

Actes du Laboratoire de Géologie
Sédimentaire et Paléontologie
de l'Université Paul - Sabatier
Toulouse

série 2 : mémoires

LE LIAS DU QUERCY MERIDIONAL :
ETUDE LITHOLOGIQUE, BIOSTRATIGRAPHIQUE,
PALEOECOLOGIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

René CUBAYNE



T H E S E

présentée devant

L'UNIVERSITE PAUL-SABATIER DE TOULOUSE (Sciences)

en vue de l'obtention

DU GRADE DOCTEUR D'ETAT - SCIENCES

Spécialité : Géologie sédimentaire et Paléontologie.

par

René CUBAYNES

LE LIAS DU QUERCY MERIDIONAL :

ETUDES LITHOLOGIQUE, BIOSTRATIGRAPHIQUE,

PALEOECOLOGIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

Soutenue le 09 octobre 1986 devant la Commission d'examen :

MM. R. MIROUSE,	
Professeur à l'Université Paul-Sabatier, Sciences - Toulouse.....	Président
M. DURAND-DELGA,	
Professeur à l'Université Paul-Sabatier, Sciences - Toulouse.....	
R. MOUTERDE	
Directeur de Recherche au C.N.R.S. - Faculté Catholique, Sciences - Lyon	
J. REY,	
Professeur à l'Université Paul-Sabatier, Sciences - Toulouse.....	
Mme C. RUGET,	
Maître de Recherche au C.N.R.S., Faculté Catholique, Sciences - Lyon	
M. J. DELFAUD,	
Professeur à l'Université de Pau et des Pays de l'Adour.....	Examineur

AVANT-PROPOS

REMERCIEMENTS

Ce mémoire de thèse est l'aboutissement de recherches effectuées au Laboratoire de Géologie méditerranéenne de l'Université Paul Sabatier de Toulouse et au Laboratoire de Géologie de la Faculté catholique de Lyon.

Je tiens à remercier les Professeurs qui me font l'honneur de former mon jury de thèse et qui ont guidé mon travail :

Monsieur M. DURAND-DELGA m'a confié ce sujet de recherches et a toujours montré beaucoup d'intérêt pour mes travaux. Ce mémoire a été, sans aucun doute, grandement amélioré dans sa forme par les conseils et les suggestions qu'il m'a donnés, lors de la mise au point de mon manuscrit. Il m'a semblé qu'il m'honorait de son amitié et il reste pour moi un exemple.

Monsieur J. DELFAUD a accepté de co-diriger mes investigations. Son apport dans le domaine de l'étude séquentielle fut déterminant. Ses conseils, sa présence sur le terrain, m'ont apporté des éléments essentiels.

Je retrouve Monsieur R. MIROUSE presque 20 après mes premières armes en Géologie (un DEA en 1968). Il me fait l'honneur de présider mon Jury et je le remercie trois fois :

- une première fois pour m'avoir guidé pendant mon 3^e cycle,
- une deuxième fois pour m'avoir préparé de main de maître à l'agrégation,
- une troisième fois pour être ici aujourd'hui.

Il représente, par son sens de la pédagogie, un modèle auquel j'essaie, bien modestement, de ressembler.

Monsieur J. REV a toujours montré à mon égard, une immense disponibilité. J'ai apprécié ses suggestions et ses idées dans le vaste domaine de la paléoécologie.

Je ne peux dissocier Monsieur l'Abbé MOUTERDE et Madame C. RUGET dans mes remerciements. La qualité de leur accueil, leur aide sans faille, leurs conseils, leurs suggestions furent pour moi de précieux alliés. Ils m'ont inlassablement poussé vers mon but.

Si mon travail a quelque valeur, je le dois à ces Professeurs et s'il comporte (il y en a !) quelques défauts... je n'ai pas toujours été bon élève.

Madame A. LEFAVRAIS-RAYMOND m'a offert une aide sans réserve, tant sur le terrain que par la série de documents qu'elle mit à ma disposition.

Ma reconnaissance va à tous les spécialistes que j'ai pressés, bousculés, parfois assiégés dans leur bureau :

- Messieurs J. H DELANCE, (Dijon), B. LAURIN (Dijon) et Y. ALMERAS (Lyon) pour les Brachiopodes.

- Messieurs Ph. FAURE (Toulouse), R. MOUTERDE (Lyon) et J. L. DOMMERGUES (Dijon) pour les Ammonites.

- Messieurs J. LE FEVRE (SNEA P. Pau) et P. DONZE (Lyon) pour les Ostracodes.

- Monsieur R. DELOFFRE (SNEA P, Pau) pour les Algues

- Monsieur J. P. BASSOULET (Poitiers) pour les Foraminifères des lames minces.

- Monsieur H. CAPETTA (Montpellier) pour les dents de poissons.

- Madame S. WENZ (MNHN. Paris) pour les poissons.

- Madame S. FRENEIX (MNHN, Paris) pour les Lamellibranches.

- Madame S. SECRETAN (MNHN, Paris) pour les Crustacés.

- Monsieur J.C. FISCHER (MNHN, Paris) pour les Gastéropodes.

- Monsieur J. ROMAN (MNHN, Paris) pour les Echinides.

- Monsieur M. ROUX (Lyon) pour les Crinoïdes.

- Messieurs C. LUCAS (Toulouse) et G. BARDOSSY (Budapest) pour les argiles.

- Monsieur J. MAGNE (Toulouse) pour des séries de lames minces.

- Madame D. NOEL (MNHN) pour les Coccolithes des Schistes carton.

- Madame RUGET (Lyon) pour les Nodosariidés..

Je n'oublie pas ceux qui ont réalisé mes lames minces : Messieurs COUDERC (Toulouse) et ALAIN (Paris), ou celle dont l'assistance technique ne me fit jamais défaut : Madame ROQUE (Toulouse).

P. BONACHERA et C. HARRI ont réalisé, à partir de mes maquettes, une bonne part des dessins, je les en remercie.

Je tiens à remercier ALBI BURETIC SERVICE, Concessionnaire RANK XEROX, Monsieur Philippe PETIT, Mesdemoiselles Michèle DANFLOUS et Nathalie BOUCHER. Sans leur compréhension et leur aide ce mémoire ne serait pas prêt.

Enfin je dédie ce travail à ma famille et à un ami:-

-Monsieur Philippe FAURE, qui a partagé mon travail sur le terrain et dont les idées m'ont sans cesse enrichi.

- Ma famille qui a eu l'énorme mérite de me supporter pendant ces années de thèse : Françoise, Bernard, Marie-Noëlle (quelle patience !). Mes parents et ma soeur, par leurs actions, m'ont toujours montré l'exemple et le chemin à suivre.

SOMMAIRE

SOMMAIRE

	Pages
CHAPITRE I : INTRODUCTION	
1. - CADRE GEOLOGIQUE GENERAL	17
1.1. - Le bassin d'Aquitaine	17
1.2. - La Plate-forme nord-aquitaine	19
1.3. - La bordure orientale de la Plate-forme nord-aquitaine	19
1.4. - Le secteur d'étude.	19
1.4.1. - Esquisse morphologique	21
1.4.2. - Le cadre du secteur d'étude	21
a - Les grands accidents limites	23
b - Les autres directions de fracturation	23
c - Les dômes les cuvettes et les plis	25
d - Le style de déformation	25
e - Les phases d'extension au Jurassique	25
2. - HISTORIQUE DES ETUDES SUR LE QUERCY	25
2.1. - Les premiers travaux (1830-1903)	25
2.2. - Les études descriptives	27
2.3. - L'analyse séquentielle (1975-1984).	29
3. - LES PROBLEMES ABORDES	29
4. - METHODES D'ETUDE	30
4.1. - L'analyse séquentielle	30
4.2. - Les mesures de l'orientation des structures sédimentaires et des fossiles.	31
4.3. - Analyse des biocénoses	31
4.4. - Analyse des argiles	31
5. - TYPOLOGIE DES ENVIRONNEMENTS	33
6. - PLAN DE L'ETUDE.	33
 PREMIERE PARTIE : LA SEDIMENTATION DE PLATE-FORME PROXIMALE	 35
CHAPITRE II : SEQUENCE -L1- TRIAS SUPERIEUR - HETTANGIEN pro-partie	 39
1. - HISTORIQUE DES RECHERCHES	41

2. - LA FORMATION DES GRES DE LA MADELEINE	43
2.1. - La formation des Grès de la Madeleine dans la région de Figeac (Lot) et de Capdenac (Aveyron)	45
2.1.1. - La coupe-type du sondage CA2.	45
2.1.2. - L'âge des Grès de la Madeleine	45
2.1.3. - Le prisme détritique hettangien	47
2.2. - Le sondage de Saint-Martin-Labouval	47
2.3. - Les sondages de Saint-Igest	49
2.4. - Le dôme de Najac-Villevayre	49
2.5. - La Grésigne	51
2.5.1. - Les Grès de la Madeleine	51
2.5.2. - Eléments de datation	53
2.5.3. - Le contact entre les Grès de la Madeleine et les dolomies en plaquettes	53
2.5.4. - La coupe du Château de la Prune	53
2.5.5. - Conclusion.	55
2.6. - Le sondage de Nègrepelisse	55
2.7. - Paléogéographie du prisme détritique hettangien	57
2.7.1. - La sédimentation du Trias supérieur dans le bassin d'Aquitaine.	57
2.7.2. - La sédimentation détritique sur la bordure nord-est du bassin d'Aquitaine	57
2.8. - Age de la formation	58
3. - LA FORMATION DES DOLOMIES DU MAILLET	59
3.1. - Situation des coupes	59
3.2. - Le membre des Dolomies en dalles	63
3.2.1. - La coupe des Cabannes	63
a - Séquence de type I	63
b - Séquence de type II	63
c - Séquence de type IV	65
d - Séquences de type III	69
3.2.2. - Coupe du tunnel de chemin de fer d'Aussevaysse	69
a - Séquences de type IV	69
b - Séquences de type III	69
3.2.3. - Conclusion	71
3.3. - Le membre des Dolomies et argiles vertes	71
3.3.1. - Coupe du Château de la Prune	71
3.3.2. - Coupe de Vaour	73
3.3.3. - Coupe du tunnel de chemin de fer d'Aussevaysse	73
a - Séquences de type V	73
b - Séquences de type VI	73
3.3.4. - Conclusion	74

3.4. - Evolution latérale	74
3.4.1. - Le sondage de Nègrepelisse	74
3.4.2. - Le dôme de Najac-Villevayre	75
3.4.3. - Le dôme de Saint-Igest	75
3.4.4. - Les sondages du Lot	79
4. - EVOLUTION GENERALE DE LA SEQUENCE L1	81
4.1. - Le bassin	81
4.2. - La bordure nord et nord-est	81
4.2.1. - Le schéma paléogéographique	81
4.2.2. - Evolution verticale	83
4.2.3. - Le contexte climatique	85
4.2.4. - Le contexte tectonique	85
CHAPITRE III : SEQUENCE L2 HETTANGIEN - LOTHARINGIEN	87
1. - HISTORIQUE	89
1.1. - Les brèches calcaréo-dolomitiques	89
1.2. - Les calcaires à microrhythmes de Planioles	90
1.3. - Les calcaires oolithiques de Cavagnac.	91
2. - LA FORMATION DES BRECHES CALCAREO-DOLOMITIQUES ET DOLOMIES DE CAPDENAC.	91
2.1. - Région de la Grésigne	91
2.1.1. - Situation de la coupe	91
2.1.2. - Les brèches calcaréo-dolomitiques	95
2.1.3. - Les dolomies litées	95
2.2. - Le sondage de Nègrepelisse	97
2.3. - Les sondages de St-Igest	97
2.4. - Le sondage de St-Martin-Labouval	98
2.4.1. - Les Dolomies à niveaux d'évaporites	98
2.4.2. - Les Dolomies litées	98
2.5. - Région de Figeac-Capdenac	98
2.5.1. - Les Dolomies plus ou moins bréchifiées	99
2.5.2. - Les Dolomies litées	101
2.6. - Paléogéographie	101
2.6.1. - Le bassin salifère	101
2.6.2. - La bordure nord et nord-est	101
2.7. - Le cadre tectonique	105
2.8. - Conclusions	107

3. - LES CALCAIRES A MICRORYTHMES DE PLANIOLES	107
3.1. - La région de la Grésigne	107
3.1.1. - Coupe de la carrière de la commune de Campagnac	107
3.1.2. - Coupe de Milhars	115
3.1.3. - La coupe d'Aussevaysse	121
3.2. - La région de Figeac-Capdenac	123
3.2.1. - Limites de la formation	123
3.2.2. - Paléogéographie de la zone de Figeac au Sinémurien	123
3.2.3. - Signification des brèches sinémuriennes de la région de Figeac-Capdenac	125
3.2.4. - Evolution latérale de la formation	127
3.3. - Synthèse	129
3.3.1. - Paléogéographie	129
3.3.2. - Contexte climatique	129
3.3.3. - Organisation séquentielle	129
3.3.4. - Contexte tectonique	130
4. - LA FORMATION DES CALCAIRES OOLITHIQUES DE CAVAGNAC	130
4.1. - Région de la Grésigne	131
4.1.1. - Situation des coupes	131
4.1.2. - Coupe de Brian-de-Vère	131
4.1.3. - Coupe des Mairières	131
4.1.4. - Coupe de Vaour-Laussière	131
4.1.5. - Coupe de Milhars	134
4.1.6. - Coupe d'Aussevaysse	135
4.1.7. - Coupe de la carrière de la commune de Campagnac	135
4.1.8. - Conclusions	137
4.2. - Région de Figeac-Capdenac	138
4.2.1. - Limites de la formation	138
4.2.2. - Age de la formation	139
4.2.3. - Le microfaciès	142
4.2.4. - Les hauts-fonds lotharingiens de Figeac-Bel-Air	142
4.3. - Région de Capdenac	143
4.3.1. - Situation de la coupe	143
4.3.2. - Description de la coupe	143
4.4. - Sondages de St-Igest	147
4.5. - Conclusions : la crise lotharingienne	147
4.5.1. - Première discontinuité sédimentaire	148
4.5.2. - Deuxième discontinuité de sédimentation	148
4.5.3. - Signification de la crise lotharingienne	149

DEUXIEME PARTIE	
LA SEDIMENTATION DE PLATE-FORME DISTALE	153
(SEQUENCES L3 et L4)	
CHAPITRE IV : LA SEQUENCE L3 (CARIXIEN - DOMERIEN - EXTREME	156
BASE DU TOARCIEN)	
1. - HISTORIQUE	159
2. - LA FORMATION DES CALCAIRES DE BRIAN-DE-VERE DANS LA	
REGION GRESIGNOLE	
2.1. - La formation des Calcaires de Brian-de-Vère	161
2.2. - Coupe-type de Brian-de-Vère, ruisseau de la Merdarié Valeyres	161
2.2.1. - Le membre des Calcaires marneux à <i>Platyleuroceras</i>	161
2.2.2. - Le membre des Calcaires à Chailles	169
2.2.3. - Le membre des Calcaires en rangs de pavés	171
2.2. - Est de la Grésigne : coupes de Tonnac et de la carrière de la	177
commune de Campagnac	
2.2.1. - Situation des coupes	177
2.2.2. - Coupe de Tonnac	177
2.2.3. - La coupe de la carrière de la commune de Campagnac	187
2.3. - Les coupes de la partie nord-est de la Grésigne : Vaour,	187
Aussevaysse et Puech-Mignon	
2.3.1. - Situation des coupes	187
2.3.2. - Coupe de Vaour	187
2.3.3. - La coupe d'Aussevaysse	191
2.3.4. - Coupe de Puech-Mignon	193
2.4. - Conclusions : le Carixien de la Grésigne	195
2.4.1. - Organisation séquentielle	195
2.4.2. - Evolution verticale des microfaciès	197
2.4.3. - Evolution latérale des microfaciès	197
2.4.4. - Les faciès à spicules	199
2.4.5. - Les Brachiopodes	199
2.4.6. - Les Lamellibranches	201
2.4.7. - Les Ammonites	201
2.4.8. - Les microfaunes de Nodosariidés	201
3. - LA FORMATION DES CALCAIRES DE BRIAN-DE-VERE DANS LA	203
REGION DE FIGEAC-CAPDENAC	
3.1. - Le Carixien le plus développé : type BA 14	203
3.2. - Le Carixien réduit des "hauts-fonds".	207

3.2.1. - Biostratigraphie	207
3.2.2. - Microfaciès et analyse séquentielle	209
3.3. - Le haut-fond du sondage BA 11	211
3.4. - Coupe de Capdenac	213
3.5. - Indicateurs sédimentologiques	213
3.5.1. - La glauconie	213
3.5.2. - Les phosphates	213
3.5.3. - Signification de la présence des phosphates	215
3.5.4. - Les courbes isopaques dans le secteur de Figeac-Bel-Air	217
3.5.5. - Les directions de courants.	217
4. - LA FORMATION DES CALCAIRES DE BRIAN-DE-VERE DANS LES SONDAGES (Nègrepelisse, Saint-Martin-Labouval et St-Igest)	221
4.1. - Sondages de Nègrepelisse	221
4.2. - Sondages de Saint-Igest	221
4.3. - Sondages de Saint-Martin-Labouval	223
5. - PALEOGEOGRAPHIE DE LA FORMATION DES CALCAIRES DE BRIAN- DE-VERE	223
6. - LA FORMATION DES MARNES A AMALTHEES DE VALEYRES	227
6.1. - La coupe-type : coupe de "La Boulbène"	229
6.1.1. - Le membre des Argilites grises	229
6.1.2. - Le membre des Marnes à taphoséquences de pente	232
6.1.3. - Composition et origine des argilites	233
6.1.4. - Signification des argilites	233
6.1.5. - Les écoséquences à Crinoïdes	233
6.1.6. - Les microfaunes	237
6.1.7. - Palynologie	241
6.1.8. - Le cas particulier des niveaux 7.8 de la coupe de la Boulbène	243
6.2. - Les Marnes à Amalthées dans les sondages de la région de Figeac- Bel-Air.	243
6.2.1. - Les argilites grises	245
6.2.2. - Les marnes bioclastiques inférieures	249
6.2.3. - Le niveau-repère d'argilites litées	250
6.2.4. - Les marnes bioclastiques supérieures	250
6.2.5. - Les marnes et calcaires à encrines	251
6.3. - Les Marnes à Amalthées dans la coupe de Mas-de-Vaur	251
6.3.1. - Situation de la coupe	251
6.3.2. - Description de la coupe.	251
6.4. - La formation des Marnes à Amalthées dans la coupe de Capdenac.	253

6.5. - Les Marnes à Amalthées dans les sondages de Saint-Martin-Labouval et Saint-Igest	257
6.5.1. - Sondage de Saint-Martin-Labouval	257
6.5.2. - Sondage de Saint-Igest	257
7. - SYNTHÈSE : LA FORMATION DES MARNES A AMALTHEES DE VALEYRES	257
8. - LA FORMATION DE LA BARRE A PECTEN	259
8.1. - Coupe-type : la Barre à Pecten dans les carrières de Penne - Château-Granier	259
8.1.1. - Situation de la coupe	259
8.1.2. - Disposition d'ensemble	263
8.1.3. - Les microfaciès de la Barre à Pecten	265
8.1.4. - Les intercalations marneuses	267
8.2. - La Barre à Pecten dans les coupes de Font-Froide et de Caylus	267
8.2.1. - Situation des coupes	267
8.2.2. - Disposition d'ensemble de la coupe de Fond-Froide	271
8.2.3. - Les intercalations de marnes	271
8.3. - La Barre à Pecten dans la coupe "Voc"	271
8.3.1. - Situation de la coupe	271
8.3.2. - Les hard-grounds	271
8.4. - La Barre à Pecten dans la région de Villefranche-de-Rouergue	271
8.5. - La Barre à Pecten dans les sondages de Figeac-Bel-Air	273
8.5.1. - Les calcaires dolomitiques	273
8.5.2. - Les calcaires roux à lie-de-vin	275
8.6. - La Barre à Pecten dans les coupes de Faycelles et de Mas-de-Vaur	275
8.6.1. - Situation de la coupe	275
8.6.2. - Coupe de Faycelles	277
8.6.3. - La Barre à Pecten dans la coupe du Mas-de-Vaur	277
8.7. - La Barre à Pecten dans la coupe de Capdenac	277
8.7.1. - Situation de la coupe	277
8.7.2. - Description de la coupe	277
8.8. - La Barre à Pecten dans le sondage de Saint-Martin-Labouval	279
8.9. - La Barre à Pecten dans les sondages de Saint-Igest	280
8.10. - Conclusions et comparaisons sur la Barre à Pecten	280
8.11. - La rupture sédimentaire au sommet de la Barre à Pecten.	283
9. - CONCLUSIONS : LA SEQUENCE L3 DU LIAS QUERCYNOIS	285

CHAPITRE V : LA SEQUENCE L4 (BASE DU TOARCIEN-AALENIEN)	289
1. - HISTORIQUE DES RECHERCHES	291
1.1. - En Grésigne	291
1.2. - Dans le Lot	293
2. - LA FORMATION DES MARNES ET CALCAIRES A HILDOCERATIDES DE PENNE	295
2.1. - Le membre des Schistes carton	297
2.1.1. - La coupe de Penne-Château Granier	297
2.1.2. - Coupe des Gardelles	301
2.1.3. - Coupe "VOC"	303
2.1.4. - Coupe de villefranche-de-Rouergue	303
2.1.5. - Les sondages de Figeac-Bel-Air	305
2.1.6. - Coupe de Faycelles	305
2.1.7. - Coupe de Capdenac	307
2.1.8. - Coupe de Salles-la-Source	307
2.1.9. - Les sondages de la région de St-Igest	309
2.1.10. - Sondage de Saint-Martin-Labouval	309
2.1.11. - Récapitulation	309
2.1.12. - Conditions de dépôt des Schistes carton	311
2.2. - Le membre des marnes et calcaires à Hildoceras	315
2.2.1. - Coupe-type de Penne	315
2.2.2. - La coupe de Belaygue	319
2.2.3. - Coupe de la départementale D 9	321
2.2.4. - Evolution latérale du membre le long de la vallée de la Bonnette	323
2.2.5. - Coupe de Villefranche-de-Rouergue	325
2.2.6. - Les sondages de Saint-Igest	330
2.2.7. - Le sondage de Saint-Martin-Labouval	330
2.2.8. - Les sondages de Figeac-Bel-Air	330
2.2.9. - La coupe de Faycelles	331
2.2.10. - La coupe de Capdenac	333
2.2.11. - Les biocénoses et leur signification (microfaunes)	335
2.2.12. - Etude et signification des microfaunes	337
2.3. - Le membre des marnes noires à Pseudogrammoceras	355
2.3.1. - La coupe-type de Lexos	355
2.3.2. - Les sondages de Lacour et de Lauzerte	359
2.3.3. - Coupe de Saint-Antonin	361
2.3.4. - Les coupes de Pech-Laumet et de Memer	363
2.3.5. - Les sondages de Saint-Igest	365
2.3.6. - Les sondages de Figeac-Bel-Air	365
2.3.7. - Sondage et affleurements de la vallée du Lot.	371
2.3.8. - Les affleurements de la vallée du Célé et de Fontieu-Beduer	375
2.3.9. - Les affleurements au nord de la vallée du Célé	375
2.3.10. - La coupe de Capdenac	377

2.4. - Synthèse	381
2.4.1. - Membre des Marnes et calcaires à <i>Hildoceras</i> , horizons V à XII	381
2.4.2. - Membre des Marnes noires à <i>Pseudogrammoceras</i> , horizons XIII à XVII	381
2.4.3. - Les milieux de dépôt	383
3. - LA FORMATION DES MARNES ET CALCAIRES DE LEXOS	385
3.1. - Coupes de la région grésignole	385
3.1.1. - Situation des coupes	385
3.1.2. - Organisation séquentielle des coupes	387
3.1.3. - Synthèse et conclusions concernant la formation des Marnes et calcaires de Lexos.	395
3.2. - Evolution de la formation de Lexos le long de la vallée de la Bonnette	393
3.2.1. - Situation des coupes	395
3.2.2. - Description des coupes	397
3.2.3. - Synthèse : évolution latérale des coupes le long de la vallée de la Bonnette.	411
3.3. - Evolution de la formation des Marnes et calcaires de Lexos le long de la vallée du Lot	412
3.3.1. - Situation des coupes	412
3.3.2. - Description des coupes	412
3.3.3. - Synthèse et conclusions	417
3.4. - Evolution de la formation des Marnes et calcaires de Lexos, le long de la vallée du Célé	417
3.4.1. - Situation des coupes	417
3.4.2. - Description des coupes	419
3.4.3. - Synthèse et conclusion sur l'évolution de la formation des Marnes et calcaires de Lexos, le long de la vallée du Célé	423
3.5. - synthèse et conclusions.	426
4. - LA SEQUENCE L4	429
4.1. - Séquence L4 A.	429
4.2. - Séquence L4 B. J1	429
4.3. - Evolution latérale de la mégaséquence L4	430
CHAPITRE VI : CONCLUSIONS	431

TROISIEME PARTIE :	
CONCLUSIONS	431
CHAPITRE VI	435
1. - SUCCESSION LITHOSTRATIGRAPHIQUE, MEMBRES ET FORMATIONS SEDIMENTAIRES	437
2. - CADRE BIOSTRATIGRAPHIQUE	437
2.1. - Lias inférieur	437
2.2. - Lias moyen et supérieur	437
2.3. - L'Aalénien	440
3. - LES DONNEES ECOLOGIQUES	440
CHAPITRE VII :	
I - EVOLUTION DE LA PLATE-FORME QUERCYNOISE	441
A - TRIAS-LIAS SUPERIEUR (- 230 à - 175 MA)	443
1. - CADRE DE L'EVOLUTION : NAISSANCE DE LA TETHYS	443
2. - LA SEDIMENTATION CONTINENTALE DETRITIQUE (TRIAS-HETTANGIEN INFERIEUR, - 230 à - 190 MA)	443
3. - LA PLATE-FORME CARBONATEE DU LIAS INFERIEUR (HETTANGIEN-SINEMURIEN-LOTHARINGIEN, - 195 à - 185 MA).	444
3.1. - Les paysages sédimentaires	445
3.1.1. - Séquence L1 transgressive (Trias-Hettangien pro-parte)	445
3.1.2. - Séquence transgressive L2 (Hettangien-Sinémurien, Lotharingien).	445
3.2. - Le contrôle de la sédimentation	446
3.3. - La crise lotharingienne	447
3.4. - La dalle carbonatée du Lias inférieur	447
4. - LA PLATE-FORME DISTALE DU LIAS MARNEUX (CARIXIEN DOMERIEN - TOARCIEN, - 185 à - 175 MA)	448
4.1. - Séquence L3 (Carixien-Domérien-extrême base du Toarcien)	448
4.1.1. - La distension carixienne	448
4.1.2. - L'homogénéisation du bassin	449
4.1.3. - Le comblement du bassin	449
4.2. - Séquence L4 (Toarcien)	450
4.3. - Le bassin des Grands-Causse	450
4.4. - Le Lias marneux d'Aquitaine et des Corbières.	450
5. - SYNTHESE : LA PREMIERE PHASE DE DISTENSION (TRIAS-LIAS)	451
B - EVOLUTION ULTERIEURE	451

II. - LE LIAS DU QUERCY DANS LE CYCLE JURASSIQUE	455
1. - CYCLES ET SEQUENCES DU LIAS QUERCYNOIS	455
2. - COURBE DE VARIATIONS DU NIVEAU DES MERS DANS LE LIAS QUERCYNOIS	456
3. - LES DISCONTINUITES DU LIAS QUERCYNOIS	458
4. - LES CLIMATS DU LIAS QUERCYNOIS	461
III. - MODELE STRUCTURAL	463
BIBLIOGRAPHIE	471

*
* *

INTRODUCTION

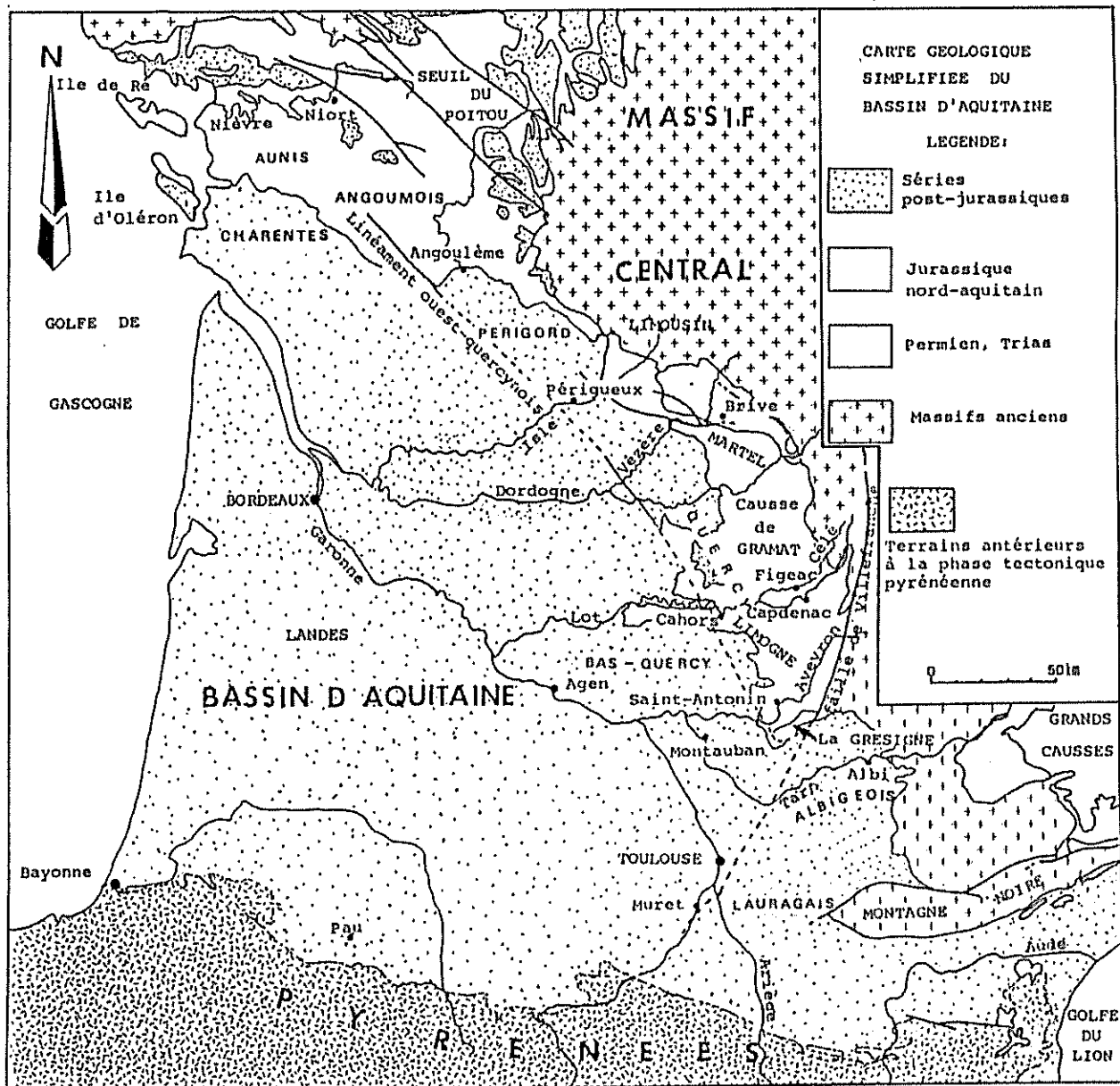


Fig. 1 : Carte géologique simplifiée du bassin d'Aquitaine (la région étudiée, entre la vallée du Célé, au Nord, et la Grésigne, au Sud, est détaillée sur les figures 2, 3 et 4).

CHAPITRE I

1. - CADRE GEOLOGIQUE GENERAL

1.1. - Le bassin d'Aquitaine

De forme triangulaire, le bassin d'Aquitaine (Fig. 1) se trouve dans le Sud-Ouest de la France. Entre l'océan Atlantique et le Massif central, depuis les Pyrénées jusqu'au Massif armoricain, les formations secondaires et tertiaires couvrent une superficie d'environ 70.000 km². Durant plus d'un siècle de nombreux géologues ont contribué à l'étude de ce bassin sans qu'il leur ait été possible de réaliser une synthèse à partir des seules données de surface (ABRARD, 1948 ; DAGUIN, 1948).

La connaissance de la géologie profonde de l'Aquitaine repose essentiellement sur les informations apportées, au cours des quarante dernières années, par la recherche pétrolière et, à un moindre degré, par les sondages de recherche d'eau (WINNOCK, 1973). Plus de 1500 forages et des dizaines de milliers de kilomètres de lignes sismiques ont été réalisés, principalement par les Sociétés pétrolières du Groupe Elf-Aquitaine et par ESSO-REP. Les sondages de la COGEMA (1974-1981) apportent également des précisions sur la géologie de subsurface de la bordure orientale du bassin d'Aquitaine (ROCHE, VERNET et VULTAGGIO, 1981).

Les résultats de ces recherches, rassemblés dans une synthèse réalisée par le BRGM et les Sociétés Pétrolières : "Géologie du bassin d'Aquitaine" (1974) permettent la distinction de deux grands ensembles géologiques séparés par la flexure celtaquitaine : les Bassins sud-aquitains et la Plate-forme nord-aquitaine.

a - Les Bassins sud-aquitains : ils se caractérisent par un socle situé à des profondeurs considérables (5 km au sud d'Auch, 8 km près de Tarbes) et d'épaisses formations sédimentaires (2.000 à 3.000 m pour le Trias et le Jurassique).

b - La Flexure celtaquitaine (WINNOCK, 1973) : ce linéament court depuis Carcassonne, au Sud-Est (sur le versant sud de la Montagne-Noire), jusqu'à Arcachon au Nord-Ouest. Il se poursuit dans l'Atlantique par le talus continental actuel qui sépare la plate-forme armoricaine (0 à - 200 m) de la plaine abyssale (- 4.000 m) du golfe de Gascogne.

La flexure celtaquitaine assure la transition entre la Plate-forme nord-aquitaine et les Bassins sud-aquitains. Sa pente atteint 10 à 20 % et abaisse le tréfonds de - 2.000 à - 5.000 m.

c - La Plate-forme nord-aquitaine : le toit du socle se trouve rarement à plus de 2 km de profondeur ; Trias et Jurassique atteignent 1.000 à 1.700 m de puissance.

