mem. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 29, 320 p.

Durand-Delga M (1943) – Contribution à l'étude de la géologie des dômes de la Grésigne, Puycelsi, Vaour-Marnaves, Cuvette de Varen. D.E.S. inédit, Toulouse.

Durand-Delga M (1979) – L'anticlinal de La Grésigne (Tarn, Haut Languedoc), résultat du coulissement d'un bloc crustal quercynois. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 289, 1 fig., pp. 9-12.

Durlet C. (1996) – Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléo-environnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée. Exemple des « Calcaires à entroques » du Seuil de Bourgogne (Aalénien-Bajocien). Thèse 3e cycle, Dijon, p. 444.

Durlet C, Lézin C, Pélissié Th., Lorenz J. et Gély J.P. (2000) – Les indices d'émersion dans les dépôts aaléno-bajociens des pourtours du Massif Central. *Strata*, vol.10, série 1, 2 fig., pp. 56-58.

El Albani A., Deconinck J.F., Herbin J.P. & Proust J.-N. (1993) – Caractérisation géochimique de la matière organique et minéralogique des argiles du Kimméridgien du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 2, 2, pp. 113-120.

Elf-Aquitaine (1977) – Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Eléments d'interprétation. *Elf-Aquitaine, Centre Rech. de Boussens et de Pau*, 76 fig., 17 pl., 231 p.

Ellenberger F. (1937) – Recherches tectoniques sur le Massif de la Grésigne. *Bull. Soc. Hist. Nat.* Toulouse, L, pp. 93-96.

Ellenberger F. (1938) – Problèmes de tectonique et de morphologie tertiaires ; Grésigne et Montagne Noire. *Bull. Soc. Hist. Nat.* Toulouse, t.72, pp. 264-327.

Elmi S., Alméras Y (1998) – Enregistrement par les brachiopodes de l'histoire dynamique de la marge occidentale du bassin du Su-Est (Ardèche, Gard, France). Apports à la zonation du Jurassique moyen en domaine nord-téthysien. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 169, n°6, pp. 821-828.

Elmi S., Arnaud M, Contini D., Mangold C., Mattei J., Monleau C. Peybernès B. & Thierry J. (1984) – Paléogéographie – in synthèse géologique du sud-est de la France. *Mém. B.R.G.M.*, n° 125, 599 p.

Elmi S., Rulleau L., Gabilly J., 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.

Fabre J. (1971) - Contribution à l'étude du massif de la Grésigne. Thèse de 3e cycle, Université de Paris, 138 p.

Fauré Ph. et Cubaynes R. (1983) – La sous-zone à *Pleydellia celtica* nov. sp. (*Dumortierrinae Ammonita*), nouvel élément biostratigraphique de la zone à Aalensis dans le Toarcien du Sud du Quercy (bordure est du Bassin d'Aquitaine). *C. R. Acad. Sci.* Paris (2), 297, pp. 681-686.

Fauré Ph. et Lézin C. Cubaynes R. (2000) – Le découpage biochronologique du Toarcien supérieur par les ammonites (zones à Pseudoradiosa et à Aalensis) du Sud de la France (Lot, Lozère, Aveyron). *Strata*, série1, vol.10, 1 tabl., pp. 127-129.

Feys R., Lefavrais-Raymond A., Lablanche G., Platel J.-P., Roger P., Lefavrais-Henry M., Vogt J. & Guillot P.-L. (1979). Carte géologique de la France à 1/50000, feuille 784: Terrasson, carte géologique. - Orléans : BRGM.

Folk R.L.(1959) – Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 43, 1, pp. 1-38.

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.

Gèze B.(1954) – Sur la tectonique des Causses du Quercy. *Bull. Soc. géol. France*, (6), t. 4, fasc. 7-9, 5 fig., pp. 453-466.

Gèze B., Durand-Delga M. & Cavaillé A. (1947) - Cycles sédimentaires et épisodes tectoniques d'âge secondaire dans les Causses méridionaux du Quercy. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **224**, pp. 133-135.

Glangeaud Ph.(1895) - Le Jurassique à l'ouest du Plateau central. Contribution à l'étude des mers jurassiques dans le bassin d'Aquitaine. - *Bull. Serv. Carte géol. France*, **8**, 50, 259 p.

Graciansky P.C. de, Dardeau G., Dommergues J.L., Durlet C., Marchand D., Dumont Th., Hesselbo S.P., Jacquin Th., Goggin V., Meister Ch., Mouterde R., Rey J. et Vail P.R. (1998) – Ammonite biostratigraphic correlation and Early Jurassic sequence stratigraphy in France : comparisons with some U.K. sections. In Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, *SEPM Special Publication* n°60, pp. 583-622.

Graciansky P.C. de, Dardeau G., Dumont Th., Jacquin Th., Marchand D., Mouterde R., Vail P.R. (1993) - Depositional sequence cycles, transgressive-regressive facies cycles, and extensional tectonics : example from the southern Subalpine Jurassic basin, France. *Bull. Soc. géol. France*, t. 164, n°5, pp. 709-718.

Graciansky P.C. de, Jacquin Th. (1997) – Le cycle régressif-transgressif d'âge Toarcien à Bajocien sur la bordure SE du Bassin de Paris, ou la thèse de l'abbé Mouterde revisitée. Comparaisons avec le domaine dauphinois. *Cahiers Univ. Catho. Lyon*, n°10, pp. 181-189.

Graciansky P. C., Jacquin Th. et Poli E. (2000) – Evolution des structures au passage Lias-Dogger dans le bassin de Paris d'après les données de subsurface. *Strata*, série 1, vol. 10, 3 fig., 46-48 p.

Guillaume M, Burg J. –P., Alabouvette B., Lefavrais-Raymond A., Astruc J. G., Leyreloup A. F. (1998) – Carte géologique de la France à 1/50000, feuille 882 : Villefranche-de Rouergue, carte géologique. - Orléans : BRGM.

Guillot P.-L., Astruc J.-G., Feix I., Humbert L., Lefavrais-Henry M., Lefavrais-Raymond A., Michard A., Monier G. & Roubichou P. (1992). - Carte géologique de la France à 1/50000, feuille 810 : Saint-Céré, carte géologique. - Orléans : BRGM.

Guillot P.-L., Fabbri O., Lefavrais-Raymond A., Astruc J.-G., Lablanche G., Lefavrais-Henry M., Bonijoly D. (1989). - Carte géologique de la France à 1/50000, feuille 858 : Figeac, carte géologique. - Orléans : BRGM.

Haberman S.J. (1973) – The analysis of residuals in cross-classified tables. *Biometrics*, 29, pp. 205-220.

Holtzapffel T. (1985) – Les minéraux argileux, préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Société Géologique du Nord*, Lille, **12**, 136 p.

Homewood P. W. (1996) – The carbonate feedback system : interaction between stratigraphic accommodation, ecological succession and the carbonate factory. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 167, n°6, pp. 701-715.

Homewood P.W., Guillocheau F., Eschard R. et Cross T.A. (1992) – Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bull. Centres rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 16, 2, pp. 357-381.

Homewood P.W., Mauriaud P. et Lafont F. (1995) – Vade-mecum de stratigraphie séquentielle. Aide-mémoire à l'intention des interprétateurs. *Pub. Elf Exploration Production*, 30 p.

Jacquin Th., Dardeau G., Durlet C., Graciansky P.C. de & Hantzpergue P. (1998) – The North sea cycle- An overview of transgressive-regressive facies cycles in western Europe. In : Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins (Ed. by Graciansky, Jacquin, Farley & Vail), *SEPM* sp. publ., n°60, pp. 445-466.

Jacquin Th., Dunay R.E. & Thomsen M. (2000) – The Brent delta complex : a record of the Mid-Cimmerian unconformity in the north Viking graben (North Sea) ? – *Strata*, série 1, vol. 10, 1 fig., 1 tabl., pp. 39-42.

Javaux (1992) – La plate-forme parisienne et bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien. Mem. Géol. Univ. Dijon, 16, 177 fig., 342 p., (inédit).

Jervey M.T. (1988) – Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their sismic expressions – in : Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G., Posamentier H.W., Ross C.A. and Van Wagoner J.C., Sea-level change : an integrated approach, *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, vol.42, pp. 47-69.

Kafa J. (1988) - Un modèle d'une plate forme carbonatée, le Dogger inférieur du Quercy. Sédimentation - diagenèse et évolution de la porosité. *Thèse de 3e cycle*, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 419 p.

Keller W.D. (1956) – Clay minerals as influenced by environments of their formation. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, vol.40, n°11, pp. 2689-2710.

Lefavrais-Raymond A., Feys R., Boissonnas J., Talbert J.-C., Guyonnaud G., Vogt J. & Raynal J.-P. (1976) - Carte géologique de la France à 1/50000, feuille 785: Brive-La-Gaillarde, carte géologique. - Orléans : BRGM.

Lemoine M. et Graciansky P. C. de (1988) – Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïques ; introduction. *Bull. Soc. géol. France*, t.IV, n°4, pp. 597-600.

Lézin C. (1996) – Le Toarcien supérieur-Aalénien dans la région de Villefranche-de-Rouergue : biostratigraphie, évolution sédimentaire et structurale. D.E.A. PAL et SED, Université Paul Sabatier (Toulouse), 50 p. (inédit).

Lézin C., Bonnet L., Rey J., Cubaynes R. et Pélissié Th. (2000a) - 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.

Lézin C., Ciszak R. et Rey J. (2000b) – Le passage Lias-Dogger dans le Quercy et les Grands-Causses. *Strata*, livret-guide d'excursion, série 2, vol.34, 26 fig., 1 tabl., 106 p.

Lezin C., Cubaynes R., Faure Ph., Pélissié Th. et Rey J. (1997) - Le Toarcien supérieur-Aalénien dans la région de Villefranche-de-Rouergue (Sud-Ouest de la France). Biostratigraphie et évolution sédimentaire. - *Géologie de la France*, **4**, pp. 3-14.

Magnan (1869) - Etude des formations secondaires des bords sud-ouest du Plateau central de la France entre les vallées de la Vère et du Lot. *Bull. Soc. Hist. N. Toulouse*, **3**, pp. 1-83.

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.

Massonnat G. & Odonne F. (1994) – Rejeu de failles et déviation des directions de déformation : modélisation analogique de structures naturelles. Conséquences sur les directions d'écoulement dans un réservoir fissuré. *Bull. des Centr. de Rech. Explo.-Prod. Elf Aquitaine*, vol.18, n°1, pp. 149-170.

Millot G. (1964) – « Géologie des argiles ». *Masson & cie*, Paris, 499 p.

Mouret G. (1887) – Note sur le Lias des environs de Brive. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 15, 359 p.

Odonne F. (1990) – The control of deformation intensity around a fault : natural and experimental examples. *Journal of structural Geology*, vol.12, n°7, pp. 911-921.

Pélissié Th. (1982) - Le causse Jurassique de Limogne-en-Quercy : Stratigraphie, sédimentologie, structure. *Thèse de 3e cycle*, 281 p.

Pélissié Th. et Astruc J.G. (1996) - Tectonique synsédimentaire 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.

Pélissié Th., Peybernès B. et Rey J. (1984) – Les grands foraminifères benthiques du Jurassique moyen/supérieur du sud-ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrénées). Intérêt biostratigraphique, paléoécologique et paléobiogéographique. *Benthos'83* ; 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera (Pau, avril 1983), 5fig., 2 pl., pp. 479-489.

Pérès J.M. (1961) – Océanographie biologique et biologie marine : La vie benthique. *Presses Universitaires de France éd.*, t.1, 541 p.

Peybernès B., Pélissié Th. (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*, t.301, Série II, n°8, pp. 533-538.

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.

Qajoun A. (1993). - Le Toarcien du Quercy septentrional : stratigraphie et micropaléontologie. *Strata*, Toulouse, **2**, 22, 263 p.

Rahe B., Ferrill D. A. & Morris A.P. (1998) - Physical analog modeling of pull-apart basin evolution. *Tectonophysics*, 285, pp. 21-40.

Rat P. (1966) - Nubecularia reicheli nov. sp., foraminifère constructeur de fausses oolithes dans le Bajocien de Bourgogne. *Eclogae geologicae helveticae*, vol. 59/1, pp. 73-87.

Rey J. (1983) – Biostratigraphie et lithostratigraphie. Principes fondamentaux, méthodes et applications. *Technip* éd., Paris, 181 p.

Rey J., Cubaynes R., Fauré Ph., Brunel F., Qajoun A. (1995) - Les séquences de dépôt et Cycles Transgressifs-Régressifs du Lias moyen et supérieur du Quercy (Aquitaine oriental). *Strata*, série1, vol.7, pp. 60-62.

Rey J., Cubaynes R., Fauré Ph., Hantzpergue P., & Pélissié Th. (1988) – Stratigraphie séquentielle et évolution d'une plate-forme carbonaté : le Jurassique du Quercy (Sud-Ouest de la France). *C. R. Acad. Sc. Paris*, (II), 306, pp. 1009-1015.

Rey J., Bonnet L., Cubaynes R., Qajoun A., Ruget C. (1994) - Sequence stratigraphy and biological signals : statistical studies of benthic foraminifera from Liassic series. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 111, pp. 149-171.

Rioux M, Dugue O., Jan du Chéne R., Ponsot C., Fily G., Moron J.M & Vail P.R. (1991) – Outcrop sequence stratigraphy of the anglo-Paris basin, middle to upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bull. Centre Rech. Explor. Elf Aquitaine*, 15, pp. 101-194.

Robin C. (1997) – Mesure stratigraphique de la déformation : application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. Thèse de 3e cycle Rennes, *mémoire de Géosciences Rennes*, n°77, p. 293.

Rousselle (1996) – Partition stratigraphique des faciès et des volumes de dépôt sur la plate-forme carbonatée de l'Aalénien du Sud-Est de la France. Thèse de 3e cycle Lyon I, *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 143, 225 p.

Saporta G. (1990). - Probabilités, Analyse des données et statistique. - *Technip*, Paris, 493 p.

Sarg J.F. (1988) – Carbonate sequence stratigraphy. In « Sea-level changes : an integrated approach ». *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Tulsa, publ. Sp. n°42, pp. 155-181.

Schager W. (1992) – Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Reefs and Carbonate Platforms. Continuing Education Course Note Series, *AAPG* ed., 71 p.

Septfontaine M. (1977) - Niveaux à foraminifères dans le Dogger des Préalpes médianes du chablais occidental (Haute Savoie, France). *Eclo. Geol. Hel.*, pp. 599-625.

Soussi M. et M'Rabet A. (1991) - Les faciès à oolithes ferrugineuses (« oolitic ironstones ») du Jurassique moyen de l'Axe Nord-Sud (Tunisie centrale) : caractéristiques et significations. *Notes du Service Géologique de Tunisie*, n°57, pp. 71-85.

Strasser A. (1986) - Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, **33**, pp. 711-727.

Thévenin A. (1903) – Etude géologique de la bordure sud-ouest du Massif Central. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, **95**, XIV, 203 p.

Thiry M., Simon-Coinçon R. et Schmitt J.-M. (1999) – Paléoaltérations kaoliniques : signification climatique et signature dans la colonne sédimentaire. *C. R. Acad. Sci.*, t.329, série IIa, n°12, pp. 853-864.

Vail P., Colin J.P., Jan du Chène R., Kuchly J., Mediavilla F., Trifilieff V. (1987) – La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t.III, n°7, pp. 1301-1321.

Vail P., Mitchum R. M et Thompson S. (1977) – Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3-Relative changes of sea level from coastal onlap. In Payton C. ed. Seismic stratigraphy, application to hydrocarbon exploration, *A.A.P.G.* Mem. 26, pp. 63-97.

Vanneste S. (1999) – Les foraminifères benthiques du Domérien des Grands-Causses. DEA PAL & SED, université de Toulouse, 49 p., inédit.

Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M, Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S. et Hardenbol J. (1988) – An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In : C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendal, H.W. Posamentier, C.A.

Ross and J.C. Van Wagoner, Eds., Sea level changes an integrated approach. *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, sp. publ., 42, pp. 39-45.

Ziegler P. A. (1978) – North-western Europe : tectonics and basin development – *Geologie en Mijnbouw*, vol.57, pp. 589-626.

Ziegler P.A. (1982) – Faulting and graben formation in western and central Europe – *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, vol. A305, pp. 113-143.

Ziegler, P.A. (1988) – Evolution of the Artic-North Atlantic and the Western Tethys. *Publications Manager*, Cathleen Williams, Boulder, 198 p.

Ziegler P. A. (1989) – Evolution of the North Atlantic – An overview – in : Tankard A.J. & Balkwill H.R., Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins ; *Am. Ass. Petr. Geol. Memoirs* and the Canadian Geological Foundation, Tulsa, vol. 46, pp. 111-129.