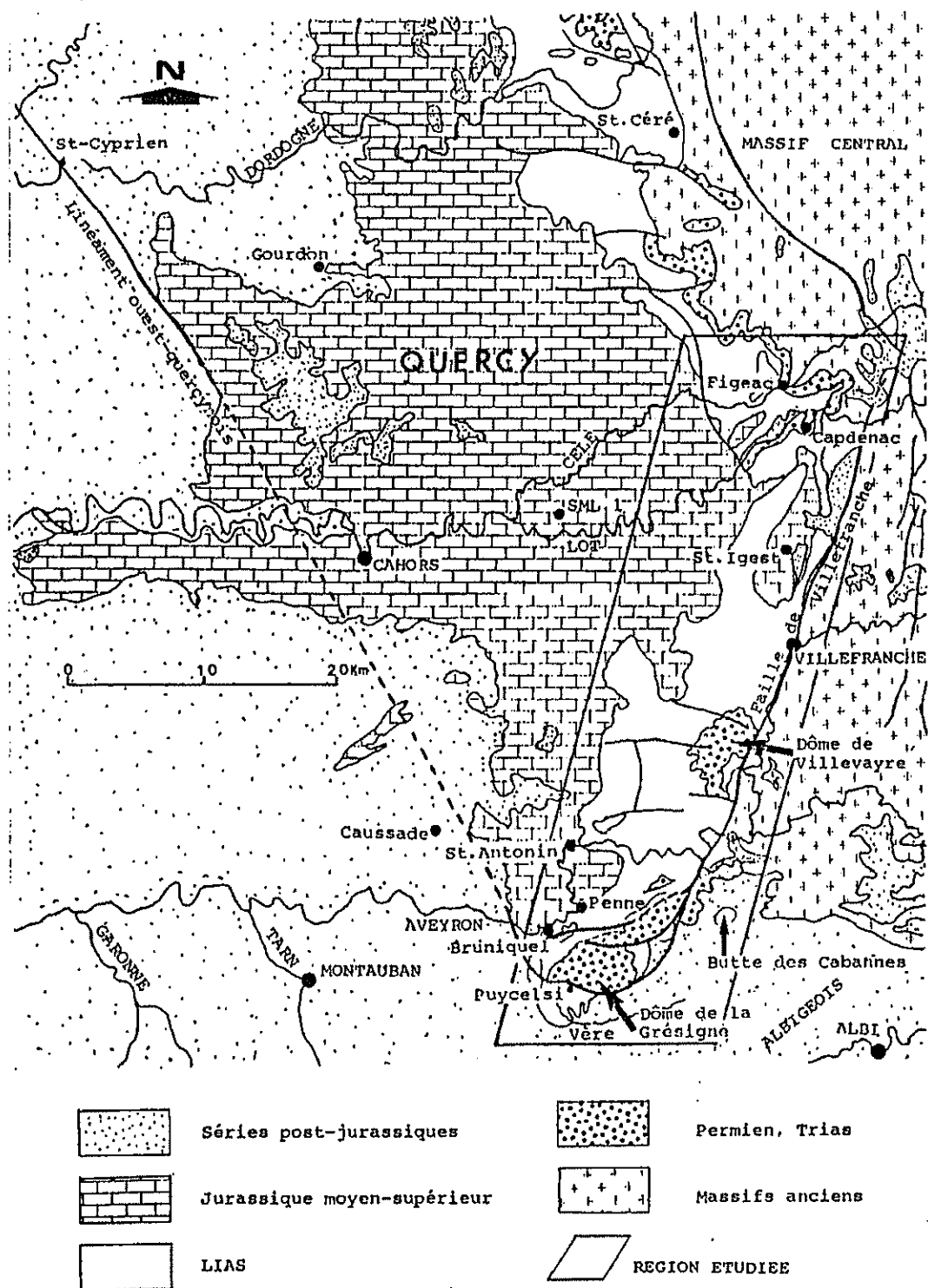


Fig. 2 : Cadre géologique et structural de la région étudiée (les principaux éléments tectoniques : failles, linéaments, dômes... sont rapportés sur la figure 3).

1.2. - La Plate-forme nord-aquitaine

Au nord de la flexure celtaquitaine, la plus grande partie de l'Aquitaine constitue une vaste plate-forme faiblement inclinée (2 à 3 %) vers le Sud-Ouest, entre l'Atlantique et la Dordogne, ou vers l'Ouest, entre la Dordogne et l'Aveyron. Cette plate-forme descend lentement de la surface (affleurements du Limousin) jusqu'à - 2.000 m environ au contact de la ligne de flexure.

Au Jurassique, les môles de la Gironde (ou du Médoc) et de Montauban limitent vers le Sud la Plate-forme nord-aquitaine. L'axe Médoc-Agen (WNW-ESE) sépare le synclinorium de Parentis, au Sud, d'un synclinorium des Charentes-Quercy, au Nord : celui-ci s'étend de l'île d'Oléron, au Nord-Ouest, jusqu'à la Grésigne, au Sud-Est. Cette plate-forme nord-aquitaine se singularise par sa faible mobilité puisque durant 75 Ma environ (au Jurassique - Néocomien) il s'y est déposé un maximum de 2.000 m d'épaisseur de sédiments (CURNELLE, DUBOIS et SEGUIN, 1980).

1.3. - La bordure orientale de la Plate-forme nord-aquitaine

Le long de la bordure nord-aquitaine, de l'île d'Oléron au cours de l'Aveyron, une auréole de terrains jurassiques dessine une bande longue de 200 km et large de 10 à 80 km (Fig. 1) avec :

- les plateaux des "Pays de Charente", d'Aunis et du Seuil du Poitou,
- les plateaux du Périgord,
- les Causses du Quercy, entaillés par les rivières de la Vézère, de la Dordogne, du Lot et de l'Aveyron qui isolent, du Nord au Sud, les Causses de Martel, de Gramat, de Limogne et d'Anglars.

Au sud de l'Aveyron, le massif à coeur permo-triasique de la Grésigne, avancée du Massif central vers le Sud-Ouest, sépare les plateaux jurassiques du Quercy des terrains tertiaires de l'Albigeois. Enfin, entre la Grésigne et les Pyrénées, s'étendent les collines de molasses paléogènes de l'Albigeois et du Lauragais.

1.4. - Le secteur d'étude

Notre secteur d'étude correspond à la partie la plus méridionale du synclinorium Charentes-Quercy.

Entre les vallées du Célé et du Lot, au Nord (région de Figeac-Capdenac), et le cours de la Vère, au Sud (région de Bruniquel - Puycelis) (Fig. 2), le Lias forme une étroite bande de 20 à 25 km de largeur, orientée NNE-SSW sur près de 70 km de long.

Les terrains liasiques, horizontaux ou faiblement inclinés, s'enfoncent à l'Ouest sous le Dogger des plateaux caussenards ; au Sud et au Sud-Ouest, ils sont recouverts en discordance par les molasses paléogènes de l'Albigeois dans les régions de Cordes et de Castelnau-de-Montmiral. A l'Est, la Faille de Villefranche-de-Rouergue interrompt les affleurements liasiques ; enfin, au Nord-Ouest, les différents termes du Lias se poursuivent en affleurement jusqu'au Seuil du Poitou.

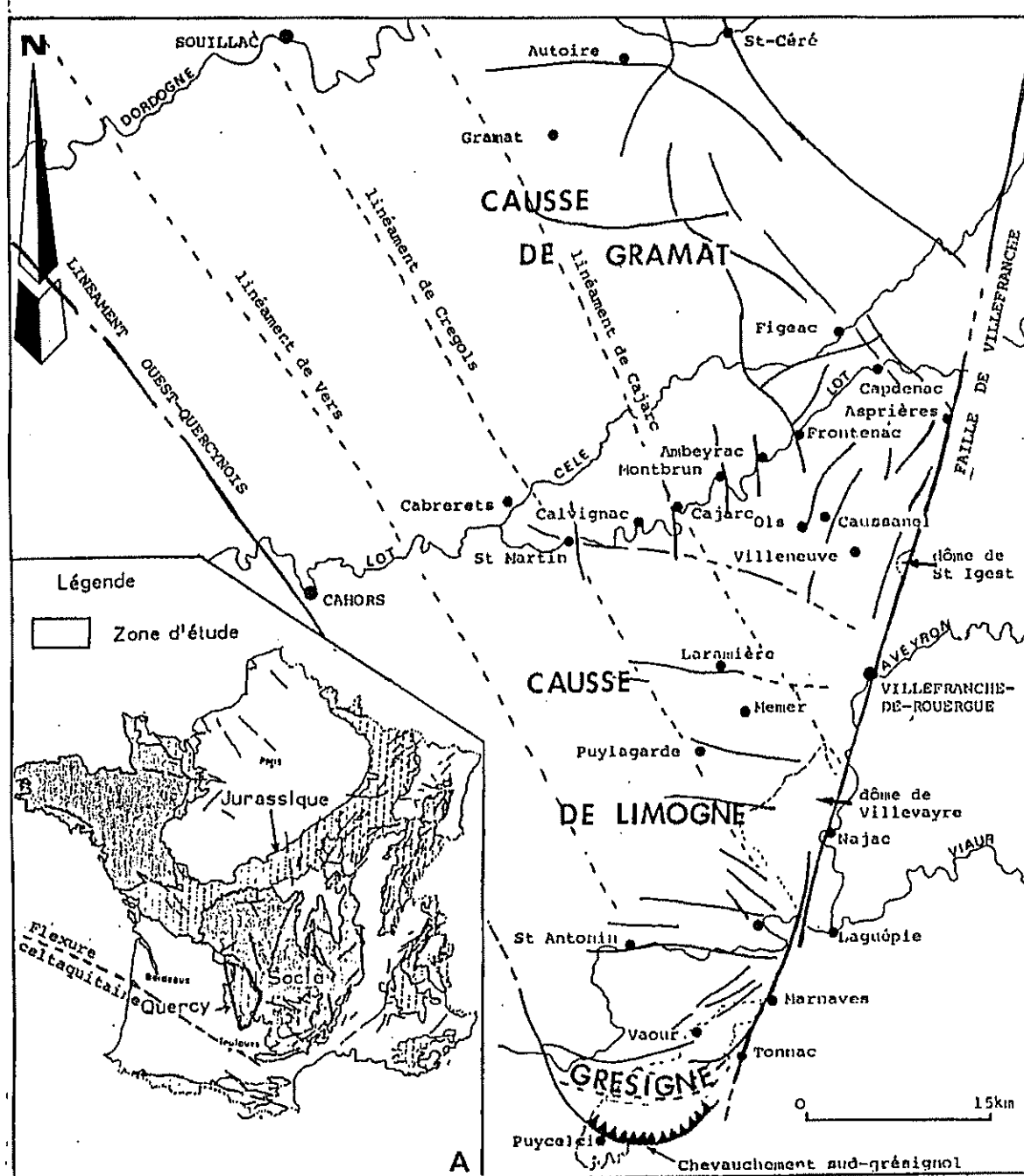


Fig. 3 : Structures tectoniques de la partie sud de la plate-forme quercynoise (A : localisation de la région étudiée).

1.4.1. - Esquisse morphologique (Fig 5)

Les calcaires du Jurassique moyen forment les plateaux des Causses dans lesquels sont entaillées les vallées et les dépressions. Sur le versant d'une vallée-type apparaissent de haut en bas :

- la corniche des calcaires du Bajocien au pied de laquelle se trouve l'assise à Gryphées ,

- les marnes du Toarcien. Elles dessinent une pente douce et sont couvertes de prés.

- les calcaires du Domérien supérieur (Barre à Pecten). Cette côte, d'une vingtaine de mètres de hauteur, sépare les marnes toarciennes des marnes domériennes. Une ligne de bois souligne cet élément caractéristique du paysage.

- les marnes du Domérien moyen, puis inférieur. Ce talus herbeux, parfois relativement abrupt, est le plus souvent couvert de bois dans les vallées encaissées.

- la masse des calcaires et dolomies du Lias inférieur constitue de petits causses, comme sur le pourtour de la Grésigne.

1.4.2. - Le cadre du secteur d'étude (Fig. 3 et 4)

a - Les grands accidents limites :

Notre secteur d'étude est encadré par deux grands accidents cassants qui affectent le socle : à l'Est et au Sud-Est, la Faille de Villefranche-de-Rouergue ; au Sud-Ouest le linéament ouest-quercynois.

- la Faille de Villefranche-de-Rouergue (Fig 3) : Orientée N 20° E, cette faille se place dans le prolongement du Grand sillon houiller du Massif central. Son rejet actuel traduit essentiellement un jeu de faille normale avec abaissement du compartiment occidental : elle abaisse le Jurassique du Quercy de quelque 500 m par rapport au socle ancien du Rouergue. La Faille de Villefranche, proprement dite, disparaît au Sud, au niveau de l'anticlinal de la Grésigne. A partir de Najac (Fig. 3) elle est relayée par une branche plus occidentale, la faille du Cérou-Marnaves. Plus au Sud, cet accident se divise en deux :

- au sud-ouest de Marnaves, la faille de Saint-Salvy (Fig. 4) qui amène le Permo-Trias du dôme de Vaour (élément oriental de la Grésigne) à chevaucher vers le Sud-Est son enveloppe de Lias et d'Eocène discordant ;

- au sud de Marnaves, la petite faille de Tonnac (Fig. 4), qui semble disparaître vers le Sud au contact de la molasse oligocène. Elle se prolongerait, sous cette couverture, par Toulouse et le cours de la Garonne (faille de Toulouse ou de Muret, Fig. 1) jusqu'au Front nord-pyrénéen.

- le linéament ouest-quercynois (Fig. 3 et 4) : Ce linéament N 150° E apparaît en gravimétrie et magnétométrie sur 150 km entre Lavaur et le nord-ouest de Cahors. Le réseau de faille de la Vère qui limite la Grésigne

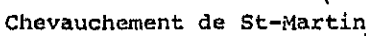


Fig. 4 : Structures cartographiques de l'extrémité méridionale du Quercy : principaux accidents tectoniques de la Grésigne d'après GEZE et CAVAILLE (1977), DURAND-DELGA (1979), BOICHARD et DRULLION (1982).

au Sud-Ouest (Fig. 4), appartient à cette bande d'accidents. Le linéament ouest-quercynois (DURAND-DELGA, 1979) n'est qu'un élément de la discontinuité nord-aquitaine (AUTRAN, GERARD et WEBER, 1976). Cet accident complexe, reconnu au total sur plus de 300 km, de Lavarat aux Charentes, s'exprime, du Sud-Est au Nord-Ouest, par le linéament ouest-quercynois, le pli-faille de Saint-Cyprien et l'alignement de la Tour-blanche à Périgueux et à Cognac (L. GLANGEAUD, 1895 et 1899). Ce système structural, parallèle à la flexure celtaquitaine et à l'axe Médoc-Agen, est également parallèle aux linéaments de Vers, de Crégols et de Cajarc (PELISSIE, 1982) qui affectent plus au Nord la plate-forme quercynoise.

b - Les autres directions de fracturation (Fig. 3 et 4)

BOICHARD et DRULLION (1982) distinguent quatre directions de fracturation :

- direction N 160° E à N 10° E : cette direction domine dans la vallée du Lot et correspond, d'Ouest en Est, aux failles de Saint-Martin, de Cajarc, de Montbrun, d'Ambeyrac, de Frontenac, de Salvagnac-Saint-Loup et d'Ols (BOICHARD et DRULLION, 1982). Ces failles normales, généralement subverticales, abaissent progressivement vers l'Ouest les terrains mésozoïques par rapport au socle du Massif central.

- direction N 20° E - N 30° E : cette direction s'exprime à l'approche de la Faille de Villefranche.

- direction N 90° E - N 110° E : Dans la vallée du Lot cette direction n'est représentée que par deux petites failles à faible rejet vertical, aux environs de Foissac et de Salvagnac - Saint-Loup. Dans la région de la Grésigne trois failles importantes appartiennent à cette famille d'accidents : les failles de la Grésie, du Bosc et de Saint-Antonin (GEZE et CAVAILLE, 1977) (Fig. 4)

- direction N 130° E à N 140° E : Les failles inverses de Pech-Fournié et d'Alzonne affectent la retombée sud du dôme de Villeveyre. Celle, subverticale, de Selques - Les Estaulès recoupe l'accident Est-Ouest de la Grésie.

c - Les dômes, les cuvettes et les plis (Fig. 3 et 4)

Le long du Lot et au sud du Lot, l'interférence entre les directions pyrénéenne (W-E à WNW-ESE) et de Villefranche entraîne trois alignements de dômes (GEZE et CAVAILLE, 1977) :

- un premier alignement avec, du NNE au SSW, les dômes de St-Igest, Villeveyre, Vaour, la Grésigne (s.s.) et Puycelci ainsi que les cuvettes d'Asprières, au Nord et de Varen, au Sud ;

- un deuxième alignement avec les dômes de Caussanels, Laramière et Puylagarde, les cuvettes de Memer et de Cazals ;

- un troisième alignement, le plus occidental, avec les dômes de St-Martin-Labouval et de Cabrerets.

Ces dômes et ces cuvettes dessinent en réalité des structures allongées, plus ou moins elliptiques, dont le grand axe apparaît oblique par rapport aux accidents cassants.

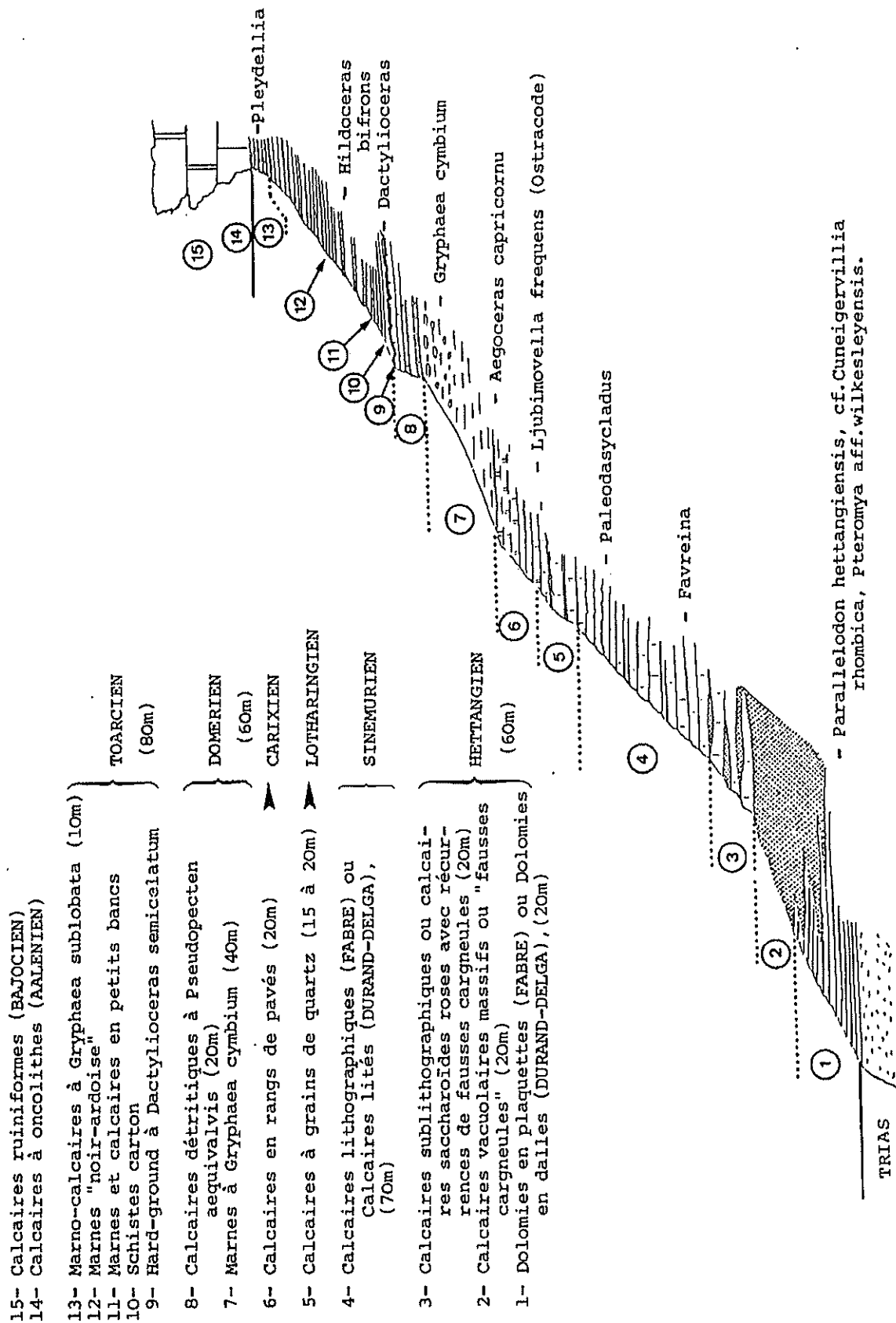


Fig. 5 : Le Lias de la Grésigne d'après J. FABRE (1971) et M. DURAND-DELGA (1979).

d - Le style de déformation

La déformation de la plate-forme quercynoise est essentiellement de type cassant. Les structures plissées apparaissent liées aux failles principales dont les directions correspondent à celles des accidents qui affectent le socle.

e - Les phases d'extension au Jurassique

Le Lias serait marqué par une extension WNW-ESE (BONIJOLY, 1980) à E-W (BOICHARD et DRULLION, 1982) responsable, en particulier, d'accidents N 160° E à N 20° E comme ceux qui affectent la vallée du Lot.

Pour BONIJOLY, cette phase de distension se poursuivrait au Jurassique moyen alors que BOICHARD et DRULLION estiment qu'un allongement de direction N-S affecte le Dogger.

Cette distension NNE-SSW (BONIJOLY) à N-S (BOICHARD et DRULLION) se poursuivrait au Jurassique supérieur (puis au Crétacé).

La période de distension s'étendrait donc du Lias au Crétacé supérieur, pendant environ 130 millions d'années. A la fin de cette période, la plate-forme quercynoise aurait été affectée de failles normales et de fractures d'extension N-S à N 20° E et E-W à N 120° E.

2. - HISTORIQUE DES ETUDES SUR LE QUERCY

Chaque chapitre débutera par un paragraphe "historique" où seront présentés, détaillés et discutés les travaux antérieurs qui le concernent. Nous ne donnerons donc ici que les grandes lignes de la succession des études relatives au Lias aquitain, une succession dans laquelle nous avons reconnu trois grandes périodes.

2.1. - Les premiers travaux (1830 - 1903)

Les tout premiers travaux sont dus à DUFRENOY (1830) et figurent dans la synthèse de la première carte géologique de France (DUFRENOY et ELIE DE BEAUMONT, 1848). Cette première phase de recherches aboutira aux deux premières synthèses, celles de MAGNAN (1869) et de THEVENIN (1903).

Pendant cette période seront dressées les premières cartes géologiques au 1/80.000 de Montauban (VASSEUR, FOURNIER, BLAYAC et REPELIN, 1896-1898), de Cahors (VASSEUR, BLAYAC, REPELIN et DOUMERC, 1894-1897), de Figeac (BOULE, MOURET et THEVENIN, 1896-1903) et de Rodez (BERGERON, DEREIMS et THEVENIN, 1900-1910) qui couvrent toute l'étendue de notre secteur d'étude.

Les étages du Lias sont reconnus, même si les descriptions litho-stratigraphi-

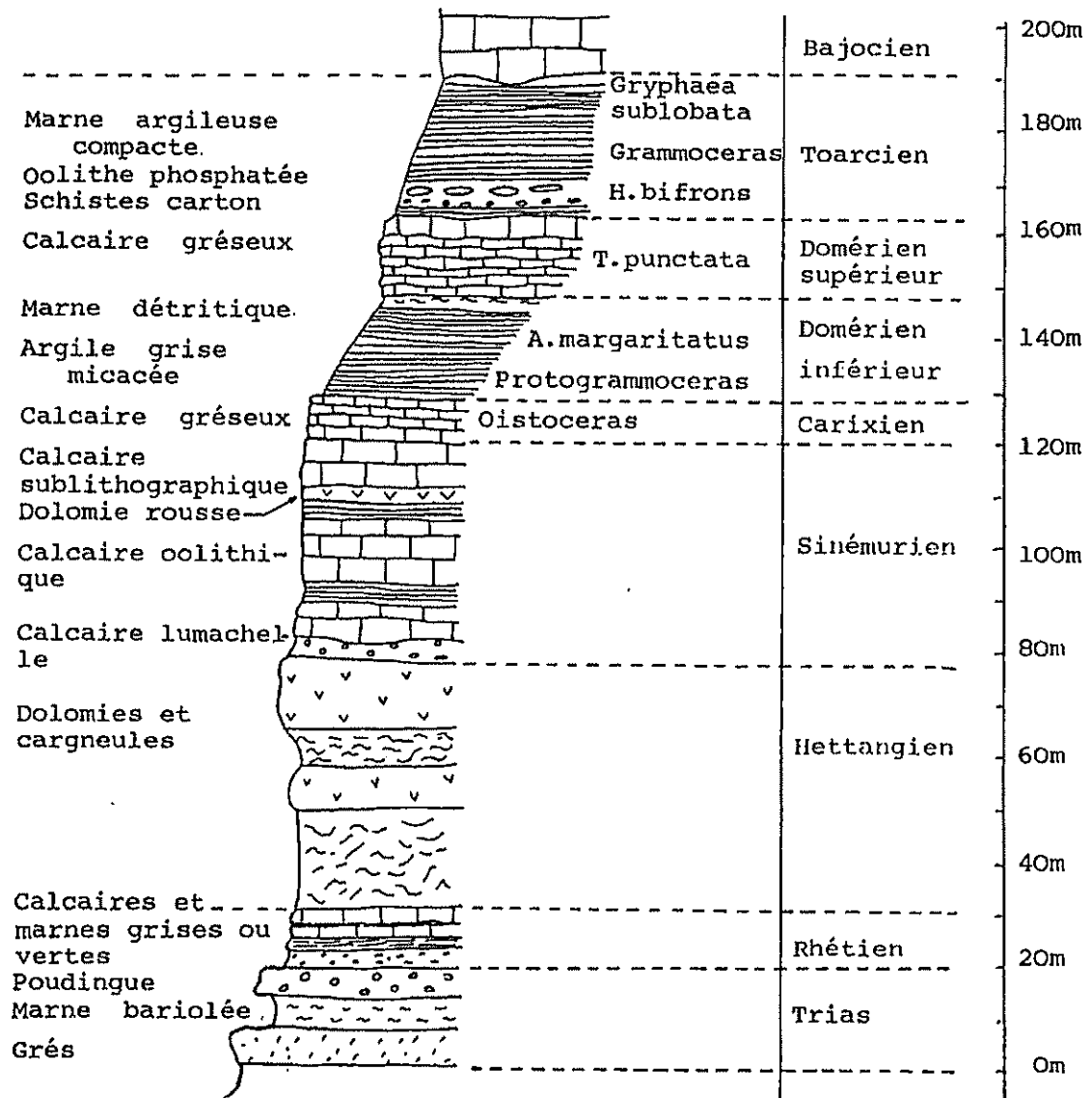


Fig. 6 : Le Lias du Lot selon LEFAVRAIS-RAYMOND (1961).

ques apparaissent contradictoires et, aujourd'hui, souvent inexactes. Une première échelle biostratigraphique est mise en place avec, en particulier, la reconnaissance de quelques formes utilisées actuellement comme fossiles de zone : *Polymorphytes jamesoni*, *Amaltheus margaritatus*, *A. spinatus* (= *Pleuroceras spinatum*), *Harpoceras aalense* (= *Pleydellia aalensis*) et *H. opalinum* (= *Leioceras opalinum*).

2.2. - Les études descriptives

Cette deuxième période est marquée par :

a - la révision des cartes géologiques au 1/80.000 de Montauban (GEZE, 1949), de Cahors (GEZE, CAVAILLE et DURAND-DELGA, 1942-1946), de Rodez (GEZE et CAVAILLE, 1942-1946 et 1963) et de Figeac (GEZE et CAVAILLE, 1956-1964).

b - la mise en évidence de cycles sédimentaires dans le Lias (GEZE, DURAND-DELGA et CAVAILLE, 1947).

c - les premières études tectoniques par ELLENBERGER (1937, 1938) et GEZE (1954).

d - les campagnes de sondages menées dans le Lot par la Compagnie Royale Asturienne des Mines (de 1959 à 1965) avec les rapports de sondages de LEFAVRAIS-RAYMOND (1961, 1965), de LE CALVEZ et LEFAVRAIS-RAYMOND (1963), documents que nous utiliserons largement.

e - la synthèse de SERONIE-VIVIEN, MAGNE et MALMOUSTIER (1961, colloque de Chambéry-1960) sur le Lias des bordures septentrionale et orientale du bassin d'Aquitaine. Enfin, la thèse de 3e cycle de FABRE (1971) sur la géologie de la Grésigne.

Cette deuxième période aboutit à une description lithostratigraphique plus précise (Fig. 5 et 6). Faute d'une biostratigraphie fine, les limites d'étage restent floues. En Grésigne, seules sont citées les zones à *Jamesoni* et *Davoei* (Carixien), à *Margaritatus* (Domérien), à *Tenuiscostatum*, *Falciferum*, *Bifrons* et *Aalensis* (Toarcien). L'Aalénien n'est pas reconnu et donc, la limite Lias-Dogger reste très imprécise.

Les premières analyses de microfaciès permettent une approche des milieux de dépôts. FABRE reconnaît trois cycles sédimentaires dans le Lias :

- un cycle Hettangien-Sinemurien inférieur. Ce premier cycle commence par les grès supérieurs fluviatiles et se termine, après un épisode sédimentaire de plate-forme à oscillations rapides, par un fond induré.

- un cycle Lotharingien-Lias moyen plus profond mais limité certainement à la zone d'herbier (vasières du Domérien). Un hard-ground domérien interrompt ce deuxième cycle.

- un grand cycle Toarcien-Dogger. Ce troisième cycle évolue de milieux de plate-forme (vasière du Toarcien) vers une sédimentation de plate-forme carbonatée puis s'interrompt avec l'émersion du Bathonien inférieur.

AGE en M.A.	ETAGES	SOUS-ETAGES	ZONES
175/173,5	TOARCIEEN	supérieur	Aalensis
			Pseudoradiosa
			Insigne
			Thouarsense
		moyen	Variabilis
			Bifrons
		inférieur	Serpentinus
			Tenuicostatum
180/177,5	PLIENSCHACHIEEN	Domérien	Spinatum
			Margaritatus
			Stokesi
		Carixien	Davoei
			Ibex
			Jamesoni
185/181,5	SINEMURIEEN	supérieur ou Lotharingien	Raricostatum
			Oxynotum
			Obtusum
		inférieur	Birchi ou Turneri
			Semicostatum
			Bucklandi
			Rotiforme
190/186	HETTANGIEEN	supérieur	Angulata
		moyen	Liasicus
		inférieur	Planorbis
195/190			

Fig. 7 : Division du Jurassique inférieur ou Lias.

L'échelle de temps utilisée est celle de Van Hinte : A Jurassic Time Scale ; Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1976, vol. 60, n° 4, p. 489-497.

Elle est construite 1/ à partir des valeurs repères : -135 pour la limite Crétacé-Jurassique, -165 pour la limite Bathonien-Bajocien et -195/190 pour la limite Jurassique-Trias ; 2/ en supposant une durée moyenne des étages du Jurassique de 5 Ma.

Les âges doubles correspondent aux deux échelles construites entre -165 et -195/190 à partir des deux valeurs extrêmes de la limite Jurassique-Trias.

MAGNE et MALMOUSTIER (1960), LE CALVEZ et LEFAVRAIS-RAYMOND (1962), FABRE (1971) citent d'abondantes microfaunes.

2.3. - L'analyse séquentielle (1975 - 1984)

La dernière phase de travaux se caractérise par :

a - la mise en place d'une échelle biostratigraphique à haute résolution (au niveau de l'horizon local d'ammonites) par CUBAYNES et FAURE (notes de 1981 et 1984) ;

b - la première étude palynoplantologique du Lias aquitain par BOUTET (1981 et notes de 1983) ;

c - la mise en évidence d'une crise lotharingienne sur la bordure orientale de l'Aquitaine par LEFAVRAIS-RAYMOND et LAFAURIE (1980) ;

d - le développement des études séquentielles.

BOUROULLEC et al. (1975) retracent l'évolution séquentielle du Jurassique aquitain. BOUROULLEC, DELFAUD et DELOFFRE (1979) définissent la Megaséquence d'ouverture du Lias aquitain (4e ordre). Ils y reconnaissent quatre séquences de 3e ordre et mettent en évidence l'existence de discontinuités sédimentaires intra-liasiques. Les travaux de DELFAUD (en particulier 1972, 1975 et 1980) ouvrent la voie à toute une série de notes et de thèses qui abordent les terrains jurassiques sous l'optique séquentielle : PELISSIE (1982), MEGELINK-ASSENAT (1982, 1983), GRIGNAC (1983), CUBAYNES, BOUTET, DELFAUD et FAURE (1984).

3. - LES PROBLEMES ABORDES

La signification du Lias quercynois, dans le contexte distensif du Bassin aquitain au Jurassique, représente le thème central de ce travail. Etudier la mégaséquence d'ouverture de ce Lias nous amène d'abord à :

- reconnaître la succession litho-stratigraphique (plusieurs termes du Lias avaient échappé à l'attention de nos prédécesseurs) ;

- caractériser les formations sédimentaires et les membres qui les composent ;

- établir un cadre biostratigraphique le plus précis possible par la recherche systématique des ammonites afin de corréler formations et membres d'une extrémité du bassin à l'autre. Il n'était pas possible d'aborder l'étude séquentielle sans disposer d'un cadre chronostratigraphique à haute résolution (i.e. au niveau de l'horizon local d'ammonites). Nous avons adopté l'échelle des temps de VAN HINTE (1976) (Fig. 7) reprise dans la "Synthèse paléogéographique du Jurassique français" (1980). La succession des zones d'ammonites utilisée est celle établie par CONTINI, ELMI, GABILLY, MATTEI et MOUTER-

DE (1971) dans le cadre d'un travail d'ensemble du Groupe français du Jurassique.

- découvrir et dater les discontinuités sédimentaires intraliasiques qui nous sont apparues synchrones sur l'ensemble du bassin quercynois ;

- définir les séquences élémentaires et leur enchaînement afin de percevoir la dérive générale de chaque mégaséquence et reconstituer les milieux de dépôts ;

- relever les directions de courant de marée et les directions d'apports pour préciser la paléogéographie ;

- collecter et examiner systématiquement la biophase (biocénoses comme thanatocénoses) afin de mieux cerner les paléobiotopes, les paléosubstrats et les différents paramètres écologiques, tout en évaluant les influences boréales et téthysiennes qui trahissent les migrations fauniques et donc les affinités paléogéographiques ;

- esquisser la paléogéographie de chaque séquence dans tout le domaine quercynois ;

- comparer cette géographie avec le cadre tectonique afin de percevoir le jeu synsédimentaire des accidents.

La comparaison entre les données de l'analyse séquentielle, de la sédimentologie et les associations palynologiques permet ensuite de :

- proposer un modèle d'évolution des paysages sédimentaires dans leur contexte climatique et tectonique ,

- replacer ce modèle par rapport à l'ensemble de l'Aquitaine au Jurassique, en particulier dans l'ouverture du golfe de Gascogne.

4. - METHODES D'ETUDE

4.1. - L'analyse séquentielle

Les méthodes d'analyse séquentielle mises au point par DELFAUD (1972, 1975, 1980) pour le Jurassique aquitain servent de base à ce travail. Mais nous en rappelons brièvement les principes :

- a - le point de départ de l'étude séquentielle est l'observation de **successions lithologiques** qui constituent des groupements d'éléments résultant de la superposition de phénomènes complexes.

- b - le niveau élémentaire d'organisation est le **microfaciès**, association constante d'éléments minéraux et organiques. Chaque association ne prendra une réelle signification que lorsqu'elle sera située par rapport à d'autres dans une succession appelée séquence. Notre analyse micrographique réalisée

sur lames minces, utilise la classification et la terminologie proposée par ELF-AQUITAINE (1975 et 1977).

c - la séquence élémentaire se définit comme une série de termes lithologiques caractérisés soit par des différences granulométriques, soit par des changements dans la composition minéralogique et/ou organique. L'évolution de ces séquences est surtout en relation avec l'hydrodynamisme des dépôts et le milieu de dépôt (évolution du bassin). Deux discontinuités délimitent une séquence.

d - les discontinuités : DELFAUD (1972) reconnaît des surfaces de deuxième ordre (les surfaces durcies et perforées) et des surfaces de troisième ordre (ravinement, encroûtement, condensation de faunes, condensation de plusieurs biozones). Les surfaces de quatrième ordre correspondent aux discordances cartographiques, les surfaces de cinquième ordre aux discordances angulaires.

GABILLY, CARIOU et HANTZPERGUE (1985) considèrent les discontinuités sédimentaires majeures comme des témoins d'événements eustatiques relativement rapides et liés à l'expansion océanique (VAIL et al., 1977, HALLAM 1978 et 1981).

e - les groupements de séquences : les séquences élémentaires se groupent en unités de plus en plus vastes. Ces séquences d'ordre supérieur sont délimitées par deux discontinuités d'ordre majeur. La hiérarchie scalaire s'établit alors en fonction des dimensions propres des séquences et de l'extension des discontinuités auxquelles elles sont subordonnées. Ainsi, selon DELFAUD (1980), le Lias correspond à une séquence d'ouverture de 4^e ordre intégrant quatre séquences de 3^e ordre.

4.2. - Les mesures de l'orientation des structures sédimentaires et des fossiles

Sur le terrain nous avons systématiquement relevé :

- l'orientation et les mesures des structures sédimentaires ou synsédimentaires,
- l'orientation des fossiles, en particulier des rostrés de Bélemnites,
- les directions de courant.

4.3. - Analyse des biocénoses

Nous avons transposé les méthodes de l'analyse séquentielle à l'étude des biocénoses pour définir écozones et écoséquences (REY, 1983) en nous inspirant des données de l'Ecologie moderne.

Réalisée à partir de lavages, l'étude des microfaunes et de la microbiophase occupe une grande place dans ce travail.

4.4. - Analyse des argiles

Une cinquantaine d'échantillons provenant des coupes-types ont été étudiés par diffractométrie RX afin de définir la composition des argiles et marnes.

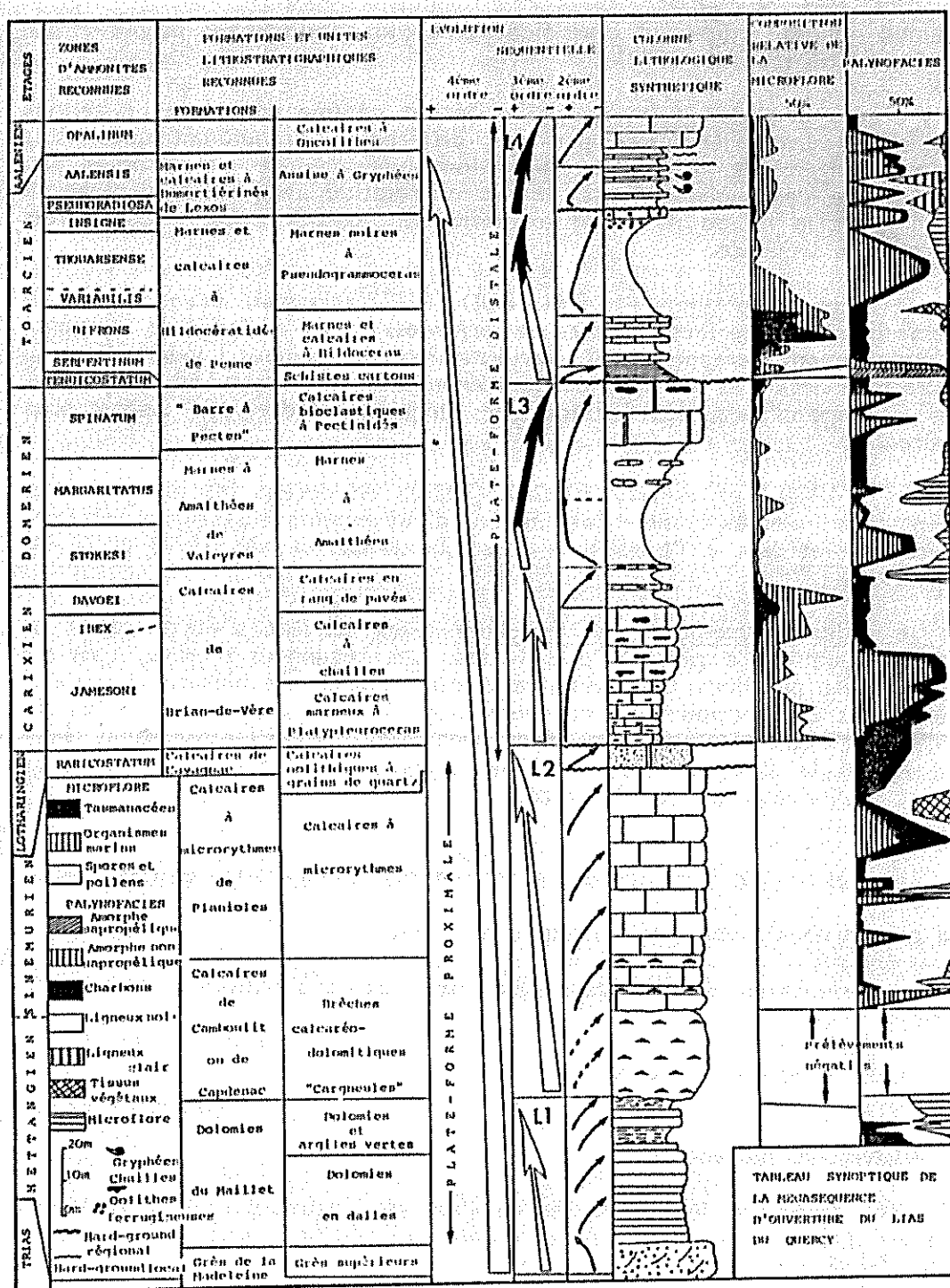


Fig. 8 : La mégaséquence d'ouverture du Lias quercynois (CUBAYNES, BOUTET, DELFAUD et FAURE, 1984).

5. - TYPLOGIE DES ENVIRONNEMENTS

A l'occasion du Premier congrès international de Paléoécologie (Lyon, 1983), l'équipe de la R.C.P. 641 diffuse en pré-tirage une "proposition d'une typologie critique des facteurs de paléomilieux" (DAVID et al. 1983). Cette synthèse rédigée par FISCHER, propose un glossaire avec des termes qui reviendront sans cesse dans ce travail.

Plate-forme : concerne le secteur paléogéographique et les paléomilieux du domaine marin franc situés sur le plateau continental. On pourra distinguer des paléomilieux de plate-forme proximale et de plate-forme distale en fonction de différences morphologiques, hydrodynamiques ou granulométriques sur les fonds compris entre le paléorivage et le bord du talus continental.

Supralittoral : concerne un paléomilieu continental non aquatique, situé juste au-dessus de la "ligne" du paléorivage. Dans la nature actuelle, ce terme désigne la zone d'humectation par les embruns et par des immersions exceptionnelles (marées d'équinoxe, tempêtes).

Médiolittoral : étage du système littoral soumis à l'alternance rythmique des émergences et immersions dans la zone de balancement des marées (= intertidal).

Infralittoral : étage intermédiaire, immergé, du système littoral. Il s'étend, dans la nature actuelle, de la limite des basses mers de vive-eau, jusqu'à la limite inférieure des algues photophiles (soit 15-20 m dans les mers tempérées et 60-80 m dans les mers chaudes). Il correspond à l'extension des peuplements denses d'Algues souples et de Phanérogames marins (herbiers).

Circalittoral : étage le plus profond et le moins éclairé du système littoral. Il s'étend, dans la nature actuelle, depuis la limite inférieure de vie des Algues photophiles (15 - 20 m à 80 m) jusqu'à la limite extrême de tolérance des Algues sciaphiles (limite très variable).

6. - PLAN DE L'ETUDE

Les concepts séquentiels, la définition scalaire des séquences et de leur contexte paléogéographique nous ont permis (CUBAYNES, BOUTET, DELFAUD et FAURE, 1984) de proposer une première trame séquentielle pour le Lias quercynois et un premier modèle d'évolution des paysages sédimentaires sous un climat de type tropical. Le Lias de notre secteur d'étude constitue une mégaséquence d'ouverture (4ème ordre) dans laquelle nous avons reconnu (Fig. 8) quatre séquences (de 3ème ordre) notées L1 à L4 :

- La séquence L1 coïncide avec l'ensemble Rhéto-Trias (MEGELINK-ASSENAT, 1982) et une partie de l'Hettangien. Elle évolue de dépôts continentaux (sédimentation fluvio-lagunaire) vers des faciès infralittoraux puis supralittoraux.

- La séquence L2 débute par des faciès évaporitiques ou d'ambiance

évaporitique puis se poursuit avec des tidalites, interrompues par un hard-ground régional au sommet des "calcaires à microrythmes".

A la limite des séquences L2 et L3, un grainstone oolithique à Dasycladacées, tronqué par une seconde discontinuité majeure, bien datée du Lotharingien, souligne la "crise lotharingienne". Cette phase constitue une véritable charnière entre deux types de sédimentation radicalement différents, deux grandes périodes de l'histoire liasique du Bassin quercynois :

- . une sédimentation calcaréo-dolomitique de plate-forme proximale avec les séquences L1 et L2,
- . une sédimentation de plate-forme distale avec les séquences L3 et L4.

- La séquence L3 comprend, de bas en haut, des marno-calcaires à ammonites (Carixien - base du Domérien) marnes et argilites (Domérien), des calcaires bioclastiques (Domérien supérieur - extrême base du Toarcien). Ce complexe de plate-forme distale présente une succession de type klüpfélien, clôturée par une troisième discontinuité régionale au toit des calcaires bioclastiques.

- La séquence L4 englobe pratiquement tout le Toarcien. Cette séquence cyclique dont la succession d'ensemble est aussi, pour sa partie inférieure, de type klüpfélien, est marquée par une puissante sédimentation marneuse avant d'évoluer vers de nouveaux faciès carbonatés de plate-forme proximale qui caractériseront le Haut-fond occitan pendant le Dogger (DELFAUD, 1973, PELISSIE, 1982).

Notre travail comprendra donc trois parties :

- la première partie sera consacrée à la sédimentation de plate-forme proximale avec deux chapitres concernant, dans l'ordre, les séquences L1 et L2.

- la deuxième partie traitera de la sédimentation de plate-forme distale et sera divisée en deux chapitres, le premier pour la séquence L3, le second pour la séquence L4.

- dans la troisième partie un premier chapitre fera le point sur notre apport pour la connaissance du Lias quercynois ; un deuxième chapitre sera réservé aux conclusions de notre travail.

PREMIERE PARTIE

LA SEDIMENTATION DE

PLATE-FORME PROXIMALE

(TRIAS SUPERIEUR LIAS INFERIEUR)

LA SEDIMENTATION DE PLATE-FORME PROXIMALE

(séquences L1 et L2)

Les séquences L1 et L2 correspondent au Trias supérieur et au Lias inférieur des auteurs.

Cet ensemble d'abord détritique puis calcaréo-dolomitique et enfin carbonaté ne renferme aucun marqueur biostratigraphique.

Les seules datations obtenues à ce jour grâce à des associations palynologiques ou à des microfaunes de Nodosariidés ne permettent pas de définir des limites d'étage et laissent encore une certaine marge d'erreur.

Les premières ammonites apparaissent au toit des Calcaires de Cavagnac (Lotharingien).

Dans cette partie nous présenterons successivement les séquences L1 et L2 en comparant les résultats obtenus en Grésigne avec ceux récemment exposés par CURNELLE (1982, 1983), MEGELINK-ASSENAT (1982) et GRIGNAC (1983) pour les régions voisines sur la bordure aquitaine.

*
** **

CHAPITRE II

SEQUENCE L1

TRIAS - HETTANGIEN PRO-PARTE

CHAPITRE II

SEQUENCE- LI -

TRIAS SUPERIEUR - HETTANGIEN pro-parte

La première séquence de plate-forme proximale débute au Trias supérieur et correspond à l'Hettangien inférieur et à l'Hettangien moyen (CUBAYNES, BOUTET, FAURE et DELFAUD, 1984). Elle comprend deux formations :

- La formation des Grès de la Madeleine (prisme détritique de l'Hettangien),
- La formation des "Dolomies du Maillet".

1. - HISTORIQUE DES RECHERCHES

Des "calcaires ordinairement grisâtres, dolomitiques, compacts, en petits bancs de 0,10 à 0,20 m...", des "calcaires dolomitiques en petites couches, dolomies grises..." étaient attribués par MAGNAN (1869) à l'Infralias et au Keuper. Par la suite PERON (1873) et FOURNIER (1898) accepteront ces attributions stratigraphiques. Seul MOURET (1887) placera les "couches à argiles vertes", les "calcaires compacts et cargneules" dans l'Hettangien.

CARAVEN-CACHIN (1898) distingue un Hettangien d'une puissance de 60 m avec de bas en haut :

1. Marnes et argiles lie de vin,
2. Schistes gris, blancs, jaune clair à l'intérieur,
3. Marnes schisteuses tachées de rouille,
4. Calcaires blancs, dolomitiques, en petits bancs,
5. Marnes vertes,
6. Dolomies grises et rosées.

Toutefois il situe les "Cargneules" qui couvriront son terme 6, dans le Sinémurien.

THEVENIN (1903) reconnaît un Rhétien et un ensemble Hettangien-Sinémurien. Il propose la coupe-type suivante :

- 1/ Trias,
- 2/ Rhétien avec :
 - a) argiles bariolées vertes ou rouges,

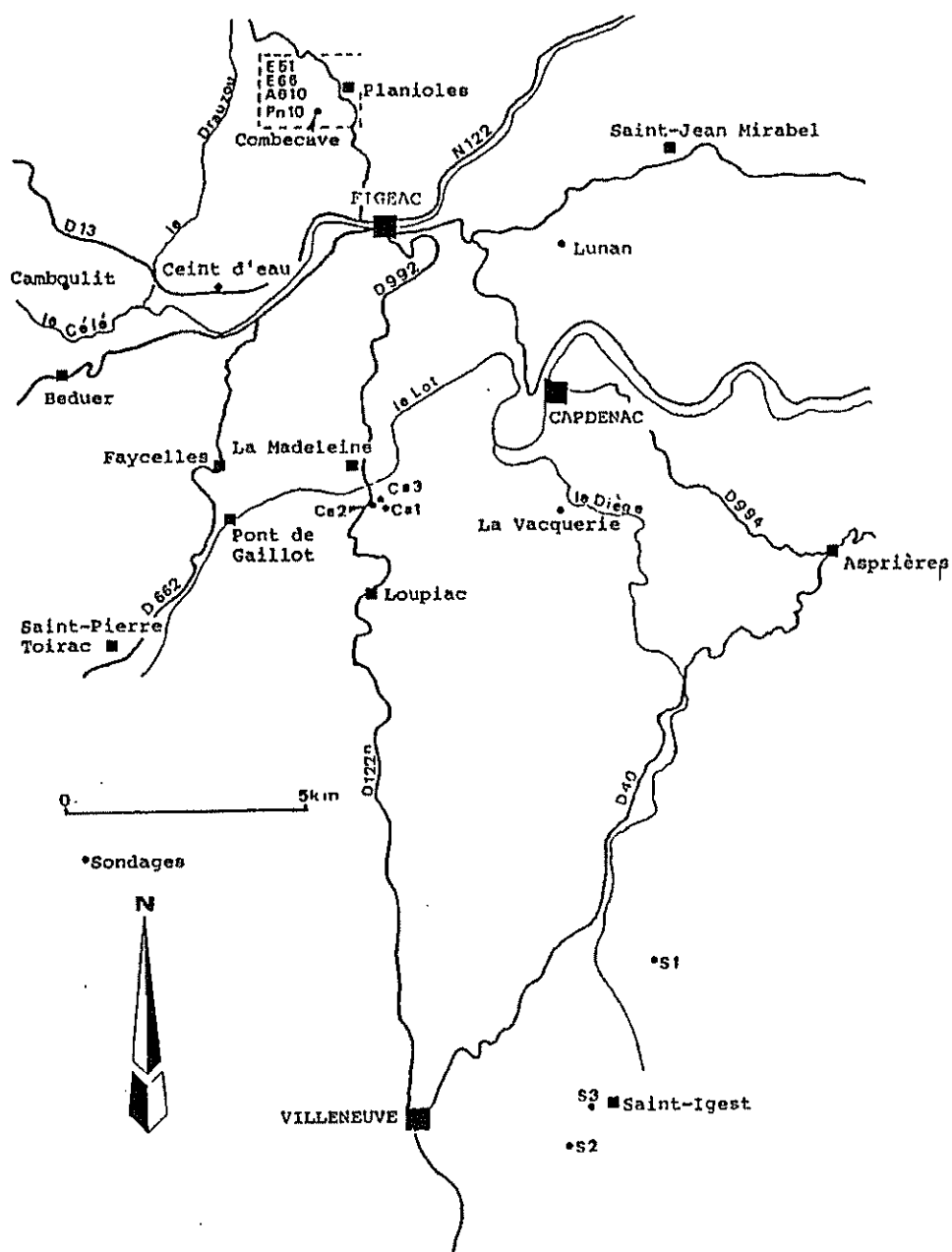


Fig. 10 : Formation des Grès de la Madeleine : situation des sondages et des principales coupes.

- b) argiles vertes schisteuses avec intercalations calcaires surtout vers le sommet,
 - c) calcaires grossiers en plaquettes parfois dolomitiques avec très rares traces de fossiles.
- 3/ Hettangien-Sinémurien : calcaires dolomitiques ou sublithographiques en bancs épars avec intercalations de "cargneules".

Cet auteur souligne que "le faciès des calcaires caverneux, des cargneules, ne correspond pas à un niveau constant du Lias inférieur".

ELLENBERGER (1937) reprend les conclusions de THEVENIN en attribuant au Rhétien :

- 1. Calcaires en plaquettes alternant avec des marnes grises ou verdâtres,
- 2. Dolomies et cargneules ,
- 3. Calcaires sublithographiques.

GEZE et DURAND-DELGA reconnaissent (1943) un Hettangien formé d'un niveau inférieur de "calcaires en plaquettes à lits marneux blancs" et un niveau supérieur de "cargneules".

DURAND-DELGA et OLIVE, en 1959, apportent un premier élément de datation avec la découverte d'une faunule hettangienne de lamellibranches, ultérieurement citée par J. FABRE (1971) sur la coupe de Vaour-Belaygues (Tarn).

YANATCHKOV (1972) propose deux tableaux relatant l'historique des subdivisions lithostratigraphiques des séries infra-hettangiennes sur la bordure sud-ouest du Massif Central. Il place à la base de l'Hettangien des grès blancs fins alternant avec des marnes gréseuses, puis des marnes vertes et enfin les "dolomies en plaquettes".

De 1974 à 1984, de nombreux travaux apportent des éléments de datation et permettent d'esquisser une paléogéographie de la bordure nord-est du Bassin aquitain, du Trias à l'Hettangien. Nous signalerons l'importance de ces découvertes et les principaux résultats dans la description de la séquence L1.

2. - LA FORMATION DES GRES DE LA MADELEINE

Cette unité ne fait pas l'objet d'études personnelles mais d'une investigation bibliographique. Nous en dégagerons d'abord les caractères essentiels puis nous suivrons l'évolution latérale de cette formation du Nord (région de Figeac-Capdenac) au Sud (Grésigne). Enfin nous tenterons de définir la paléogéographie de ces dépôts.

Notre apport se limitera donc ici à des corrélations stratigraphiques et à quelques précisions sur la région grésignole (nouvelle coupe).

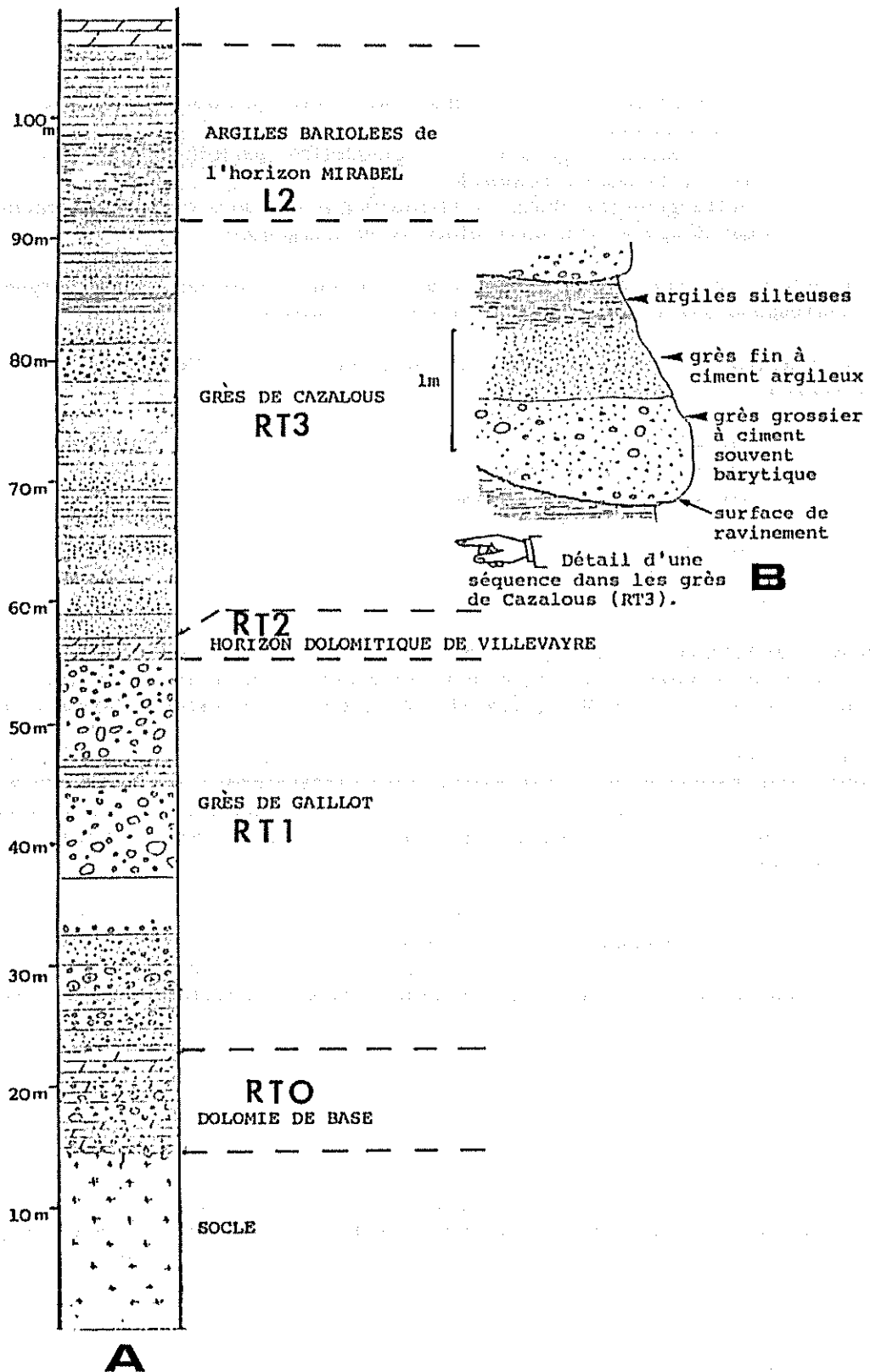


Fig. 11 : Formation des Grès de la Madeleine : le sondage CA2 (situation Fig. 10) (MEGELINK-ASSENAT, 1982).

2.1. - La formation des Grès de la Madeleine dans la région de Figeac (Lot) et de Capdenac (Aveyron)

Reposant en discordance sur le Paléozoïque de la bordure sud-ouest du Massif central et sur des formations molassiques du Carbonifère supérieur-Permien, un épandage essentiellement grés-argileux qualifié "d'infraliasique" ou de "triasique" précède la sédimentation lagunaire de l'Hettangien.

L'épaisseur de cette série détritique est très variable. Nulle à l'est de Capdenac où l'Hettangien dolomitique repose directement sur le substratum, elle atteint 80 à 90 m, au Sud-Ouest, dans la vallée du Lot. MEGELINK-ASSENAT (1982) donne à cet ensemble silico-clastique le nom de formation des Grès de la Madeleine -du nom du hameau de la vallée du Lot où ces grès sont bien développés.

2.1.1. - La coupe-type du sondage CA2

MEGELINK-ASSENAT (1982) propose comme coupe-type celle du sondage CA2, l'un des cinq sondages réalisés par la CRAM-VM dans le secteur des Cazaloux, au sud de la vallée du Lot (Fig. 10). Elle décrit la succession suivante avec, de bas en haut (Fig. 11A) :

a - 9 à 10 m de dolomies ou de calcaires dolomitiques : la Dolomie de base (RTO),

b - 32 à 33 m d'arkoses grossières à conglomératiques avec un ciment argileux brun-rouge abondant, ce sont les **Grès inférieurs** (ou Grès de Gaillot-RT1),

c - 2 m de dolomies brunes, gréseuses, à nodules siliceux, galets de quartz et de dolomie, l'horizon de Villevayre ou RT2,

d - 35 à 36 m de grès arkosiques, gris-vert, à ciment argileux ou barytique : les **Grès supérieurs** (ou Grès des Cazaloux - RT3). Ces grès s'organisent en séquences métriques d'inondations fluviales (Fig. 11 B).

e - 15 m d'argiles bariolées (horizon Mirabel ou L2) qui constitueraient le terme fin de l'ultime séquence des grès fluviaux sous-jacents.

2.1.2. - L'âge des Grès de la Madeleine

LESAGE (1968) découvre dans les argiles bariolées (sondage E 66, cote - 281,33 m) une microflore continentale hettangienne à **Classopollis classoides** (PFLUG) POCKOCK et JANSONIUS, **Styxisporites reissingeri** DANZE et LAVEINE et **Cibotidisorites cinquiverricosus** DANZE et LAVEINE. Dans les faciès grés-argileux immédiatement sous-jacents (sondage E 51, cote - 238,40 m), LESAGE observe des microflores riches en **Classopollis classoides** -forme a priori hettangienne- associés à de rares espèces jugées à l'époque triasiques : **Verrucosporites morulae** KLAUSS et **Osmundaciidites alpinus** KLAUSS.

A partir de ces déterminations, MEGELINK-ASSENAT attribue à "la fin du Keuper ou au Rhétien, et à l'extrême base de l'Hettangien" les grès de la formation.

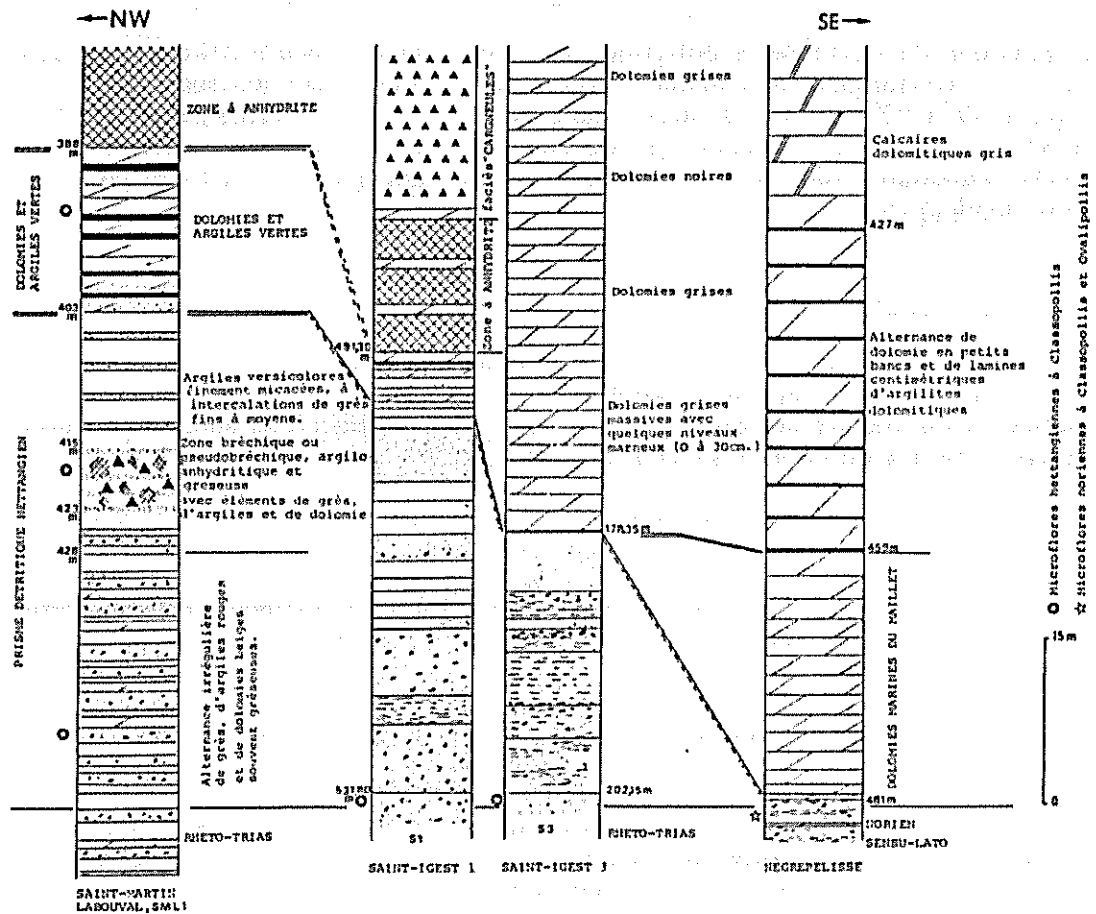


Fig. 12 : Formation des Grès de la Madeleine : corrélations entre les sondages de Saint-Martin-Labouval (Lot) de Saint-Igest (Aveyron) et de Nègrepelisse (Tarn-et-Garonne).

GRIGNAC et TAUGOURDEAU-LANTZ (1982) obtiennent des associations palynologiques significatives dans trois sondages dont le sondage CA2. Dans les sondages Pn 10 (SNEA) et A 610 (CRAM) l'épandage détritique, déposé en un temps très bref du fait de son caractère essentiellement alluvial, est ainsi daté de l'Hettangien, dès sa base. Dans le sondage CA2, l'âge hettangien des Grès inférieurs (les 45 premiers mètres) n'est pas certain.

2.1.3. - Le prisme détritique hettangien

Dans la région de Figeac-Capdenac, la formation des Grès de la Madeleine comprend trois ensembles (MEGELINK-ASSENAT, 1982 ; GRIGNAC, 1983) qui sont, de la base au sommet :

- les Grès inférieurs ou RT1 dont l'épaisseur varie de 0 à 40 m ,
- l'épisode carbonaté médian ou RT2 (0 à 30 m) avec des grès et des argilites,
- les Grès supérieurs ou RT3 (0 à 25 m).

D'une manière générale l'épaisseur de la formation augmente depuis l'Est de Capdenac (0 m) jusqu'à la vallée du Lot (90 m) donc de l'ENE vers l'WSW.

Cet épandage détritique témoigne d'une sédimentation continentale fluviale. L'abondance des stratifications obliques arquées (d'échelle décimétrique à pluridécimétrique) et des chenaux, la rareté des stratifications tabulaires conduisent GRIGNAC à proposer l'image d'un réseau hydrographique avec de nombreux cours d'eau (type en tresses), les écoulements se feraient du NNE vers le SSW. Il propose d'appeler l'ensemble des dépôts fluviaux hettangiens : prisme détritique hettangien.

2.2. - Le sondage de Saint-Martin-Labouval

2.2.1. - Situation du sondage

Carte IGN au 1/50.000 de St-Géry en x = 550,52 et y = 3.243,080. Le sondage SML1 est situé à 3 km au nord-ouest du village de Saint-Martin-Labouval à proximité du petit hameau de Nougayrac (Fig. 92 C), en bordure du chemin vicinal V.O.2.

2.2.2. - Les Grès de la Madeleine

Sous un puissant ensemble anhydritique (145 m d'épaisseur de la cote - 243 m à la cote - 388 m), LEFAVRAIS-RAYMOND (1961) décrit la succession suivante, de haut en bas (Fig.12):

- a - 15 m de dolomies et argiles versicolores,
- b - 25 m d'argiles versicolores finement micacées à intercalations de grès fins à moyens,
- c - 6 m de brèches argilo-anhydritiques et gréseuses avec des éléments de grès, d'argiles et de dolomie,
- d - 172 m (de la cote - 428 m à la cote - 600 m) d'une alternance irrégulière grès-argiles versicolores - dolomies gréseuses.

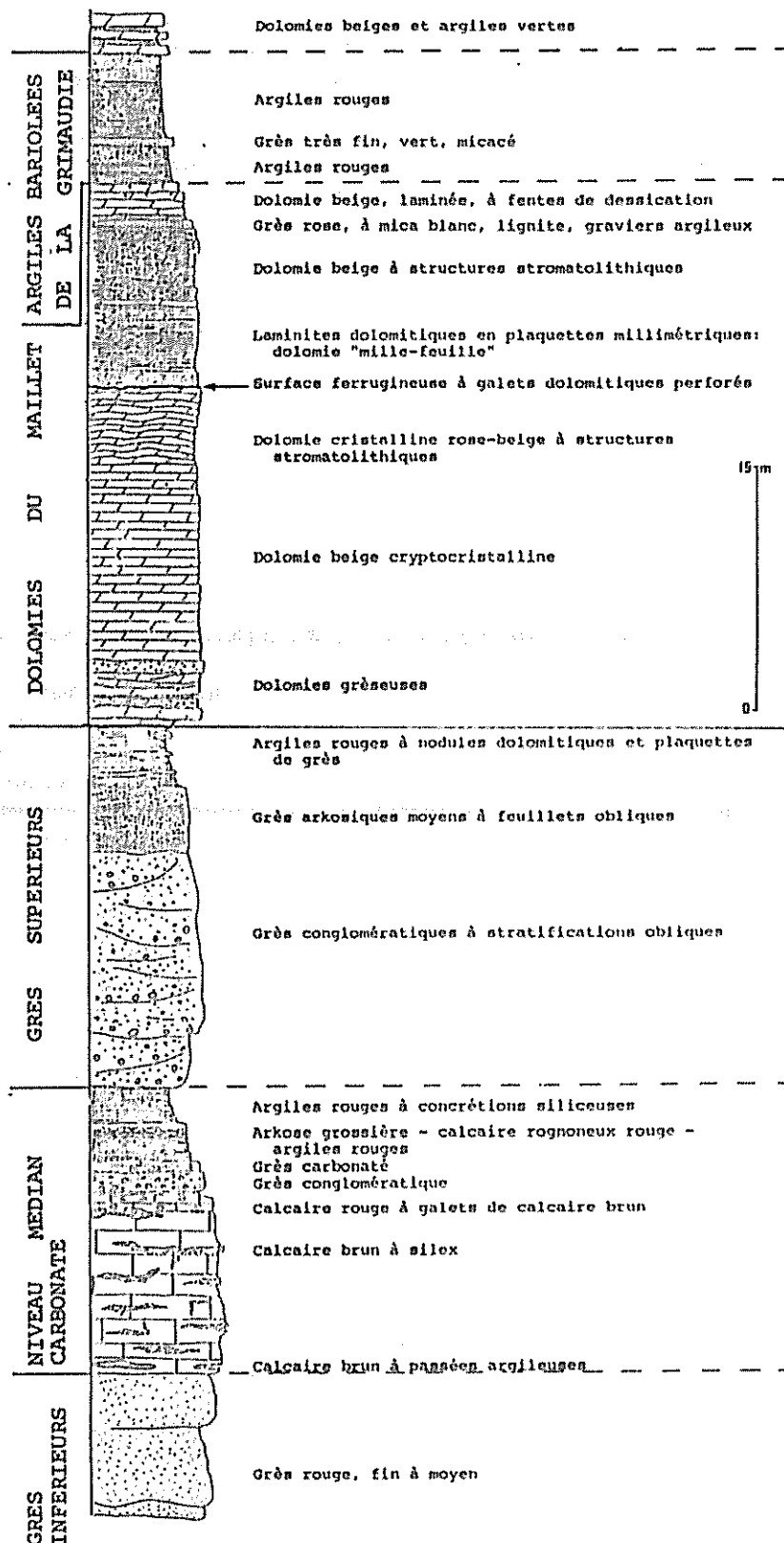


Fig. 13 : Formation des Grès de la Madeleine et Formation des Dolomies du Maillet dans le dôme de Najac-Villevayre (MEGELINK-ASSENAT, 1982).