ANNEXES

Coupe de La Gironie

	Eléments non biogènes									Eléments biogènes															Texture					
										Bioclastes						Foraminifères				Maturité		Macrofaune								
Echantillons/Variables	Peloïdes	Biopisolithes	Bahamilithes	Oolithes fer.ou phos.	Fantômes d'oolithes	Silts quartzeux	Glauconie(PA)	Géodes de calcite(PA)	Géodes de quartz (P/A)	Lamellibranches	Echinodermes	Annélides	Gastéropodes	Brachiopodes	Dentales	Spicules de spongiaire	Nodosariidés	Vermeulinoïdés sp.	Ophthalmidium sp.	Planiinvolutis sp.	Bioclastes matures	Bioclastes frais	Gryphées	Ammonites	Brachiopodes	Micrite(1), sparite(2), dolomie(3)	Tempestite proximale	stratifications obliques	H.C.S.	rides asymétriques	herring bone
G51	2	3	43	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30	70	0	0	0	2	0	0	0	0	0
G50	10	25	7	0	0	0	0	0	0	2	2	0	1	0	0	0	1	1	0	0	70	30	0	0	0	2	0	0	0	0	0
G49	3	30	10	0	0	0	0	1	0	1	1	0	1	0	1	0	0	0	1	1	60	40	0	0	0	1	0	0	0	0	0
G48	6	25	15	0	0	0	0	1	0	1	2	0	1	0	1	0	0	1	1	1	50	50	0	0	0	2	0	0	0	0	0
G47	7	20	15	0	0	0	0	0	0	2	2	1	1	0	0	0	0	1	1	0	50	50	0	0	0	2	0	0	0	0	0
G46	8	30	5	0	0	1	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	1	1	2	1	40	60	0	0	0	2	0	0	0	0	0
G45	0	20	18	0	0	0	0	0	0	2	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	60	40	0	0	0	2	1	0	0	0	0
G44	0	28	1	0	0	1	0	0	0	2	2	2	2	0	1	0	2	0	1	1	70	30	0	0	0	1	1	0	0	0	0
G43	0	30	0	0	0	1	0	0	0	2	2	0	2	1	1	1	2	1	1	1	50	50	0	0	0	1	0	0	0	0	0
G42	0	23	1	0	0	0	0	0	0	3	2	2	2	1	0	0	3	1	1	1	50	50	0	0	0	1	0	0	0	0	0
G41	0	6	2	0	0	0	0	0	0	3	4	0	3	1	0	0	2	1	1	1	70	30	0	0	0	1	0	0	0	0	0
G40	0	5	2	0	0	1	0	0	0	6	2	2	2	1	2	0	2	2	1	1	70	30	0	0	0	1	0	0	0	0	0
G39	0	3	0	0	0	1	0	0	0	12	18	2	1	0	0	0	2	0	1	0	70	30	0	0	0	2	0	0	0	0	0
G38	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	20	0	2	0	0	0	4	0	0	0	60	40	0	0	0	2	0	0	0	0	0
G37	0	2	0	0	0	0	0	0	0	15	18	2	1	0	0	0	3	0	0	0	60	40	0	0	0	2	0	0	0	0	0
G36	0	0	0	0	0	1	0	0	0	10	20	0	0	0	0	0	2	0	0	0	80	20	0	0	0	3	1	0	0	0	0
G35	0	0	0	0	0	1	0	0	0	15	3	1	0	0	0	0	1	0	0	0	75	25	0	0	0	3	0	0	0	0	0
G34	0	0	0	0	0	1	0	0	0	15	10	0	0	0	0	0	1	0	0	0	90	10	0	0	0	3	0	0	0	0	0
G33	0	0	0	0	0	1	0	0	0	20	20	0	0	0	0	0	1	0	0	0	90	10	0	0	0	2	0	0	0	0	0
G32	0	0	0	0	0	1	0	0	0	20	20	0	0	0	0	0	1	0	0	0	90	10	0	0	0	2	0	0	0	0	0
G31	0	0	0	0	0	1	0	0	0	6	35	0	0	0	0	0	1	0	0	0	75	25	0	0	0	2	0	0	0	0	0
G30	0	0	0	0	0	1	0	0	0	6	20	2	0	0	0	0	1	0	0	0	80	20	0	0	0	2	0	0	0	0	0
G29	0	0	0	0	0	1	0	0	0	8	25	0	0	0	0	0	1	0	0	0	75	25	0	0	0	2	0	0	0	0	0
G28	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	35	2	0	0	0	0	2	0	0	0	60	40	0	0	0	2	0	0	1	0	0
G27	0	0	0	0	0	1	0	0	0	4	30	0	0	1	0	0	1	0	0	0	50	50	0	0	0	2	0	0	0	0	0
G26	0	0	0	0	0	1	0	0	0	13	30	2	0	1	0	0	2	0	0	0	80	20	0	0	0	2	0	0	1	0	0
G25	0	0	0	0	0	1	0	0	0	10	20	0	0	0	0	0	1	0	0	0	90	10	0	0	0	2	0	0	0	1	0
G24	0	0	0	0	0	1	0	0	0	15	5	0	0	1	0	0	1	0	0	0	90	10	0	0	0	2	0	0	1	0	0
G23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	17	1	0	1	0	0	1	0	0	0	80	20	0	0	0	2	0	0	0	0	1
G22	0	0	0	0	0	2	0	0	0	2	10	0	0	0	0	0	1	0	0	0	90	10	0	0	0	1	0	0	0	0	0
G21	0	0	0	0	0	1	0	0	0	5	2	2	0	1	1	0	1	0	0	0	80	20	0	0	1	1	0	0	0	0	0
G20	0	0	0	0	0	1	0	0	0	8	4	1	0	0	0	0	1	0	0	0	90	10	0	1	1	1	0	0	0	0	0
G19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	5	0	0	1	0	0	1	0	0	0	85	15	0	0	0	1	0	1	0	0	0
G18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	5	0	0	0	0	0	1	0	0	0	80	20	1	0	0	1	0	1	0	0	0
G17	0	0	0	0	0	2	0	0	0	5	2	1	0	0	0	0	1	0	0	0	80	20	1	0	0	1	0	1	0	0	0
G16	0	0	0	0	0	1	0	0	0	20	25	0	0	1	0	0	1	0	0	0	85	15	1	0	0	2	0	0	1	0	0
G15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	3	0	0	0	0	0	1	0	0	0	90	10	1	0	0	1	0	0	1	0	0
G14	0	0	0	0	0	1	0	0	0	20	20	0	0	0	0	0	1	0	0	0	80	20	1	0	0	2	0	0	1	0	0
G13	0	0	0	0	0	1	0	0	0	15	10	0	0	0	0	0	1	0	0	0	85	15	1	0	0	1	0	0	1	0	0
G12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	5	0	0	0	0	0	1	0	0	0	90	10	0	0	0	1	0	1	0	0	0
G11	0	0	0	0	0	1	0	0	0	10	9	0	0	0	0	0	1	0	0	0	85	15	1	0	0	1	0	0	1	0	0
G10	0	0	0	0	0	1	0	0	0	17	17	0	0	0	0	0	1	0	0	0	80	20	1	0	0	1	0	0	1	0	0
G09	0	0	0	0	0	2	0	0	0	5	7	0	0	2	0	0	1	0	0	0	90	10	1	0	0	1	0	0	1	0	0
G08	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	10	0	0	0	1	0	0	0	0	0
G07	0	0	0	0	0	2	0	0	0	15	10	1	1	0	0	0	2	0	0	0	60	40	0	1	0	1	0	0	0	1	0
G06	0	0	0	0	0	1	0	0	0	20	20	1	0	0	0	0	2	0	0	0	60	40	0	0	0	2	0	0	1	0	0
G05	0	0	0	0	0	1	0	0	0	10	25	0	0	0	0	0	1	0	0	0	40	60	0	0	0	2	0	0	1	0	0
G04	0	0	0	0	0	2	0	0	0	10	7	0	0	0	0	0	2	0	0	0	60	40	0	0	0	1	0	0	1	0	0
G03	0	0	0	0	0	10	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50	50	0	0	0	1	0	0	0	0	0
G02	0	0	0	0	0	7	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50	50	0	0	0	1	0	0	0	0	0
G01	0	0	0	0	0	3	0	0	0	5	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	60	40	0	0	0	1	0	0	0	0	0

Annexe 1 : Tableau (niveau de prélèvement X descripteurs binaires et effectifs) synthétisant les données de la coupe de La Gironie.

Coupe de Thémines

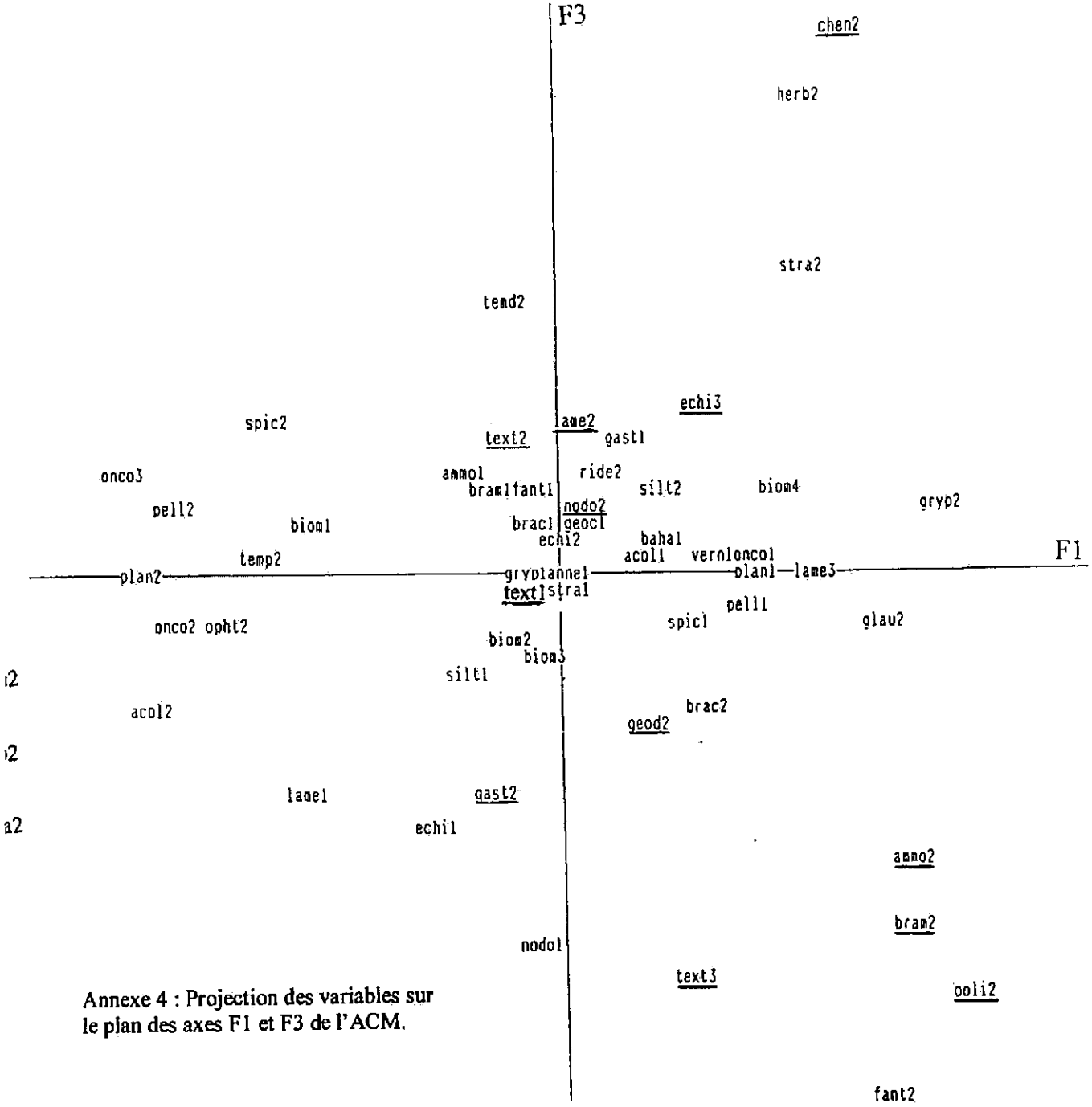
	Eléments non biogènes									Eléments biogènes															Texture
										Bioclastes						Foraminifères			Maturité		Macrofaune				
Echantillons/Variables	Pellets/ooïdes	Biopsolithes	Bahamites	Oolithes fer ou phos.	Fantômes d'ooïdes	Silts quartzeux	Glauconie(PA)	Géodes de calcite(PA)	Géodes de quartz (P/A)	Lamellibranches	Echinodermes	Annélides	Gastéropodes	Brachiopodes	Dentales	Spicules de spongiaire	Nodosariidés	Vermeulinoïdes sp.	Ophthalmidium sp.	Planiinvolutis sp.	Bioclastes matures	Bioclastes frais	Gryphées	Ammonites	Brachiopodes	Micrite(1), sparite(2), dolomie(3)
T47	0	0	0	0	20	2	0	1	0	1	25	0	1	0	0	0	0	0	0	0	90	10	0	0	0	3
T46	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	10	0	0	0	3
T45	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	10	0	0	0	3
T44	35	0	0	0	0	1	0	0	0	2	2	0	0	0	0	2	1	1	1	1	30	70	0	0	0	2
T43	35	0	0	0	0	1	0	0	0	2	10	1	0	0	1	1	1	1	1	0	40	60	0	0	0	1
T42	18	2	0	0	0	2	0	0	0	4	3	0	0	0	0	4	2	0	0	0	75	25	0	0	0	1
T41	17	0	0	0	0	2	0	0	0	2	2	0	0	1	0	1	1	0	0	0	90	10	0	0	0	1
T39	5	20	0	0	0	1	0	0	0	2	5	2	0	0	0	2	1	1	2	2	60	40	0	0	0	1
T37	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	10	0	0	0	3
T33	3	2	0	0	0	2	0	0	0	2	2	3	2	0	1	6	2	1	2	1	50	50	0	0	0	1
T31	23	0	0	0	0	3	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	75	25	0	0	0	1
T29	10	0	0	0	0	3	0	0	0	3	3	0	0	0	2	20	2	2	4	2	50	50	0	0	0	1
T27	0	2	0	0	0	2	0	0	0	12	6	2	0	0	0	1	2	0	0	1	90	10	0	0	0	1
T26	0	0	0	0	0	1	0	0	0	10	17	0	0	0	0	0	1	0	1	0	90	10	0	0	0	1
T24	0	0	0	0	1	2	0	0	0	8	6	1	1	0	1	0	1	0	0	0	90	10	0	1	1	1
T22	0	0	0	1	0	1	0	0	0	6	24	1	1	0	0	0	1	0	1	1	80	20	0	1	1	2
T19	0	0	0	0	1	1	0	0	0	7	24	0	0	2	0	0	2	0	0	0	90	10	0	1	1	1
T17	0	0	0	1	0	1	0	0	0	9	7	0	0	2	0	0	2	0	1	0	80	20	0	1	1	1
T15	0	0	0	1	0	1	0	0	0	8	6	1	1	2	0	0	1	0	1	0	90	10	0	1	1	1
T13	0	0	0	0	2	1	0	0	0	3	3	1	0	6	0	0	0	0	1	0	70	30	0	1	1	1
T12	0	0	0	1	0	2	0	0	0	6	2	0	1	2	0	0	1	0	0	0	75	25	0	1	1	1
T10	0	0	0	0	2	2	0	0	0	8	2	3	2	2	0	0	2	0	0	0	80	40	0	1	1	1
T09	0	0	0	4	0	1	0	0	0	18	2	0	1	2	0	0	2	0	0	0	90	10	0	1	1	1
T07	0	0	0	3	12	2	0	0	0	18	2	0	1	1	0	0	2	0	0	0	70	30	0	1	1	1
T05	0	0	0	4	6	3	0	0	0	23	2	2	2	1	0	0	2	0	0	0	70	30	1	1	1	1
T02	0	0	0	8	13	2	0	0	0	3	5	1	1	6	0	0	2	0	0	0	90	10	1	1	1	1

Annexe 2 : Tableau (niveau de prélèvement X descripteurs binaires et effectifs) synthétisant les données de la coupe de Thémines.

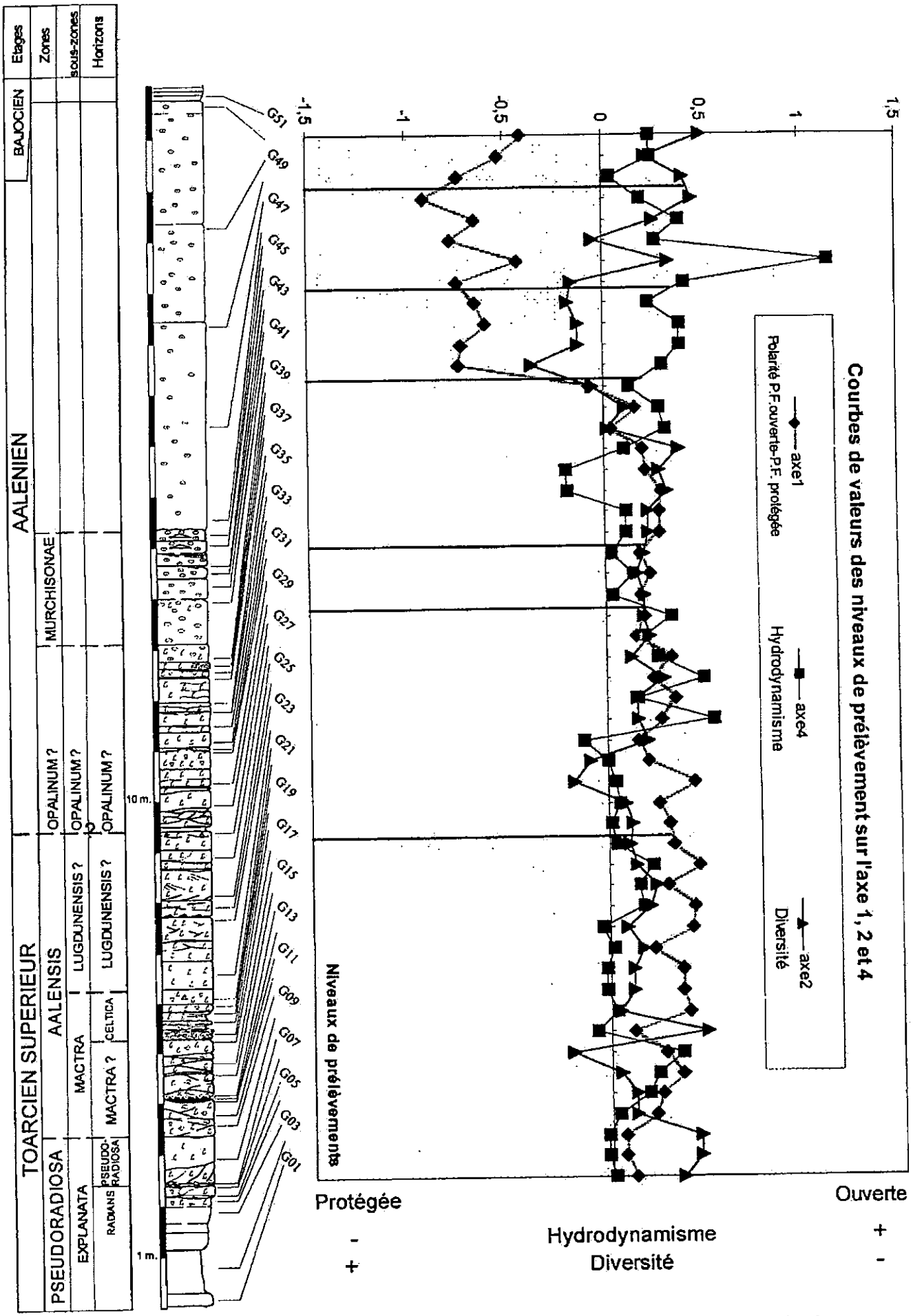
	Eléments non biogènes									Eléments biogènes															Texture		
										Bioclastes						Foraminifères			Maturité		Macrofaune						
Echantillons/Variables	Pellets/ooïdes	Biopsolithes	Bahamites	Oolithes fer ou phos.	Fantômes d'ooïdes	Silts quartzeux	Glauconie(PA)	Géodes de calcite(PA)	Géodes de quartz (P/A)	Lamellibranches	Echinodermes	Annélides	Gastéropodes	Brachiopodes	Dentales	Spicules de spongiaire	Nodosariidés	Vermeulinoïdes sp.	Ophthalmidium sp.	Planiinvolutis sp.	Bioclastes matures	Bioclastes frais	Gryphées	Ammonites	Brachiopodes	Micrite(1), sparite(2), dolomie(3)	Tempestite proximale	Tempestite distale
S49b	0	0	0	0	15	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	10	0	0	0	3	0	0
S39b	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	10	0	0	0	3	0	0
S38b	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	10	0	0	0	3	0	0
S37b	0	0	0	0	0	2	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	10	0	0	0	3	0	0
S34b	0	1	0	0	0	3	0	1	0	1	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	90	10	0	0	0	3	0	0
S32b	10	2	4	0	0	0	0	0	0	2	2	0	1	0	1	7	1	1	2	2	50	50	0	0	0	1	0	0
S31b	2	20	1	0	0	1	0	0	0	2	1	1	2	1	1	1	1	0	1	1	75	25	0	0	0	1	0	0
S25b	5	7	0	0	0	1	0	0	0	2	2	0	1	0	0	1	1	4	1	2	25	75	0	0	0	1	0	0
S24b	0	10	0	0	0	0	0	0	0	3	2	1	2	0	1	2	1	1	1	1	25	75	0	0	0	1	0	0
S22b	2	17	0	0	0	0	0	0	0	5	2	2	2	0	0	7	2	0	1	1	25	75	0	0	1	1	0	0
S21b	2	15	0	0	0	0	0	0	0	7	5	1	2	0	0	0	1	0	1	1	85	15	0	0	0	1	1	0
S18b	2	4	0	0	0	1	0	0	0	7	5	2	2	0	0	2	2	0	2	1	60	40	0	0	0	1	1	0
S15b	2	5	0	0	0	0	0	0	0	10	10	0	0	0	1	0	2	0	1	1	85	15	0	0	0	1	0	1
S12b	0	5	0	0	0	1	0	0	0	7	30	0	2	1	1	0	2	0	1	0	90	10	0	0	0	1	0	1
S10b	0	1	0	0	0	1	0	0	0	20	5	1	1	0	0	1	1	0	0	0	75	25	0	0	0	1	0	1
S08b	0	0	0	0	0	1	0	0	0	25	15	2	1	0	0	0	1	0	1	0	90	10	0	0	0	1	0	0
S06b	0	0	0	0	0	1	0	0	0	10	30	1	2	0	0	1	1	0	0	1	80	20	0	0	0	1	0	0
S20a	0	3	0	0	0	1	0	0	0	10	25	1	1	0	0	0	1	0	0	0	90	10	0	0	1	1	0	0
S18a	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25	15	1	1	0	0	0	1	0	0	0	80	20	0	1	1	1	0	0
S16a	0	0	0	0	1	1	0	0	0	5	15	0	2	1	0	0	1	0	0	0	60	40	0	1	1	1	0	0
S13a	0	0	0	0	1	1	0	0	0	5	3	1	2	3	0	0	2	0	0	0	75	25	0	1	1	1	0	0
S11a	0	0	0	0	1	1	0	0	0	25	2	1	1	1	0	0	2	0	0	0	85	15	0	1	1	1	0	0
S07a	0	0	0	0	1	1	0	0	0	20	5	1	1	1	0	1	2	0	0	0	75	25	1	1	0	1	0	0
S06a	0	0	0	0	1	2	0	0	0	15	5	0	1	0	0	0	1	0	0	0	75	25	1	1	0	1	0	0
S04a	0	0	0	0	2	2	0	0	0	5	10	1	0	0	0	0	2	0	0	0	75	25	0	1	1	1	0	0

Annexe 3 : Tableau (niveau de prélèvement X descripteurs binaires et effectifs) synthétisant les données de la coupe de St-Pierre-de-Livron.