Les analyses palynologiques réalisées par BOUTET (1981) et par TAUGOUR-DEAU-LANTZ (inédit, in GRIGNAC, 1983) révèlent l'existence de microfiores hettangiennes continentales à **Classopollis**:

- dans les 25 m supérieurs du terme d ainsi que dans les termes b et c. GRIGNAC (1983) propose de rattacher ces 45 m de sédiments essentiellement détritiques à son prisme détritique hettangien - c'est à dire à la formation des Grès de la Madeleine,
- dans les dolomies et argiles versicolores du terme a.

Nous proposons donc l'interprétation suivante : la formation des Grès de la Madeleine atteint ici une épaisseur d'au moins 45 m. Elle se caractérise, dès sa base, par de fréquentes intercalations dolomitiques puis, dans sa partie médiane, par la présence de niveaux anhydritiques. Ces dépôts suggèrent l'image d'apports fluviaux dans des milieux lagunaires ou des environnements de type Sabkha, en avant d'une vaste plaine margino-littorale située plus au Nord-Est dans la région de Figeac.

Le membre inférieur de la formation des Dolomies du Maillet -les Dolomies en dalles- est absent. Le membre supérieur de cette formation -les Dolomies et argiles vertes- est représenté par 15 m de dolomies et d'argiles.

2.3. - Les sondages de Saint-Igest

2.3.1. - Situation des sondages

Carte IGN au 1/50.000 de Villefranche-de-Rouergue. La COGEMA a réalisé trois sondages dans la région de Saint-Igest (Aveyron), à l'est de Villeneuve (Fig. 10 et 27).

- sondage S1 (1973) en $x = 580,85$ et $y = 240,54$
- sondage (1977) S2 en $x = 578,930$ et $y = 237$
- sondage S3 (1977) en $x = 579,390$ et $y = 237,580$ au lieu dit le Causse.

2.3.2. - Les Grès de la Madeleine

ROCHEBLAVE (1973 et 1977) décrit sous l'Hettangien dolomitique un ensemble détritique dont l'épaisseur varie de 28 m (sondage S3) à 39-40 m (sondages S1 et S2). Il attribue ces grès et marnes bariolées au "Rhéto-Trias". Les sondages S1 (cote - 531,80 m) et S3 (cote - 202,15) livrent des microfiores hettangiennes continentales à **Classopollis**. GRIGNAC (1983) prouve ainsi l'existence d'au moins 38 à 40 m de grès à la base de l'Hettangien. Ces grès appartiennent à la formation des Grès de la Madeleine.

En affleurement GRIGNAC reconnaît des paléocourants orientés Est-Ouest.

2.4. - Le dôme de Najac-Villevayre

Le dôme de Najac-Villevayre (Fig. 13) présente une succession déjà proposée par THEVENIN (1903) puis décrite par MEGELINK-ASSENAT (1982) avec de bas en haut:

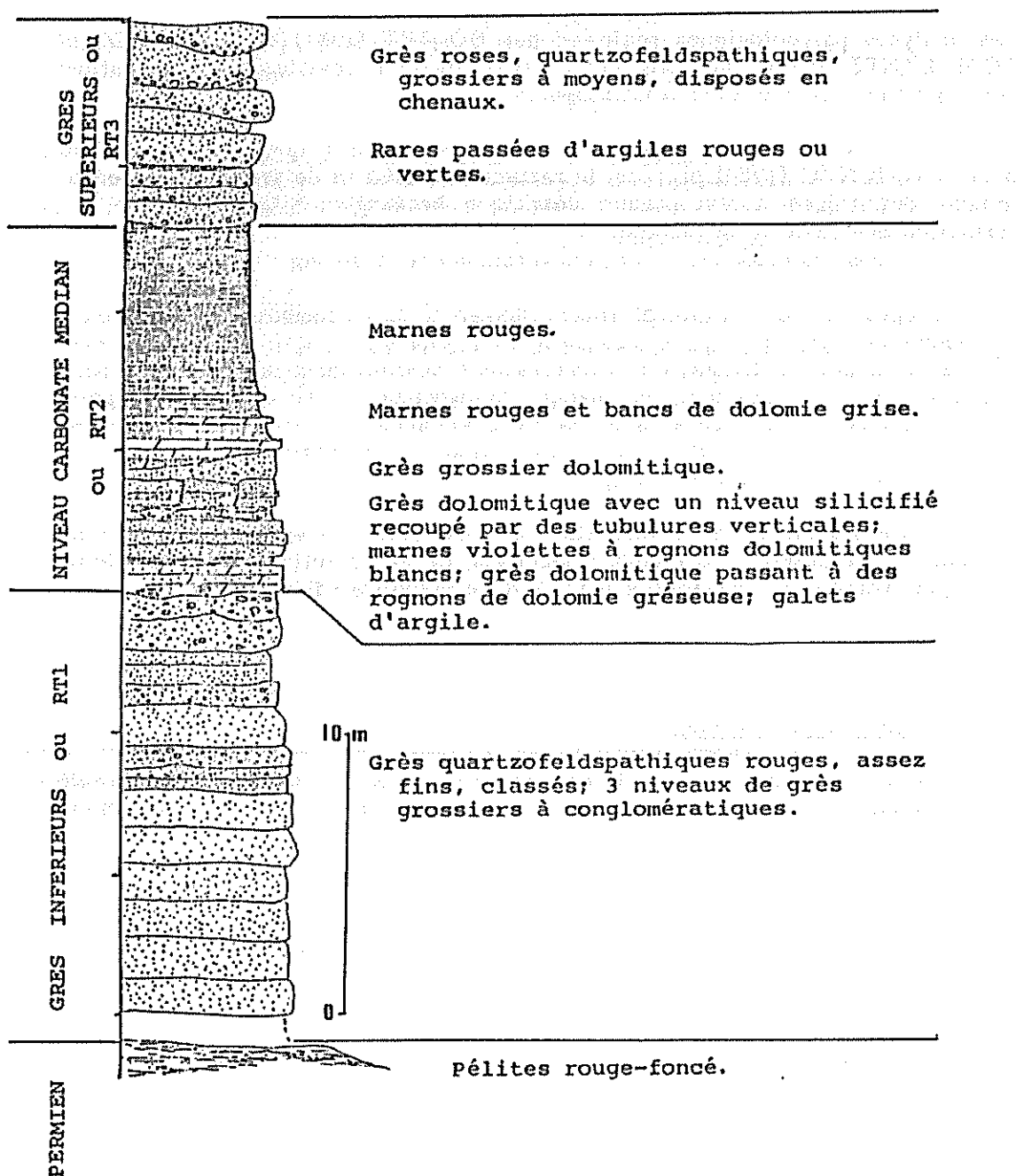


Fig. 14 : Formation des Grès de la Madeleine : la coupe de Vaour (Grésigne, Tarn) (MEGELINK-ASSENAT, 1982).

- formation des Grès de la Madeleine (72 m) :

a - 30 m de grès arkosiques rouges à ciment argileux avec de rares passées conglomératiques. Ces Grès inférieurs (RT1) reposent en discordance sur des pélites et grès argileux du Saxonien et sur des schistes et grès gris datés de l'Autuno-Stéphanien,

b - 10 m de dolomies brunes avec des passées discontinues de grès verdâtres,

c - 2 m de grès et conglomérats à galets de quartz, de grès fins, de dolomie brune et de schistes métamorphiques,

d - 5 m d'argiles rouge lie-de-vin à passées irrégulières de grès mica-cés et de calcaire dolomitique rognonneux,

e - 20 m de grès arkosiques à ciment argilo-carbonaté peu abondant : les Grès supérieurs (RT3) qui s'organisent en chenaux d'épaisseur métrique et d'extension décamétrique avec de nombreuses stratifications obliques,

f - 5 m d'argiles gréseuses bariolées.

- formation des Dolomies du Maillet (40 à 65 m) :

GRIGNAC et TAUGOURDEAU-LANTZ (1983) prouvent l'appartenance des dolomies marines à l'Hettangien par la découverte, à leur base, de microflore continentales à *Classopollis*. GRIGNAC (1983) propose même un âge hettangien pour une partie des Grès supérieurs (RT3) en rappelant l'existence d'au moins 35 à 40 m de grès hettangiens dans les sondages de St-Igest, 25 km au NNE. Dans la région de Najac-Villeveyre, les directions des apports détritiques lui paraissent orientées ENE-WSW.

2.5. - La Grésigne

2.5.1. - Les Grès de la Madeleine

Le massif de la Grésigne montre une série détritique réduite. L'épaisseur de la formation des Grès de la Madeleine ne dépasse pas 50 m sur toute la région. FABRE (1971), MEGELINK-ASSENAT (1982) puis GRIGNAC (1983) distinguent trois ensembles avec, de bas en haut (Fig. 14).

- les Grès inférieurs (25 m) ou RT1 qui reposent en discordance sur les argilites et les pélites rouges du Permien. Ces grès s'organisent en séquences élémentaires d'échelle métrique, granodécroissantes vers le haut :

↑ silt ou argilites rouges à rides de courant
grès fins rosés à rides de courant
1 à 2 m | grès grossiers rosés
microconglomérats à graviers de quartz roulés et à stratifications
entrecroisées.

- un ensemble argilo-carbonaté median (15 m) ou RT2,

- les Grès supérieurs (12 m) ou RT3 constitués par des conglomérats et des grès grossiers monogéniques de teinte claire, à galets et graviers de quartz. Les chenaux à stratifications obliques sont abondants.

L'épaisseur et les faciès des deux termes supérieurs (RT2 et RT3) varient relativement peu. Le terme inférieur s'amincit vers l'WSW tout en montrant des dépôts plus fins, argilo-dolomitiques, de zones plus éloignées par rapport

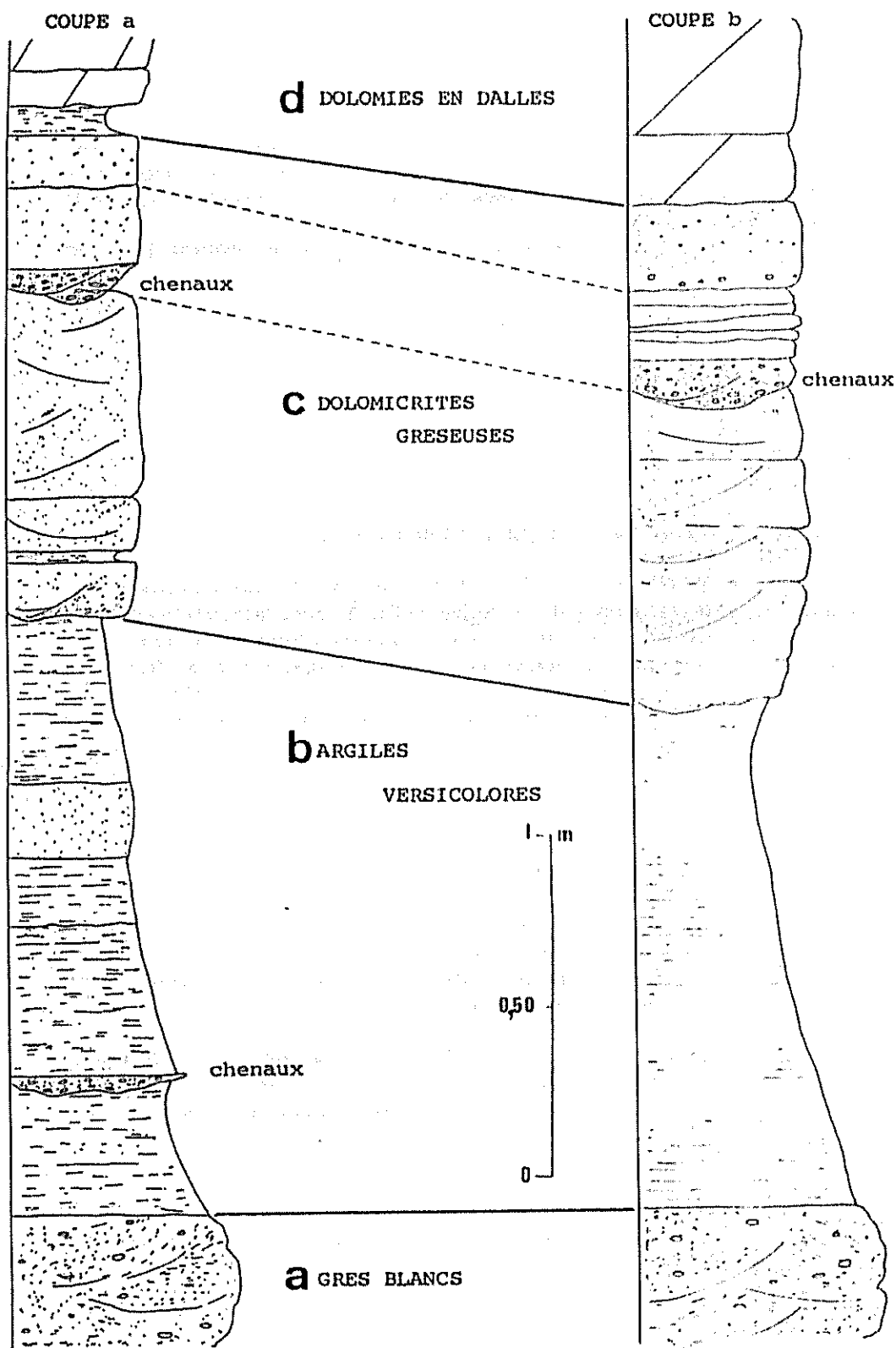


Fig. 15 : Formation des Grès de la Madeleine : contact entre les Grès supérieurs (2-b) et la formation des Dolomies du Maillet (c-d) sur la coupe du château de la Prune (Grésigne-Tarn).

aux régions nourricières. Les apports se feraient donc de l'ENE vers l'WSW (GRIGNAC, 1983).

2.5.2. - Eléments de datation

BOUTET (1980) date la base des "grès infraliasiques" par des microflores continentales du Carnien ?-Norien (Trias supérieur) et les dolomies en plaquettes de l'Hettangien par la découverte de microflores pratiquement monospécifiques (99 %) à *Classopollis torosus*.

La base de la formation des Grès de la Madeleine appartient donc, en Grésine, au Trias supérieur, mais aucun argument palynologique ne permet actuellement d'attribuer le sommet de la formation soit au Trias supérieur, soit à l'Hettangien inférieur : entre les deux niveaux datés par BOUTET se placent, de bas en haut, 40 m de grès réputés triasiques et 20 à 25 m de dolomies en plaquettes.

2.5.3. - Le contact entre les Grès de la Madeleine et les dolomies en plaquettes

YANATCHKOV (1972) décrit le contact entre Trias et Lias sur les quatre coupes de Fontbonne, du Castel de Périlhac, de Vaour et du château de la Prune. Il donne la succession suivante pour la base de l'Hettangien, de bas en haut :

- 2 m de grès blancs fins à feldspaths potassiques, à ciment argilo-carbonaté,
- 2 m d'argiles vertes,
- les dolomies en plaquettes.

GRIGNAC (1983) reconnaît ces niveaux sur de nombreuses coupes (Abriols, Vaour, Barri) mais ne peut ni observer de façon précise le contact entre le Trias et l'Hettangien, ni fixer une limite d'étage.

2.5.4. - La coupe du château de la Prune (Fig. 18 D)

Carte IGN au 1/25.000e - Albi 1-2, en x = 492,2 et y = 488,4.

Cette nouvelle coupe est située sur le flanc nord du dôme permo-triasique de Marnaves. La base de cette coupe peut s'observer soit :

- dans un petit ravin immédiatement sous le château et au nord de celui-ci (coupe a),
- le long de la route Marnaves-Vaour, à hauteur du carrefour vers les hameaux de Mayrin et la Moulette (coupe b).

Dans les deux cas nous avons pu mettre en évidence la succession suivante (Fig. 15), avec de bas en haut :

- a - grès blancs granodécroissants à éléments de quartz, feldspaths potassiques (2 m),
- b - argiles versicolores à passées plus gréseuses et petits chenaux (1,50 à 2 m),

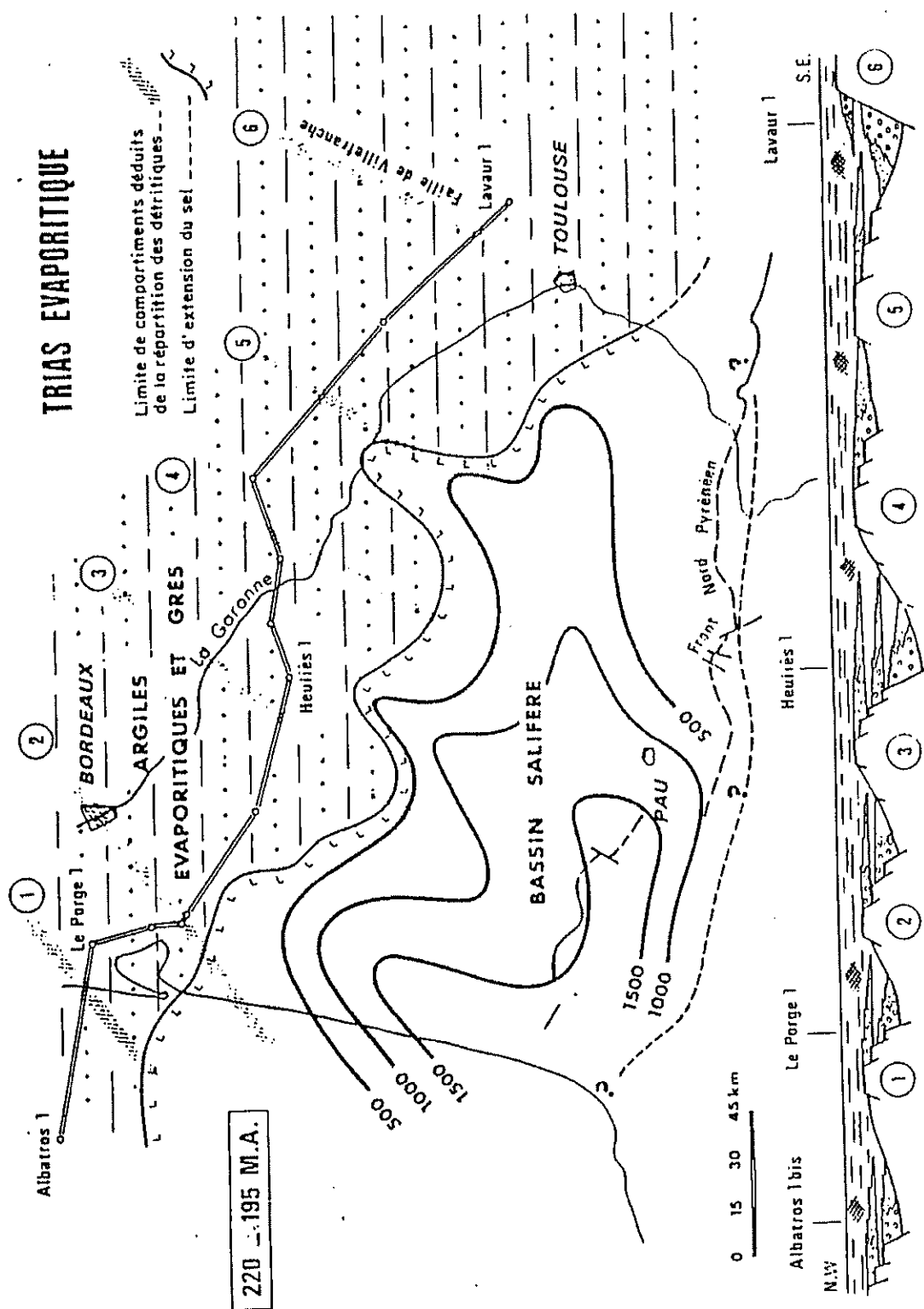


Fig. 16 : La sédimentation du Trias supérieur dans le bassin d'Aquitaine (CURNELLE, 1982 et 1983).

c - dolomicrites gréseuses à quartz hétérométriques et anguleux disposées en séquences granodécroissantes avec, à la base, des chenaux à éléments quartzeux (1,40 m),

d - dolomies en dalles (25 m).

Aucun argument palynologique ne permet d'établir une limite entre les "grès supérieurs" du Trias et les premiers termes, probablement gréseux, de l'Hettangien basal.

Plus au Nord, dans la région de Brive, sur les coupes de Coubjours et de la Tuilerie, la transgression liasique débute par des niveaux gréseux (10 m d'épaisseur) datés de l'Hettangien inférieur par CHATEAUNEUF et LEFAVRAIS (1974). Au sud de Brive, la formation gréseuse se réduit à 2-3 m d'épaisseur de grès conglomératiques passant rapidement, vers le haut, à des alternances d'argiles d'abord bariolées puis vertes et noires, de grès et de bancs dolomitiques (12 à 20 m). Nous aurions ainsi en Grésigne un dispositif comparable à celui observé dans la région de Brive.

2.5.5. - Conclusion

Il est probable qu'ici, comme partout ailleurs sur la marge orientale du Bassin aquitain, les premiers dépôts hettangiens sont détritiques. La partie sommitale des Grès de la Madeleine appartient vraisemblablement déjà à l'Hettangien basal (FABRE, 1971 ; YANATCHNIKOV, 1972, GRIGNAC, 1983, CUBAYNES et al., 1984).

Les grès blancs (2 m), les argiles versicolores (1,50 à 2 m) et les dolomies gréseuses à chenaux (1,50 m) seraient un équivalent latéral réduit du "prisme détritico hettangien" de GRIGNAC avec ici des directions de paléocourants NNE-SSW.

2.6. - Le sondage de Nègrepelisse

Un forage récent (1982) de recherche d'eau a été implanté par le BRGM au nord-ouest de Nègrepelisse (sondage des Merlis) dans la basse vallée de l'Aveyron. Situé à une vingtaine de kilomètres à l'ouest du massif de la Grésigne, ce sondage montre la succession stratigraphique suivante (Fig 12 & 92A) avec de bas en haut :

- les pélites et argiles rouge lie-de-vin avec quelques graviers de quartz et des lamines gréseuses de couleur grise. Le forage traverse la partie supérieure de ce terme (cote - 494 à - 496,85 m, cote à laquelle le sondage a été arrêté).

- 10 m de grès fins quartzeux, généralement de couleur gris-clair, avec des alternances d'argilites marneuses à débris ligniteux abondants. La présence de *Classopollis* sp. et de *Ovalipollis pseudoalatus* (THIEGART) SCHUURMAN dans des fragments argilo-ligniteux (de - 486 à - 490 m) incite à proposer un âge norien pour ces niveaux gréseux (TAUGOURDEAU-LANTZ, in GRIGNAC, 1983).

- les Dolomies du Maillet avec, à leur extrême base, 3 m de dolomies gréseuses à gravelles.

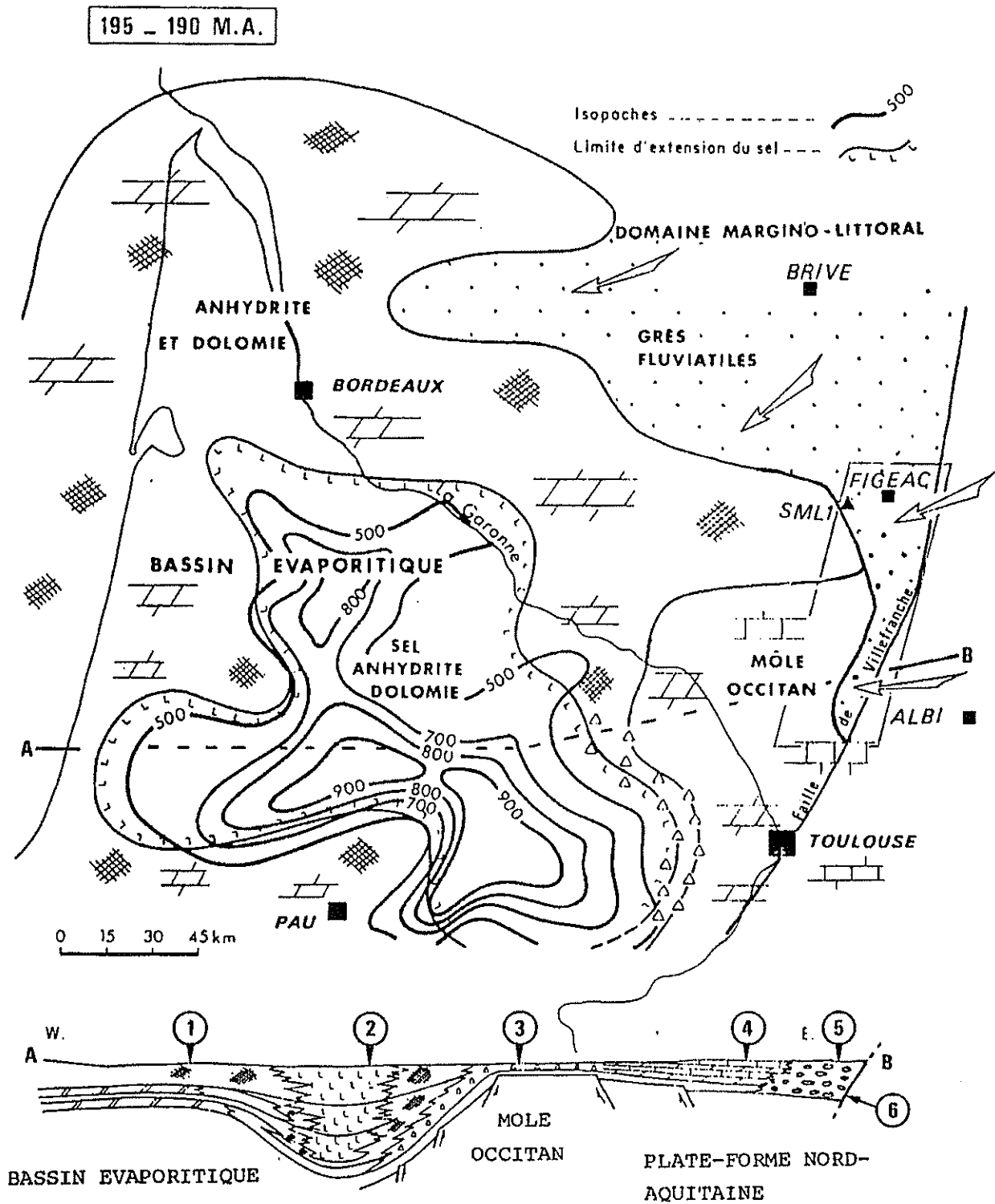


Fig. 17 : La sédimentation détritique sur la bordure nord-est du bassin d'Aquitaine : (d'après CURNELLE, 1982-83 et GRIGNAC, 1983, légèrement modifié). 1 et 2 : bassin évaporitique ; 3 : môle occitan ; 4 : Grésigne ; 5 : bordure nord-est aquitaine (Figeac-Lot). Les flèches matérialisent les directions d'apport mises en évidence par GRIGNAC (1983).

La formation des Grès de la Madeleine apparaît ici très réduite (10 m) et la sédimentation hettangienne semble directement débiter par l'épisode des Dolomies en dalles, membre inférieur de la formation des Dolomies du Maillet.

2.7. - Paléogéographie du prisme détritique Hettangien

2.7.1. - La sédimentation du Trias supérieur dans le bassin d'Aquitaine

La dislocation du continent hercynien s'amorce probablement dès le Stéphanien et se poursuit au cours du Permien.

Cette phase taphrogénique serait contrôlée par la transformante "Biscaye-Baffin" et provoque l'accumulation de molasses post-orogéniques permo-triasiques (CURNELLE, 1982, 1983). Selon CURNELLE (1983) les sédiments s'organisent en semi-grabens d'orientation N 20 - N 30° E avec ;

a - un bassin méridional bien délimité par l'extension des dépôts salifères (Fig. 16) et présentant, en forage, deux termes distincts :

. à la base des dépôts (de 0 à 500 m d'épaisseur) de types cônes alluviaux formés à proximité de reliefs actifs, passant latéralement à un milieu de plaine alluviale à chenaux fluviaux, puis à des environnements de type évaporitique (Sabkha-playa).

. au sommet une puissante série évaporitique (1500 m d'épaisseur) constituée par des successions séquentielles dolomie-argiles anhydritiques - anhydrite et sel. L'épaisseur cumulée de sel atteint 600 m avec de fréquentes intercalations d'ophite.

b - une large bordure nord et est (Fig. 16 - 17) où la sédimentation se réalise dans des paysages de types cônes alluviaux, plaine d'inondation et Sabkha avec le dépôt d'une série réduite (100 à 300 m d'épaisseur) grès-silts-carbonates-évaporites.

2.7.2. - La sédimentation détritique sur la bordure nord-est du bassin d'Aquitaine

La sédimentation triasique se développe dans le centre du Bassin aquitain (STEVAUX et WINNOCK, 1975, CURNELLE et al., 1980 ; CURNELLE, 1982 et 1983) mais n'atteint pas l'extrême bordure du bassin dans la région de Figeac-Capdenac (comme, plus au Nord, dans la région de Saint-Céré).

La formation des Grès de la Madeleine se réduit progressivement du NNE (90 m d'épaisseur dans la vallée du Lot) et de l'Est (au moins quarante mètres dans le dôme de St-Igest et 70 à 80 m dans le dôme de Najac-Villevayre) vers le SSW (Grésigne). La granulométrie des dépôts décroît dans le même sens et GRIGNAC (1983) propose un schéma paléogéographique complétant celui de CURNELLE (1980, 1982 et 1983) : les zones nourricières se situeraient au Nord et au Nord-Est (région de Figeac), à l'Est (plateaux cristallins du Massif central) et, probablement, au Sud-Est (région d'Albi). Toutes les directions de paléocourant mises en évidence par GRIGNAC soulignent des apports de ces zones vers le bassin quercynois (Fig. 17).

La nature du matériel clastique (MEGELINK-ASSENAT, 1982) confirme cette hypothèse. Ce matériel, très hétérométrique et évolué, comprend de 60 à 70 % de galets de quartz et de quartzites associés à des galets lithiques qui portent l'empreinte de leur province distributrice. Ainsi trouve-t-on :

- une proportion élevée (35 %) de galets de micaschistes et de gneiss dans les zones à substratum métamorphique (au sud de Figeac),

- des galets de diorite quartzique dans les affleurements de Capdenac (cette diorite forme là le substratum),

- des galets de granite (35 à 40 %) à proximité des massifs granitiques (région de St-Léger).

Ainsi, les sédiments détritiques, déposés dans le bassin quercynois pendant le Trias supérieur et l'Hettangien inférieur, ont une origine relativement peu éloignée (quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres).

Les structures sédimentaires abondantes (FABRE, 1971 ; MEGELINK-ASSENAT, 1982 ; GRIGNAC, 1983) témoignent d'une sédimentation fluviale : d'une façon constante les grès se disposent en chenaux de largeur décimétrique, épais de 2 à 5 m. Chaque chenal présente des bords abrupts et, le plus souvent, ravine les niveaux sous-jacents sur quelques dizaines de centimètres. A l'intérieur du chenal, les stratifications obliques sont la règle : grandes stratifications entrecroisées soulignées par des lits de galets en base de séquence, puis petits lits obliques centimétriques en sommet de séquence. Le granoclasement vertical indique le remplissage de ces chenaux, avec de la base au sommet : des conglomérats, des grès grossiers puis des grès fins, des argiles bariolées enfin.

Ces argiles portent des paléosols alluviaux (traces de racines, pédotubules) développés à la surface de la plaine d'inondation fluviale.

2.8. - Age de la formation

Les éléments de datation fournis par les analyses palynologiques révèlent le diachronisme de cette formation qui est d'autant plus récente que l'on se déplace du Sud (Grésigne) vers le Nord (Figeac-Capdenac).

La continuité de sédimentation entre Trias et Hettangien, déjà évoquée par THEVENIN (1903) est de règle sur toute l'étendue du bassin avec la persistance d'un régime érosif et d'une sédimentation fluviale pendant le début de l'Hettangien.

3. - LA FORMATION DES DOLOMIES DU MAILLET

Dans le dôme de Najac-Villevayre, au-dessus des Grès supérieurs probablement hettangiens, se développe une formation dolomitique d'une trentaine de mètres d'épaisseur (coupe de St-Gauzy, Fig. 13) à laquelle MEGELINK-ASSENAT (1982) donne le nom de "dolomies du Maillet". Nous avons choisi de conserver ce nom et de désigner, sous l'appellation de formation des Dolomies du Maillet, un ensemble de dolomies puis de dolomies et d'argiles vertes. Cette formation hettangienne est limitée à sa base par les Grès supérieurs et, à son sommet, par les Brèches calcaréo-dolomitiques ("cargneules").

Nous diviserons cette formation en deux membres qui sont, de la base au sommet :

- le membre des Dolomies en dalles (40 m),
- le membre des Dolomies et argiles vertes (20 m).

Nous étudierons successivement les Dolomies en dalles et les Dolomies et argiles vertes en nous servant de quatre coupes :

- Carrière des Cabannes, près de Cordes,
- Château de la Prune,
- Tunnel de chemin de fer d'Aussevaysse,
- Vaour.

A partir de ces coupes nous proposerons une synthèse pour l'Hettangien inférieur et moyen de Grésigne en replaçant dans leur contexte les 7 types de séquences tidales d'échelle métrique reconnues par CUBAYNES (CUBAYNES et al. 1984).

3.1. - Situation des coupes

- Carrières des Cabannes (Fig. 18 C).

Carte IGN au 1/25.000e Albi 1-2. $x = 507,5$, $y = 3.196,8$, à 1,5 km à l'ouest de Cordes.

- Château de la Prune (Fig. 18 D)

Carte IGN au 1/25.000e Najac 5-6, $x = 492,2$, $y = 488,4$ (bordure SW de la carte). Le long de la route Marnaves-Vaour au NNE du château.

- Tunnel de chemin de fer d'Aussevaysse (Fig. 18 B)

Carte IGN au 1/25.000e Najac 5-6
début de coupe : $x = 412,40$ $y = 4.885,27$
fin de coupe : $x = 412,50$ $y = 4.885,72$
le long de la D25 entre Notre-Dame et Aussevaysse.

- Coupe de Vaour (Fig. 18 A)

Carte IGN au 1/25.000e - Albi 1-2 $x = 557,10$, $y = 3.197,15 - 750$ m

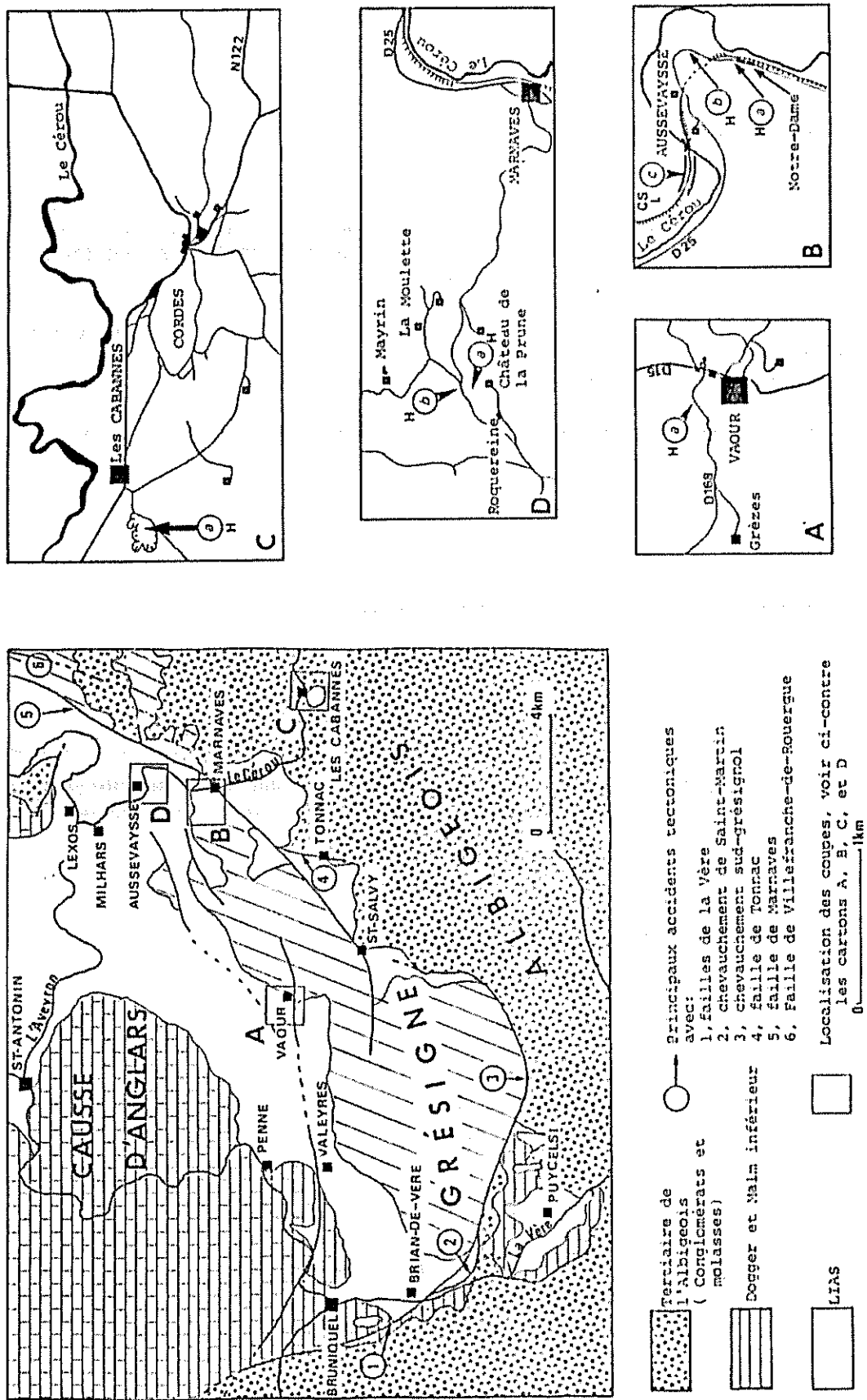
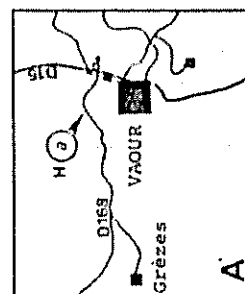
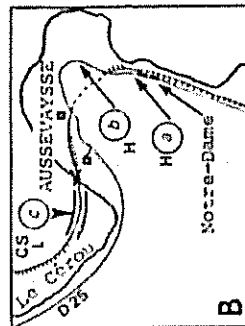
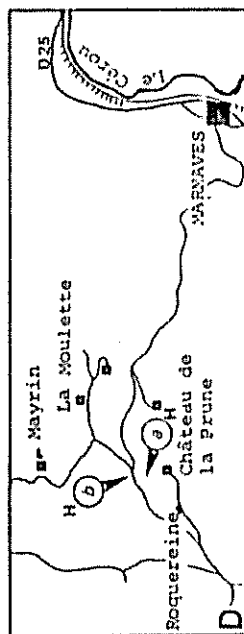
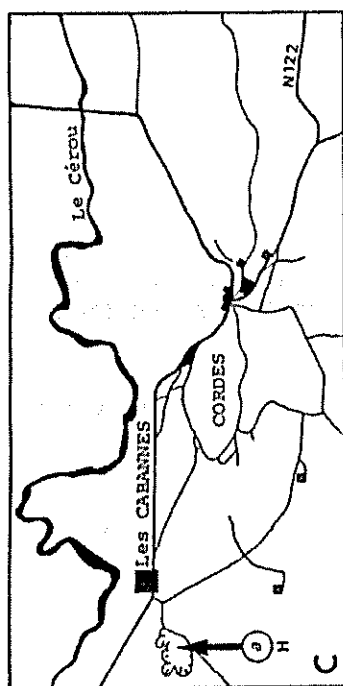


Fig. 18 : Formation des Dolomies du Maillet : situation des coupes dans la région grésigène.



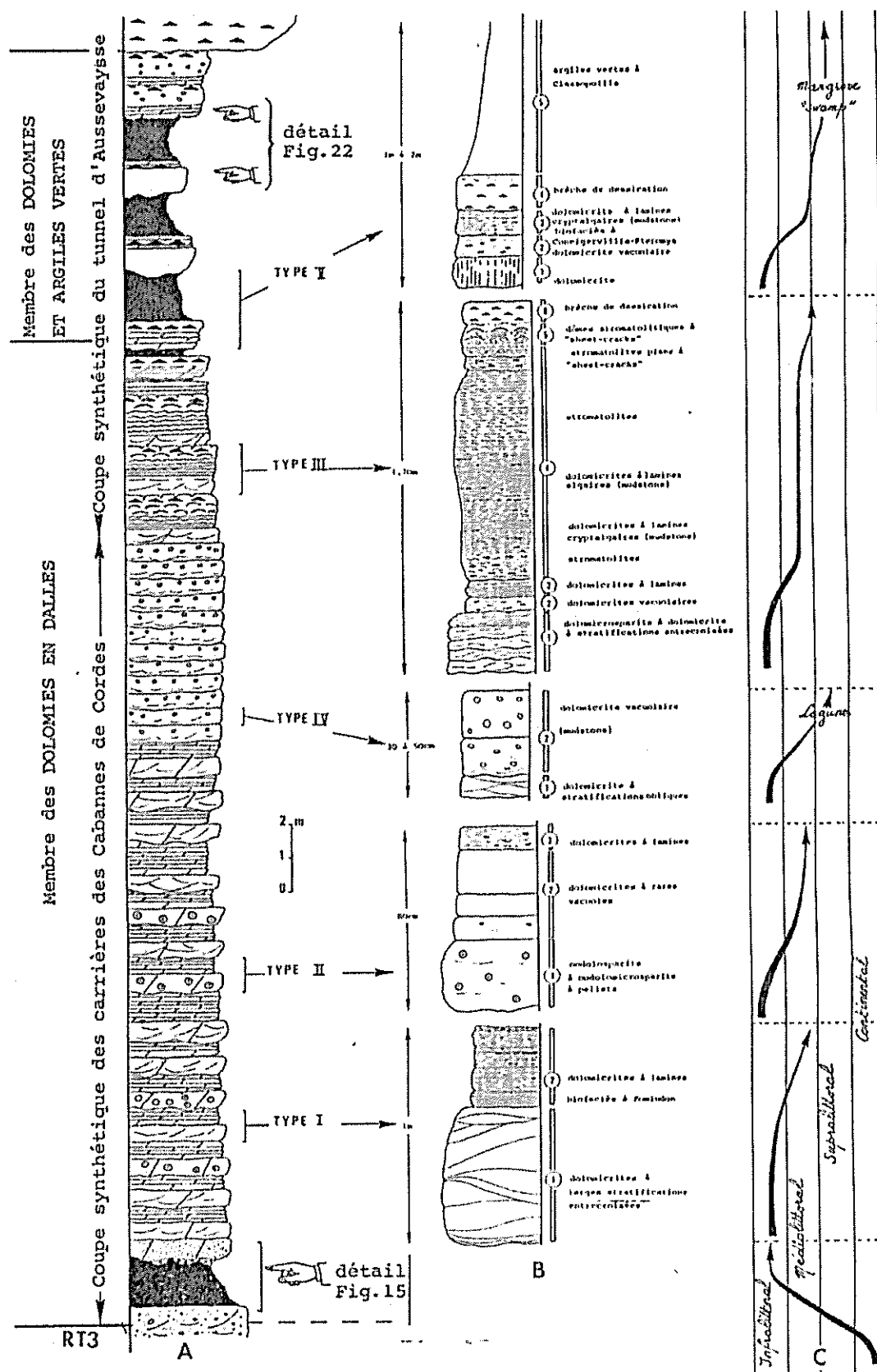


Fig. 19 : Formation des Dolomies du Mailet : coupe synthétique (colonne de gauche A), types de séquences (colonne médiane B) et environnements sédimentaires (colonne de droite C). Les types de séquences sont décrits dans le texte.

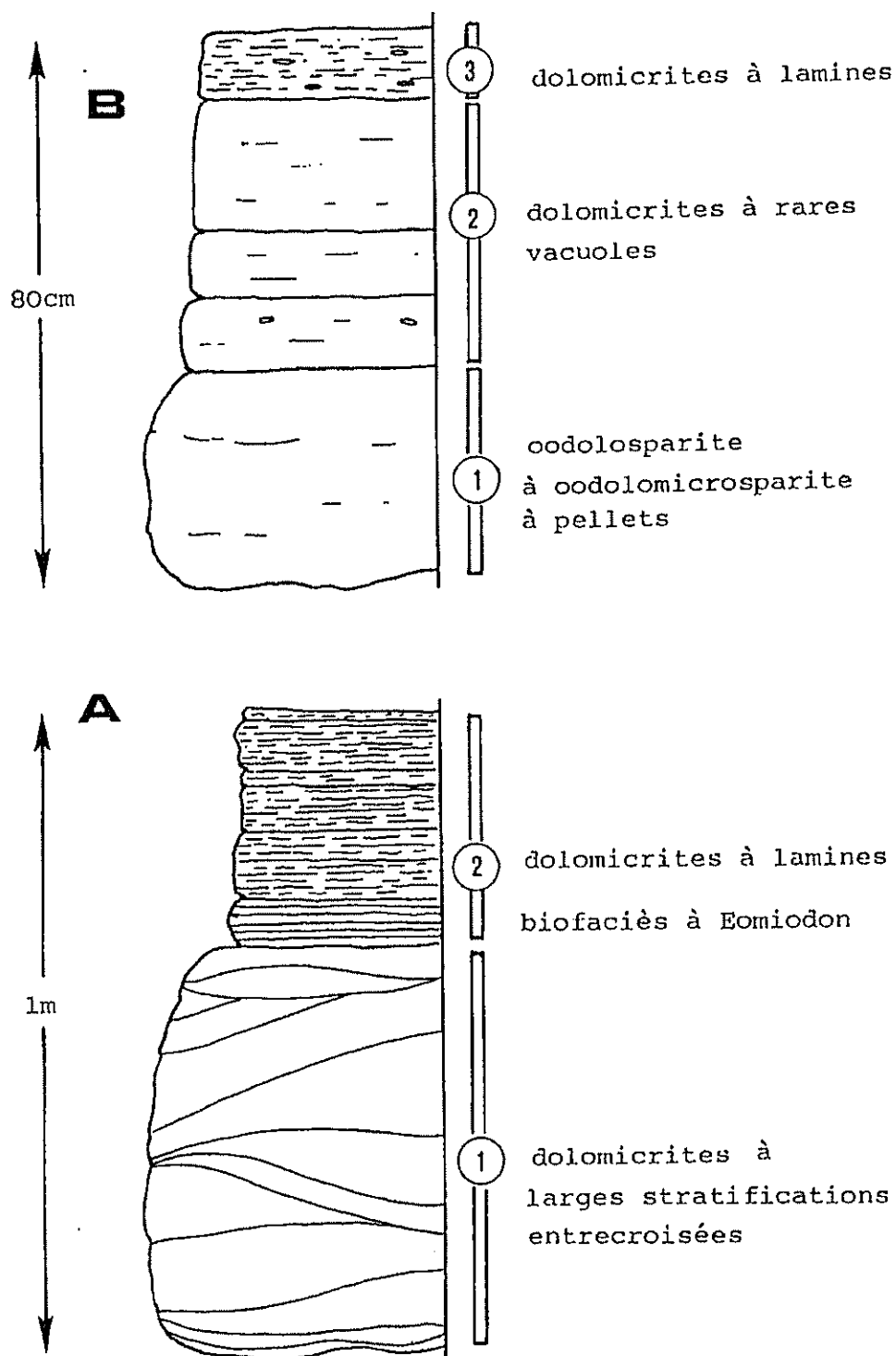


Fig. 20 : Formation des Dolomies du Maillet-membre des Dolomies en dalles : séquence de type 1 (A) et de type II (B) dans la coupe des Cabannes de Cordes (Tarn), les numéros correspondent à ceux employés dans le texte.

à l'ouest de l'église de Vaour, dans le talus sud de la départementale D-168 Vaour-Belaygue.

3.2. - Le membre des Dolomies en dalles

3.2.1. - La coupe des Cabannes

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

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

Les Dolomies en dalles (Fig. 19) ou "Dolomies en plaquettes" des anciens auteurs sont bien visibles dans les carrières au sud de la butte. Elles se disposent en bancs centimétriques à décimétriques avec de rares passées argilo-dolomitiques. Nous y avons reconnu une organisation séquentielle qui repose sur la succession et l'alternance de quatre types de séquences tidales. Ces séquences d'échelle métrique, notées I à IV, s'ordonnent du domaine infralittoral au domaine médiolittoral.

Les séquences de type I et de type II alternent dans toute la partie inférieure du membre (les 27 premiers mètres). Les séquences de type III et IV caractérisent la partie supérieure des Dolomies en dalles (les 12 à 13 derniers mètres). Une surface ferrugineuse, peu marquée et située juste sous le premier banc de dolomies vacuolaires, sépare ces deux mésoséquences notées LI A et LI B (cf. page 83)

a - Séquence de type I (Fig. 20 A). PL1,2

Le terme 1, une dolomicrite à larges stratifications entrecroisées, s'est formé en domaine infralittoral.

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

Selon FRENEIX et CUBAYNES (1984) de tels biofaciès à *Eomiodon* suggèrent des milieux brachyhalins bas (16 - 23 ‰ de salinité) et caractérisent les zones incertaines entre domaines marin et continental. Les lamines planes, interprétées comme d'origine stromatolithique par MEGELINK-ASSENAT (1982), ne sont que des lamines mécaniques traduisant l'action de marées dans le domaine médiolittoral.

b - Séquence de type II (Fig. 20 B) PL1,1

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

à un chenal oolithique.

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

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

- Les rides de courant ("current ripple-mark") : PL1, 3-4

Ces rides de courant sont particulièrement nettes au sommet du terme 1 dans les séquences de type I et dans le terme 2 des séquences de type II.

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

De tels ripples résultent de l'action de courants de marée sur d'anciens sables argileux. Ils sont scellés par des mudstone dolomitiques à clapotis dus à l'interférence entre le courant principal de marée, grossièrement S-N, et un courant de jusant.

- des tubulures dolomitiques (rhizomes ?) PL2

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

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

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

Deux hypothèses peuvent s'envisager :

- Ces tubulures témoigneraient d'une intense activité de fouissage à l'interface de deux sédiments de nature différente : une vase calcaréo-dolomitique et une argile litée.

Mais nous n'avons observé aucun turricule, aucune trace d'orifice de terrier. La disposition des tubes avec des formes souples, chaque élément épousant

les formes de l'autre, semble infirmer cette première hypothèse. De plus aucune tubulure ne recoupe une autre tubulure... elles se ramifient.

- Il s'agirait d'un tissu de rhizomes de plantes aquatiques ou subaquatiques. Cette deuxième hypothèse nous apparaît plus logique en raison des formes de ces tubulures qui évoquent à la fois une certaine souplesse et une certaine rigidité.

Des épaisissements de place en place, pourraient correspondre au départ des tiges verticales.

c - Séquence de type IV (Fig 21)

Ces séquences apparaissent surtout dans la partie supérieure du membre.

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

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

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

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

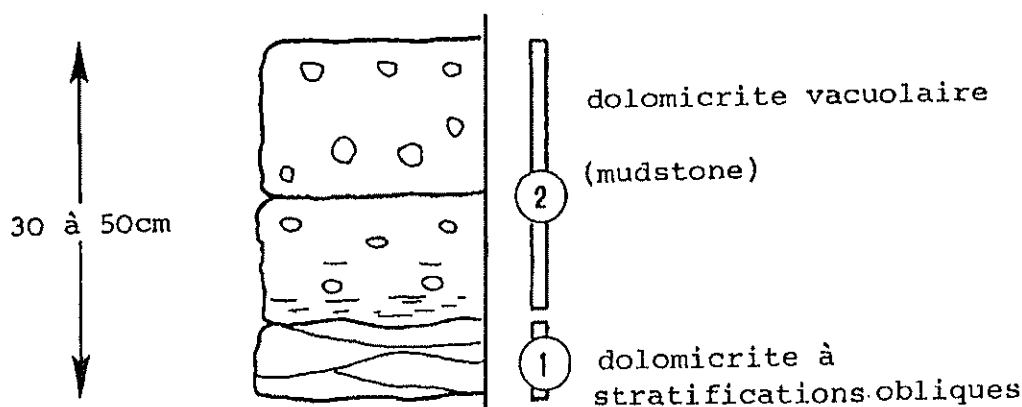


Fig. 21 : Formation des Dolomies du Maillet-membre des Dolomies en dalles : séquence de type IV dans la coupe des Cabannes de Cordes (Tarn). Les numéros correspondent à ceux employés dans le texte.

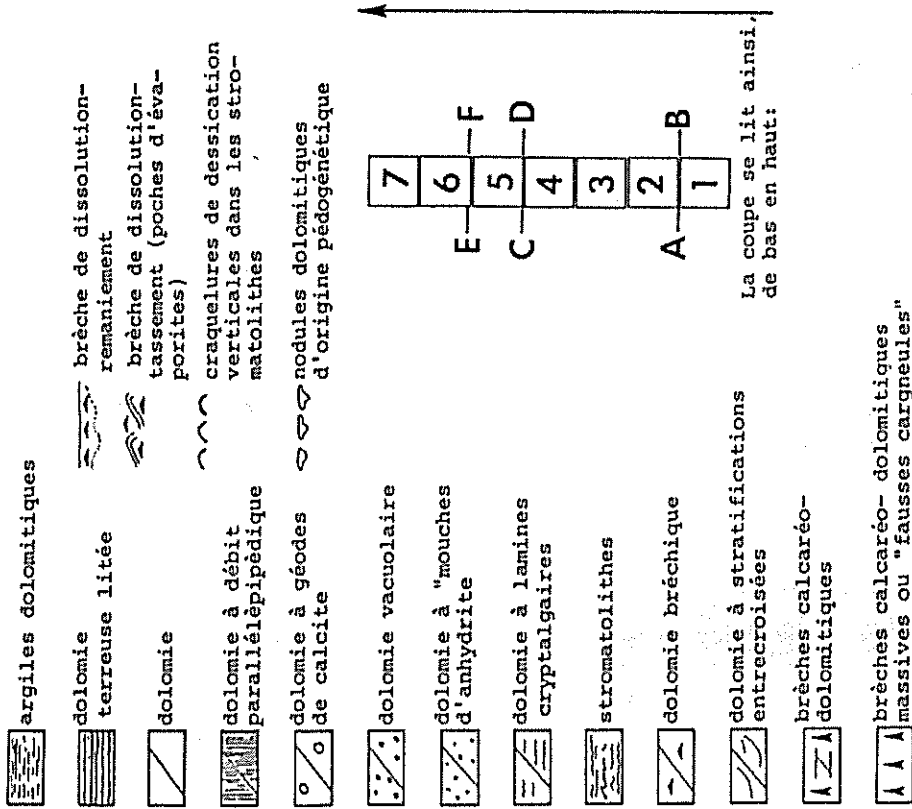


Fig. 22 : Formation des Dolomies du Maillet-membre des Dolomies en dalles (partie supérieure) et membre des Dolomies et argiles vertes: coupe du tunnel d'Ausseyvayse (Tarn).

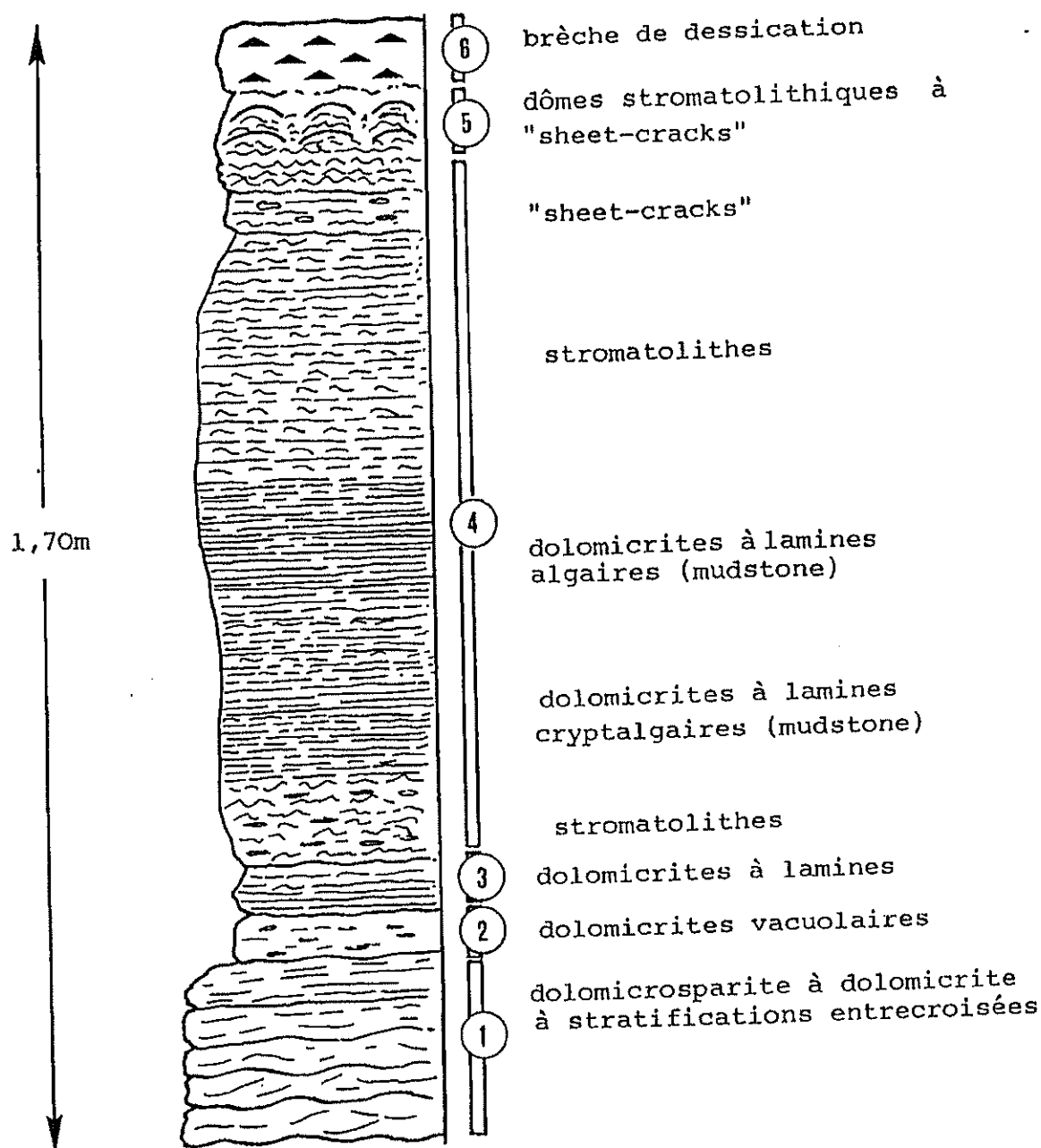


Fig. 23 : Formation des Dolomies du Maillet, membre des Dolomies en dalles : séquence de type III dans la coupe du tunnel d'Aussevaysse (Tarn). Les numéros correspondent à ceux employés dans le texte.

d - Séquences de type III (Fig. 23)

Elles apparaissent au sommet du membre, sous les Dolomies et argiles vertes. Ces séquences sont mieux caractérisées sur la coupe du tunnel de chemin de fer d'Aussevaysse.

3.2.2. - Coupe du tunnel de chemin de fer d'Aussevaysse (Fig. 22)

Entre Marnaves et Notre-Dame, tout le long et à l'est de la départementale D.25, affleure la formation des Dolomies du Maillet. Le flanc est du dôme de Marnaves présente la totalité des dépôts hettangiens avec une puissance de 70 à 80 m.

Au nord de Notre-Dame (Fig. 18 B) nous avons reconnu le long de la route, du Sud au Nord, les Dolomies en dalles puis les Dolomies et argiles vertes bien visibles au niveau du tunnel de chemin de fer. La série monoclinale dont les couches sont orientées N 20° E plonge de 15 à 20° vers le NW.

L'organisation séquentielle des Dolomies en dalles repose sur la succession de séquences de type IV puis sur une alternance de séquences de type III et de type IV.

a - Séquences de type IV (Fig. 21)

Le terme inférieur (dolomicrites à stratifications obliques) peut localement se développer et présente des rides asymétriques de courant.

Les crêtes sont orientées N 100 - N 110° E et la dissymétrie des ripples indique des courants de marée orientés du SSW au NNE.

Le terme supérieur (dolomicrite mudstone), caractérisé par la présence de vacuoles à cristaux spathiques de calcite, devient finement bréchique. Cette structure suggère la dissolution d'évaporites et des conditions lagunaires, plus marquées que dans la région de Cordes, située à 6 km plus au Sud.

b - Séquences de type III (Fig. 23)

Les dolomicrosparites à dolomicrites à stratifications du terme 1 correspondent au domaine infralittoral.

Les termes 2 à 5 (dolomicrites) évoluent dans le domaine médiolittoral : lamines mécaniques, lamines cryptalgaires, stromatolithes plans, stromatolithes pseudocolumnaires à "sheet-cracks"...

Le terme 6 traduit une émergence temporaire, à la limite des domaines médio et supralittoral, avec la réalisation de brèches synsédimentaires de dessiccation-remaniement ("flat pebble conglomerate").

La séquence III représente ainsi la séquence tidalitique complète, développée en domaine intertidal non chenalisé.

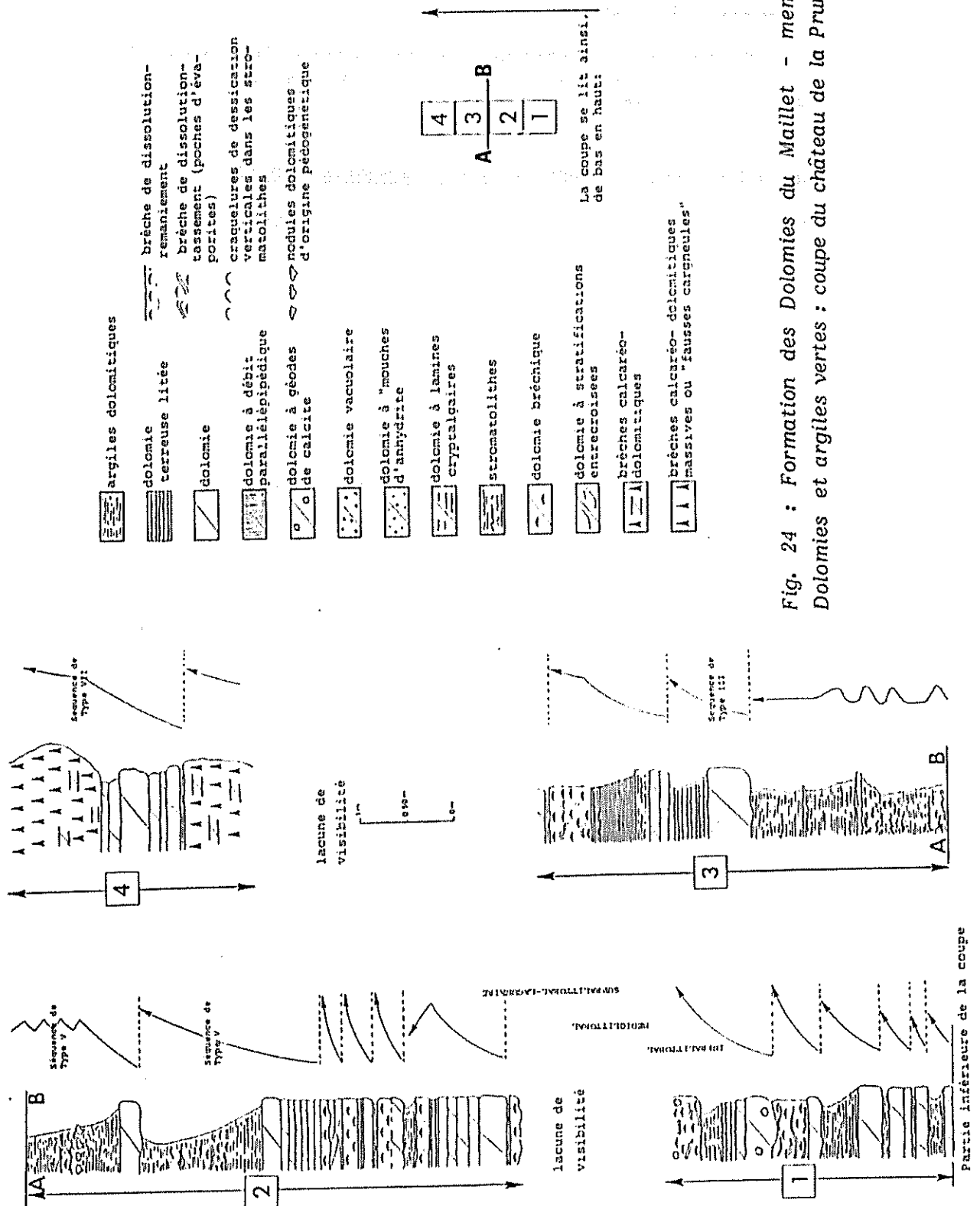


Fig. 24 : Formation des Dolomies du Maillet - membre des Dolomies et argiles vertes : coupe du château de la Prune (Tarn).

3.2.3. - Conclusion

A l'échelle du membre des Dolomies en dalles, l'évolution séquentielle d'ensemble est de tendance régressive. Des faciès lagunaires, des tapis stromatolithiques médiolittoraux, des brèches de dessiccation, succèdent aux faciès plus ouverts du domaine infralittoral.

La même succession se lit sur la coupe de Saint-Gauzy (Fig. 13) proposée par MEGELINK-ASSENAT (1983) comme typique de l'Hettangien inférieur du dôme de Najac-Villevayre.

Cet auteur mentionne une surface ferrugineuse à galets dolomitiques perforés que nous avons pu mettre en évidence dans la région grésignole.

Plus au Nord et au Nord-Ouest, dans les régions de St-Martin-Labouval, de Saint-Igest, de Figeac-Capdenac, les Dolomies du Maillet sont remplacées par les faciès du "prisme détritique hettangien".

3.3. - Le membre des Dolomies et argiles vertes

Le développement des séquences de type V puis leur remplacement par des séquences de type VI, qui vont être définies ci-après, caractérisent ce membre dont l'épaisseur varie de 15 à 20 m.

3.3.1. - Coupe du château de la Prune (Fig. 24) : Séquence de type V (Fig 25)

Au dessus et au nord de la route, les séquences de type V se succèdent sur une épaisseur de 7 à 8 m.

- Le terme 1 (dolomicrite) évolue dans le domaine infralittoral.
- Le terme 2 (dolomicrites vacuolaires) caractérise la limite entre les domaines infra-et médiolittoral.
- Le terme 3 est composé de dolomicrites mudstone à lamines cryptalgaires avec un biofaciès à *Cuneigervillia-Pteromya* (FRENEIX et CUBAYNES, 1984). Cette association de lamellibranches suggère une ambiance de lagunes, ouvertes sur une mer de tendance brachyhaline haute avec une salinité de 24-30 ‰ ("lagoonal association upper brachyhaline" de HALLAM, 1976).
- Le terme 4 est une brèche de dessiccation en milieu supralittoral avec des éléments de dolomicrites et des copeaux d'argiles vertes.
- Le terme 5 est composé d'argiles vertes, plus ou moins dolomitisées, avec des récurrences de plaquettes dolomitiques présentant des déformations souples, des passées ou des poches bréchiques probablement dues à la dissolution de quantités limitées d'anhydrite.

Les illites dominent largement, associées à la vermiculite et un peu de kaolinite (YANATCHKOV, 1972).

Les microflores continentales à *Classopollis torosus*, *Kraeuselisporites reissingeri*, *K. longdonensis*, *Araucariacites australis*, *Porcellispora longdonensis*... indiquent un paléoclimat chaud et humide, de type tropical (BOUTET, 1981). Ces microflores traduisent soit :

- une végétation de type mangrove ou de marais, à la limite des domaines médio- et supralittoral ("swamp", HUGUES et MOODY-STUART, 1967).

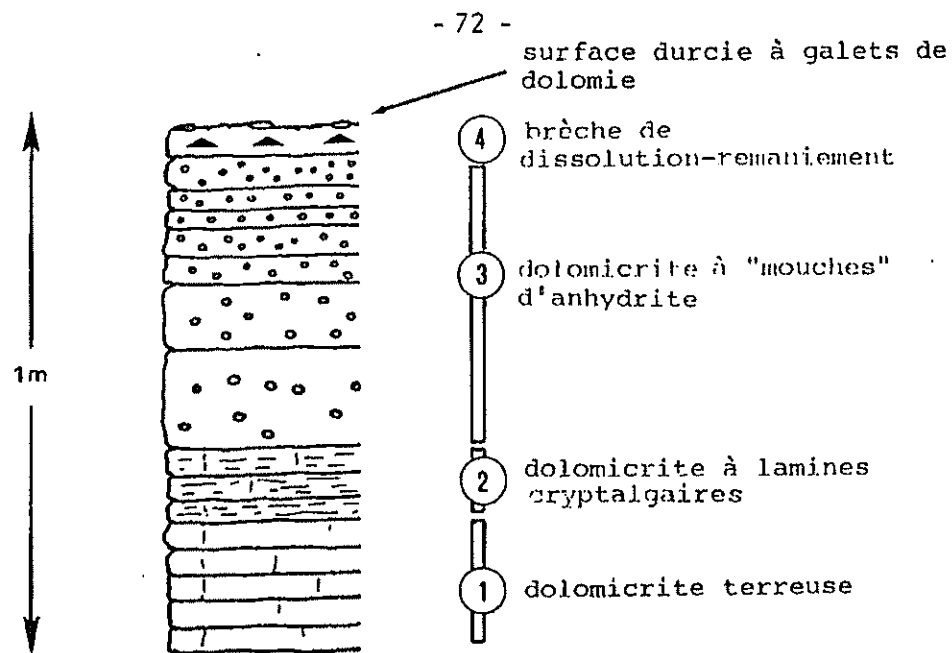


Fig. 26 : Formation des Dolomies du Maillet, membre des Dolomies et argiles vertes : séquence de type VI dans la coupe du tunnel d'Aussevaysse (Tarn). Les numéros correspondent à ceux employés dans le texte.