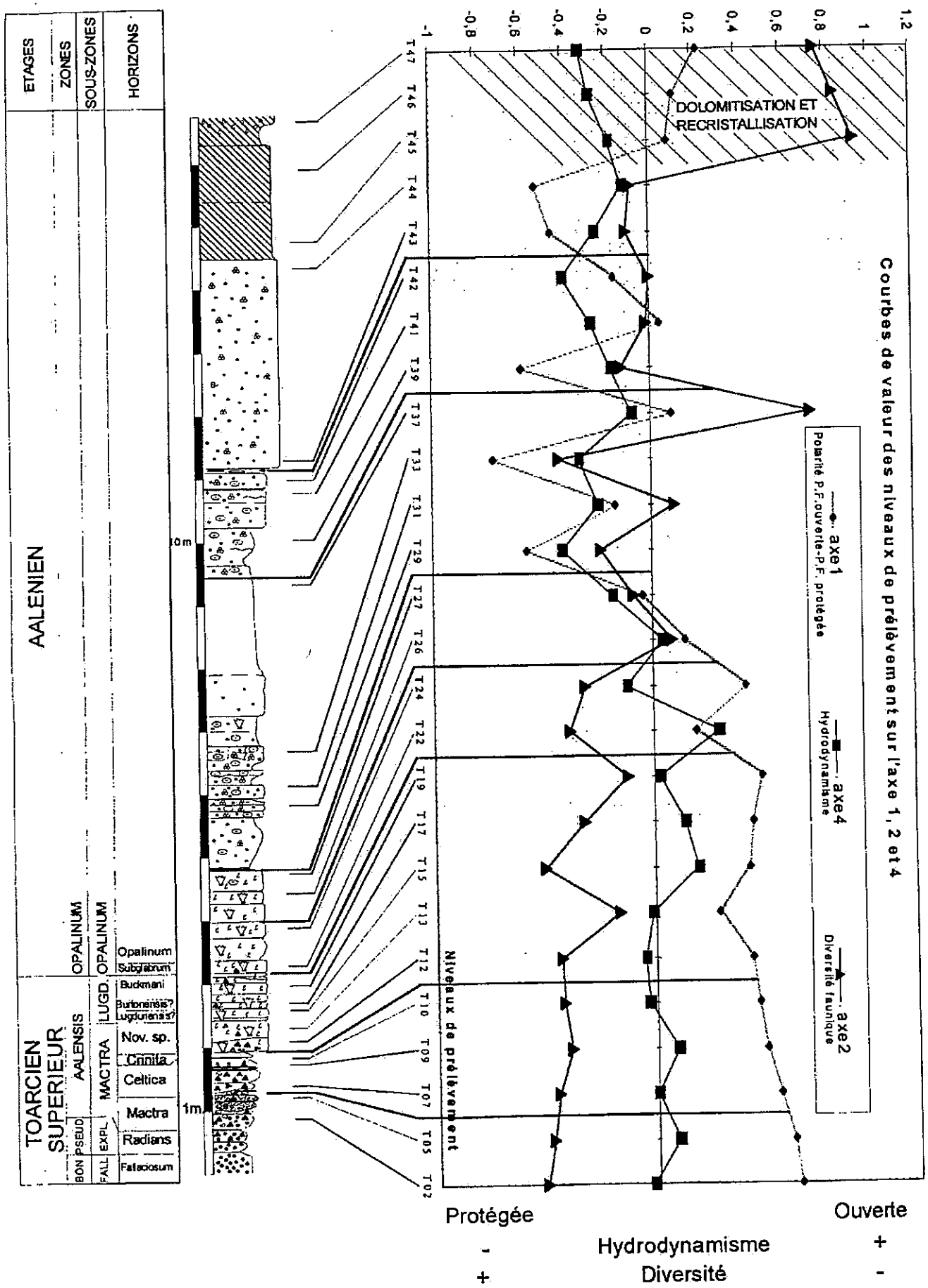
```
Inpcoor.    4cm70x6  70modS
Axes  1  et  3 .   Limites des coordonnées: X:  -1.500  et   1.500 ;    Y:  -1.500  et   1.500

Eliminé (hors limites):    8  baha2          -1.687  ,   -0.744
Eliminé (hors limites):   27  geoc2          -0.182  ,   -1.516
Eliminé (hors limites):   37  holo2          -1.636  ,   -0.461
Eliminé (hors limites):   70  vern2          -1.634  ,   -0.120

 iminé (superposition):    6  anne2           0.024  ,    0.000
..iminé (superposition):   17  chen1          -0.087  ,   -0.167
Eliminé (superposition):   28  geod1          -0.001  ,    0.003
Eliminé (superposition):   30  glau1          -0.067  ,    0.010
Eliminé (superposition):   34  herb1          -0.005  ,   -0.009
Eliminé (superposition):   36  holo1           0.114  ,    0.032
Eliminé (superposition):   46  ooli1          -0.124  ,    0.128
Eliminé (superposition):   48  opht1           0.488  ,    0.067
Eliminé (superposition):   54  ride1          -0.002  ,   -0.006
Eliminé (superposition):   62  temd1           0.004  ,   -0.017
Eliminé (superposition):   64  temp1           0.033  ,   -0.002
Eliminé (superposition):   66  text1           0.039  ,   -0.024
```



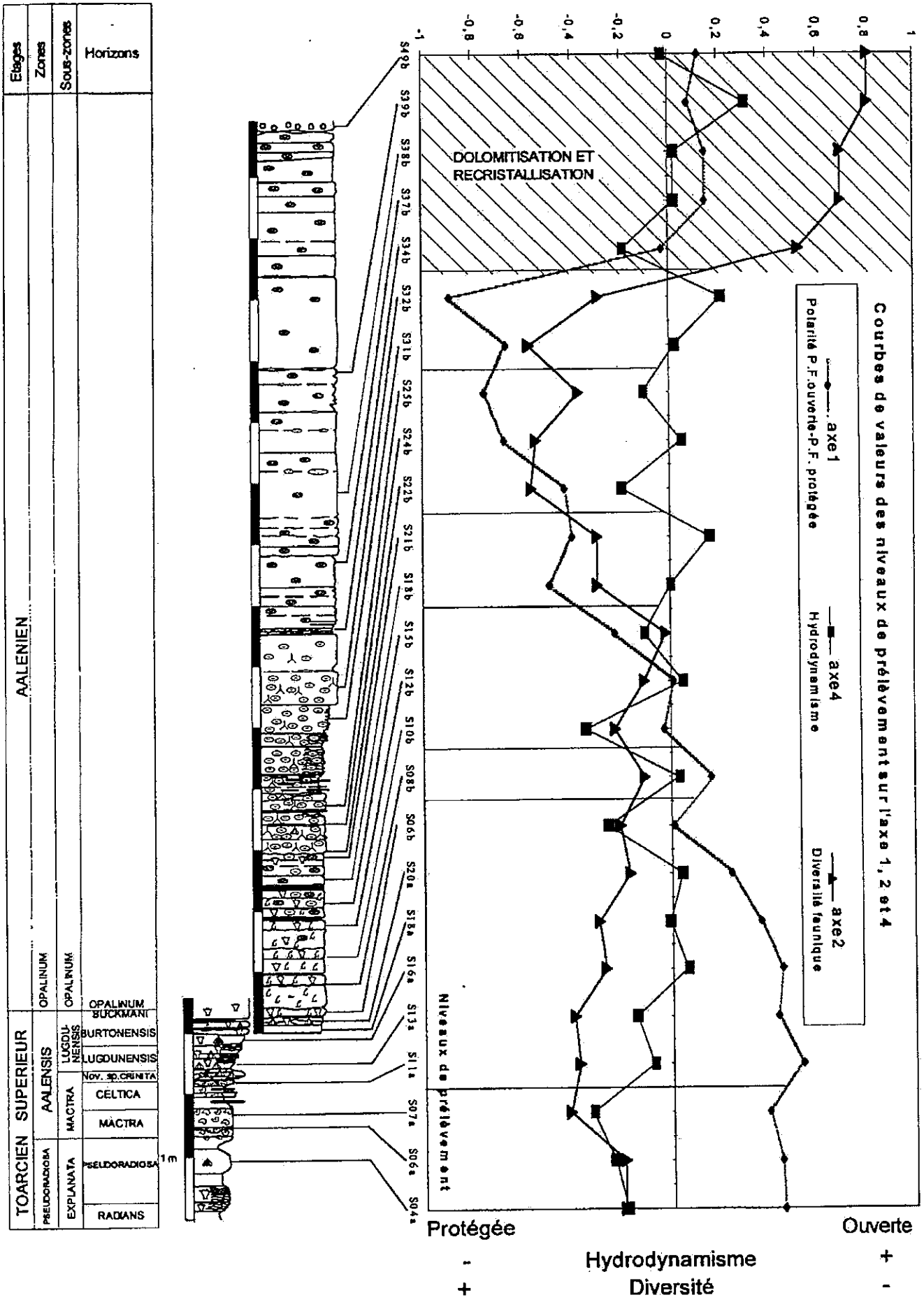
Annexe 4 : Projection des variables sur le plan des axes F1 et F3 de l'ACM.



Annexe 5 : Diagrammes des coordonnées des niveaux de prélèvements de la coupe de La Gironie sur les axes 1, 2 et 4 de l'ACM.

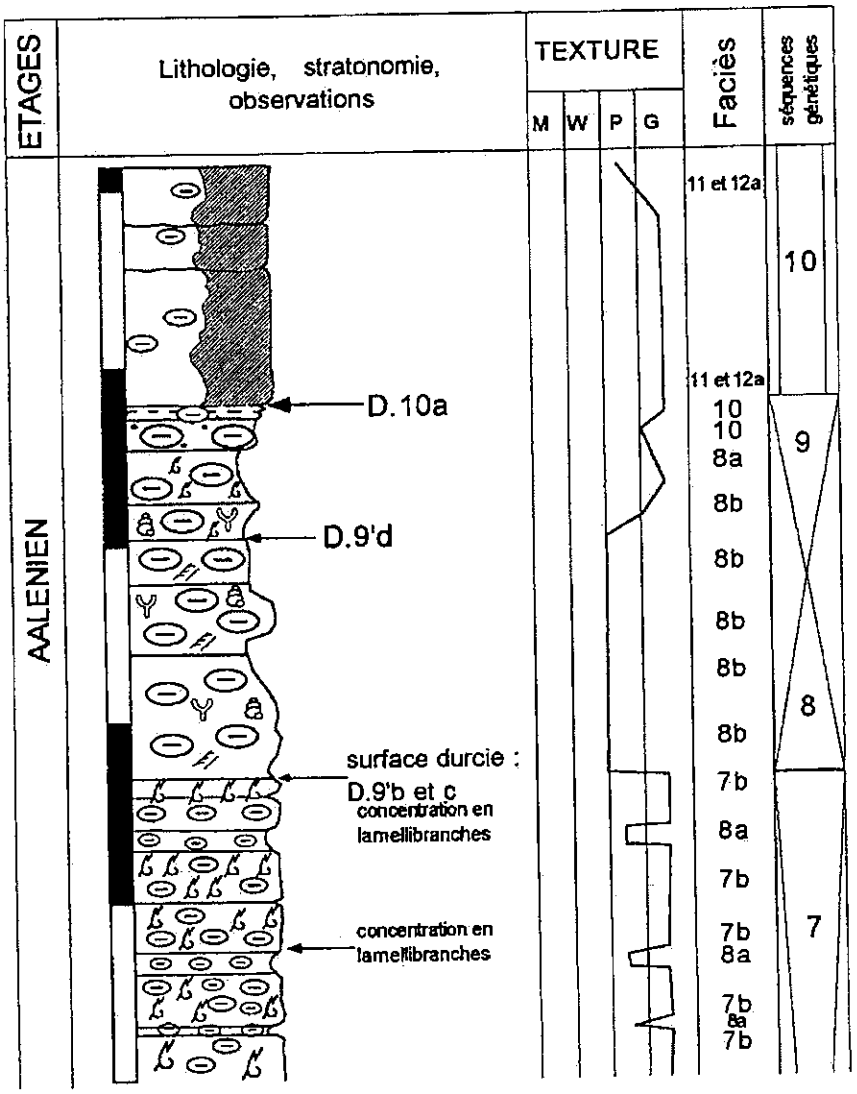


Annexe 6 : Diagrammes des coordonnées des niveaux de prélèvements de la coupe de Thémines sur les axes 1, 2 et 4 de l'ACM.

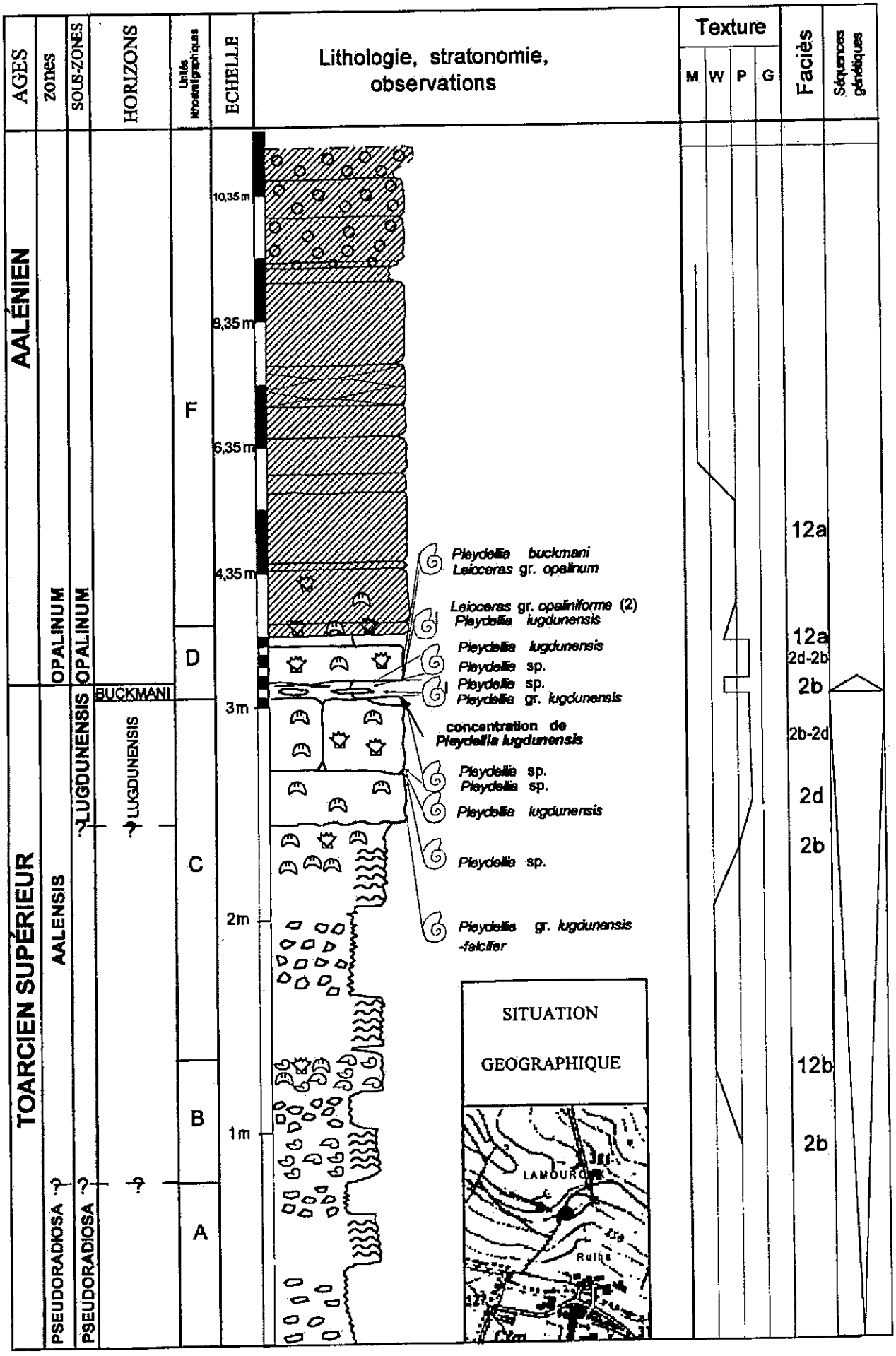


Annexe 7 : Diagrammes des coordonnées des niveaux de prélèvements de la coupe de St-Pierre-de-Livron sur les axes 1, 2 et 4 de l'ACM.

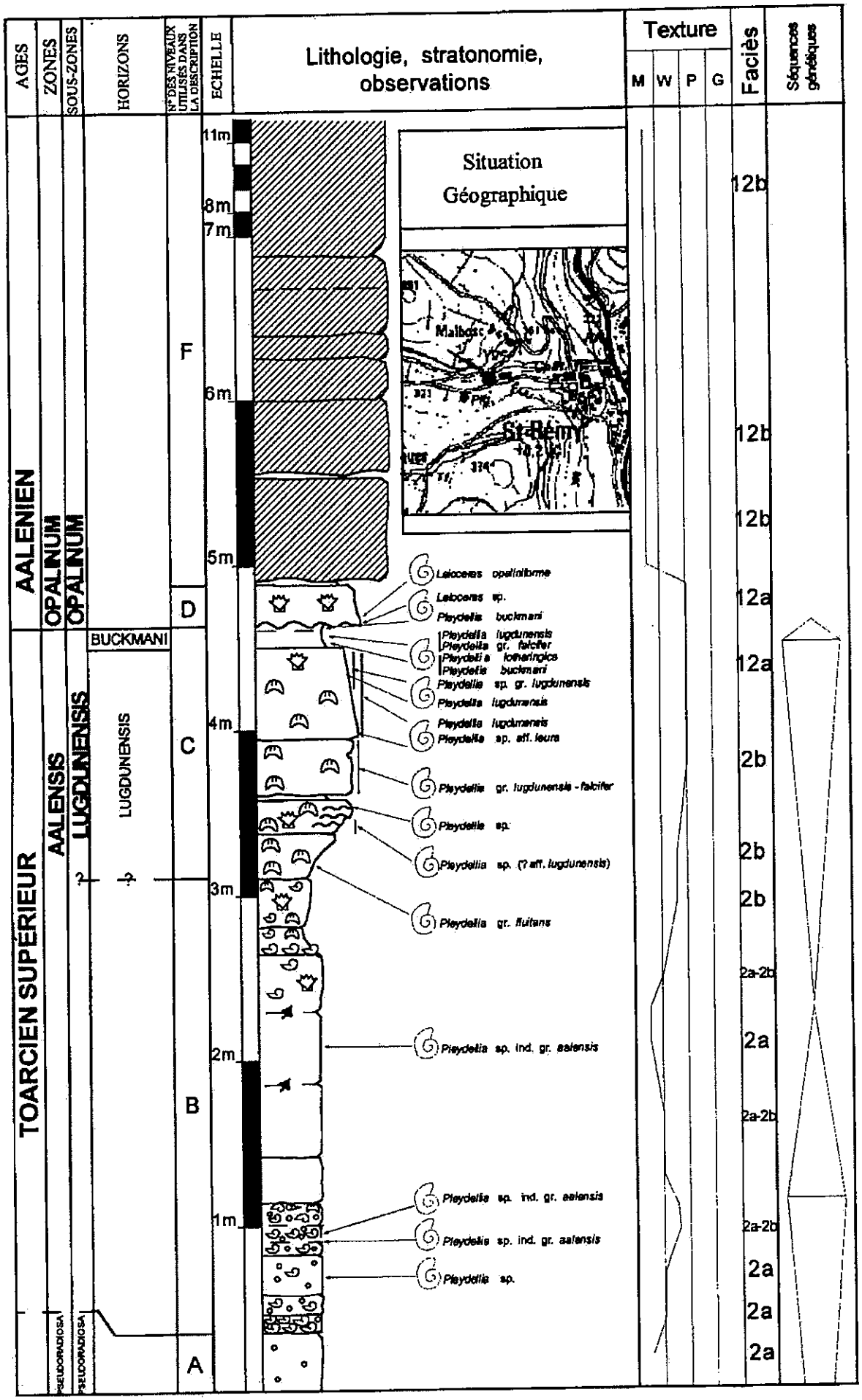
ANNEXES CHAPITRE IV



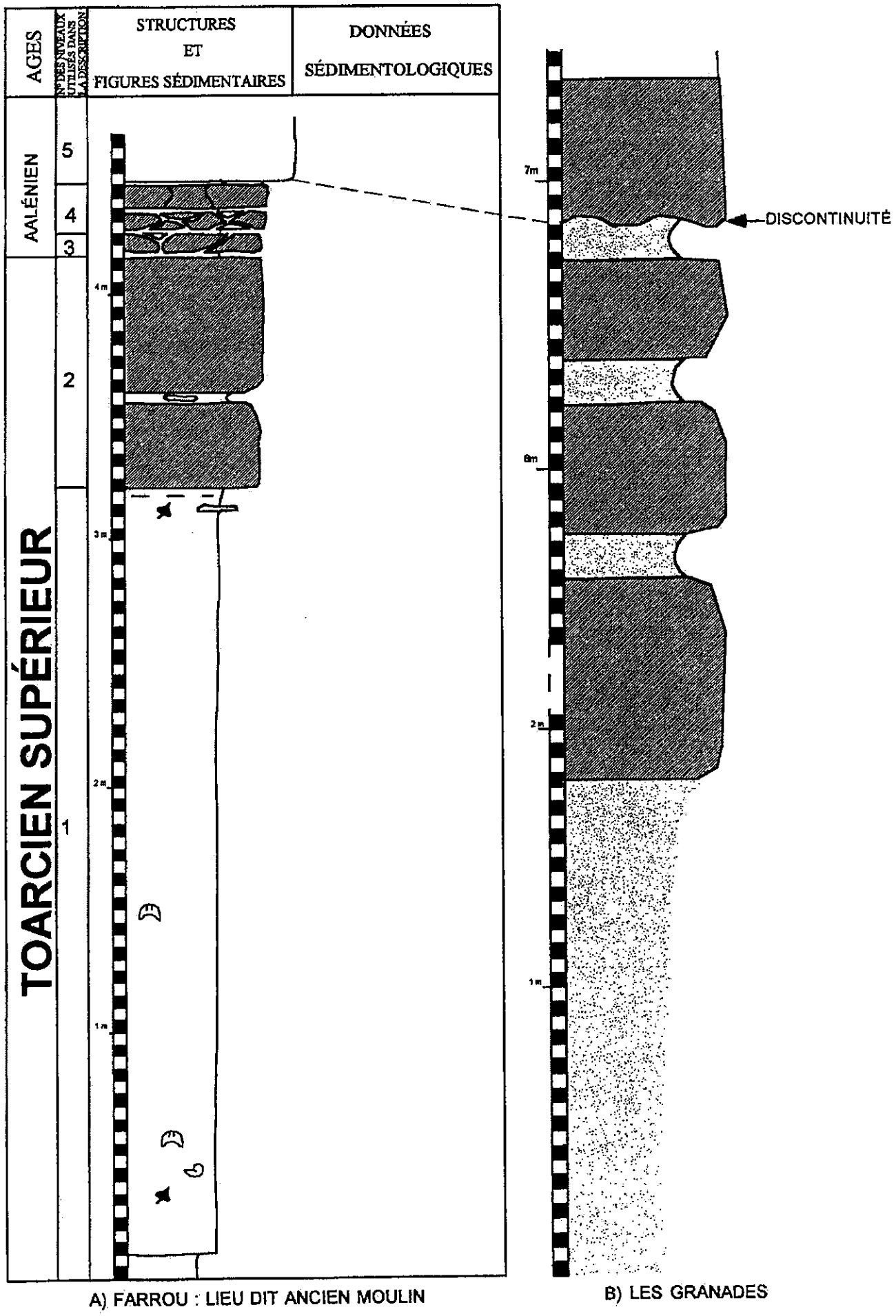
Annexe 8 : Coupe de Beauregard. Evolution lithologique.



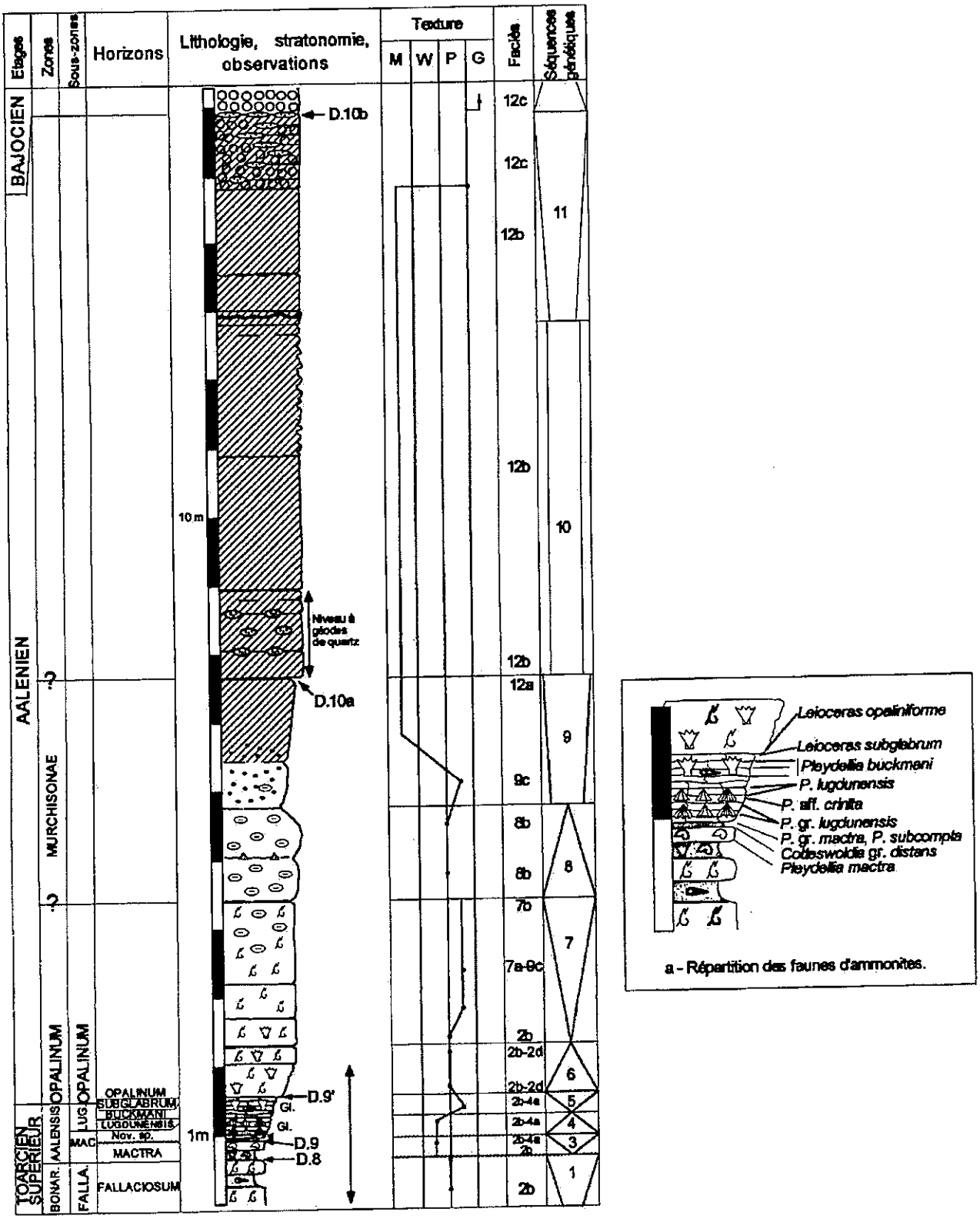
Annexe 9 : Coupe de Lamouroux. Evolution lithologique et calage biochronologique.



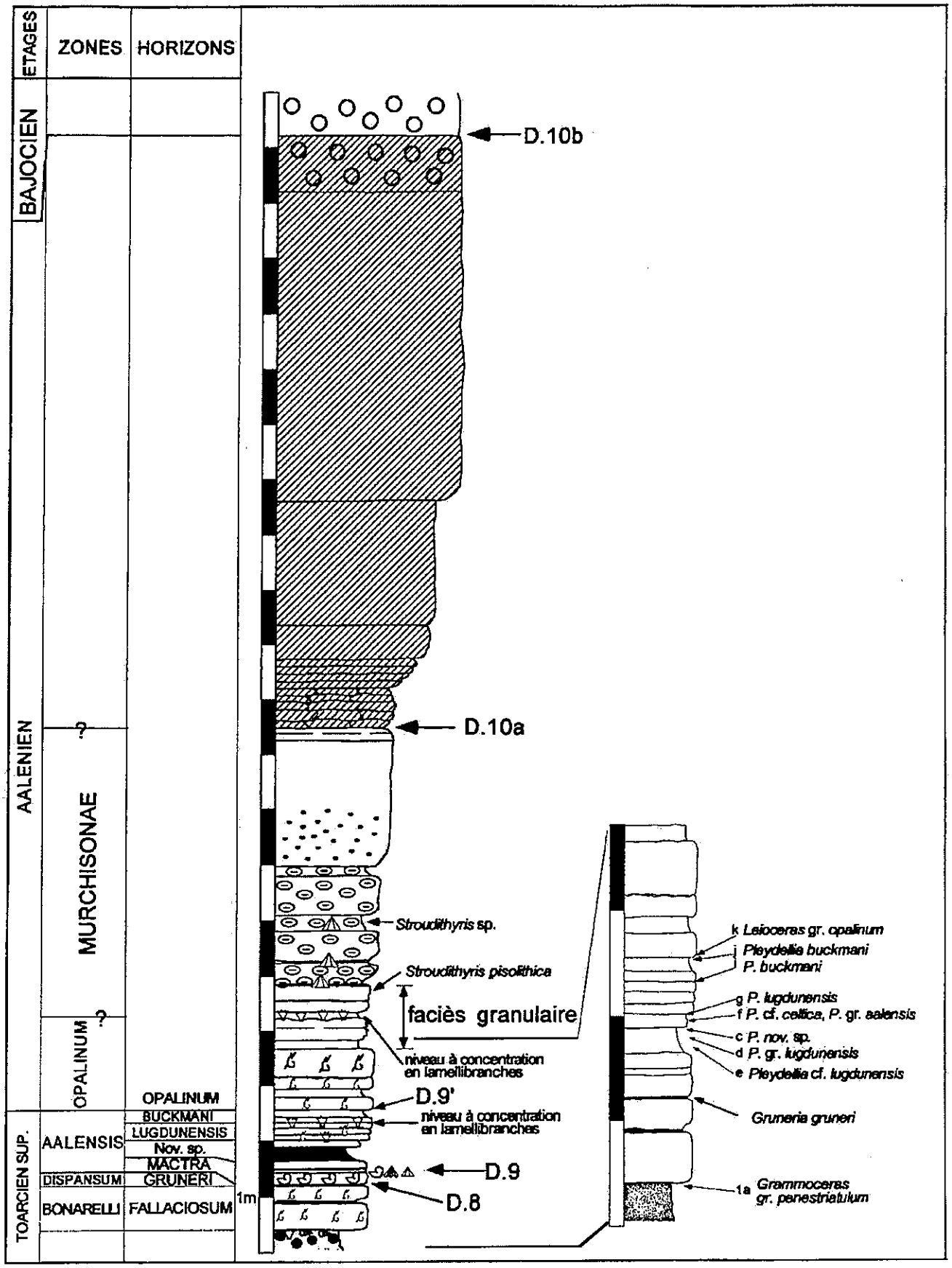
Annexe 10 : Coupe de St Rémy. Evolution lithologique et calage biochronologique.



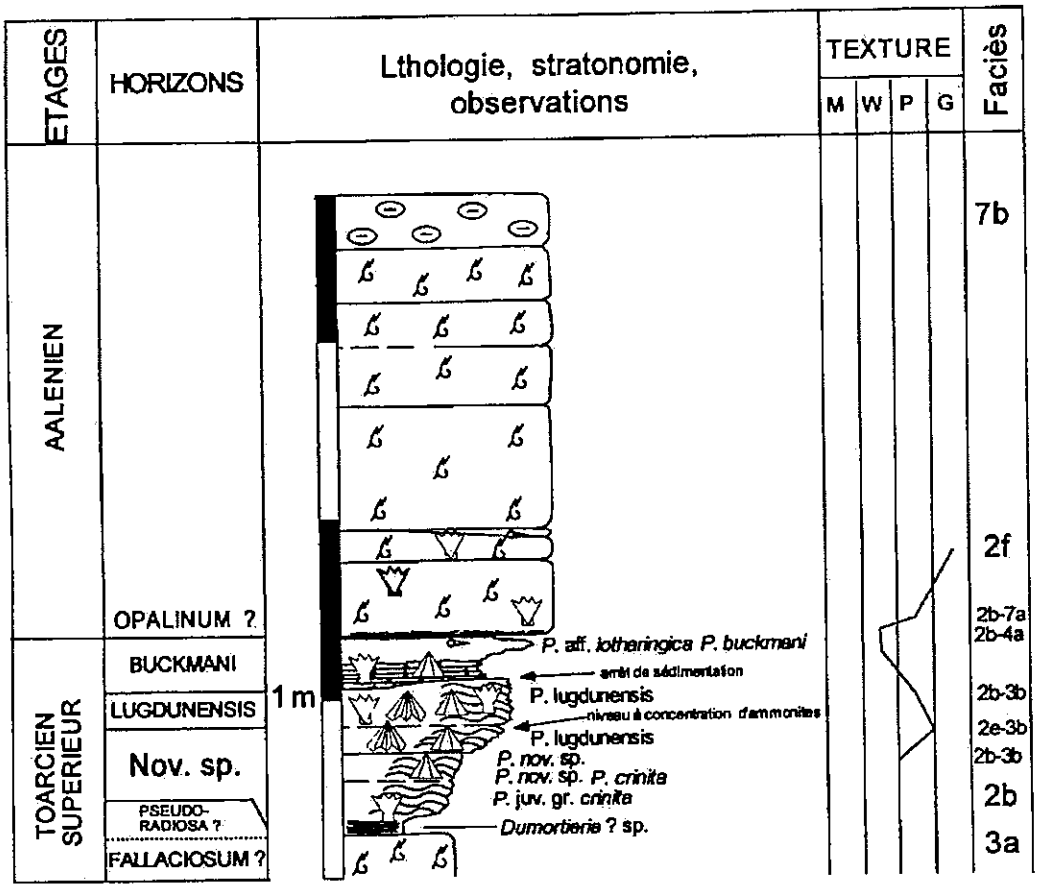
Annexe 11 : Coupes de Farrou et des Granades. Evolution lithologique.



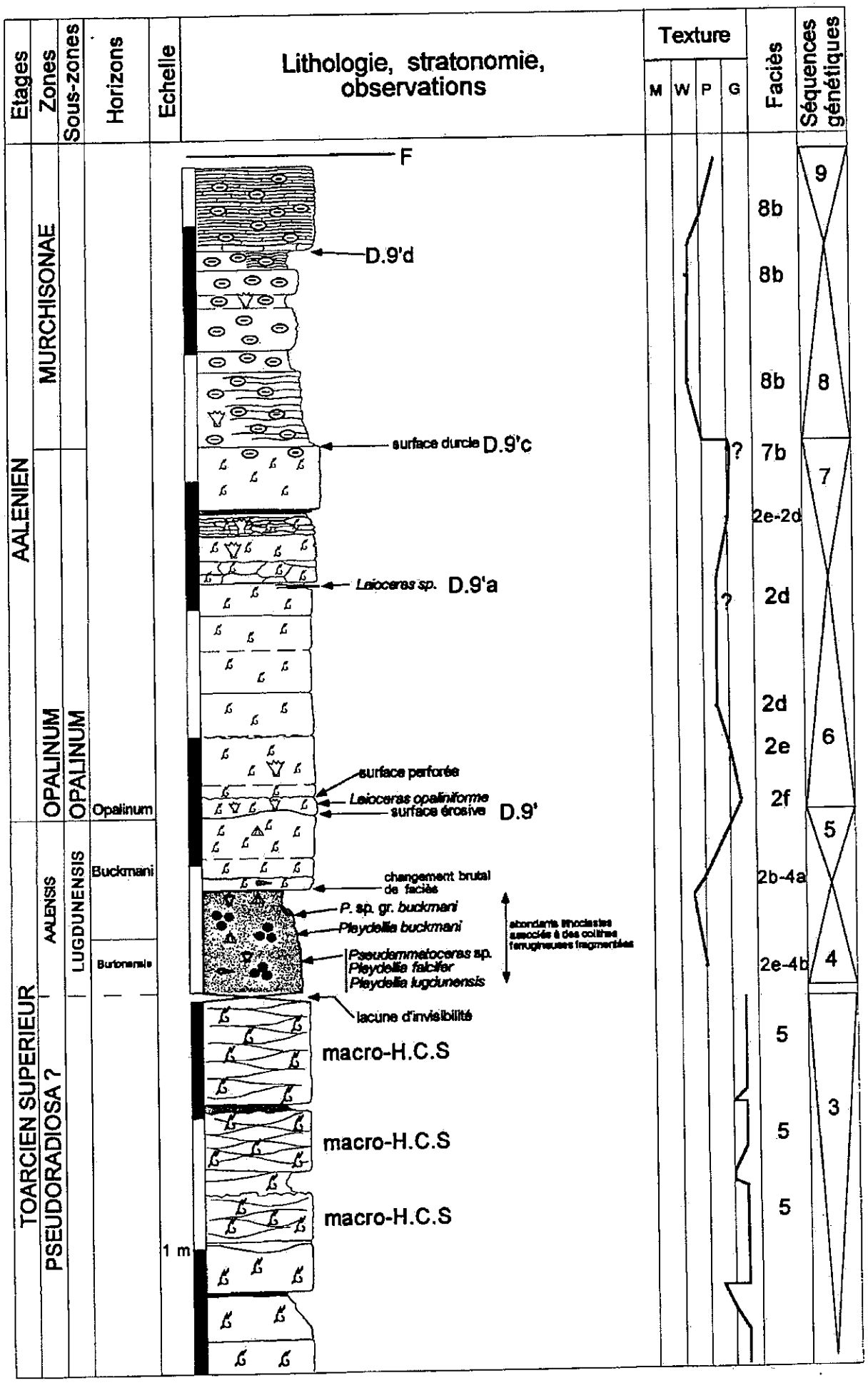
Annexe 12 : Coupe St-Martin-Labouval. Evolution lithologique et calage biochronologique.