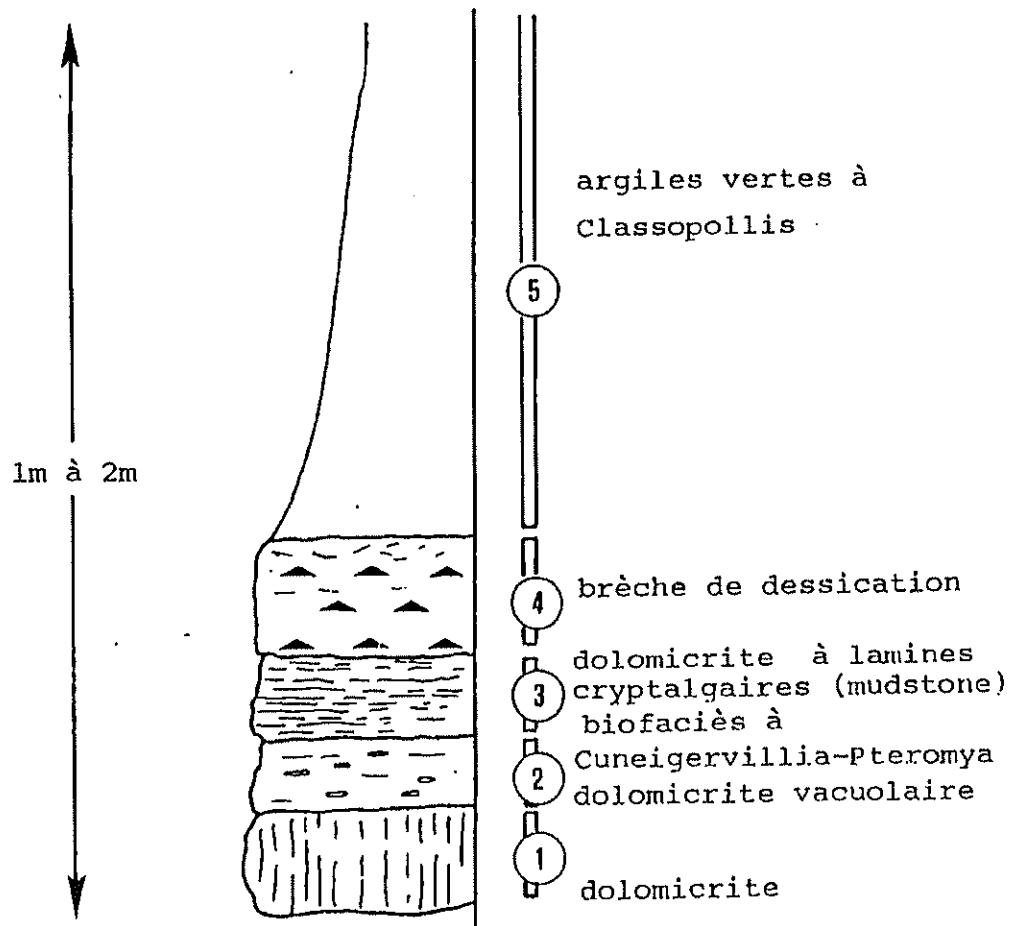


Fig. 25 : Formation des Dolomies du Maillet, membre des Dolomies et argiles vertes : séquence de type V dans la coupe du château de la Prune (Tarn). Les numéros correspondent à ceux employés dans le texte.

- soit une végétation de sols secs, à l'écart des eaux pour les Cheirolepidiacées (PONS, 1979). Les spores et les pollens auraient alors été apportés dans le marais maritime.

Les marais de Floride avec leurs mangroves, associées à de larges plaines supralittorales, en fourniraient une bonne image (ROBERT et al. 1977).

3.3.2. - Coupe de Vaour

Les Dolomies en dalles affleurent le long de la route départementale D.168 à l'ouest de Vaour. Elles forment, à 750 m de l'église de ce village, un petit talus (2,50 à 3 m de hauteur) qui borde le côté sud de la route. DURAND-DELGA et OLIVE découvrent (en 1959) dans ces dolomies une faune de lamellibranches signalée par FABRE (1971) avec "*Parallelodon hettangiensis* (TERQUEM), cf. *Cuneigervillia rhombica* (COSSMANN) et *Pteromya* (?) aff. *P. wilkesleyensis* COX".

Sur cet affleurement, les dolomies s'organisent en séquences de type V dont le terme supérieur se réduit à quelques centimètres d'épaisseur d'argiles vertes. Les dolomicrites mudstone à lamines cryptalgaires du terme 3 de chaque séquence sont fossilifères. L'association de lamellibranches que nous y avons retrouvée comprend *Parallelodon hettangiensis* (TERQUEM), *Cuneigervillia rhombica* (COSSMANN), *Modiolus* (M.) *hillanus* (SOWERBY) et *Pteromya vaurensis* FRENEIX et CUBAYNES. Ce biofaciès à *Cuneigervillia*-*Pteromya*, comme dans la coupe du château de la Prune, 6 km plus au SW, indique une ambiance de lagunes ouvertes sur une mer de tendance brachyhaline haute, avec une salinité de 24-30 ‰. Il traduit une augmentation de la salinité par rapport aux Dolomies en dalles des Cabannes, avec leurs faciès à *Eomodion* (16-23 ‰), et confirme :

- un certain confinement des milieux de dépôts,
- l'évolution régressive de la formation des Dolomies du Maillet.

3.3.3. - Coupe du tunnel de chemin de fer d'Aussevaysse (Fig. 22)

a - Séquences de type V

Sur 7 à 8 m d'épaisseur, les séquences de type V sont identiques à celles décrites pour la coupe du château de la Prune. Elles présentent des termes supérieurs ravinés par des petits chenaux orientés NNE-SSW.

b - Séquences de type VI

Dans la partie supérieure du membre, les séquences de type V disparaissent et les séquences de type VI (Fig. 26) se succèdent sur une épaisseur de 8 à 9 m.

Le terme 1 (dolomicrites terreuses) et le terme 2 (dolomicrites mudstone à lamines cryptalgaires) caractérisent la limite entre les étages infra- et médiolittoral.

Le terme 3 est une dolomicrite à "mouches" d'anhydrite dont le nombre augmente de sa base vers son sommet. Ce terme correspond à la partie supérieure de l'étage médiolittoral avec la formation de nombreux cristaux

subautomorphes d'anhydrite. Le milieu devient confiné avec une agitation des eaux nulle.  PL1,5

Le terme 4 est une brèche de dissolution-remaniement qui se forme en domaine pratiquement continental, ces "flat pebble conglomerates" indiquent des zones de "wadi-fan". Des surfaces durcies, à galets percés de dolomie, clôturent ces séquences.

3.3.4. - Conclusion

Le membre des Dolomies et argiles vertes (argiles bariolées de la Grimaudie de MEGELINK-ASSENAT 1982) prolonge la tendance au confinement et l'évolution régressive amorcées à la fin du membre sous-jacent (Dolomies en dalles). Son originalité vient du développement des vasières supralittorales avec accumulation d'argiles provenant de dépôts continentaux et de récurrences évaporitiques.

Au sommet du membre, les brèches de dissolution-remaniement et les surfaces durcies à galets percés de dolomie, traduisent déjà des milieux confinés supralittoraux.

Nous n'avons pas pu observer de discontinuité sédimentaire nette entre les Dolomies et argiles vertes et les Brèches calcaréo-dolomitiques. Nous avons assimilé les nombreuses surfaces durcies à une discontinuité limitant, à sa partie supérieure, la formation des Dolomies du Maillet. Une telle discontinuité est d'ailleurs signalée par FAURE (1984) dans les Corbières, entre les calcaires à *Diademopsis* et les brèches calcaréo-dolomitiques qui les surmontent.

3.4. - Evolution latérale

Nous allons suivre du Sud (Nègrepelisse) au Nord (Figeac) l'évolution de cette formation dont l'épaisseur semble varier en Grésigne de 45 à 55 m.

3.4.1. - Le sondage de Nègrepelisse

Ce sondage a été réalisé en destructif et il est donc difficile d'établir des corrélations précises avec la région grésignole, située à 20 km à l'Est. Au-dessus de la formation des Grès de la Madeleine, la formation des Dolomies du Maillet comprendrait, de bas en haut :

a - 22 m de dolomicrites (de la cote - 459 m à la cote - 481 m) que nous proposons de rattacher au membre des Dolomies en dalles.

b - 30 m de dolomicrites grises (de la cote - 429 m à la cote - 459 m) avec des passées centimétriques d'argilites dolomitiques à lamines. Ce deuxième terme correspondrait au membre des Dolomies et argiles vertes.

c - 16 à 17 m de dolomicrites (de la cote - 411 m à la cote - 429 m).

La formation des Dolomies du Maillet aurait ici une puissance de 70 m et serait donc plus épaisse que dans la région grésignole.

3.4.2. - Le dôme de Najac-Villevayre

Dans la coupe de St-Gauzy (MEGELINK-ASSENAT, 1982 et 1983), la formation des Dolomies du Maillet présente la succession suivante avec, dans l'ordre stratigraphique :

a - les Dolomies en dalles (30 à 35 m) avec, de la base au sommet de ce membre :

- . des faciès oolithiques et bioclastiques plus ou moins effacés par la dolomitisation (CARRERE, 1960),
- . des stromatolithes,
- . des dolomies à graviers argileux et débris ligniteux,
- . des dolomies à fentes de dessiccation.

Cet enchaînement vertical de faciès et de structures sédimentaires suggère une évolution du domaine infralittoral au domaine médiolittoral puis, enfin, au domaine supralittoral. L'évolution générale des dépôts, avec des tendances continentales de plus en plus marquées, est analogue à celle observée plus au Sud, en Grésigne.

b - les Dolomies et argiles vertes, avec 8 à 10 m d'argiles bariolées, renferment des chenaux gréseux. MEGELINK-ASSENAT (1982) signale, dans ces argiles, des nodules qui évoquent les concrétions pédogénétiques se développant autour des racines de plantes vivant dans les milieux marécageux. Elle propose un milieu de sédimentation à la limite de l'émersion, marécage côtier où croissent des bouquets de plantes halophytes. Ce marais maritime était parcouru par des chenaux de marée redistribuant les sables du large.

3.4.3. - Le dôme de Saint-Igest

Le demi-dôme de Saint-Igest se situe à une dizaine de kilomètres au NNE de Villefranche-de-Rouergue. Cette structure anticlinale se place entre le causse jurassique de Villeneuve-d'Aveyron, à l'Ouest, le Rouergue cristallin à l'Est, et le fossé tertiaire d'Asprières au Nord.

L'Hettangien dolomitique affleure sur une étroite bande (moins de 1 km de largeur) de 5 à 6 km de long et orientée SSW-NNE. Les terrains du Lias inférieur - Grès de la Madeleine et Dolomies du Maillet - buttent contre la Faille de Villefranche-de-Rouergue (Fig. 27)

a - Les affleurements de la partie est du dôme :

Au nord du village de St-Igest et sur la butte du Cabanou, jusqu'à l'ouest de Milhac (butte de Puy Blanc), BONIJOLY (1980), MEGELINK-ASSENAT (1982) puis GRIGNAC (1983), décrivent un Hettangien d'abord grésodolomitique puis dolomitique réduit.

MEGELINK-ASSENAT (1982) propose la succession suivante, avec de bas en haut :

a. les grès supérieurs du RT3 (15 m), datés de l'Hettangien inférieur par GRIGNAC,

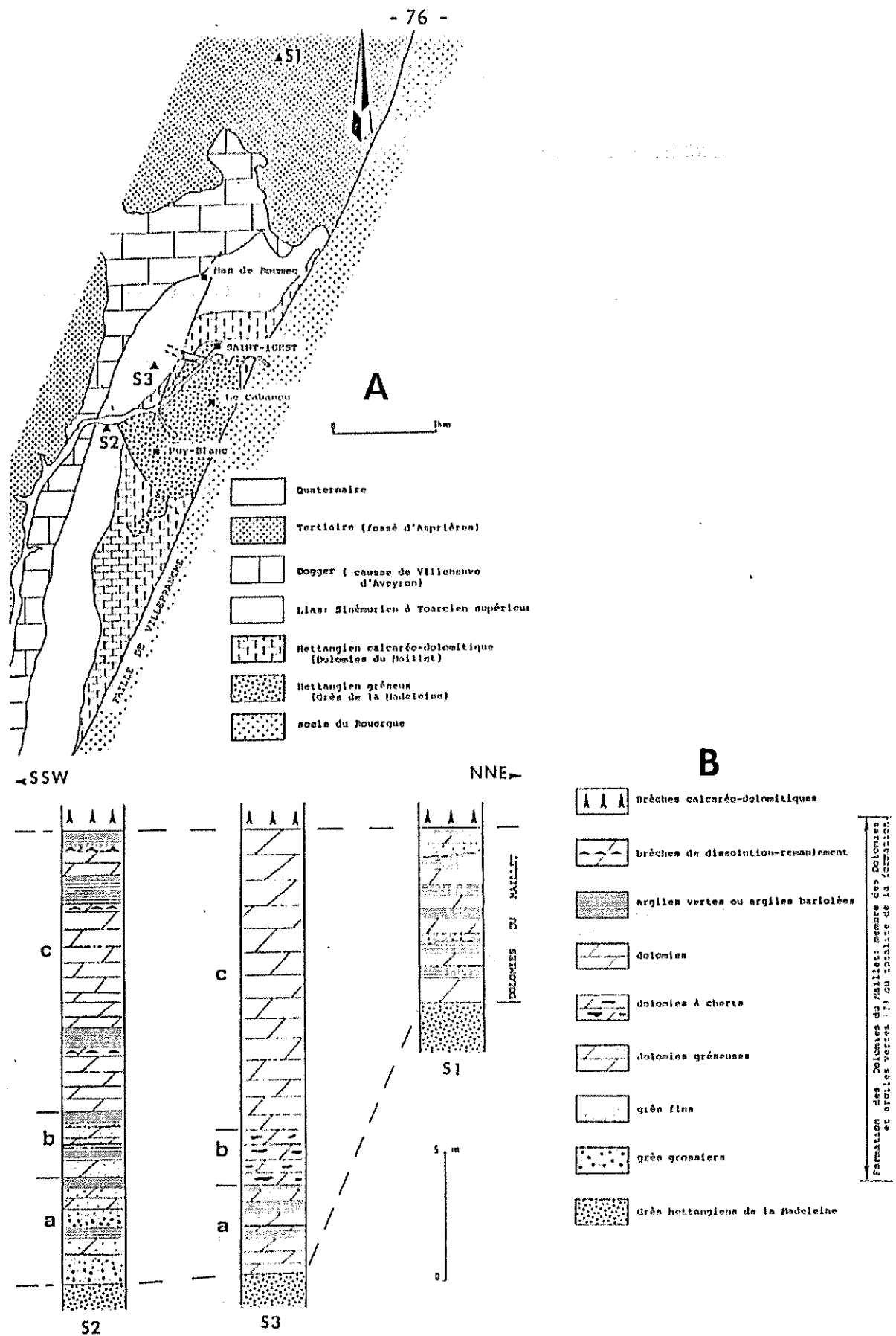


Fig. 27 : Formation des Dolomies du Maillet : les sondages de Saint-Igest (Aveyron). A : carte géologique simplifiée du dôme de Saint-Igest. B : colonnes lithologiques synthétiques des sondages S1, S2 et S3. Les lettres (a, b, c) correspondent à celles employées dans le texte.

b. 4 à 5 m de grès, d'argiles puis de dolomies brunes, les "dolomies du Maillet (L1)" [sic],

c. 10 m de dolomies beiges (dolomicrites), parfois à structures stromatolithiques, avec des interlits de marnes vertes. Elle rapporte ce terme à la formation de Planioles sus-jacente,

d. les "cargneules".

Nous avons défini la formation des Dolomies du Maillet comme l'ensemble des dolomies et argiles comprises entre les Grès supérieurs à la base, et les brèches calcaréo-dolomitiques ("cargneules") au sommet. Nous proposons donc d'attribuer à cette formation les termes b et c. Dans la partie est du dôme de St-Igest, la formation des Dolomies du Maillet aurait donc une épaisseur totale de 14 à 15 m.

La région de St-Igest montre la réduction de cette formation qui se charge de matériel détritique à sa base. Il nous apparaît difficile de distinguer ici les Dolomies en dalles puis les Dolomies et argiles vertes.

La formation des Dolomies du Maillet présente, comme en Grésigne, une évolution d'ensemble de tendance régressive, avec de la base au sommet:

- des dépôts fluvio-lagunaires (grès et dolomies gréseuses),
- des dépôts du domaine infralittoral (dolomicrites),
- des dépôts infralittoraux à médiolittoraux (dolomicrites à stromatolithes).

b - Les sondages de St-Igest dans la partie ouest du dôme

A l'ouest de la faille du Mas de Roumec, les sondages S2 (au Sud), S3 et S1 (au Nord), traversent une puissante série calcaréo-dolomitique (de 75 m d'épaisseur dans le sondage S1 à 138 m dans le sondage S2). En nous servant des colonnes lithologiques et des descriptions brèves de ROCHEBLAVE (1973 et 1977), nous donnons ci-dessous notre propre interprétation stratigraphique et séquentielle.

- Sondage S2 :

Au dessus des grès hettangiens, nous proposons d'attribuer à la formation des Dolomies du Maillet les termes suivants, avec de la base au sommet :

a. 4,15 m de séquences métriques granodécroissantes vers le haut (grès - dolomies gréseuses - dolomies - argiles),

b. 2,60 m de dolomies et d'argillites finement gréseuses. La sédimentation détritique s'atténue considérablement dans ce terme,

c. 10,50 m à 11 m de dolomies claires et d'argiles qui s'organisent en trois séquences, rappelant les séquences de type V :

- 1,20 m à 5 m
- 0,20 à 1 m d'argiles vertes à noires,
 - quelques centimètres de brèche de dissolution-remaniement,
 - 1 à 4 m de dolomicrites avec, à leur sommet, des niveaux poreux (dissolution de cristaux d'anhydrite ?).

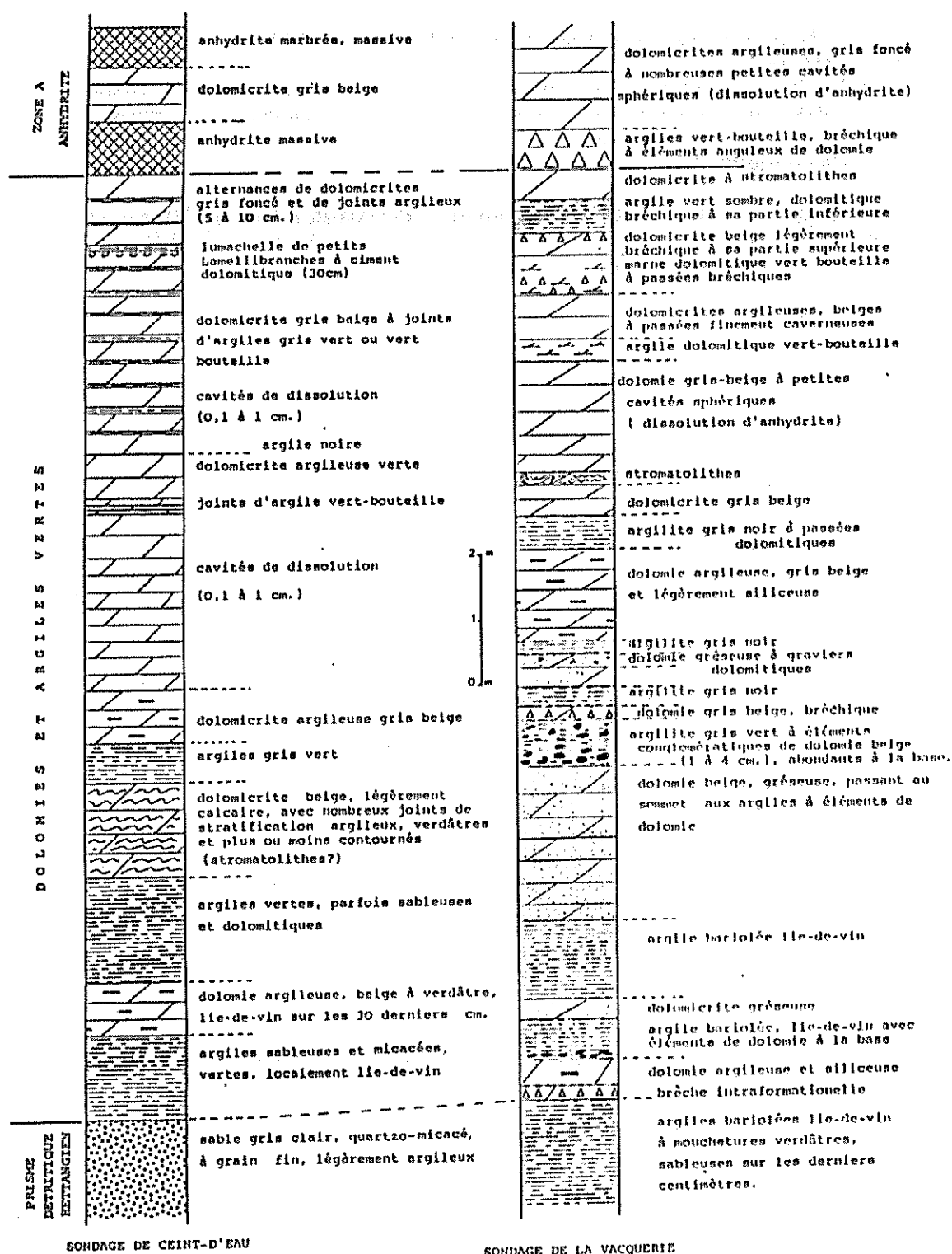


Fig. 28 : Formation des Dolomies du Maïlet : les sondages de La Vacquerie et de Ceint d'Eau (Lot).

- Sondage S3 :

La série dolomitique, comprise entre les grès hettangiens et les premiers niveaux de brèches calcaréo-dolomitiques, a une épaisseur de 17 à 18 m. Elle comprend les termes suivants de la base au sommet :

a. 3 à 3,50 m de dolomies grises (dolomicrites) et d'argiles avec quatre séquences pluridécimétriques à métriques.

0,35 m - de "quelques centimètres" [sic] à 0,30 m d'argiles,
à 0,30 m à 1,40 m de dolomicrites avec, à leur sommet, des éléments centimétriques repris dans les tout premiers centimètres des argilites sus-jacentes (copeaux de dessiccation ?).

De telles séquences pourraient être des séquences de type V dont le terme supérieur, les argiles, serait peu développé.

b. 2,15 m de dolomies grises à beiges, avec des accidents siliceux (cherts), et un peu de barytine fine dispersée. Quelques niveaux poreux pourraient correspondre à la dissolution de cristaux d'anhydrite.

c. 11 à 12 m de dolomies grises, massives, avec des niveaux poreux.

Nous proposons de rapporter cet ensemble à la formation des Dolomies du Maillet.

- Sondage S1 :

Au-dessus des grès hettangiens, la formation des Dolomies du Maillet se réduirait à 6 ou 7 m d'épaisseur de dolomies claires et d'argiles bariolées, avec quelques récurrences gréseuses (chenaux ?)

Il nous apparaît difficile de distinguer ici, à la base, les Dolomies en dalles et au sommet les Dolomies et argiles vertes. L'organisation séquentielle que nous avons cru reconnaître dans ces dépôts, avec le développement de niveaux argileux, fait plutôt penser au membre des Dolomies et argiles vertes.

3.4.4. - Les sondages du Lot

Dans les sondages de St-Martin-Labouval (Fig. 12), de Ceint-d'Eau et de la Vacquerie (Fig. 28) nous avons reconnu la succession suivante, avec de bas en haut :

- les argilites et les grès hettangiens (formation des Grès de la Madeleine),
- 13 à 15 m de dolomies et d'argiles,
- les brèches calcaréo-dolomitiques ou la zone à anhydrite.

Le membre inférieur de la formation des Dolomies du Maillet -les Dolomies en dalles- n'apparaît pas dans ces sondages. Nous proposons de rapporter les 13 à 15 m de dolomies et d'argiles au membre supérieur de cette formation : les Dolomies et argiles vertes. Dans toute cette région, la transgression hettangienne ne serait marquée que par des environnements de lagunes (dolomies), ou de marais maritime (argiles vertes), qui s'installent sur la plaine fluviale formée au Trias supérieur (?) puis à l'Hettangien inférieur.

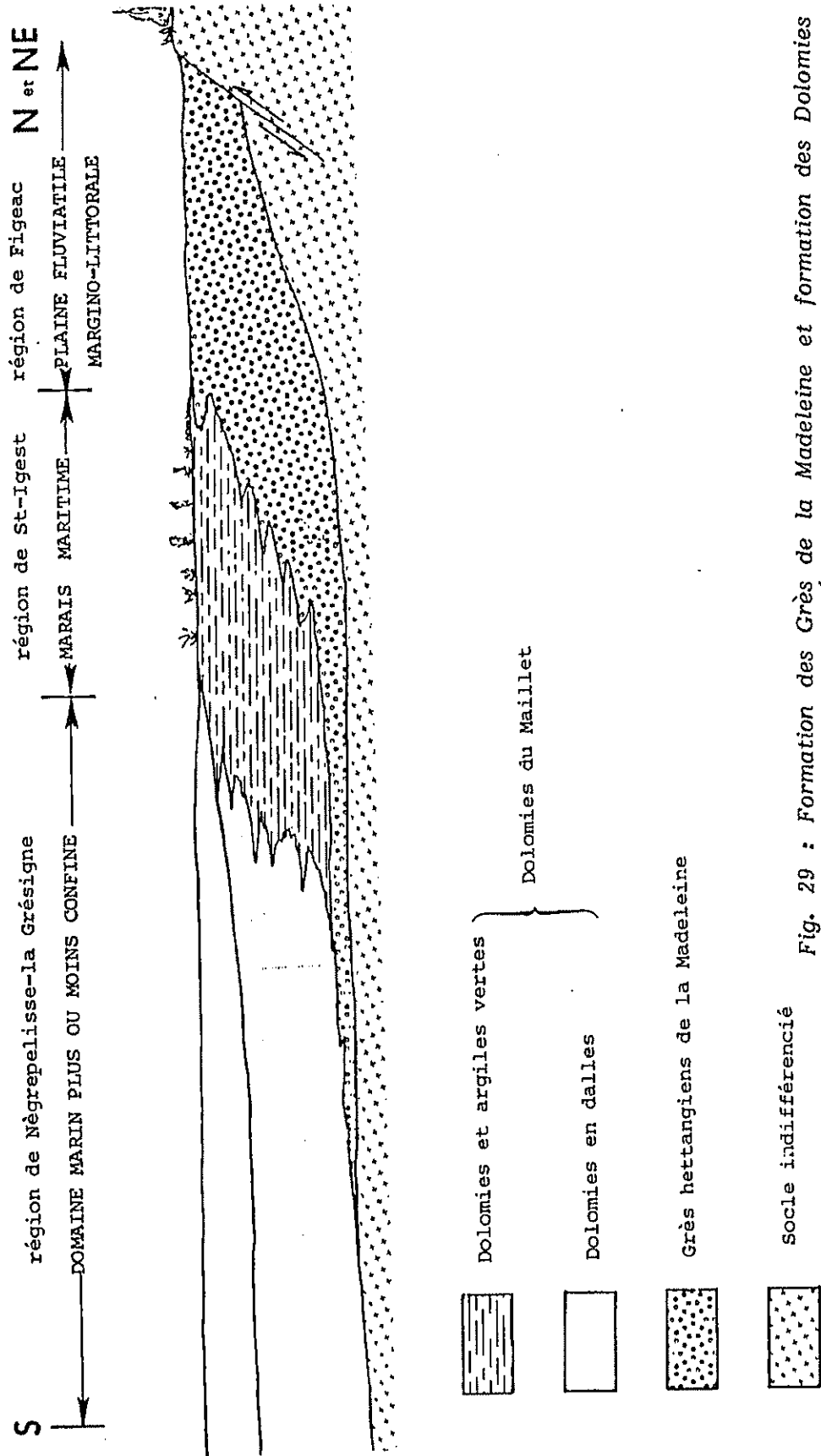


Fig. 29 : Formation des Grès de la Madeleine et formation des Dolomies du Maillet : proposition d'une séquence paysage.

4. - EVOLUTION GENERALE DE LA SEQUENCE LI

A l'Hettangien, nous retrouvons l'opposition entre les deux grands domaines évoqués au Trias ;

- le bassin méridional,
- la bordure nord et nord-est de l'Aquitaine.

L'axe Le Verdon-Montauban, orienté NW-SE, les sépare.

4.1. - Le bassin

La sédimentation reste de caractère argilo-évaporitique et carbonatée, semblable à celle de la partie terminale du Trias. Les dépôts pré-évaporitiques, dolomitiques (CURNELLE, 1983) - la formation de la Dolomie de Carcans - se déposent sous forme d'un bassin concentrique, dans lequel se distinguent quatre types de faciès qui sont, du centre vers les bordures de ce bassin :

- des dolomies associées à du sel et de l'anhydrite,
- des calcaires plus ou moins argileux et dolomitiques, à nodules d'anhydrite et fines intercalations d'argiles noires et de dolomie. Localement, ces carbonates renferment des fantômes d'oolithes ainsi que des pellets, réalisant des faciès tout à fait comparables à ceux de la base du membre des Dolomies en dalles dans la région grésignole,
- des dolomies compactes,
- au-delà, sur la bordure nord et nord-est, la Dolomie de Carcans est mal différenciée avec des alternances dolomie-anhydrite. Des apports détritiques (grès et argiles), issus probablement du Massif central, se manifestent dans les dolomies.

L'âge de la Dolomie de Carcans évolue du Rhétien moyen à supérieur à l'Hettangien, du centre du bassin vers les bordures.

4.2. - La bordure nord et nord-est

L'installation de la sédimentation calcaréo-dolomitique hettangienne sur la plate-forme quercynoise est d'autant plus récente que l'on se dirige vers le NNE. La transgression marine de l'Hettangien semble arriver du S et du SSW.

4.2.1. - Le schéma paléogéographique

Nous proposons le schéma paléogéographique ci-dessous :

a. Au S et au SW (régions de Nègrepelisse, de la Grésigne et jusqu'aux abords du dôme de Najac-Villevayre), se développe une sédimentation calcaréo-dolomitique avec le dépôt des Dolomies en dalles, puis une sédimentation argilo-dolomitique avec le dépôt des Dolomies et argiles vertes. Les faciès, d'abord franchement marins, témoignent ensuite d'influences continentales de plus en plus marquées (stromatolithes, vacuoles de dissolution, brèches de dessiccation, argiles à **Classopollis**). Le remplacement des biofaciès à **Eomio-**

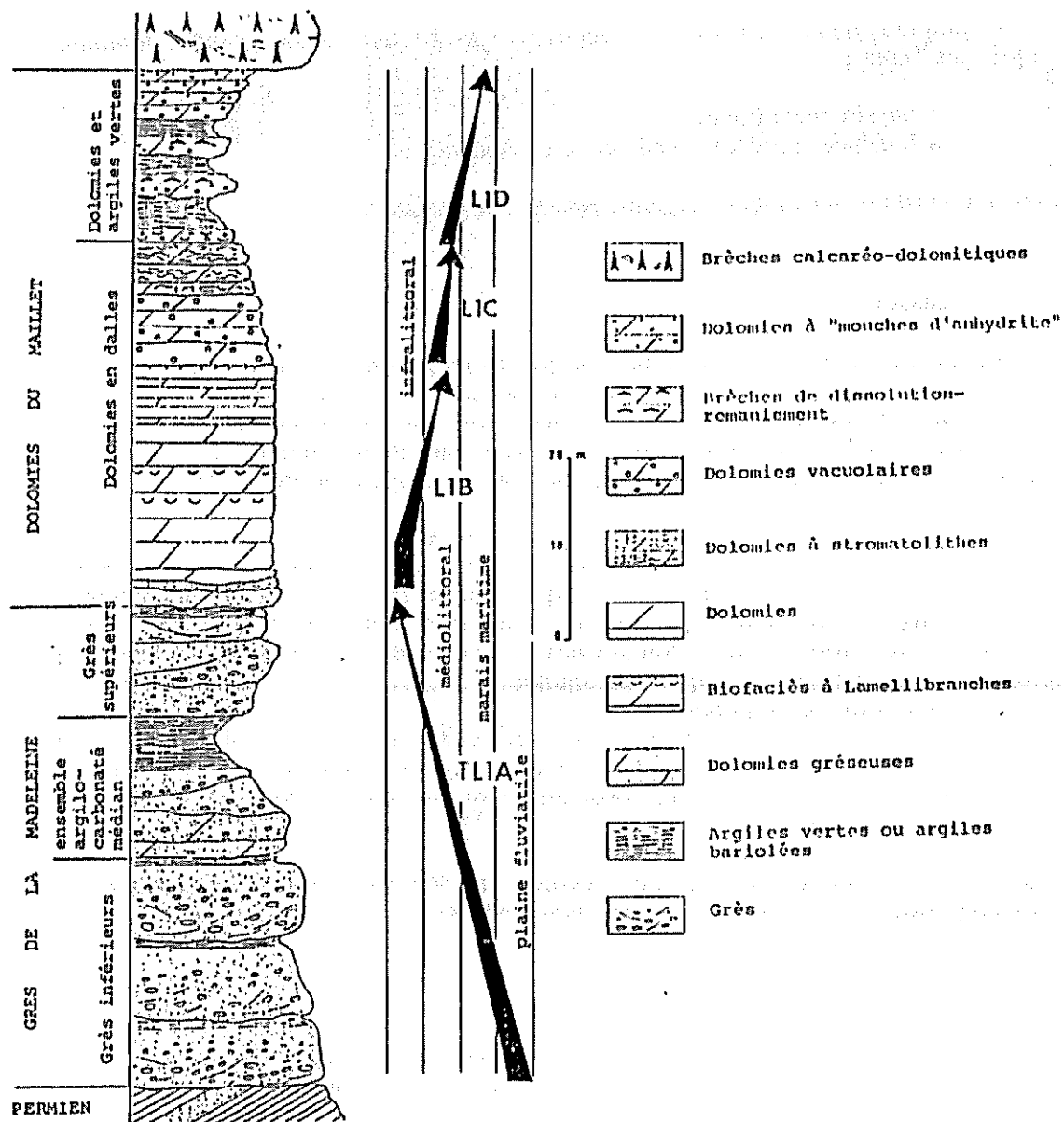


Fig. 30 : La séquence L1 (Trias - Hettangien pro-parte) : évolution verticale.

don par des faciès à *Cuneigervillia-Pteromya* souligne le confinement progressif, avec une augmentation de la salinité des eaux.

Dans la région de Nègrepelisse, au sud du linéament ouest-quercynois, la série hettangienne apparaît légèrement plus épaisse (70 m) que dans la Grésigne (60 m) située 20 km plus à l'Est.

b. Au N et au NE (dans les régions de St-Igest, de St-Martin-Labouval et de Figeac-Capdenac) la sédimentation hettangienne reste d'abord de caractère détritique puis devient argilo-dolomitique.