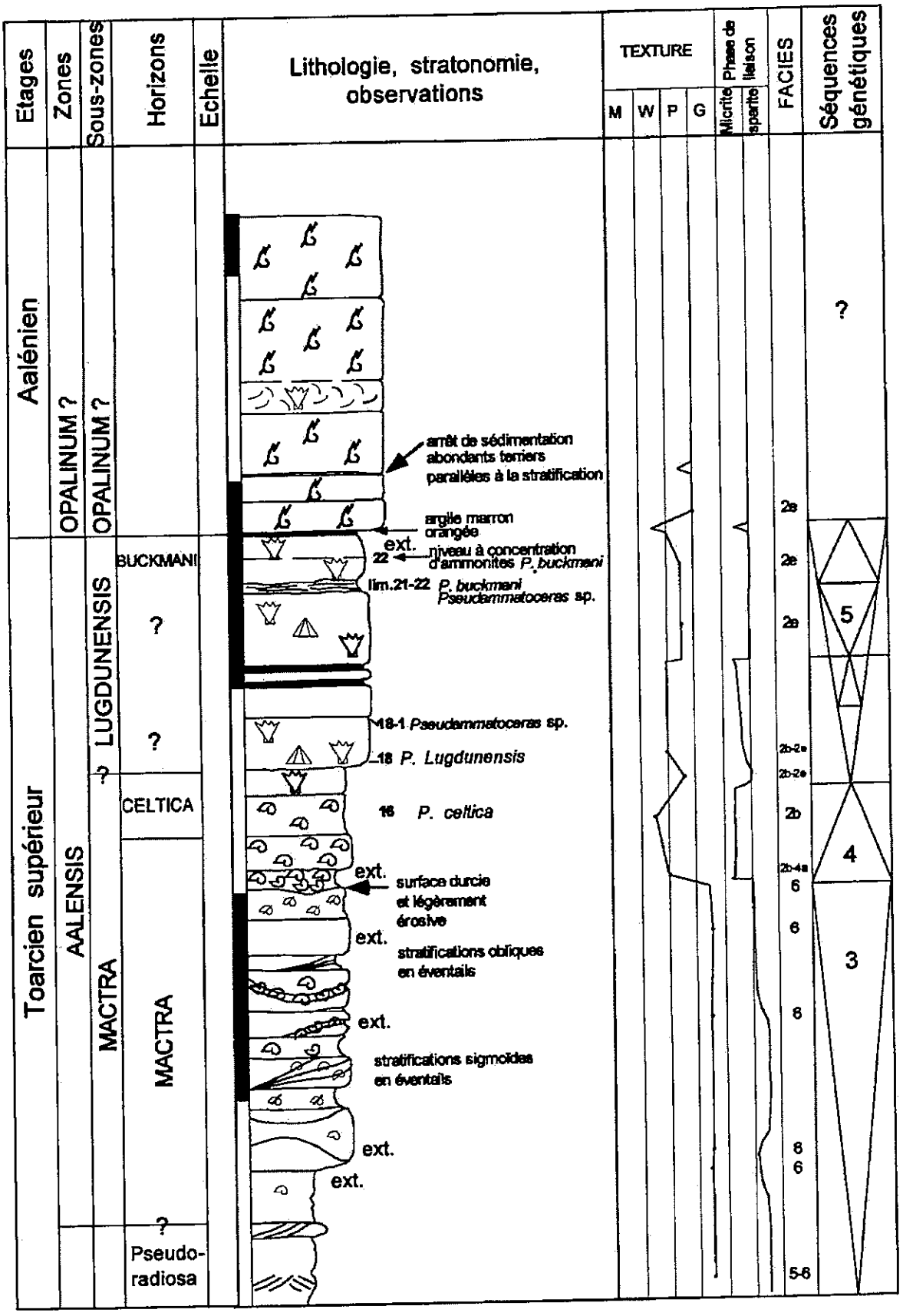
Annexe 13 : Coupe de Cornus. Evolution lithologique et calage biochronologique.



Annexe 14 : Coupe du Mas de Gendre. Evolution lithologique et calage biochronologique.



Annexe 15 : Coupe de la côte des Mathieux. Evolution lithologique et stratigraphie.



Annexe 16 : Coupe du Puy d'Issolud. Evolution lithologique et stratigraphie.

ANNEXE CHAPITRE V

Coupe de Bruniquel							
Echantillons	% de quartz	% de CaCo3	Illite	I/S	Chlorite	Kaolinite	Mx accessoires
F47	0,1	99	41,7	25	4,8	28,5	goethite
F46	0,5	96	55,3	10,1	4,1	30,5	goethite
F45	0,5	95,6	62,6	29,7	1,9	5,8	goethite
F44	0,5	99,9	59,8	28,9	2,6	8,7	goethite
F43	0,5	99,7	59	31,7	3,5	5,8	goethite
F42	2,5	82	59,7	35,5	4,8	0	goethite
F41bas	0,5	93,1	59	35,4	5,6	0	goethite
F39	1	84,2	63,5	31,5	3,2	1,8	goethite
F38	0,5	74,2	63,2	32,2	4,6	0	goethite
F36	0,5	84,5	67,7	29,6	2,7	0	goethite
F35	0,5	84,7	70,9	26,5	2,6	0	goethite
F33BIS	0,5	87,7	65,9	30,5	3,6	0	goethite
F32	1	81,7	68,5	27,8	3,7	0	goethite
F31	1	75,6	62,8	30,2	7	0	goethite
F30	1	95	62	32,5	5,5	0	goethite
F29	1	89	62,8	34,4	2,1	0,7	goethite
F28	0,5	76,1	60,6	33,3	3	3,1	goethite
F27	1	75,3	50,2	27,6	6,7	15,5	goethite
F26	1	93	68,1	24,9	3,9	3,1	
F25	1	93	64,8	30,3	3,9	1	goethite
F24	1	93	60,1	31,9	4,2	3,8	
F23	1	93,1	61	32	3,8	3,2	goethite
F21	2,5	88,9	62,1	32,3	2,9	2,7	goethite
F20	2,5	92,4	54	34,5	5,9	5,6	
F19	1,5	86,3	51,8	28,7	7,4	12,1	goethite
F18	1,5	33,9	48,9	25,7	9	16,4	goethite
E10	3	81,2	53	29,5	7,3	10,2	
F17	1,5	77,7	54	27	7,4	11,5	
F16	2,5	33,1	50,4	22,4	8,9	18,3	
F15	4	72,7	50	25,7	8,8	15,5	
F14	2	23,2	45,5	20,4	10	24,1	
F13	2,5	74,4	43,2	25,1	9	22,7	
F12BAS	4	65,7	47,5	27,5	8,7	16,3	
F11	5	72,7	51,4	26,6	9,2	12,8	
F10	8,5	24,5	49,6	30,9	7,4	12,1	
F8HT	10	81	51,7	31,2	7,1	10	
F6	13	28	49,5	28,7	7,5	14,3	goethite
F5	4	78,71	53,6	30,6	7	8,8	
F4	5	43,5	47,3	25,5	7,2	20	goethite
F2	7	41,1	50,8	22,1	7,8	19,3	goethite
F1	10	83,2	51,4	29	8,1	11,5	goethite

Coupe de Thémines							
ECHANT.	% quartz	%de CaCo3	Illite	I/S	Chlorite	Kaolinite	Mx accessoires
F47	0	99	30	29	5,3	35,7	goethite
F46	0	99	50	25	4	21	goethite
F42	2	87,2	58,5	31,2	4,6	5,7	goethite
F41	5	85,6	61,3	26,9	5,5	6,3	goethite
F39	1	83,7	62	28	7,1	2,9	goethite
F37	2,5	76,6	61,5	28,9	6,4	3,2	
F36	1	53,9	57,5	24,5	12	6	
F35	0,5	78	59	26	10,3	4,7	
F33	6	88,6	59,4	25	10,4	5,2	
F32	3	84,2	57,7	27,9	11,1	3,3	
F31	2	87,9	60,6	24,2	9,5	5,7	goet., lepi.
F29	1,5	89,4	55	32	8,1	4,9	goet., lepi.
F27	0,5	94,2	64	17	15,4	3,6	goethite
F26	0,5	87,4	62,8	22,9	9,8	4,5	goethite
F24	1	88	62,2	28,9	5,9	3	goet., lepi.
F22	0	87,9	51	29	9,1	10,9	goethite
F19	0	89	50	28,6	6,43	14,97	goethite

F17	0	88,7	51	27,5	8,6	12,9	goet., lepi.
F15	0,5	91,9	52	21,7	11,43	14,87	goet., lepi.
F13	0	89,3	43,4	27,4	11,54	17,66	goethite
F12	0,5	89,5	52	18	11,86	18,14	goethite
F11	1,5	56	49,5	27	7,2	16,3	goethite
F9	1	68,1	44,4	32,6	12,27	10,73	goethite
F7	1,5	76,7	29,6	21	49,4	0	goethite
F5	3	78,5	20,4	17,8	61,8	0	goethite
F4	2	59,4	23,5	13,8	62,7	0	goethite
F2	1,5	73,3	27,6	22,1	50,3	0	goethite
F1	3	61,7	35,4	22,1	42,5	0	goethite
F0	1	47,5	27,5	23,8	48,6	0	goethite

Coupe d'Autoire							
echantillons	% de quartz	% de CaCo3	Illite	I/S	chlorite(%)	kaolinite(%)	Mx accessoires
F94	0	99	56,4	15,4	12,8	15,4	goethite
F93	0	99,9	33,7	17,3	4,4	44,6	goethite
F89	0	95,8	35	18,8	6,2	40	goethite
F87	0,5	90	49,5	24,7	4,3	21,5	goethite
F84	0	86	46	36	7,2	10,8	goethite
F80	0	83,8	50	25	9,84	15,16	
F78	0,5	82	43	32	8,33	16,66	
F76	0	79,9	46	32	11	11	
F72	1	80	61,9	38,1	0	0	
F69	1	81,4	64	31,3	2,35	2,35	
F64	1	83,6	59,2	33,1	7,7	0	
F63	2	70,7	59	32,1	8,9	0	
F59	0	67,5	60	32	8	0	goethite
LIM56-57	2	57,2	61,4	35,3	2,64	0,66	goethite
F56	1,5	84,6	56,8	34,1	9,1	0	goethite
LIM53-54	1	54,4	59,4	33,9	3,3	3,37	goethite
F53	1	74	65,9	27,9	4,8	1,4	goethite
F50	1	70,7	58	30	12	0	
F44	4	61,1	62,5	33,7	3	0,8	
F42	4	85,8	56	31	11,3	1,7	
F41	1	53,7	62,5	32,1	3,8	1,6	
F40	1,5	85	58,3	33,3	8,4	0	goethite
F35	2	72	57	30	13	0	
Lim 34 -35	2	57,2	56,5	34,5	8,9	0	goethite
F33	2	50,7	62,1	29,4	8,5	0	
F32	2,5	67	57,1	33,6	9,3	0	goethite
F30	2	81	58,3	31,5	10,2	0	goethite
F26	5	75	57,2	30	12,8	0	
F20	4	47,3	57	31	12	0	
F18	4	51,6	56	31	13	0	
F16	4	65,9	54	31	15	0	
F15	1,5	84,2	58	29	13	0	goethite
F13	0,5	89	52	35	9,45	3,55	
Lim 12-13	0,5	56,9	57	29	9,5	4,5	
F12	0,5	82,7	48	22,5	11	18,5	goet., lepi.
F10ht	1	88,3	57	28	11,7	3,3	
F8	0,5	87	55	29	12	4	
F7	0,5	92,8	58	27	10	5	
F6A	1,5	78,7	58	25	12,36	4,64	goethite
F4A	0,5	73,3	57	28	10,5	4,5	goet., lepi.
F1A	0,5	80,3	53,5	31	7,11	8,39	
Fc	0,5	77	43,1	26	8,9	22	goethite
Fb	0,5	75	47,8	21,5	9,5	21,2	
Fa	0,5	70	30,7	15,6	10,5	43,2	

Annexe 17 : Pourcentages des divers minéraux composant les sédiments toarciens-aaléniens des coupes de Bruniquel, Thémines et Autoire.

Table des illustrations

Chapitre I :

Fig. 1 : Cadre géographique, géologique et structural. 14

Fig. 2 : Variation de puissance du Lias sur la bordure SO du Massif Central entre Terrasson (Dordogne) et Puycelsi (Tarn). 15

Fig. 3 : Cadre lithostratigraphique et discontinuités majeures. 17

Fig. 4 : Modèle morpho-structural du Quercy méridional. 18

Fig. 5 : Lithostratigraphie, biostratigraphie, séquences de dépôts et cycles régressifs-transgressifs du Lias moyen et supérieur quercynois. 19

Fig. 6 : La structure en hémi-graben du bassin liasique du Quercy méridinal au Carixien-Domérien. 20

Fig. 7 : Séquences de dépôt du Toarcien inférieur et moyen dans le Quercy méridional. 20

Fig. 8 : Morphologie en blocs basculés du Quercy durant l'Aalénien. 21

Fig. 9 : Coupes du Haut-fond Occitan pendant le Dogger. 22

Fig. 10 : Paléotopographie du Haut-fond Occitan. 23

Fig. 11 : Géographie du Haut-fond Occitan. 23

Fig. 12 : Le concept de niveau de base, relation au bilan du flux sédimentaire. 25

Fig. 13 : Représentation schématique du mode d'empilement des paraséquences au cours d'un cycle de troisième ordre. 26

Fig. 14 : Morphologie d'une côte dominée par la houle ; plate-forme ouverte. 29

Fig. 15 : Zonation biologique de la province néritique. 29

Fig. 16 : Correspondances entre séquences de dépôt *sensus* Cross et Galloway et séquences de dépôt sensus Vail. 31

Chapitre II :

Fig. 17 : Extension verticale des principaux marqueurs biochronologiques du Toarcien supérieur et de l'Aalénien inférieur à moyen du Quercy. 36

Fig. 18 : Coupe de la Gironie ; lithostratigraphie et biostratigraphie. 38

Fig. 19 : Coupe de Lapoujade ; lithostratigraphie. 41

Fig. 20 : Répartition verticale des faunes d'ammonites sur la coupe de Lapoujade et découpage biozonal. 44

Fig. 21 : Coupe de Thémines ; lithostratigraphie. 47

Fig. 22 : Répartition des faunes d'ammonites sur la coupe de Thémines et découpage biozonal. 49

Fig. 23 : Coupe de Saint-Pierre-de-Livron ; lithostratigraphie. 51

Fig. 24 : Répartition des faunes d'ammonites sur la coupe de St-Pierre-de-Livron et découpage biozonal. 53

Chapitre III :

Fig. 25 : Tableau (niveau de prélèvement X descripteurs binaires et effectifs) synthétisant les données de la coupe de Lapoujade. 59

Fig. 26 : Classification automatique hiérarchique du moment d'ordre 2 avec pour données les 4 premiers axes de l'A.C.M. 61

Fig. 27 : Test de Haberman. Détermination des associations les plus importantes. 62

Fig. 28 : Analyse au M.E.B. d'une géode silico-calcitique (échantillon 99.14 de la coupe de Cénevières). 70

Fig. 29 : Analyse au M.E.B d'une géode silico-calcitique. Etude de la composition chimique de la fraction siliceuse. 72

Fig. 30 : Analyse au M.E.B du sédiment interne. 73

Fig. 31 : Profil de dépôt théorique, plate-forme non barrée (Toarcien supérieur–Aalénien basal). 75

Fig. 32 : Profil de dépôt théorique, plate-forme protégée. 76

Fig. 33 : Projection des variables sur le principal (axes F1 et F2). 77

Fig. 34 : Projection des variables sur le plan des axes F1 et F4. 78

Fig. 35 : Projection des niveaux de prélèvement sur le plan des axes F1 et F2. 79

Fig. 36 : Projection des niveaux de prélèvement sur le plan des axes F1 et F4 de l'A.C.M. 81

Fig. 37 : Répartition des sous-groupes d'unités statiques (niveau de prélèvement) le long des axes 1,2 et 4. 81

Fig. 38 : Projection des sites de prélèvement sur les axes factoriels F1, F2 et F4. 82

Fig. 39 : Diagrammes des coordonnées des unités statistiques de chacune des coupes, sur l'axe 1 de l'Analyse des correspondances Multiple. 83

Fig. 40 : Diagrammes des coordonnées des niveaux de prélèvements de la coupe de Lapoujade sur les axes 1,2 et 4 de l'A.C.M. 85

Fig. 41 : Diagrammes des coordonnées des unités statistiques des 4 coupes, sur l'axe 1 de l'analyse des Correspondances Multiple et proposition d'un découpage séquentiel. 87

Chapitre IV :

Fig. 42 : Extension géographique du Quercy méridional et localisation des coupes étudiées. 94

Fig. 43 : Coupe de Bruniquel. Evolution lithologique et stratigraphie. 97

Fig. 44 : Coupe de Puycelsi. Evolution lithologique et stratigraphie. 101

Fig. 45 : Coupe de Janoye. Evolution lithologique et stratigraphie. 103

Fig. 46 : Coupe de Lexos. Evolution lithologique et stratigraphie. 105

Fig. 47 : Coupe de Saint Amans. Evolution lithologique et stratigraphie. 109

Fig. 48 : Coupe de Loze. Evolution lithologique et stratigraphie. 111

Fig. 49 : Coupe de Cros. Evolution lithologique et stratigraphie. 112

Fig. 50 : Coupe de Puylagarde. Evolution lithologique et calage biochronologique. 113

Fig. 51 : Coupe d'Igue de Gulhe. Evolution lithologique et stratigraphie. 116

Fig. 52 : Coupe de Janas et de Aïgo-fresco. Evolution lithologique et calage biochronologique. 117

Fig. 53 : Coupe de Laumière 1. Evolution lithologique et stratigraphie. 119

Fig. 54 : Coupe de Ginouilhac. Evolution lithologique et stratigraphie. 121

Fig. 55 : Corrélations stratigraphiques ; Quercy méridional. 123

Fig. 56 : Extension géographique du Quercy central et localisation des coupes. 125

Fig. 57 : Coupe de Méjanet. Evolution lithologique et stratigraphie. 127

Fig. 58 : Coupe de Bérals. Evolution lithologique et stratigraphie. 131

Fig. 59 : Coupe de Ginals. Evolution lithologique et stratigraphie. 133

Fig. 60 : Coupe de La Sarrette. Evolution lithologique et stratigraphie. 135
Fig. 61 : Coupe de Calvignac. Evolution lithologique et stratigraphie. 137
Fig. 62 : Coupe de Cénevières. Evolution lithologique et stratigraphie. 141
Fig. 63 : Coupe de La Toulzanie. Evolution lithologique et stratigraphie. 143
Fig. 64 : Coupe de Larroque-Toirac, coupe de l'intersection D.38–D.86 et coupe d'Ambeyrac. Evolution lithologique et stratigraphie. 145
Fig. 65 : Coupe de Lissac et de la gendarmerie de Figeac. Evolution lithologique. 147
Fig. 66 : Coupe de Capdenac-le-haut. Evolution lithologique. 148
Fig. 67 : Coupes de St Julien d'Empare, du Bancarel et de La Marinie. Evolution lithologique. 150
Fig. 68 : Coupes de Roquefort et Corn. Evolution lithologique et stratigraphie. 152
Fig. 69 : Coupe de Cambes. Evolution lithologique et stratigraphie. 154
Fig. 70 : Corrélations stratigraphiques ; secteur de St Rémy. 155
Fig. 71 : Corrélations stratigraphiques ; secteur de St-Martin-Labouval. 156
Fig. 72 : Corrélations stratigraphiques ; haut-fond de Figeac-Capdenac. 157
Fig. 73 : Extension géographique du Quercy septentrional et localisation des coupes étudiées. 158
Fig. 74 : Coupe de Gramat. Evolution lithologique et stratigraphie. 160
Fig. 75 : Coupe du Vitarel. Evolution lithologique et stratigraphie. 162
Fig. 76 : Coupe du Moulin de Tournefeuille. Evolution lithologique et stratigraphie. 164
Fig. 77 : Coupe du Gouffre du Réveillon. Evolution lithologique et stratigraphie. 166
Fig. 78 : Coupe d'Autoire. Evolution lithologique et stratigraphie. 169
Fig. 79 : Coupe d'Autoire. Distribution des éléments biogènes et non biogènes sur la coupe d'Autoire. 172
Fig. 80 : Coupe des Arques. Evolution lithologique et stratigraphie. 175
Fig. 81 : Coupe « Les Courtils ». Evolution lithologique et stratigraphie. 178
Fig. 82 : Coupe de Floirac. Evolution lithologique et stratigraphie. 180
Fig. 83 : Coupe de Carennac. Evolution lithologique et stratigraphie. 182
Fig. 84 : Coupe de La Roche. Evolution lithologique et stratigraphie. 184
Fig. 85 : Coupe du Pouch. Evolution lithologique et stratigraphie. 185
Fig. 86 : Corrélations stratigraphiques ; secteur de Gramat. 187
Fig. 87 : Corrélations stratigraphiques ; secteur de Martel-Autoire. 188
Fig. 88 : Corrélations stratigraphiques suivant un transect N-S. 190
Fig. 89 : Diagramme chronostratigraphique. 193

Chapitre V :

Fig. 90 : Composition minéralogique des sédiments échantillonnés à Bruniquel. 201
Fig. 91 : Diffractogrammes de l'échantillon f1 de la coupe de Bruniquel (base de l'assise à gryphées, Toarcien supérieur). 202
Fig. 92 : Diffractogrammes de l'échantillon f30 de la coupe de Bruniquel (calcaires à biopisolithes de nubéculaires, Aalénien moyen). 202
Fig. 93 : Composition minéralogique des sédiments échantillonnés à Thémines. 204

Fig. 94 : Diffractogrammes de l'échantillon f1 de la coupe de Thémines (marno-calcaire à oolithes ferrugineuses, Toarcien supérieur). 205

Fig. 95 : Diffractogrammes de l'échantillon f47 de la coupe de Thémines (calcaires recristallisés à ooïdes, Aalénien terminal). 205

Fig. 96 : Composition minéralogique des sédiments échantillonnés à Autoire. 207

Fig. 97 : Evolution des concentrations des espèces minérales argileuses dans le temps et dans l'espace. 209

Fig. 98 : Tableau de répartition stratigraphique des taxons de Spores et de Pollens, Dinokystes, Acritarches, Algues et foraminifères sur la coupe de Lapoujade. 211

Fig. 99 : Comparaison de l'évolution des pourcentages en CaCO3 et en kaolinite dans le temps et sur les 3 sites. 212

Fig. 100 : Rhomboèdres de dolomie au sein de la sous-unité F2 de Bruniquel (MEB). 213

Fig. 101 : Absence de corrélation entre les proportions de chlorite et de kaolinite sur les 3 sites. 214

Fig. 102 : Relations entre les variations des différents rapports et les fluctuations du niveau marin relatif. 216

Chapitre VI :

Fig. 103 : principales manifestations géodynamiques ouest européennes au cours de la période Norien-Portlandien (*in* Durlet, 1996). 223

Fig. 104 : Reconstitution de la tectonique des plaques au Toarcien moyen (*in* Dercourt *et al.*, 1993). 224

Fig. 105 : Carte paléoenvironnementale. Distribution des environnements de dépôts sur la plate-forme quercynoise au sommet de la sous-zone à Fallaciosum. 225

Fig. 106 : Distribution des dépôts au sommet de la sous-zone à Fallaciosum suivant un transect NW-SE dans le secteur de Martel-Autoire. 226

Fig. 107a et 107b : Cartes paléoenvironnementales et cartes structurales. Distribution, évolution des environnements de dépôts et répartition des failles actives sur la plate-forme quercynoise au cours de la zone à Dispansum et de la zone à Pseudoradiosa. 227

Fig. 108 : Evolution tectono-sédimentaire en contexte de plate-forme ouverte (sommet de la sous-zone à Fallaciosum-limite Aalénien inférieur Aalénien moyen). 229

Fig. 109a et 109b : Cartes paléoenvironnementales et cartes structurales. Distribution, évolution des environnements de dépôts et répartition des failles actives sur la plate-forme quercynoise au cours de l'horizon à Mactra et de l'horizon à Celtica. 231

Fig. 110a et 110b : Cartes paléoenvironnementales et cartes structurales. Distribution, évolution des environnements de dépôts et répartition des failles actives sur la plate-forme quercynoise au cours du Toarcien terminal. 233

Fig. 111a et 111b : Cartes paléoenvironnementales et cartes structurales. Distribution, évolution des environnements de dépôts et répartition des failles actives sur la plate-forme quercynoise au cours de l'Aalénien inférieur. 235

Fig. 112a et 112b : Cartes paléoenvironnementales et cartes structurales. Distribution, évolution des environnements de dépôts et répartition des failles actives sur la plate-forme quercynoise au cours de l'Aalénien moyen. 236

Fig. 113 : Evolution tectono-sédimentaire en contexte de plate-forme protégée (Aalénien moyen-limite Aalénien Bajocien). 237

Fig. 114a et 114b : Cartes paléoenvironnementales et cartes structurales. Distribution, évolution des environnements de dépôts et répartition des failles actives sur la plate-forme quercynoise au cours de l'Aalénien terminal. 239

Fig. 115 : Interprétation du contexte tectonique régional au Toarcien supérieur et à l'Aalénien inférieur à moyen. Mouvements décrochants dextres des grands accidents régionaux. 243

Fig. 116 : Corrélations stratigraphiques et découpage séquentiels à l'échelle du 3ème ordre de la série aaléno-bajocienne à l'extrémité nord du bassin des Grands-Causses selon un transect E-W (*in* Cizak *et al.*, 2000). 246

Fig. 117 : Carte de distribution des principaux paléoenvironnements au Lias supérieur dans le bassin Aquitain (*in* Carozzi *et al.*, 1972). 247

Fig. 118 : Carte de distribution des principaux paléoenvironnements à la base du Dogger (Toarcien supérieur, Aalénien, Bajocien indifférenciés) dans le bassin Aquitain (*in* Carozzi *et al.*, 1972). 248

Fig. 119 : Coupe schématique d'orientation Est-Ouest montrant l'isolement de la plate-forme quercynoise à l'Aalénien moyen. 250

Chapitre VII :

Fig. 120 : Traitement statistique ; étapes de la démarche. 252

Fig. 121 : Synthèse des événements enregistrés dans le bassin quercynois au Toarcien supérieur et à l'Aalénien. 255

Planches photographiques :

Planche 1 280

Planche 2 282

Planche 3 284

Planche 4 286

Planche 5 288

Planche 6 290

Planche 7 292

Planche 8 294

Planche 9 296

Liste des annexes

Annexe 1 : Tableau (niveau de prélèvement X descripteurs binaires et effectifs) synthétisant les données de la coupe de La Gironie. 301

Annexe 2 : Tableau (niveau de prélèvement X descripteurs binaires et effectifs) synthétisant les données de la coupe de Thémines. 302

Annexe 3 : Tableau (niveau de prélèvement X descripteurs binaires et effectifs) synthétisant les données de la coupe de St-Pierre-de-Livron. 302

Annexe 4 : Projection des variables sur le plan des axes F1 et F3 de l'A.C.M. 303

Annexe 5 : Diagrammes des coordonnées des niveaux de prélèvements de la coupe de La Gironie sur les axes 1, 2 et 4 de l'A.C.M. 304

Annexe 6 : Diagrammes des coordonnées des niveaux de prélèvements de la coupe de Thémines sur les axes 1, 2 et 4 de l'A.C.M. 305

Annexe 7 : Diagrammes des coordonnées des niveaux de prélèvements de la coupe de St-Pierre-de-Livron sur les axes 1, 2 et 4 de l'A.C.M. 306

Annexe 8 : Coupe de Beauregard. Evolution lithologique. 307

Annexe 9 : Coupe de Lamouroux. Evolution lithologique et calage biochronologique. 308

Annexe 10 : Coupe de St Rémy. Evolution lithologique et calage biochronologique. 309

Annexe 11 : Coupe de Farrou et des Granades. Evolution lithologique. 310

Annexe 12 : Coupe de St-Martin-Labouval. Evolution lithologique et calage biochronologique. 311

Annexe 13 : Coupe de Cornus. Evolution lithologique et calage biochronologique. 312

Annexe 14 : Coupe du Mas de Gendre. Evolution lithologique et calage biochronologique. 313

Annexe 15 : Coupe de la côte des Mathieux. Evolution lithologique et stratigraphie. 314

Annexe 16 : Coupe du Puy d'Issolud. Evolution lithologique et stratigraphie. 315

Annexe 17 : Pourcentages des divers minéraux composant les sédiments toarciens-aaléniens des coupes de Bruniquel, Thémines et Autoire. 316

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche 1

1 : Faciès 2a, biomicrite mudstone-wackestone à silts quartzeux et biodébris de nature diverse (notamment de lamellibranches) plus ou moins pyritisés (marnes silteuses, UA). Page 63, *offshore* inférieur.

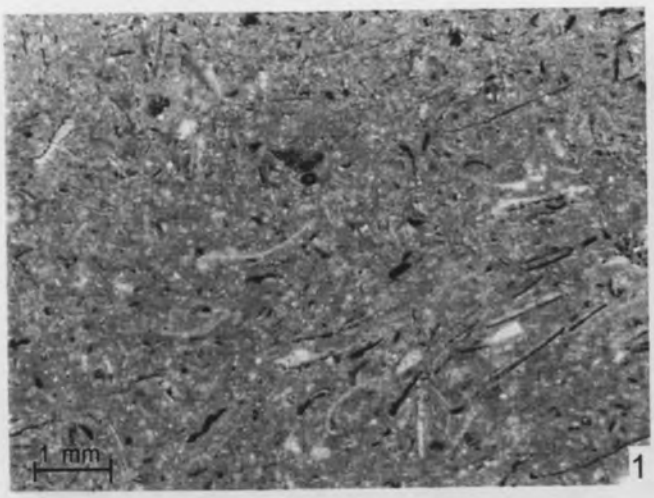
2 : Faciès 2b, biomicrite wackestone-packstone à biodébris de nature diverse (calcaires argileux bioturbés, assise à gryphées et niveau à brachiopodes). Page 63, *offshore* supérieur distal à médian.

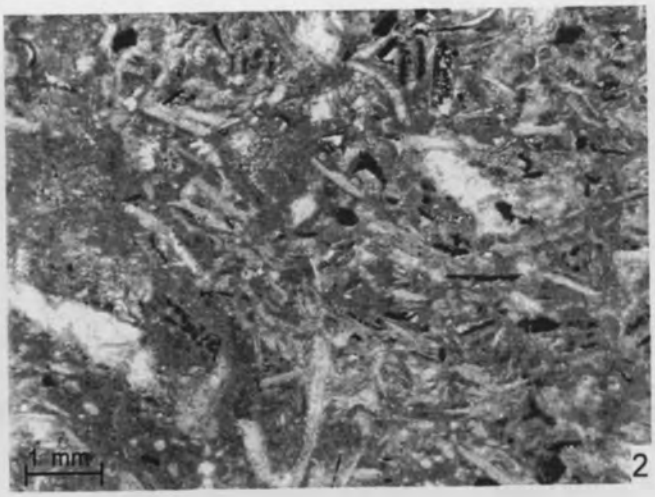
3 : Faciès 2d, bioaccumulation de microdébris majoritairement d'échinodermes. Page 64, *offshore* supérieur médian.

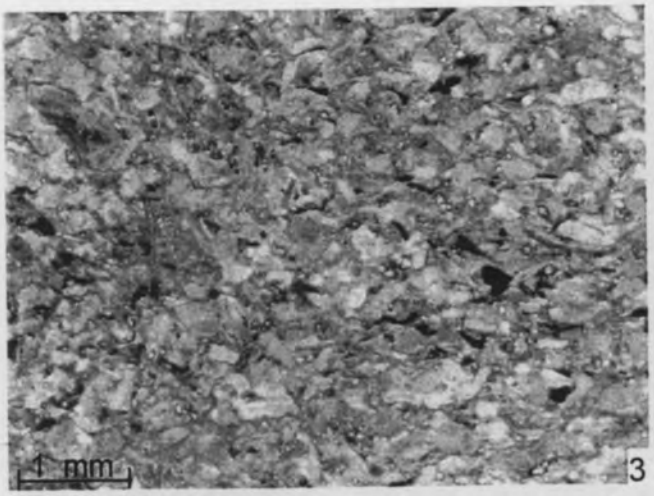
4 : Faciès 2e, biomicrite à biosparite packstone-grainstone (vannage incomplet) à accumulation de biodébris d'échinodermes (majoritaire). Page 64, *offshore* supérieur médian à proximal.

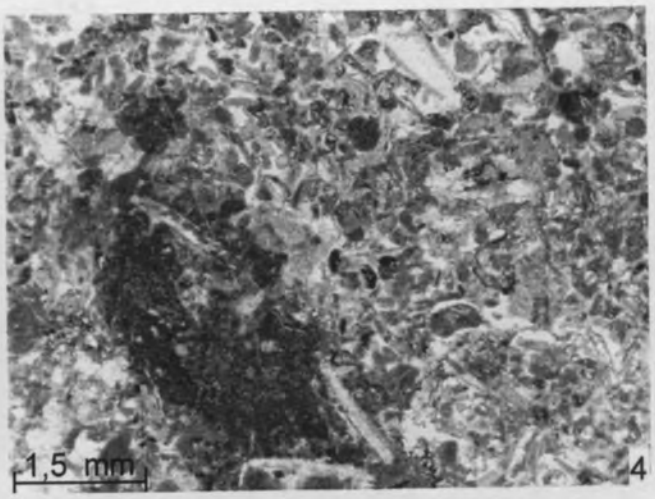
5 : Faciès 2f, biosparite grainstone à accumulation de bioclastes d'échinodermes roulés. Page 64, *offshore* supérieur proximal.

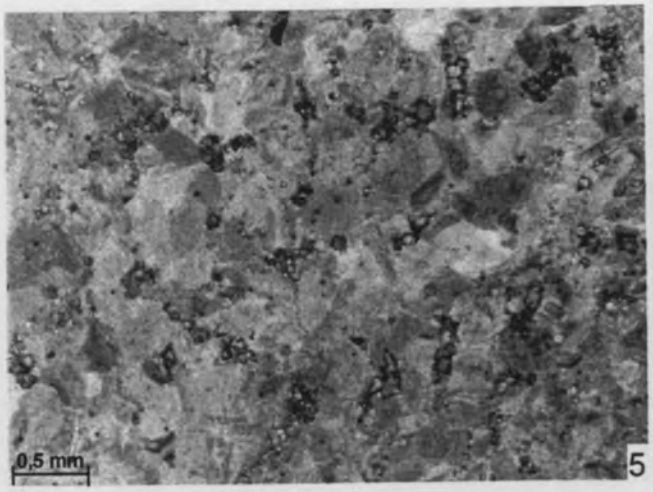
6 : Faciès 4a, biomicrite wackestone à extraclasts. Page 65, *offshore* supérieur distal à médian


1 mm
1


1 mm
2


1 mm
3


1,5 mm
4


0,5 mm
5

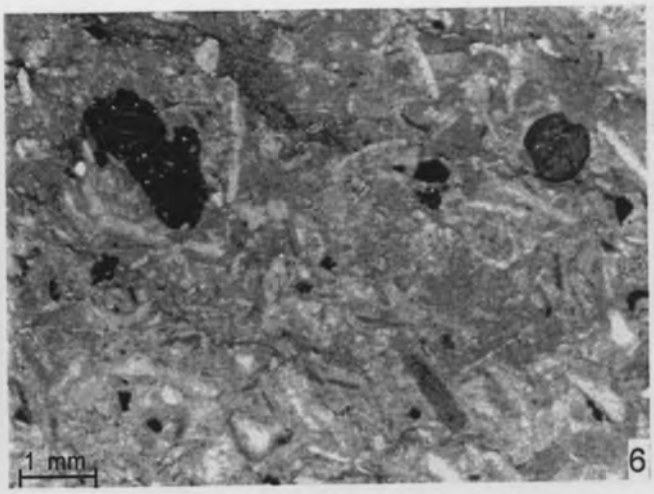

1 mm
6

Planche 2

1 : Faciès 3b, oobiodolomicrosparite à oolithes ferrugineuses remaniées (coupe de Thémines, SUa1). Page 64, *offshore* supérieur distal.

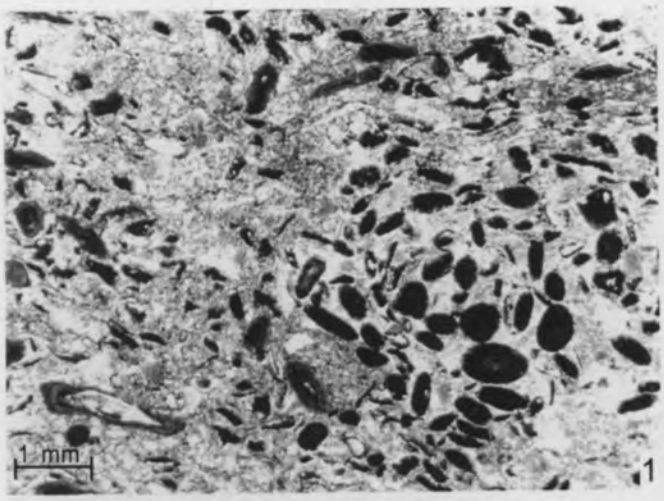
2 : Faciès 3b oolithes ferrugineuses compactées et déformées. Page 64,

3 : Faciès 4b, packstone-grainstone à extraclasts. Page 65. *offshore* supérieur proximal.

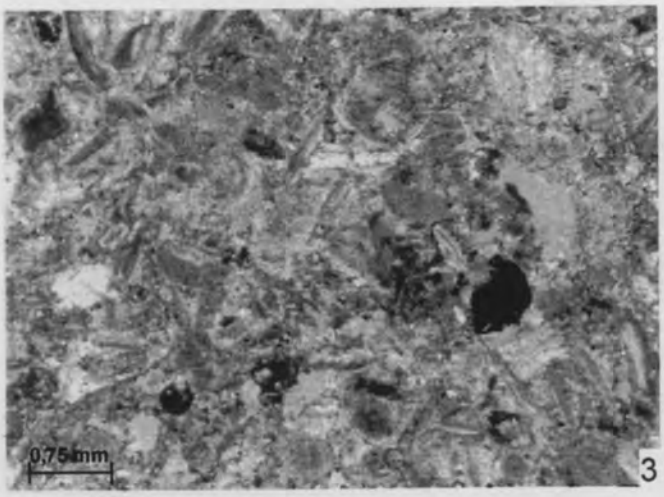
4 : Faciès 7a, biomicrite à biosparite packstone-grainstone composée de bioclastes perforés et micritisés. Page 65, *offshore* supérieur médian à proximal.

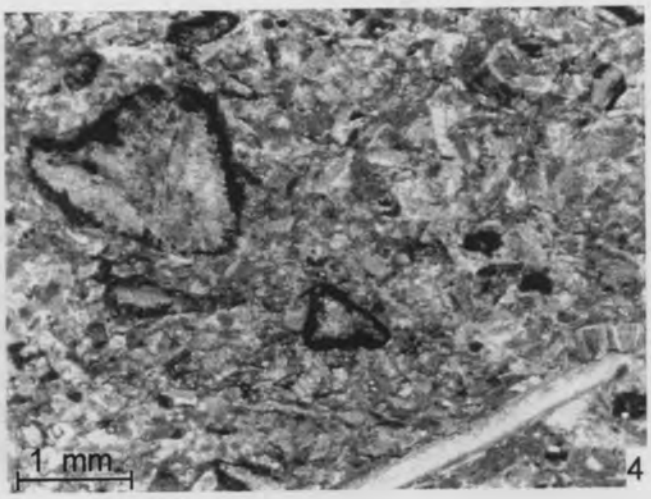
5 : Faciès 7a, fragment de lamellibranche perforé et micritisé. Page 65.