Les grès hettangiens (formation des Grès de la Madeleine) traduisent l'effacement de reliefs relativement peu éloignés (socle du Rouergue et du Limousin). Ils s'accumulent dans une zone de forte subsidence (l'actuelle vallée du Lot), au pied d'une zone haute située à l'est de Capdenac.

Les sédiments argilo-dolomitiques indiquent l'extension des environnements de marais maritime et de lagunes, qui se généralisent à toute la plate-forme quercynoise.

c. Il faut donc envisager des passages latéraux de faciès entre la formation des Dolomies du Maillet et la formation des Grès de la Madeleine. Dans les 20 km qui séparent le dôme de Najac-Villevayre des affleurements les plus méridionaux de la vallée du Lot, la totalité du membre des Dolomies en dalles disparaît. Les passages latéraux de faciès entre Dolomies en dalles et Grès de la Madeleine pourraient se faire par l'intermédiaire de sédiments argilo-dolomitiques. Nous aurions ainsi, du S au N et au NE, une séquence paysage (Fig. 29) avec dans l'ordre : le domaine marin plus ou moins confiné, le marais maritime, la plaine alluviale margino-littorale.

4.2.2. - Evolution verticale

A l'échelle de notre séquence L1 (séquence hectométrique) nous avons mis en évidence une évolution cyclique avec la succession de quatre mésoséquences décamétriques (Fig. 30) notées L1 A à L1 D.

a - Mésoséquence L1 A : Elle correspond à la formation des Grès de la Madeleine (Trias supérieur - Hettangien inférieur). Cette formation essentiellement argilo-gréseuse, discordante sur les terrains sous-jacents, est globalement granodécroissante. Elle traduit l'effacement de reliefs et le comblement progressif d'un bassin subsident au pied d'une zone haute. Les paysages sédimentaires sont ceux d'une vaste plaine margino-littorale parcourue par un réseau de rivières en tresse.

b - Mésoséquence L1 B : A des faciès continentaux détritiques succèdent des faciès marins. Rapidement, l'évolution séquentielle à l'échelle métrique, soulignée par des biofaciès particuliers, annonce des tendances régressives. Une surface ferrugineuse, observée dans la coupe des Cabannes et signalée par MEGELINK-ASSENAT (1982) dans les Dolomies en dalles de la coupe de St-Gauzy, clôture cette mésoséquence.

c - Mésoséquence L1 C : le développement des faciès laminés, stromatolithiques, puis des faciès à anhydrite ou des brèches de dissolution, caracté-

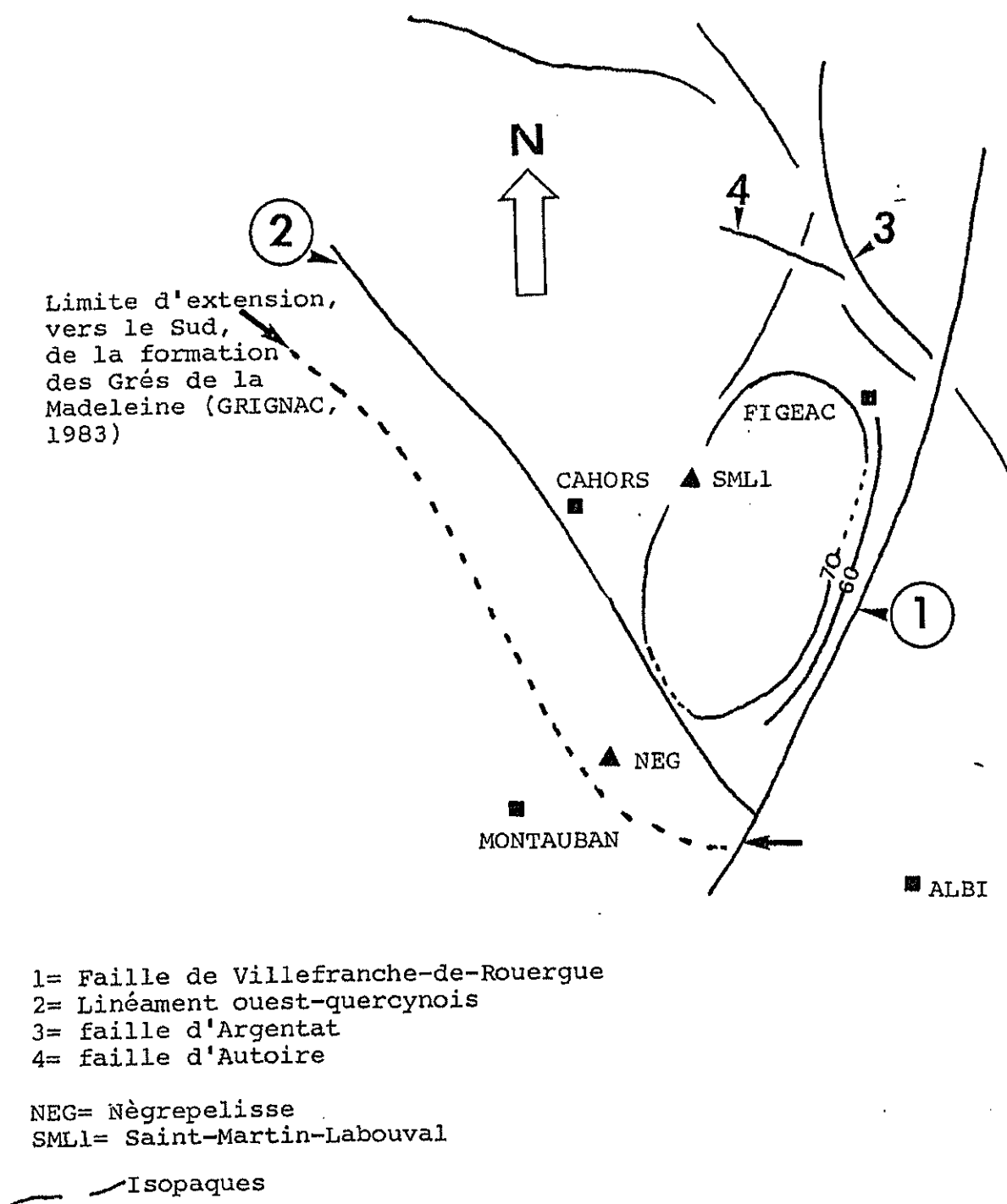


Fig. 31 : Le bassin quercynois à l'Hettangien inférieur.

rise un milieu marin de faible énergie, avec des tendances au confinement et à une sursalure.

d - Mésoséquence LI D : Les Dolomies et argiles vertes présentent des faciès de lagunes ouvertes, de marais maritime voire de sabkha avec des mouchetures d'anhydrite et des brèches de dissolution. Enfin, les brèches de dissolution - remaniement suggèrent un domaine supralittoral à continental, avec une reprise de l'activité fluviatile et une dispersion limitée des éléments des brèches de dissolution (zone de wadi-fan).

Les mésoséquences LI B, LI C et LI D, correspondent à une série carbonatée qui évolue progressivement du domaine infralittoral au domaine médiolittoral, puis du domaine médiolittoral au domaine supralittoral. La progradation et le comblement développent graduellement une tendance continentale, bien soulignée par le relais des séquences tidales de type I à VI. Au terme de cette évolution, les données sédimentologiques et palynologiques imposent l'image de vastes étendues plates et basses -lagunes, mangroves, marais maritime- parcourues par des chenaux de marée redistribuant les sables du large et des chenaux fluviatiles apportant des sédiments détritiques.

4.2.3. - Le contexte climatique

Les analyses palynologiques, réalisées par BOUTET (1981) dans nos coupes, révèlent l'existence d'une végétation composée de Cheirolepidiacées (*Classopollis*) et de Coniférales (*Araucariacites*). Une telle association suggère un climat de type chaud et sec.

4.2.4. - Le contexte tectonique

Au Trias, les sédiments détritiques s'accumuleraient dans un bassin quercynois (GRIGNAC, 1983) limité à l'Est par la Faille de Villefranche-de-Rouergue, au Sud par le linéament ouest-quercynois et le môle de Montauban, à l'Ouest par l'accident d'Aynac (N 20° E), au Nord-Est enfin par des failles N 110° E à N 140° E dans la région de Figeac. Un tel bassin (Fig. 31), d'orientation N 20° E - N 30° E, reproduit une structure identique au semi-grabens dans lesquels, au centre du bassin d'Aquitaine, se déposent les sédiments triasiques (CURNELLE, 1983).

Nous avons obtenu les isopaques de l'Hettangien inférieur en additionnant, pour les rares coupes où nous avons des données, l'épaisseur des grès hettangiens et l'épaisseur des Dolomies du Maillet. Ces maigres informations suggèrent l'existence d'un bassin hettangien orienté N 20° E (Fig. 31) et qui se superpose au bassin triasique.

La sédimentation triasique, puis hettangienne, semble commandée par le jeu des deux grands types d'accidents N 20° E (orientation de la Faille de Villefranche-de-Rouergue) et N 110° E à N 140° E (orientation du linéament ouest-quercynois).

CHAPITRE III

SEQUENCE L 2

HETTANGIEN - LOTHARINGIEN

CHAPITRE III

SEQUENCE - L2 -

HETTANGIEN - LOTHARINGIEN

La deuxième séquence de plate-forme proximale est comprise entre deux discontinuités :

- à la base, celle qui interrompt la formation des Dolomies du Maillet,
- au sommet, le hard-ground lotharingien qui clôture la formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac.

Cette deuxième séquence, d'échelle hectométrique (Fig. 8), débute donc à l'Hettangien moyen-supérieur (?) et se termine au Lotharingien. Elle comprend trois formations, de bas en haut :

- Les Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac,
- Les Calcaires à microrhythmes de Planioles,
- Les Calcaires oolithiques de Cavagnac.

1. - HISTORIQUE

1.1. - Les brèches calcaréo-dolomitiques

Pour DUFRENOY (1841), elles appartiennent à un Hettangien-Sinemurien indifférencié, MAGNAN (1869) en fait de l'Infralias. Ce dernier décrit des "Cargneules, rosâtres, jaunâtres, grisâtres... avec des dolomies fétides, plus ou moins cendreuse souvent criblées de petites cavités, persillées et avec des cargneules".

PERON (1873) attribue les cargneules au Lias inférieur et reconnaît, de bas en haut :

- les "Cargneules dolomitiques puissantes sans fossiles",
- les "Cargneules et calcaires à passées jaunâtres".

MOURET (1887) place les cargneules dans l'Hettangien, CAR AVEN-CACHIN (1898) dans le Sinémurien : "Cargneules rougeâtres, caverneuses, dolomitiques, cristallines, en bancs épais, ruiniformes".

THEVENIN (1903) les situe dans son ensemble homogène "Sinémurien-Hettangien". Il souligne leurs variations latérales entre Grésigne et Quercy : "le faciès des calcaires caverneux, des cargneules, ne correspond pas à un niveau constant dans le Lias inférieur".

ELLENBERGER (1937) ramène les cargneules dans le Rhétien.

GEZE, DURAND-DELGA et CAVAILLE (1943) puis FABRE (1971), les replacent enfin dans l'Hettangien.

L'âge des "Cargneules" ou "Calcaires vacuolaires" ne peut toujours pas être fixé, en raison de l'absence de tout marqueur biostratigraphique : Hettangien moyen ? Sinémurien inférieur ?

1.2. - Les Calcaires à microrhythmes de Planioles

Il est difficile de reconnaître dans les descriptions de MAGNAN (1869), les calcaires sinémuriens : "calcaires gris... compacts ou en plaquettes... chantant sous les pieds...".

PERON (1873) distingue le premier "des calcaires rubanés en plaquettes" sous la "grande masse des calcaires lithographiques".

THEVENIN (1903) décrit un ensemble homogène de "bancs bien réglés, atteignant 50 cm d'épaisseur, avec de minces alternances de marnes grises, qui rendent la stratification très apparente".

GEZE et DURAND-DELGA (1943) reconnaissent les "calcaires sublithographiques attribués au Sinémurien".

FABRE (1971) reprend le découpage de PERON avec de la base au sommet :

- les "cargneules",
- les "calcaires rubanés, en plaquettes",
- la "grande masse des calcaires lithographiques".

LAUNEY et LEENHARDT (1959) réalisent une étude détaillée du Sinémurien dans la région de Figeac. Ils mettent en évidence :

- des lignes isopaques Nord-Sud,
- un développement des séries de l'Est, zone de plateau, vers l'Ouest, zone de bassin, avec un talus médian où se produisent des glissements synsédimentaires engendrant des brèches,
- des concentrations de blende liées à ces brèches,
- un hard-ground sommital.

LE NINDRE et GOTTIS (1973) retrouvent dans ce Sinémurien les faciès couramment cités par la sédimentologie et l'écologie, de la zone infralittorale à la zone supralittorale. Ils définissent des individualités sédimentaires : oolithes et gravelles, oobiomicrocrites, micrites, laminites, qui s'ordonnent grossièrement selon une polarité E-W.

LEFAVRAIS - RAYMOND et LAUNEY (1963) mettent en évidence l'existence de hauts-fonds dans les régions de Figeac et de Planioles.

DEPECHE (1967) reprend l'étude de micropaléontologie à partir des données de sondages et d'observations de terrain.

CAROZZI et al. (1972) reconnaissent la marque d'une activité stromatolithique dans les calcaires rubanés de l'Aquitaine méridionale et des Pyrénées occidentales.

REY, PEYBERNES et FAURE (1981) décrivent les stromatolithes des "Calcaires à microrhythmes" (PEYBERNES, 1978 et 1979) du Lias aquitano-pyrénéen et proposent un modèle de paléoenvironnement pour la genèse de ces faciès laminés.

1.3. - Les calcaires oolithiques de Cavagnac

Les "calcaires à grains de quartz" de MAGNAN (1869) sont placés par THEVENIN (1903), GEZE (1947), LEFAVRAIS-RAYMOND (1950, 1961 et 1963), à la base du Carixien.

La découverte, à leur sommet, de *Paltechioceras* et *Oxynoticeras* par LEFAVRAIS-RAYMOND (1950), ne modifie pas dans un premier temps leur attribution stratigraphique. LE CALVEZ (1963), DEPECHE (1967) et FABRE (1971), signalent en effet des microfaunes réputées lotharingiennes au toit de ces calcaires.

LEFAVRAIS-RAYMOND (1970) les situe finalement dans le Lotharingien puis, associée à LAFAURIE (1980), elle définit leur paléogéographie dans le Quercy et aborde le problème de la "crise lotharingienne".

2. - LA FORMATION DES BRECHES CALCAREO-DOLOMITIQUES ET DOLOMIES DE CAPDENAC

Nous avons gardé, en le modifiant, le nom de "Formation de Capdenac" proposé par MEGELINK-ASSENAT (1982). Nous désignerons donc, sous l'appellation de formation des Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac, une série dolomitique à niveaux de brèches intraformationnelles et à niveaux d'anhydrite. Dans cette formation, nous avons reconnu deux membres qui sont, de la base au sommet :

- le membre des Brèches calcaréo-dolomitiques (20 à 30 m ?),
- les dolomies litées (20 m) ou calcaires sublithographiques en plaquettes, des auteurs.

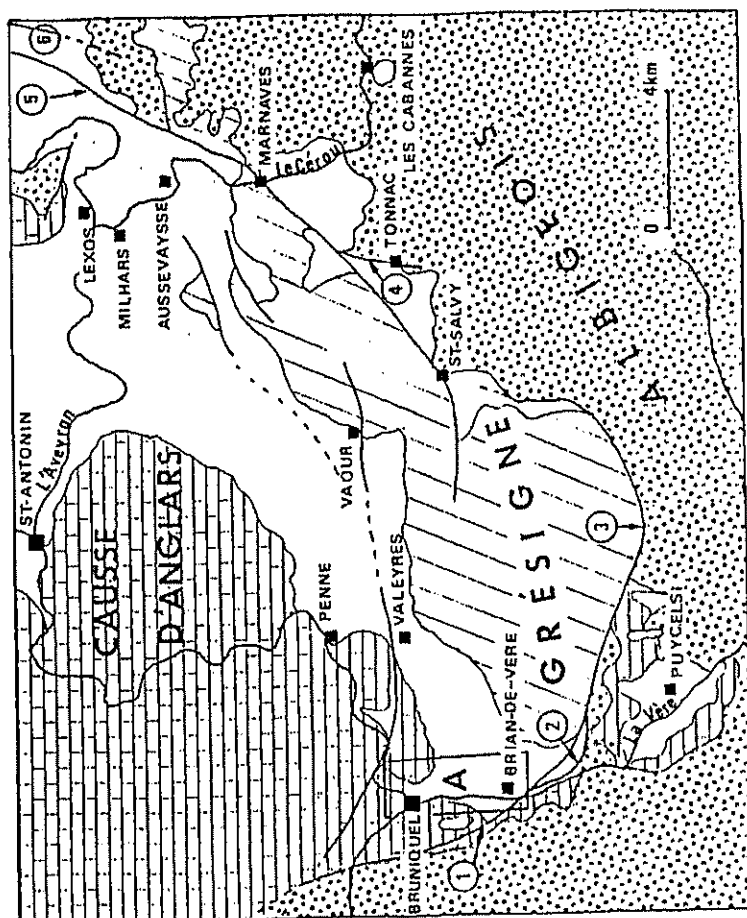
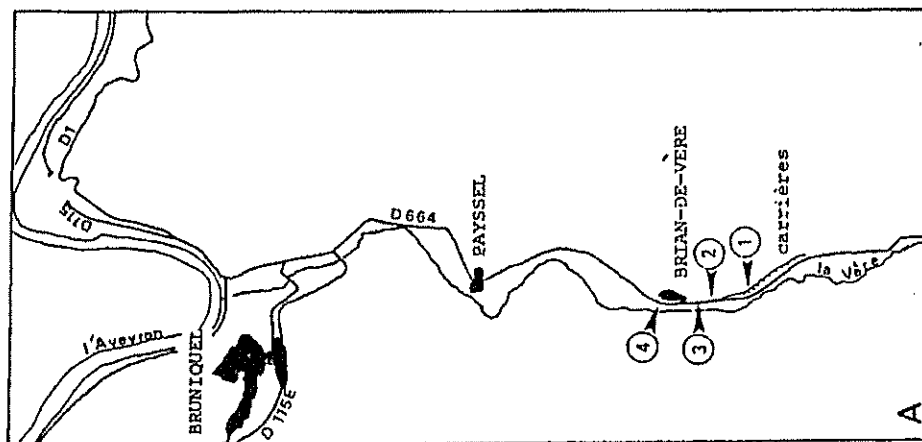
Nous étudierons d'abord la coupe-type de la région grésignole, puis nous suivrons son évolution latérale du Sud (Grésigne) au Nord (Figeac et Capdenac). Nous tenterons ensuite une approche paléogéographique du bassin quercynois à l'Hettangien moyen-Sinemurien inférieur (?).

2.1. - Région de la Grésigne

Pour caractériser cette formation, nous décrirons la coupe-type de Brian-de-Vère (Tarn-et-Garonne).

2.1.1. - Situation de la coupe (Fig. 32)

Carte I.G.N. au 1/50.000e, Nègrepelisse x = 546,52, y = 3192,50. Au sud de Brian-de-Vère, les deux membres de cette formation s'observent du Sud



- Tertiaire de
1. Albigeois
(Conglomérats et
molasses)
- Dogger et Malm inférieur
- Lias
- Permien et Trias
- principaux accidents tectoniques
avec:
1. failles de la Vère
2. chevauchement de Saint-Martin
3. chevauchement sud-grésinois
4. faille de Tonnac
5. faille de Marnaves
6. faille de Villefranche-de-Rouergue

Localisation des coupes, voir ci-contre
le carton A

Fig. 32 : Formation des Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac : situation de la coupe-type de Brian-de-Vère (Tarn-et-Garonne).

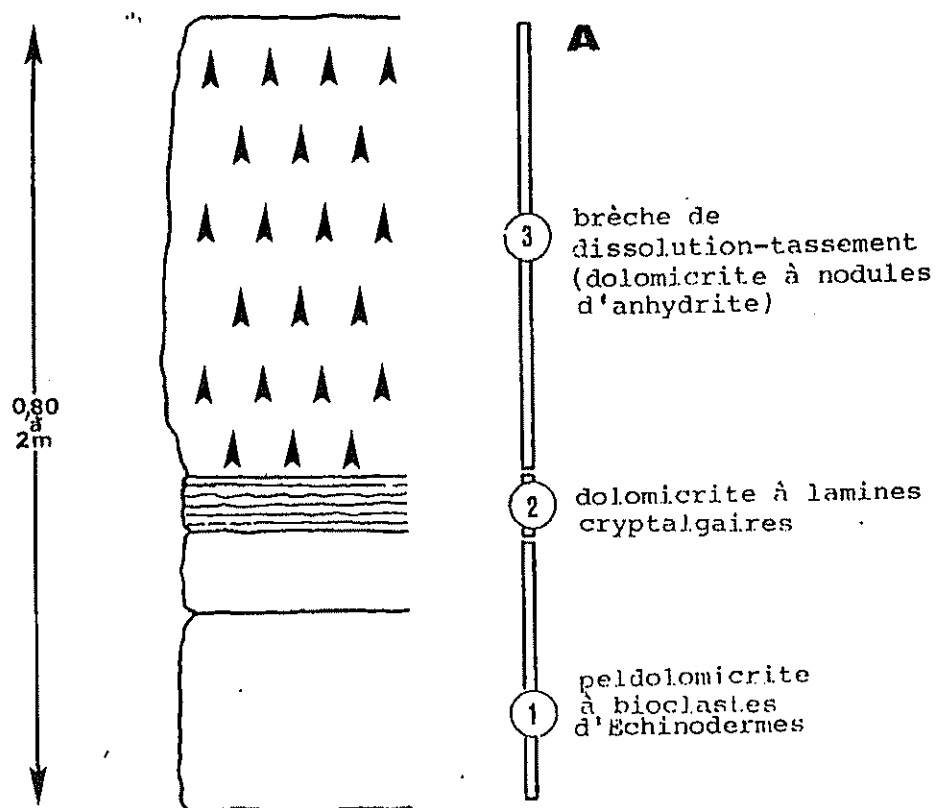


Fig. 34 : Formation des Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac, membre des Brèches calcaréo-dolomitiques, séquence de type VII dans la coupe de Brian-de-Vère.

au Nord, le long de la départementale D.664. Les couches, orientées N 70° E, plongent de 20 à 30° vers le NNW.

2.1.2. - Les brèches calcaréo-dolomitiques (Fig. 33)

Les "cargneules" des anciens auteurs correspondent à un ensemble, plus ou moins bréchifié, de séquences de type VII (que nous allons décrire ci-après) très visibles à la base comme au sommet du membre.

FABRE (1971) observe, à leur base, une alternance de dolomicrites en plaquettes et de brèches, mais ne l'interprète pas en terme de séquences.

a) Séquence de type VII (Fig. 34)

Le terme 1 - une peldolomicrite à bioclastes d'échinodermes - indique le domaine infralittoral.

Le terme 2 - une dolomicrite à lamines cryptalgaires - caractérise le domaine médiolittoral.

Le terme 3 est une dolomicrite bréchifiée à nodules d'anhydrite (brèche de dissolution - tassement) qui suggère un environnement de lagunes supralittorales.

La séquence-type évolue donc du domaine infralittoral au domaine supralittoral.

De telles séquences, avec précipitation de l'anhydrite au sein de boues carbonatées du domaine supralittoral, se rencontrent dans les sebkhas côtières du Golfe persique (SHEARMAN, 1966).

b) Evolution de la séquence de type VII (Fig. 33)

Dès les premiers mètres, il devient très difficile de reconnaître une organisation séquentielle à l'échelle métrique, au sein de la masse des brèches calcaréo-dolomitiques.

Les termes 1 et 2 se réduisent ou disparaissent au profit du terme 3 qui se développe.

La masse des brèches calcaréo-dolomitiques correspondrait à une sédimentation de sebkha côtière, périodiquement envahie par la mer (grandes marées ? saccades de subsidence ?). La dissolution ultérieure des nodules ou des niveaux d'anhydrite, situés en sommet de séquences, provoquerait leur bréchification puis un tassement.

2.1.3. - Les dolomies litées (Fig. 33 partie supérieure)

FABRE (1971) remarque l'alternance de calcaires sublithographiques en petits bancs ou en plaquettes, de "calcaires saccharoïdes roses", également en plaquettes, avec des récurrences de "fausses cargneules". Son étude de microfaciès met déjà en évidence la séquence type VII (FABRE, 1971, cf. p. 23-25).

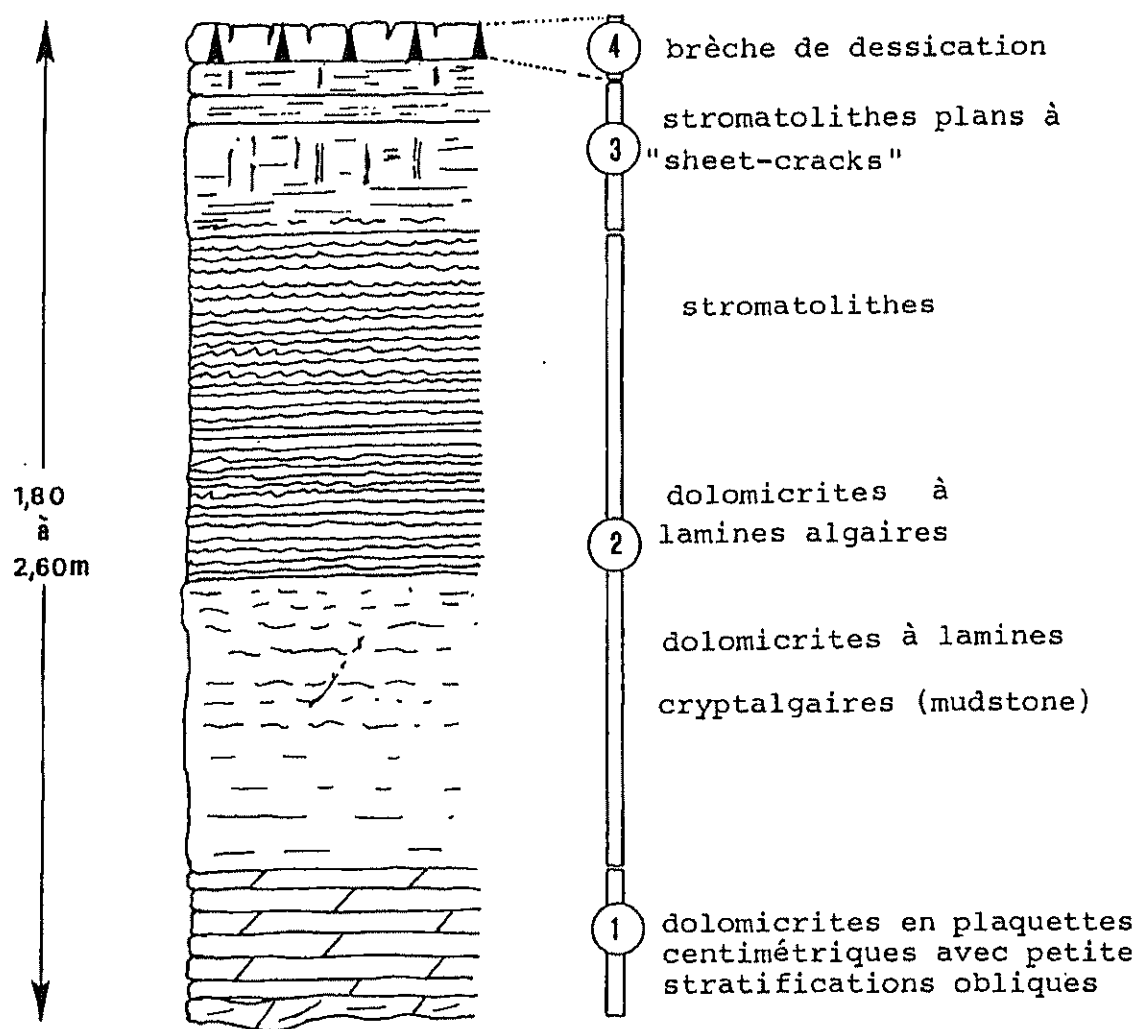


Fig. 35 : Formation des Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac, membre des Dolomies litées, séquence de type III dans la coupe de Brian-de-Vère.

▲ calcaires vacuolaires roses ,
↑ pelsparite à intrasparite à bioclastes d'échinodermes.

Le passage "cargneules" - dolomies litées se fait de façon progressive avec la réinstallation de séquences de type VII bien individualisées.

L'organisation séquentielle du membre repose ensuite sur la succession d'une dizaine de séquences : des séquences de type VII, avec récurrence de brèches calcaréo-dolomitiques, alternent avec des séquences de type III caractérisées par le développement des lamines stromatolithiques. (Fig. 35)

Bien que chaque séquence soit une séquence tidale de comblement, la dérive générale du membre est transgressive avec une réduction progressive des termes supralittoraux, remplacés par des faciès médiolittoraux.

2.2. - Le sondage de Nègrepelisse (Fig. 37 et 38)

Nous proposons d'attribuer à la formation de Capdenac les termes suivants, avec de bas en haut :

a - 83 m de dolomies bréchiques de couleur gris foncé (de la cote - 328 m à la cote - 411 m). Ces Brèches calcaréo-dolomitiques, plus épaisses que celles de la région grésignole, ne présentent pas ici d'anhydrite.

b - 17 m de dolomies et de calcaires dolomitiques (de la cote - 311 à la cote - 328 m) qui appartiennent au membre des Dolomies litées.

2.3. - Les sondages de St-Igest (Fig. 37 et 38)

Les trois sondages de St-Igest, du Sud au Nord S 2, S 3 et S 1 (Fig. 38) traversent des séries dolomitiques épaisses pour lesquelles nous proposons les successions suivantes, de bas en haut :

Sondage S 2 :

a - 58,80 m de dolomies à niveaux de brèches de dissolution. Les faciès dolomitiques dominent dans ce terme que nous rapportons au membre des Brèches calcaréo-dolomitiques.

b - 61,70 m de dolomies litées grises avec, à leur sommet, des passées calcaires qui deviennent de plus en plus importantes. Nous attribuons ce terme au membre des Dolomies litées.

Sondage S 3 :

a - le membre des Brèches calcaréo-dolomitiques est représenté par 45,65 m de dolomies à niveaux de brèches de dissolution,

b - 16 à 17 m de dolomies litées (membre des Dolomies litées).

Sondage S 1 :

a - 10 m d'anhydrite massive ,

- b - 58,90 m de dolomies bréchiques ,
- c - 29,80 m de dolomies litées.

Nous attribuons les termes a et b au membre des Brèches calcaréo-dolomitiques, le terme c au membre des Dolomies litées.

La "zone à anhydrite" ne s'individualise donc que dans le sondage S 1.

Les brèches ne se développent que dans le sondage S1 et n'apparaissent, dans les sondages S 2 et S 3, que comme des faciès réduits au sein d'un ensemble dolomitique.

Tout se passe comme si le sondage S 3, avec la série la moins épaisse, séparait un bassin évaporitique au Nord, d'un bassin à sédimentation calcaréo-dolomitique au Sud, vers la région de Villeveyre-Najac.

2.4. - Le sondage de Saint-Martin-Labouval (Fig. 37 et 38)

Dans ce sondage, nous proposons d'attribuer à la formation des Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac, une épaisse série (211 m) dans laquelle nous avons reconnu de bas en haut :

2.4.1. - Les Dolomies à niveaux d'évaporites

- . 28 m de dolomie à niveaux d'anhydrite,
- . 117 m d'anhydrite blanche à intercalations irrégulières de dolomies grises, de marnes dolomitiques et de quelques minces niveaux d'argiles noires très indurées et le plus souvent anhydritiques,
- . 20 m d'une alternance dolomie-anhydrite.

2.4.2. - Les Dolomies litées

- . 46 m de calcaires dolomitiques gris, localement marneux, à niveaux d'anhydrite s'organisant en séquences métriques du type VII.

Dans la région de Saint-Martin-Labouval la formation de Capdenac se caractérise donc par :

- sa puissance élevée : 211 mètres ,
- le grand développement de la zone à anhydrite : 165 m d'épaisseur.

Ces deux caractères rapprochent la succession de Saint-Martin-Labouval d'une part de celle observée dans le Sondage de Camboulit par MEGELINK-ASSENAT , et d'autre part, de la "zone à Anhydrite" du Bassin-aquain.

Du même coup, ces caractères opposent cette série de Camboulit à celle de la région de Capdenac, de Villeveyre ou de la Grésigne.

2.5. - Région de Figeac-Capdenac

MEGELINK-ASSENAT (1982) décrit la "Formation de Camboulit-Capdenac" comme une puissante série dolomitique épaisse d'une centaine de mètres

avec, de la base au sommet, la succession de trois membres :

a - les dolomies claires à interlits de marnes vertes (15 à 20 m) qui, à notre sens, seraient un équivalent latéral des Dolomies et argiles vertes de Grésigne et constitueraient la partie sommitale de la formation des Dolomies du Maillet (cf. page

b - les dolomies plus ou moins bréchifiées (60 à 80 m d'épaisseur), avec localement des évaporites,

c - les dolomies litées (20 m).

2.5.1. - Les dolomies plus ou moins bréchifiées

MEGELINK-ASSENAT oppose deux aspects très différents du même membre, sous les noms respectifs de "Formation de Capdenac" et "Formation de Camboulit".

a - les faciès à évaporites ("Formation de Camboulit")

Le sondage de Camboulit présente 80 mètres de dolomies à niveaux d'anhydrite et niveaux de brèches intraformationnelles (Fig. 36).

Sur les 45 premiers mètres à partir de la base, les niveaux à anhydrite sont associés de façon constante à des faciès marins peu profonds.

Les faciès s'organisent en séquences métriques positives, variantes du type VII :

- ↑ - dolomies à nodules d'anhydrite de plus en plus abondants vers le sommet,
- dolomies à mouches d'anhydrite,
- dolomicrites à lamines stromatolithiques,
- dolomicrites ou dolopelmicrites à rares bioclastes d'échinodermes et de gastéropodes.

Le terme supérieur à anhydrite correspond au développement de sebkhas côtières, avec une précipitation de l'anhydrite au sein des boues carbonatées de la zone supralittorale comme dans les sebkhas côtières actuelles du Golfe persique.

Dans la partie supérieure du membre, les niveaux à anhydrite sont remplacés par des brèches intraformationnelles à éléments dolomitiques anguleux et hétérométriques, emballés dans un ciment argilo-dolomitique noir.

b - Les faciès d'ambiance évaporitique ("Formation de Capdenac")

Au Nord, dans la région de Planioles, n'apparaissent que des brèches à éléments de stromatolithes et de dolomies à vacuoles. MEGELINK-ASSENAT souligne que l'épaisseur : 43 à 47 m, de ces brèches correspond sensiblement à la puissance de la "Formation de Camboulit", diminuée de l'épaisseur des niveaux à anhydrite.

A l'est de la région de Figeac, le faciès bréchique semble disparaître.