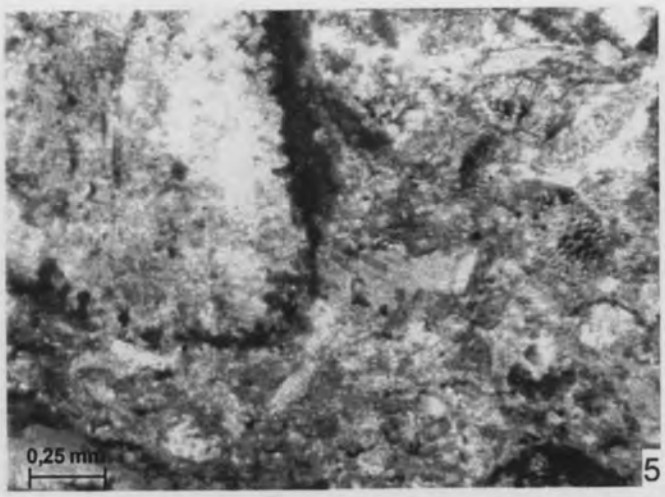
6 : Faciès 7b, biosparite grainstone à bioclastes perforés et micritisés, à biopisolithes de nubéculaires et à biodébris non encroûtés. Page 66, arrière-barre bioclastique.


1 mm
1

0,27 mm
2


0,75 mm
3


1 mm
4


0,25 mm
5

0,5 mm
6

Planche 3

1 : Faciès 8b, biomicrite wackestone à biopisolithes de nubéculaires, à pelletoïdes (foraminifères micritisés) et *Holosporella* sp. Page 66, infralittoral médian (plate-forme protégée).

2 : Faciès 8b, biomicrite wackestone à biopisolithes de nubéculaires et à biodébris non encroûtés. Page 66.

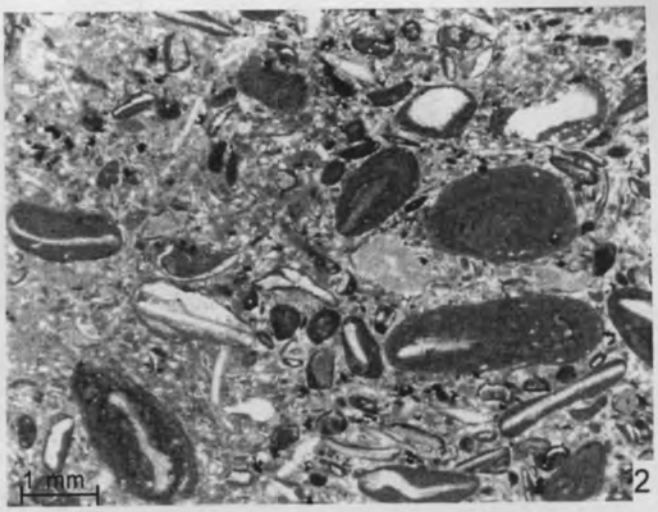
3 : Faciès 9a, biopel(dolo)micrite wackestone à pelletoïdes « mous » et gros « oncoïde », perforé, à encroûtement de nubéculaires, bryozoaires...Page 67, infralittoral distal (plate-forme protégée).

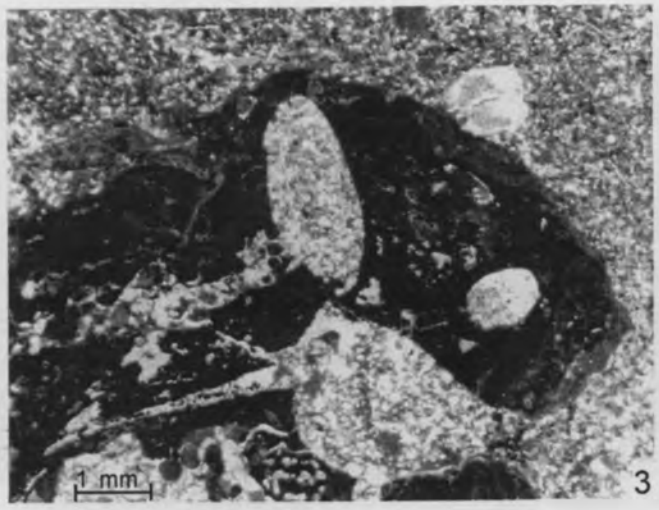
4 : Faciès 9a, biopelmicrite packstone à pelletoïdes « mous » et microdébris d'échinodermes. Page 67, infralittoral distal (plate-forme protégée).

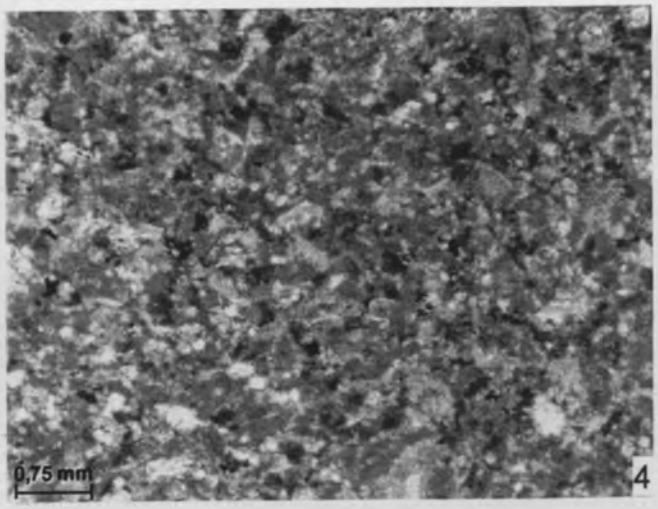
5 : Faciès 9b, biopelsparite grainstone à pelletoïdes « durs » (sable à pelletoïdes). Page 67, infralittoral proximal (plate-forme protégée).

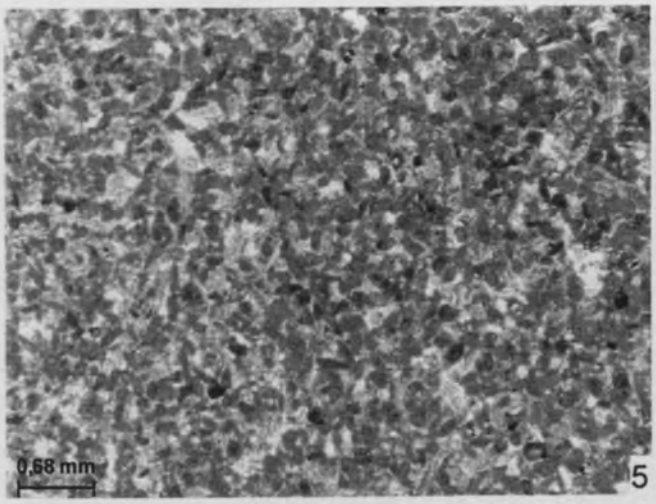
6 : Faciès 10, oobiopelmicrite wackestone-packstone à rares fragments de polypiers, à bahamites et rares biopisolithes de nubéculaires. Page 68, infralittoral proximal (plate-forme protégée).

1 mm
1


1 mm
2


1 mm
3


0,75 mm
4


0,68 mm
5

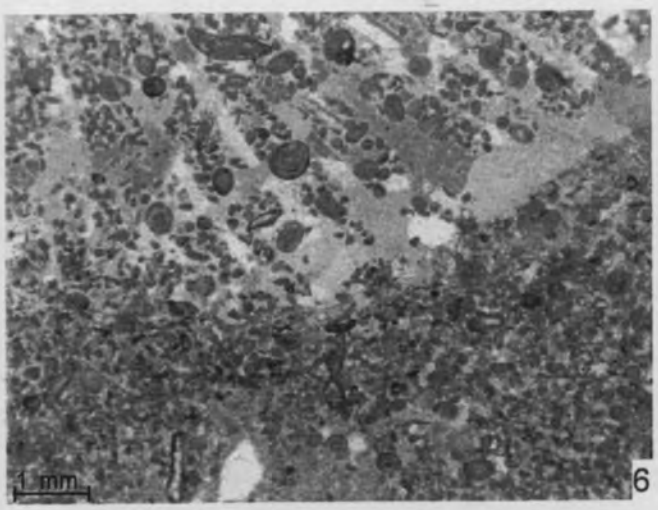

1 mm
6

Planche 4

1 : Faciès 11, calcaire oolithique (oobiosparite grainstone). Oolithes micritisées de type 1 selon Strasser, 1986 (unité F, coupe de La Gironie). Pages 38 et 68, arrière-barre oolithique.

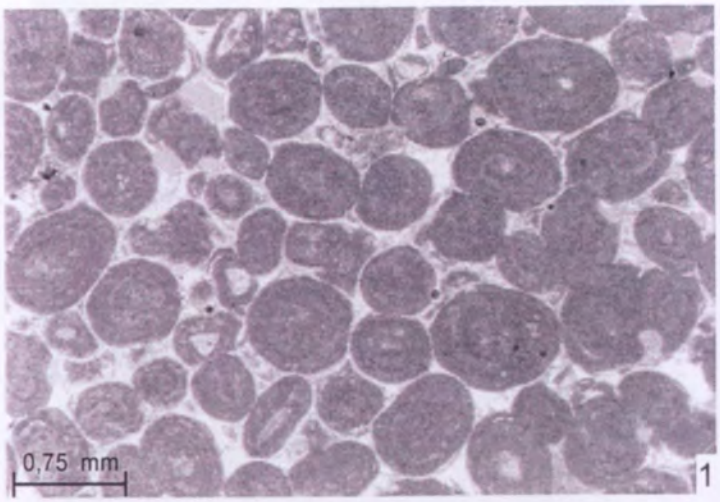
2 : Faciès 11, calcaire oolithique (oobiosparite grainstone). Oolithes micritisées de type 1 et oolithes, à cortex constitué de fines lamines concentriques, de type 3 selon Strasser, 1986 (unité G, coupe d'Autoire). Pages 68 et 169, barre oolithique.

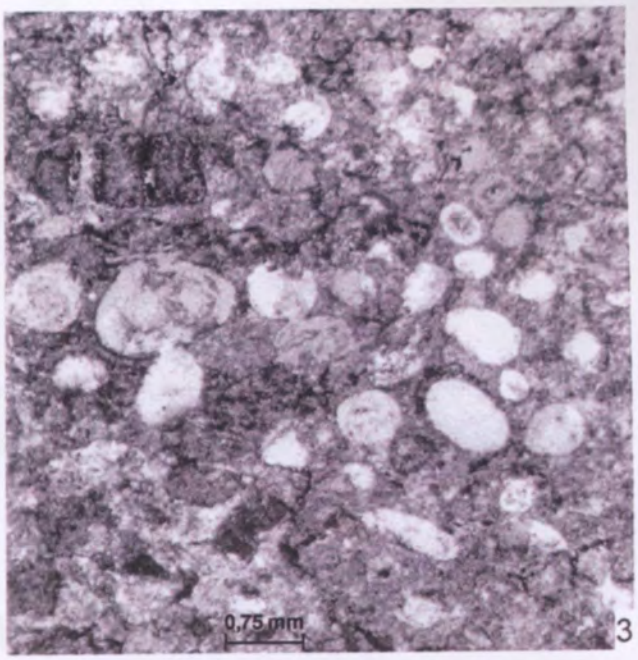
3 : Faciès 12c, calcaires dolomitisés et recristallisés à ooïdes. Page 69, médiolittoral à supralittoral.

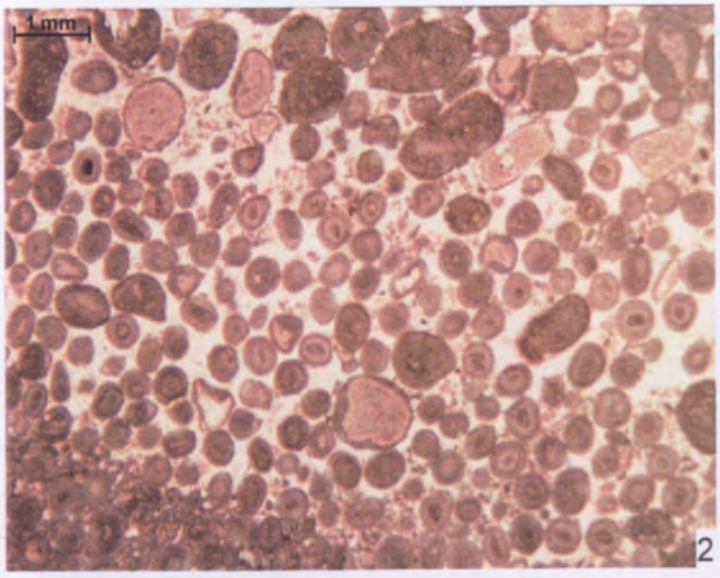
4 : Faciès 12b, calcaires dolomitisés puis recristallisés. Plages de calcite poecilitique, unité F de la coupe de Lapoujade. Pages 41 et 69, médiolittoral.

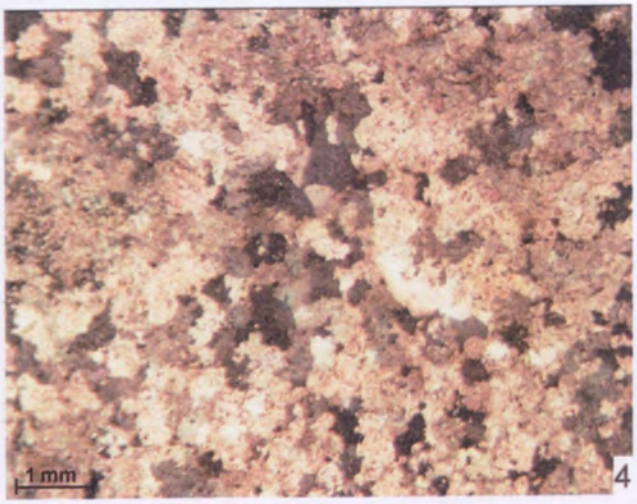
5 : Faciès 6, calcaires bioclastiques à mégarides tidales (unité B, assise à gryphées, coupe de Courtils). Pages 65 et 178, *shoreface*.

6 : Faciès 5, calcaires bioclastiques à macro-H.C.S. (unité D, coupe de La Gironie). Pages 38 et 65, *offshore* supérieur à *shoreface*.


0,75 mm
1


0,75 mm
3


1 mm
2


1 mm
4

5

6

Planche 5

1 : calcaire bioturbé à abondantes géodes silico-calcitiques (sommet de SUF2, coupe d'Autoire). Pages 69 et 169.

2 : polypier à remplissage siliceux (sommet de SUf2, coupe d'Autoire). Pages 71 et 169.

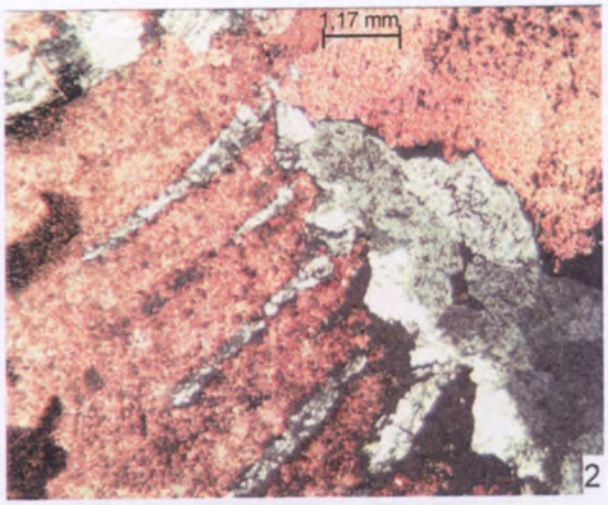
3 : succession de structures de type « *chiken wire* » sous la discontinuité D.10b (unité F, coupe de St-Martin-Labouval). Pages 69 et annexe 11.

4 : structure de type « *chiken wire* » le long de la discontinuité D.10b composée de macrocristaux aciculaires de calcite. Pages 69 et annexe 11.

5 : section coloré d'une géode silico-calcitique (lumière polarisée-analysée). De gauche à droite : encaissant, calcédoine (contour externe de la géode), quartz, sparite non ferreuse. Page 71.

6 : section coloré d'une géode silico-calcitique (lumière polarisée). Page 71.

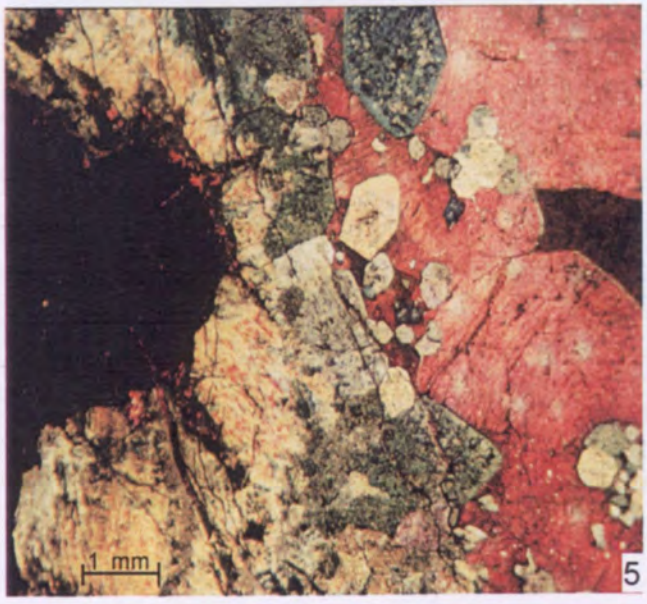
1



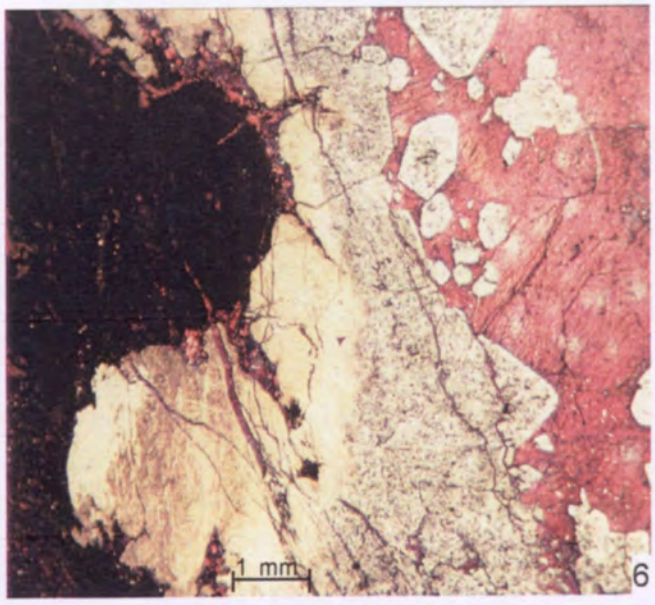
2

3

4



5



6

Planche 6

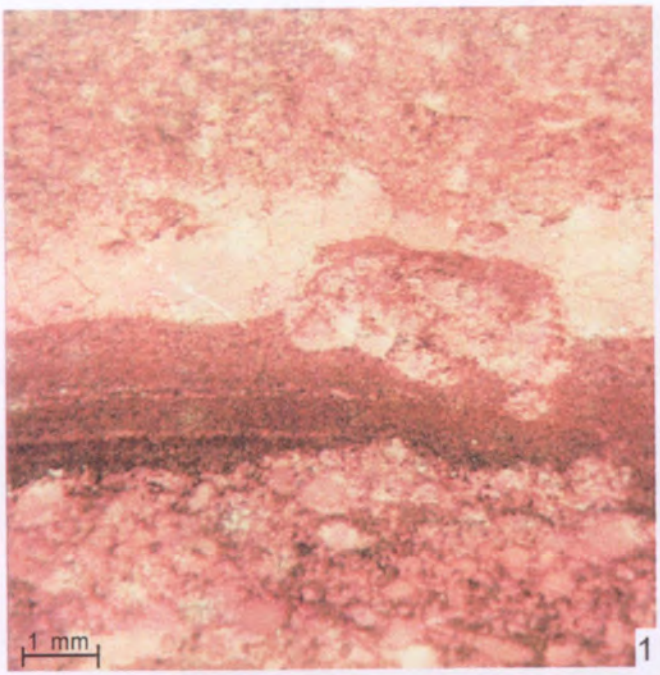
1 : cavité de dissolution à remplissage de sédiment interne calcaréo-argileux polyphasé surmonté par de la sparite. Encaissant : calcaire dolomitisé et recristallisé à ooïdes (sommet de l'unité F, coupe de Cénevières). Pages 73 et 141.

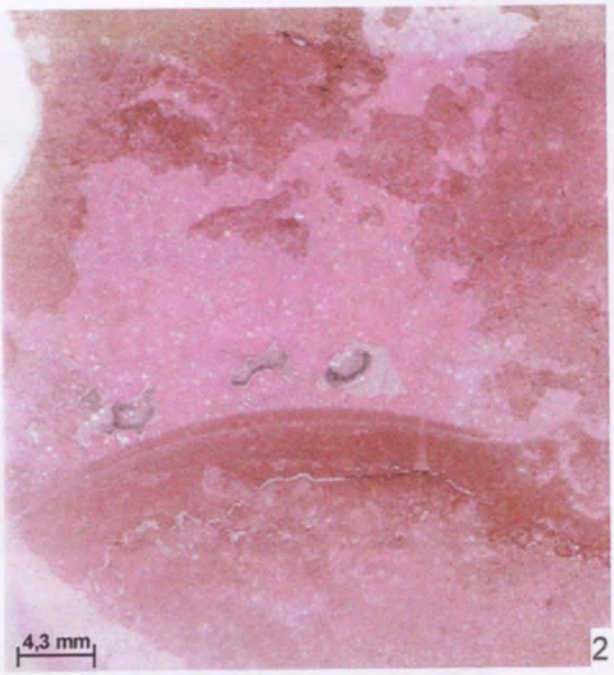
2 : cavité de dissolution à remplissage de sédiment interne calcaréo-argileux polyphasé surmonté par de la sparite non ferreuse (sommet de l'unité F, coupe de Lapoujade). Pages 41 et 73.

3 : Sédiment interne au sein de l'unité F de la coupe de Calvignac. Le sédiment calcaréo-argileux ferrugineux, polyphasé de couleur rougeâtre ou orangée, présente un aspect « fluidal ». Pages 73 et 137.

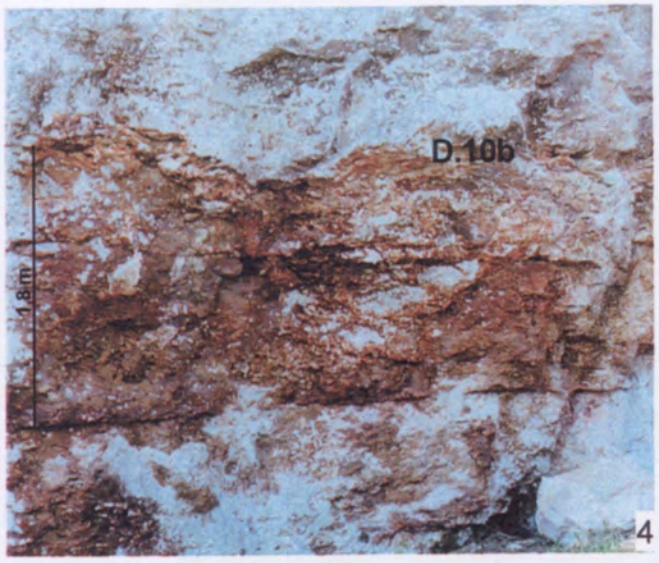
4 : passage de l'unité F (calcaire dolomitique et recristallisé) à l'unité G (calcaire oolithique) sur la coupe de Calvignac, discontinuité D.10b. Page 137.

5 : filon de gypse fibreux le long de la discontinuité D.10a (base des calcaires dolomitiques et recristallisés, coupe de Calvignac). Page 137.


1 mm
1


4,3 mm
2

3


D.10b
1,8 m
4

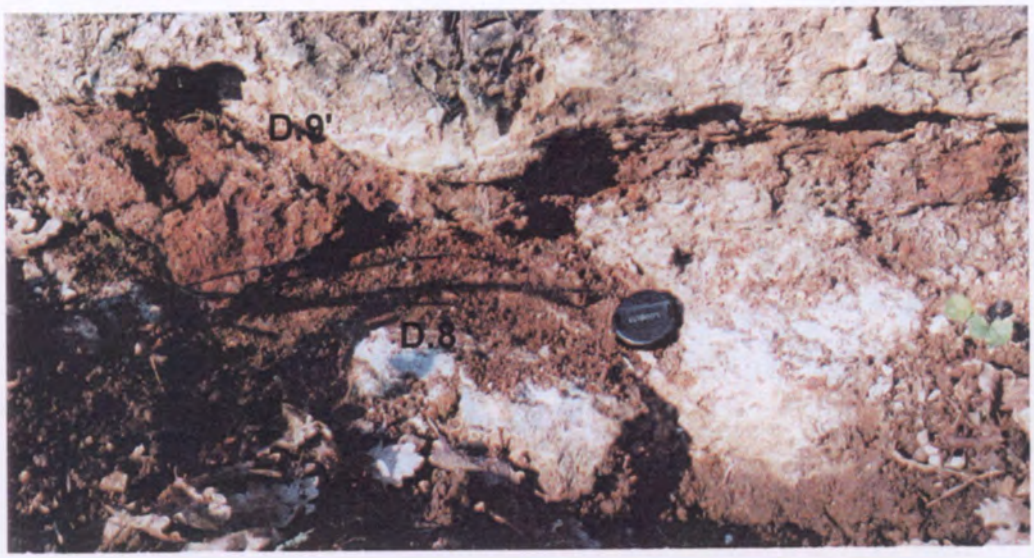
5

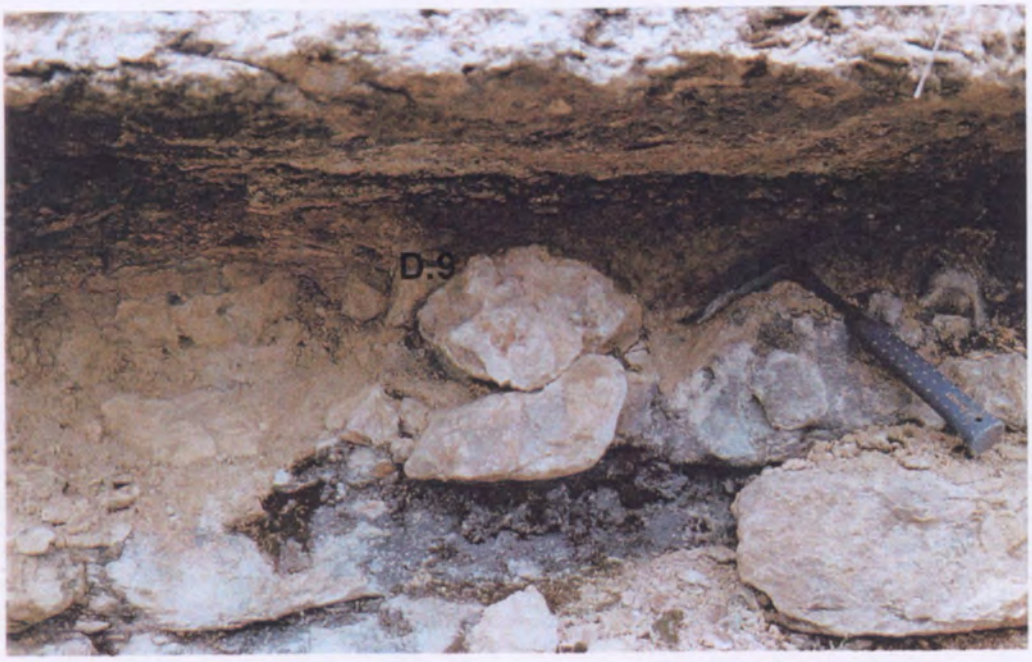
Planche 7

1 : Toarcien supérieur, coupe de Cénevières. La série aalénienne est séparée du niveau à Fallaciosum par une croûte ferrugineuse lenticulaire d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur. D.8 : discontinuité au sommet du niveau à Fallaciosum ; D.9' : surface érosive à la limite Toarcien-Aalénien. Page 141.

2 : surface durcie taraudée qui clôture l'assise à gryphées (discontinuité D.9, UB, coupe des Arques). Page 175.

3 : Toarcien supérieur (1,2 m) réduit et condensé, coupe de Calvignac. L'assise à gryphées (horizon à Mactra) repose sur le niveau à Fallaciosum. D.8 : discontinuité au sommet du niveau à Fallaciosum ; D.9 : discontinuité au sommet de l'assise à gryphées. D.9' : discontinuité à la limite Toarcien-Aalénien. Page 137.


D.9'
D.8


D.9

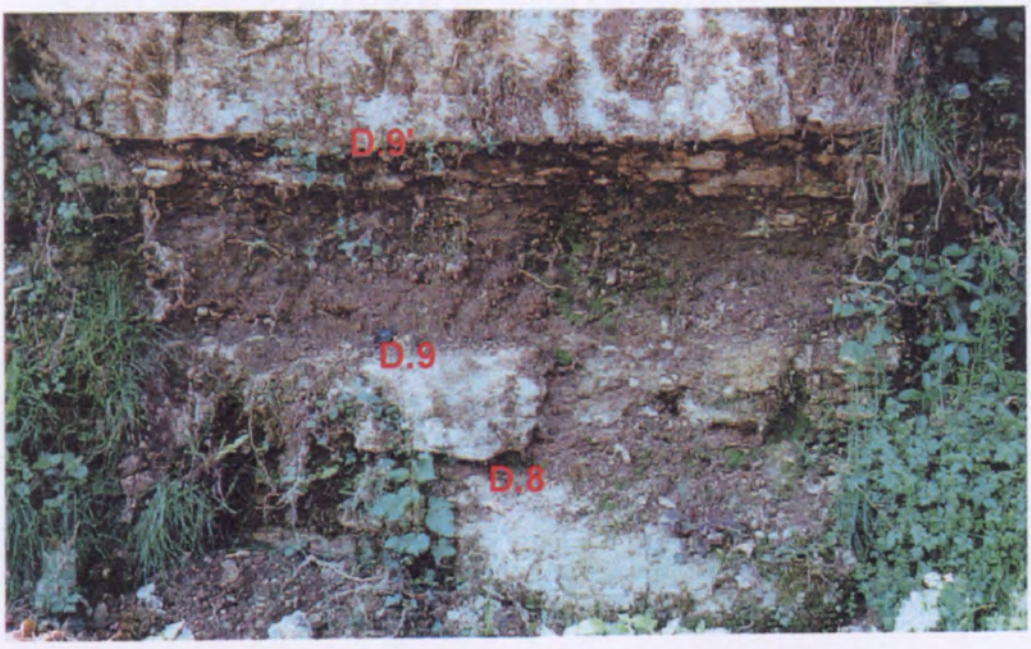

D.9'
D.9
D.8

Planche 8

1 : sommet de l'unité E (calcaires à biopisolithes de nubéculaires), coupe de Calvignac. SUe2 est clôturée par un fond durci de 10 cm d'épaisseur (D.9'e). La discontinuité D.10a interrompt la sous-unité SUe3. Page 137.

2 : vue microscopique de la discontinuité D.9'e (coupe de Calvignac). Surface durcie (SPd2) perforée par des lithodomus. Les perforations sont remplies par du sédiment marin (présence de nodosariidés) postérieurement dolomitisé. Page 137.

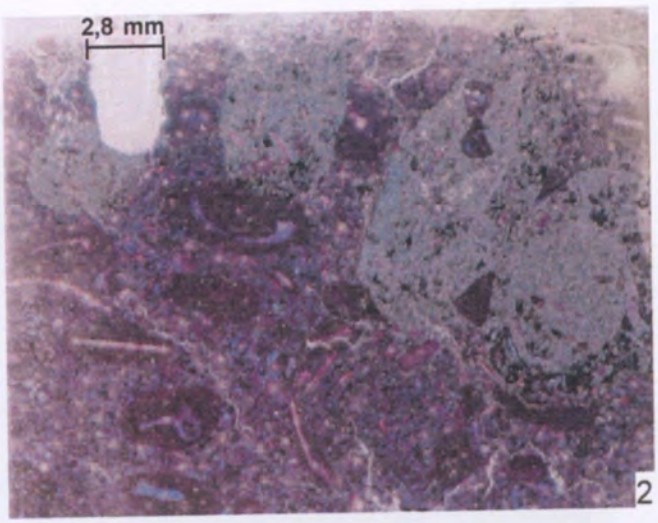
3 : unité F de la coupe de Bérals, calcaires dolomitisés puis recristallisés à stromatolites. Page 131.

4 : calcaires à chailles, coupe de Lapoujade. Les chailles correspondent à une accumulation de spicules de spongiaires. Page 41.

5 : surface érosive (D.10'a) au sein de l'unité F de la coupe de Bruniquel. Page 97.

6 : barre oolithique bajocienne (UG) reposant sur les calcaires dolomitisés et recristallisés à ooïdes (UF) aaléniens (coupe d'Autoire). Page 169.

D.10a
D.9'e
1


2,8 mm
2

3

4

5

6

Planche 9

Fig. 1 *Cytherella toarcensis* Bizon, 1960

1 Carapace, vue de droite, x70
Aalénien (inférieur ?) de la coupe d'Autoire. Page 172

Fig. 2 à 4 *Cytherelloidea* cf. *cadomensis* Bizon, 1960

2 Carapace, vue de droite, x70
3 Carapace, vue de gauche, x70
4 Carapace, vue dorsale, x70
Fig. 2, fig. 3 : Aalénien (moyen ?) de la coupe d'Autoire, fig. 4 : Toarcien supérieur de la coupe de Bruniquel.
Page 172 et 97

Fig. 5 à 10 *Praeschuleridea magnycourtensis* (Apostolescu, 1959)

5 Carapace, vue de droite, femelle, x70
6 Carapace, vue de droite, mâle, x70
7 Carapace, vue de droite, femelle, x70
8 Carapace, vue de gauche, femelle, x70
9 Carapace, vue de gauche, mâle, x70
10 Carapace, vue de gauche, femelle, x70
Fig. 5 à 8 : Aalénien (moyen ?) de la coupe d'Autoire, fig. 9 et 10 : Toarcien supérieur de la coupe de Bruniquel.
Page 172 et 97

Fig. 11 à 16 *Ernstella pseudokinkelinella* (Bate & Coleman, 1975)

11 Carapace, vue dorsale, mâle, x70
12 Carapace, vue de gauche, mâle, x70
13 Carapace, vue de gauche, femelle, x70
14 Valve droite, mâle, x70
15 Carapace, vue de droite, femelle, x70
16 Carapace, vue ventrale, femelle, x70
Aalénien (moyen ?) de la coupe d'Autoire. Page 172

Fig. 17 et 18 *Nudacythere* aff. *champeauae* (Bizon, 1960)

17 Carapace, vue de gauche, x70
18 Carapace, vue de droite, x70
Aalénien (moyen ?) de la coupe d'Autoire. Page 172

Fig. 19 à 22 *Klinglerella* ? sp.1

19 Carapace, vue dorsale, x100
20 Carapace, vue de droite, x100
21 Carapace, vue de gauche, x100
22 Carapace, vue ventrale, x100
Aalénien (moyen ?) de la coupe d'Autoire. Page 172

Fig. 23 *Klinglerella* ? sp. 2

23 Carapace, vue de droite, x70
Aalénien (moyen ?) de la coupe d'Autoire. Page 172

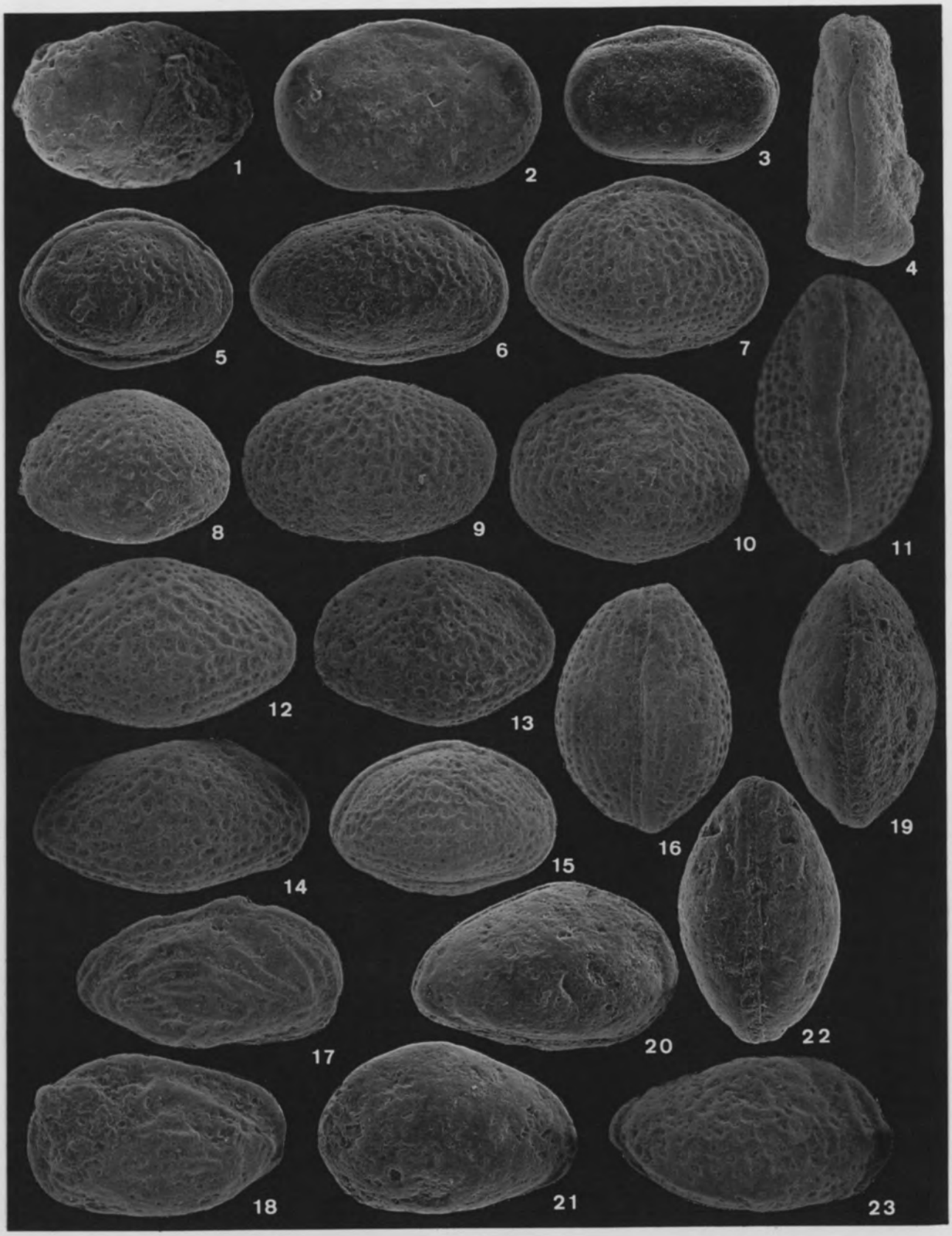



Planche 9