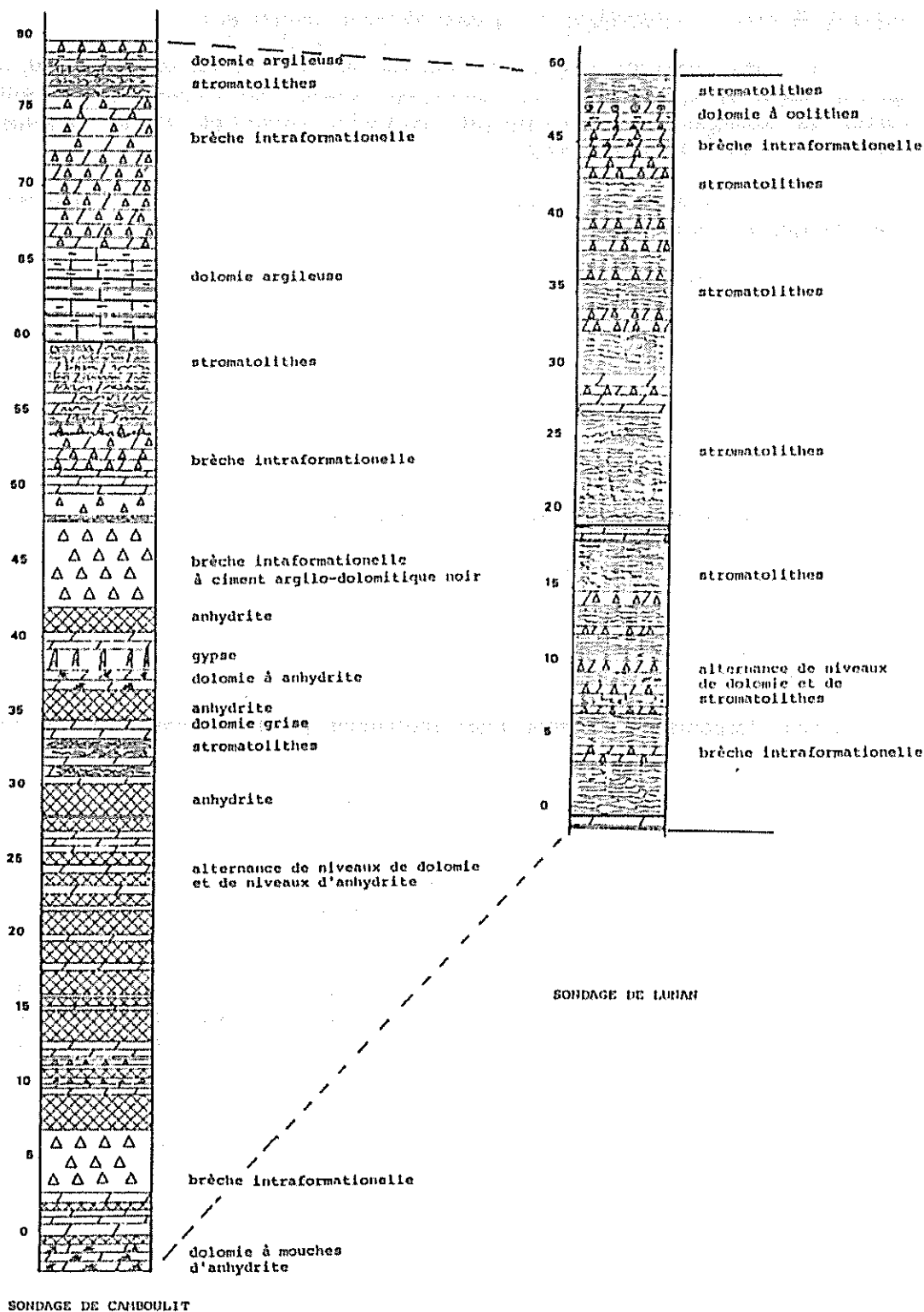


Fig. 36 : Formation des Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac : les sondages de Camboulit et de Lunan (MEGELINK-ASSENAT, 1982).

Le sondage de Lunan (Fig.36&10) présente 45 m de dolomies gris foncé dont l'organisation séquentielle repose sur la succession de 13 séquences de type III, remarquables par le grand développement des termes médiolittoraux : les tapis stromatolithiques ont une épaisseur de 1 à 8 m.

Plus au Sud, dans le sondage de la Vacquerie, se retrouvent les brèches de dissolution.

2.5.2. - Les Dolomies litées

Comme en Grésigne, au toit des faciès évaporitiques, les influences marines se font plus nettes et la séquence de base de ce terme s'établit ainsi :

- type III ↑
- minces niveaux d'argiles vert-noir,
 - dolomies à petites vacuoles,
 - dolomies à lamines algaires avec fentes de dessiccation,
 - dolomies bioturbées à vacuoles, lamines cryptalgaires, terriers,
 - biopeldolomicrites à bioclastes d'animaux benthiques (lamellibranches, échinodermes).

Au sommet de la formation, la disparition des vacuoles traduit la fin du confinement et le retour à des conditions marines plus franches.

2.6. - Paléogéographie

L'axe N 140° E Montauban-Le Verdon sépare le bassin salifère méridional au Sud-Ouest, de la plate-forme quercynoise au Nord-Est.

2.6.1. - Le bassin salifère

Ce domaine évaporitique se caractérise par le développement de l'anhydrite ("zone à anhydrite") avec :

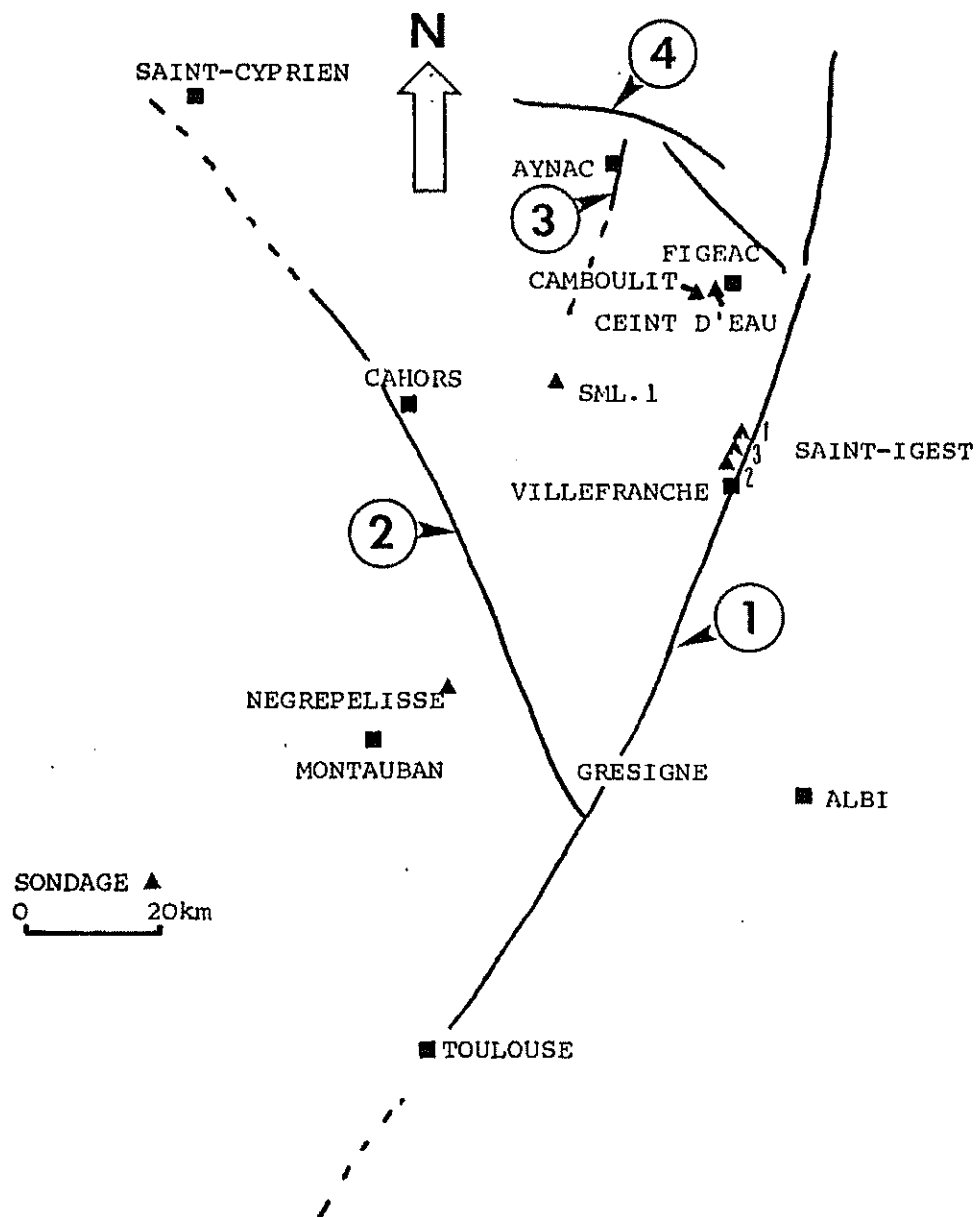
a - un axe de subsidence maximale orienté N 140° E où se déposent plus de 900 m de formations évaporitiques. L'anhydrite s'associe à d'importants dépôts de halite et parfois de sylvinite.

b - des axes N 50° - N 60° formant des digitations subsidentes vers le Nord-Est :

- . suivant un axe Pau-Agen,
- . suivant un axe Salies de Béarn-Marmande qui semble se prolonger selon une direction N 80 - 90 E jusqu'à Figeac. Cet axe subsident mettrait en continuité la "zone à anhydrite" du Bassin aquitain avec les séries évaporitiques de Saint-Martin-Labouval, Ceint-d'Eau, Camboulit et Saint-Igest 3.

2.6.2. - La bordure nord et nord-est

Sur la bordure nord et nord-est de l'Aquitaine, se développent, dans le même temps, des brèches calcaréo-dolomitiques ("cargneules" des auteurs) et des dolomies à niveaux bréchiques subordonnés. Ces faciès représentent des brèches de dissolution-tassement. La dissolution affecte le toit des séquences



- 1= Faille de Villefranche-de-Rouergue,
 2= linéament ouest-quercynois,
 3= faille d'Aynac,
 4= faille d'Autoire.

Fig. 37 : Formation des Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac : situation des sondages de la figure 38.

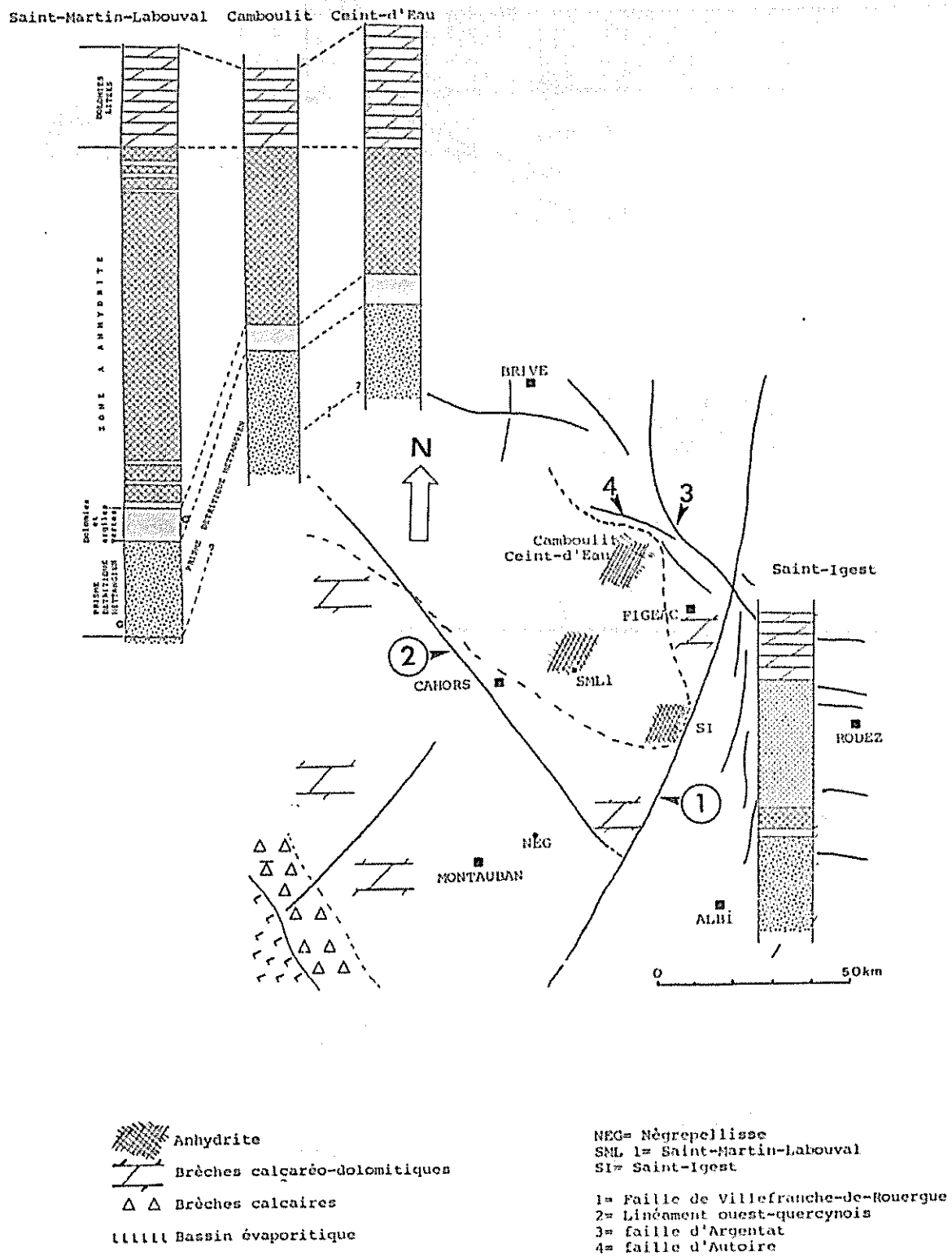


Fig. 39 : La zone à Anhydrite dans le bassin quercynois.

élémentaires caractérisées par le développement relatif des évaporites.

Au Nord-Est, dans le secteur compris entre St-Igest (sondage S 2) et Figeac, se développent des évaporites (de 10 à 165 m d'épaisseur). Nous proposons d'assimiler ces évaporites à la "zone à anhydrite" (CURNELLE, 1983) du bassin méridional. Les sédiments caractérisant les séries quercynaises associent l'anhydrite à des faciès stromatolithiques, des brèches de dessiccation, qui indiquent des milieux médio- à supralittoraux.

L'organisation séquentielle de la série évaporitique révèle, dans notre secteur d'étude, la succession de séquences élémentaires associant le couple dolomie plus ou moins argileuse-anhydrite. Cette anhydrite apparaît soit en couches massives (un à plusieurs mètres d'épaisseur), soit en nodules dont la taille et le nombre augmentent vers le toit de la séquence.

Ces faits suggèrent une origine secondaire de l'anhydrite avec précipitation secondaire au sein de boues argileuses ou carbonatées.

Ces évaporites "capillaires" prendraient naissance, dans un sédiment préexistant, à partir de saumures interstitielles et dans des conditions subaériennes. L'image de vastes platiers évaporitiques, sous une très faible tranche d'eau, ou même de platiers supralittoraux semble s'imposer. Les sebkhas côtières du Golfe persique (Abou Dhabi) en fournissent actuellement un exemple. Dans de telles conditions, la forte épaisseur de la série évaporitique nécessite une importante subsidence.

L'existence de telles sebkhas suppose d'une part un confinement et d'autre part un climat aride et chaud.

Le confinement pourrait être provoqué par une zone de "hauts-fonds" ou un seuil : seuil Castelsarrasin-Muret (CURNELLE, 1983) qui se prolongerait vers le Nord-Ouest suivant l'axe Montauban-Le Verdon.

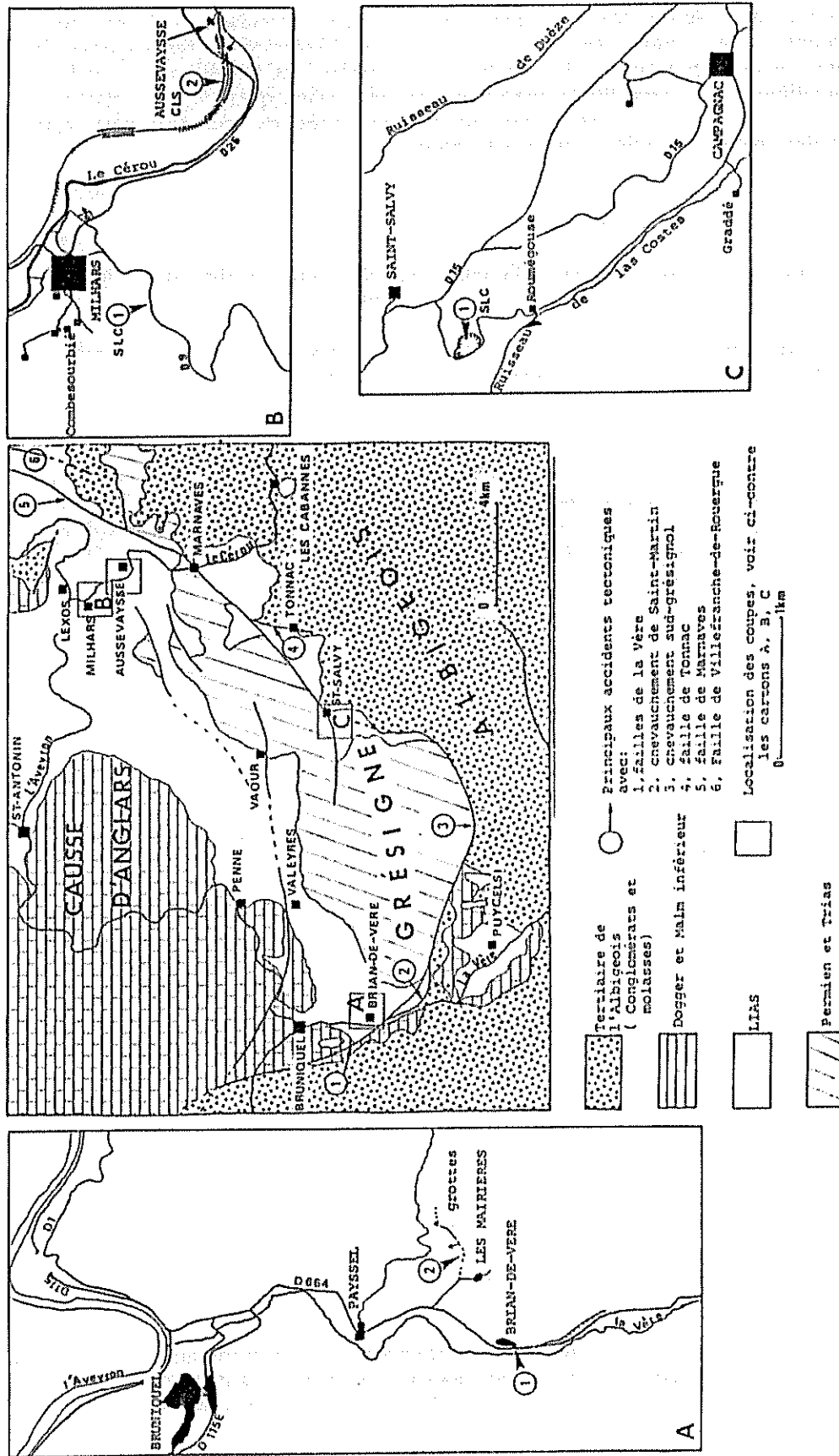
Le climat de type aride et chaud ressort des données palynologiques (BOUTET, 1981)

Dans ce bassin quercynois, les limites entre les différentes unités lithologiques : Dolomies et argiles vertes, Brèches calcaréo-dolomitiques ou zone à anhydrite, Dolomies litées, apparaissent diachrones. De même, le passage latéral entre "Formation de Capdenac" et "Formation de Camboulit" est-il très progressif. Le diachronisme des unités lithologiques, les passages latéraux de faciès, sont de règle dans les séries évaporitiques actuelles (PERTHUISOT, 1980).

2.7. - Le cadre tectonique

La disposition des faciès en bandes orientées NW-SE (Fig. 39), les différences d'épaisseur dans les séries calcaréo-dolomitiques, la présence au Nord-Est d'une zone fortement subsidente fonctionnant comme un piège à évaporites suggèrent une tectonique en blocs basculés (Fig. 39) liée à une phase d'extension E-W.

CURNELLE (1983) met en évidence des phénomènes d'extension sur un seuil d'axe sensiblement Nord-Sud et qui occuperait la région Castelsarrasin-Muret. Cette structure poursuivrait vers le Sud-Est, l'axe Montauban-Le Verdon.



La mobilité de ce seuil est soulignée par la présence de tufs volcaniques et de brèches de pente dont l'épaisseur atteint près de 520 m.

2.8. - Conclusion

Nous retrouvons dans le bassin quercynois une succession d'événements tout à fait comparable à celle mise en évidence dans le bassin méridional par CURNELLE :

- a - une phase pré-évaporitique (Dolomies du Maillet),
- b - une phase évaporitique (brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies à niveaux d'anhydrite),
- c - une phase post-évaporitique (dolomies litées).

3. - LES CALCAIRES A MICRORYTHMES DE PLANIOLES

MEGELINK-ASSENAT (1982) appelle "Formation de Planioles" -du nom du gisement de zinc exploité par le syndicat CRAM-VM- la formation habituellement décrite sous le nom de "calcaires sublithographiques". Cette formation présente la marque d'une importante activité stromatolithique caractérisée par des microrythmes (à l'échelle centimétrique) d'où son qualificatif de "calcaires à microrythmes" (PEYBERNES, 1978 et 1979 ; - Groupe français d'étude du Jurassique, 1980). Nous proposons donc l'appellation de formation des Calcaires à microrythmes de Planioles.

Nous examinerons d'abord les coupes de la Grésigne afin de définir la séquence-type de cette formation. Nous étudierons ensuite les coupes du secteur de Figeac-Capdenac. Les données de sondage compléteront notre étude avant de dégager la signification paléogéographique de la formation.

3.1. - La Région de la Grésigne

La formation des Calcaires à microrythmes de Planioles affleure dans toute la région grésignole avec une puissance de l'ordre de 55 à 60 m.

La limite inférieure de cette formation reste incertaine, nous avons choisi, pour la fixer, un critère lithologique : le remplacement des dolomies par des calcaires francs. La limite supérieure est très nette : deux hard-grounds interrompent la formation. La première surface durcie est la moins marquée des deux tandis que la deuxième apparaît taradée, percée de très nombreux terriers, et représente une discontinuité sédimentaire d'importance régionale.

Pour définir la formation, nous utiliserons la coupe de la carrière de la commune de Campagnac. Nous compléterons cette étude grâce aux données fournies par deux autres coupes : celle de Milhars et celle d'Aussevaysse.

3.1.1. - Coupe de la carrière de la commune de Campagnac PL10,3

- a - Situation de la coupe

Carte IGN au 1/25.000e Albi 1.2, en x = 4877,87 et y = 405,47, à 600-700 m

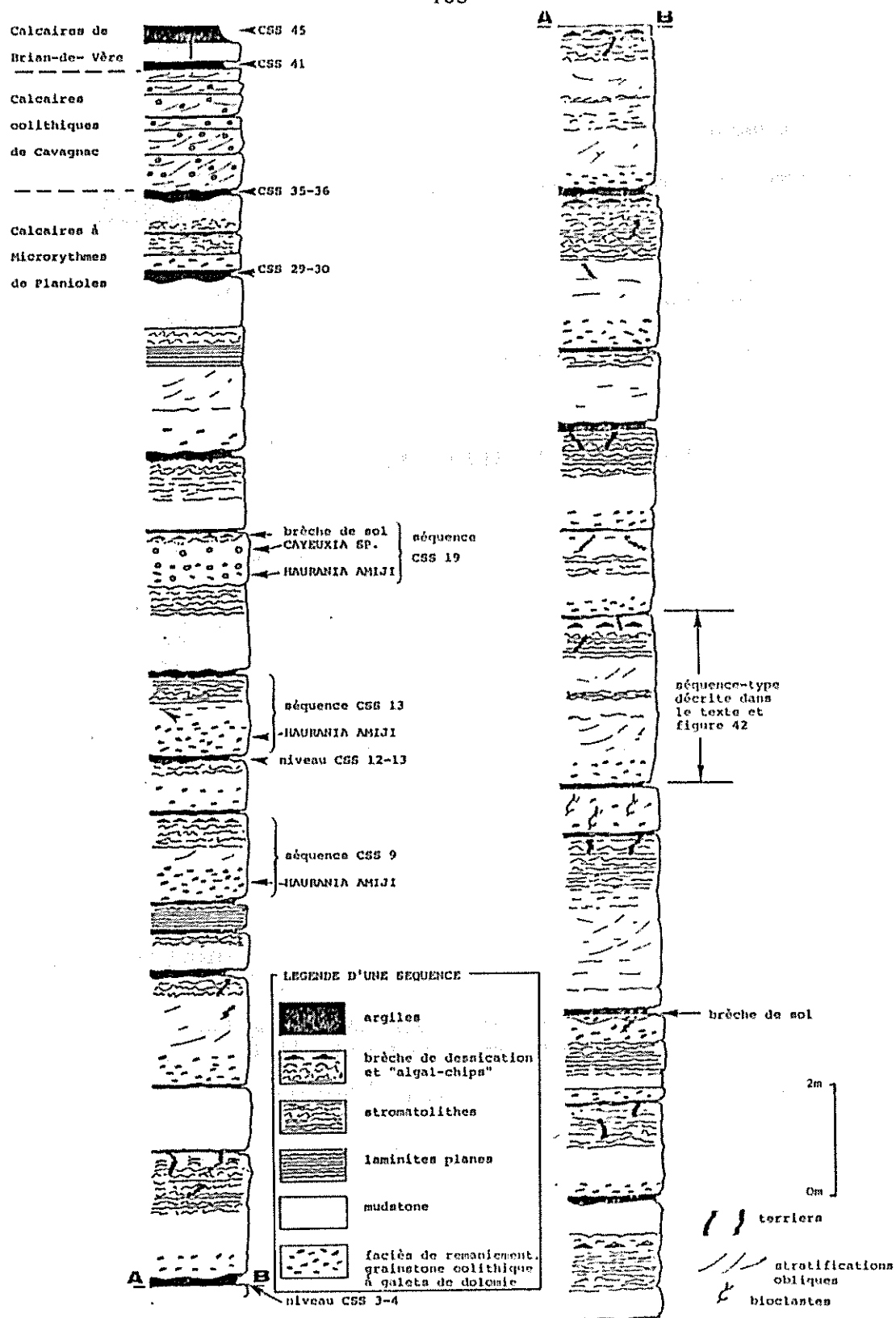


Fig. 41 : Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles : coupe de la carrière de la commune de Campagnac.

au SSW de Saint-Salvy (Fig. 40 C)

b - Descriptions

Les Calcaires à microrhythmes gris de fumée, clairs, en bancs bien réglés atteignant 0,50 m d'épaisseur, avec de minces alternances de marnes grises rendant la stratification apparente (THEVENIN, 1903), s'étudient dans la partie nord de la carrière. Les bancs orientés N 30°E plongent de 30° au NW. Sur une épaisseur de 45 m cette série calcaire (Fig. 41) montre la succession d'une trentaine de séquences tidales d'échelle métrique.

La séquence-type (CUBAYNES et al., 1984) évolue du sable oolithique infralittoral, ou du chenal oolithique, aux brèches de dessiccation, argiles noires ou paléosols du domaine supralittoral.

Cette organisation séquentielle, de règle sur toute la bordure du Bassin aquitain, correspond à une succession de séquences de type III (voir ci-après), alternant avec des séquences de plages ou de cordons littoraux.

c - Séquence de type III (fig. 42) PL3-4

Terme 1 : Une rapide saccade de subsidence intervient à la base de chaque séquence qui ravine le toit de la séquence précédente.

La transgression marine arrache de nombreux éléments au substrat plus ou moins lithifié ou aux sédiments encore meubles : bioclastes, copeaux ou galets hétérométriques de dolomie (claire ou orangée), quartz, pellets, microdébris ligniteux, copeaux d'argiles vertes ou noires... sont étalés sur la plate-forme et constituent un faciès de remaniement.

Les oobiomicrosparites à oobiosparites, les oobiopelmicrosparites à oobiopelsparites, caractérisent la base des séquences.

Les bioclastes sparitiques d'échinodermes (radioles), de lamellibranches, d'ostracodes, de gastéropodes, de rares polypiers solitaires voisinent avec des nodosariidés et des verneuillinidés roulés.

Les oolithes hétérométriques et hétéromorphes, de type α (avec un gros noyau souvent micritique, oolithes tidales), sont associées à des lithoclastes (dolomie), des intraclastes, des agrégats limités par un film algaire.

Le terme 1 correspond donc à un épandage oolithique et bioclastique dans le domaine infralittoral. Ces sédiments meubles, sans cesse remis en mouvement, forment de véritables déserts écologiques.

Le terme 1 peut être chenalisé avec accumulation de grands bioclastes qui donnent aux grainstones oolithiques une structure amygdalaire.  PL4, 2

Terme 2 : Les biomicrites mudstone à lamines irrégulières, planes ou obliques, entrecroisées, marquent la base du domaine médiolittoral. La subsidence devient plus lente et l'énergie hydrodynamique décroît.

Les parties hautes de la plate-forme s'accroissent latéralement par prograd-

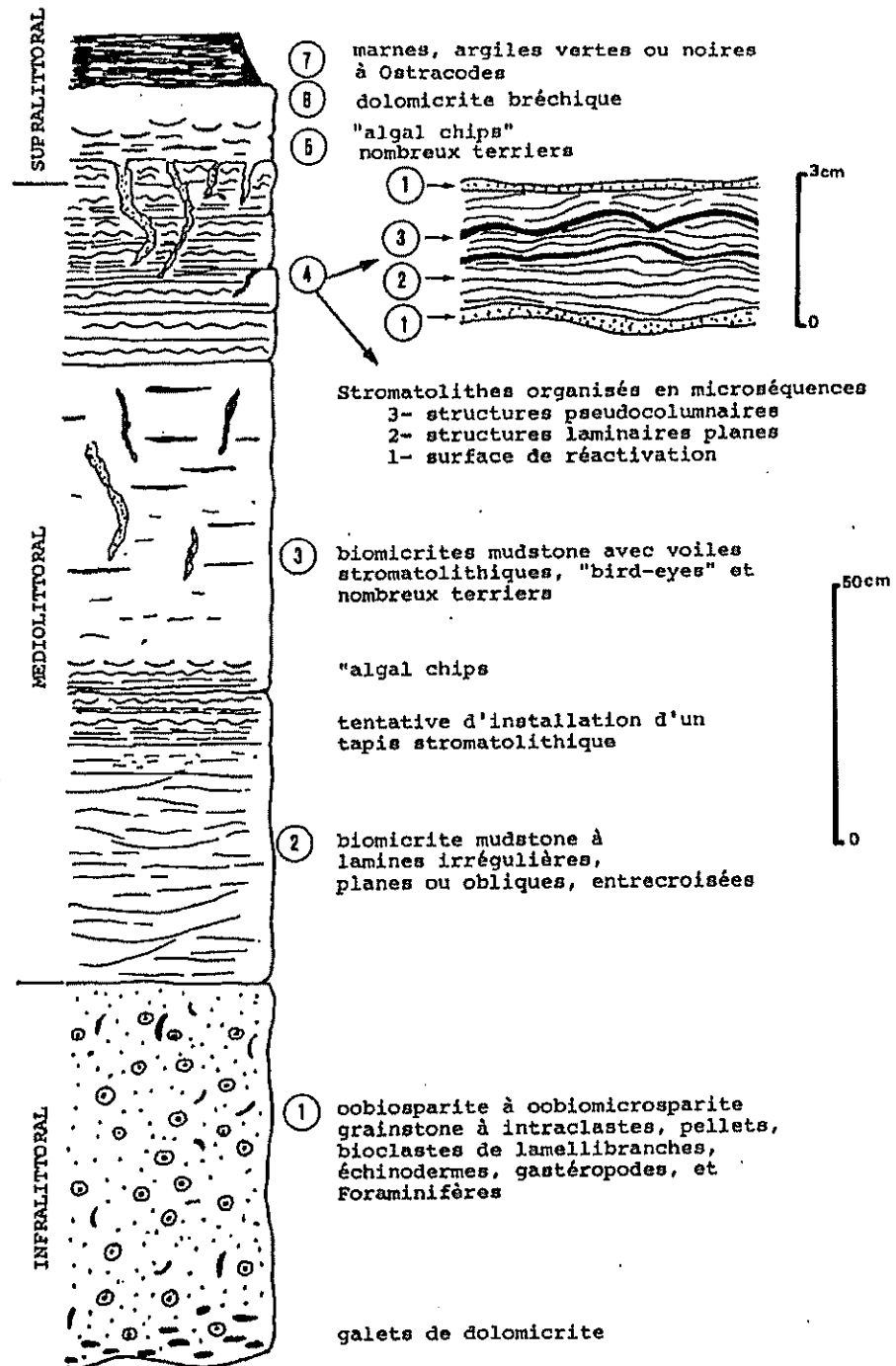


Fig. 42 : Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles : séquence-type dans la coupe de la carrière de la commune de Campagnac. Les numéros correspondent à ceux employés dans le texte.

tion et les grainstones s'accumulent sur les pentes externes. Ce processus de progradation met en place des cordons littoraux, des flèches, qui isolent une zone de lagon abritée. Le terme 2 se forme en arrière de ces cordons ou flèches, du côté de la dépression interne, avec déjà des tentatives d'installation de tapis stromatolithiques.

Terme 3 : Les biomicrites mudstone indiquent le domaine médiolittoral.

La subsidence décroît puis cesse. Les lagons se colmatent pendant que des voiles stromatolithiques tentent de coloniser l'étage médiolittoral.

Le colmatage s'effectue par le dépôt de mudstones marbrés, vases carbonatés fines pratiquement azoïques ou, au contraire, très riches en ostracodes (formes lagunaires lisses). Les mudstones à "bird-eyes" présentent des niveaux de terriers verticaux ou obliques dans les 25 à 30 derniers centimètres, avec un remplissage de pelmicrite ou de micrite à fenestrae.

Terme 4 : Ce terme voit l'installation d'un tapis stromatolithique organisé en microséquences centimétriques (REY et al., 1981).

Chaque microséquence débute par un terme de réactivation (1), se poursuit par des lamines stromatolithiques planes (2), puis par des structures pseudocolumnaires (3) interrompues par une nouvelle surface de réactivation.

Les lamines stromatolithiques apparaissent en lame mince comme de minces films organiques de couleur noire, piégeant une lamine micritique inframillimétrique claire.

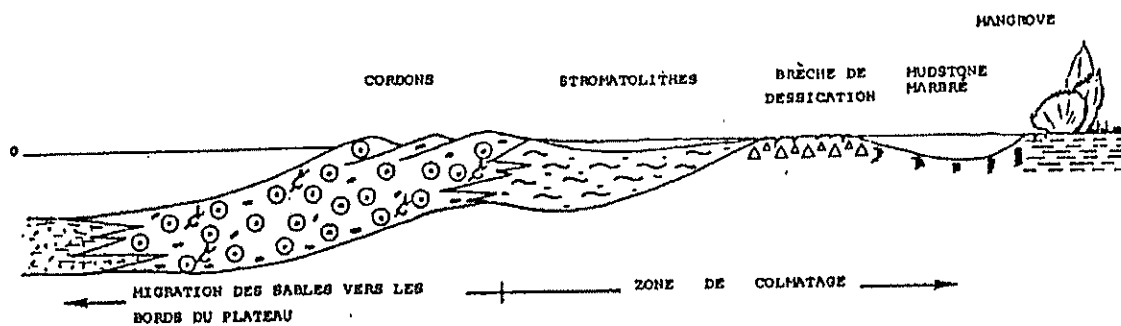
Les tapis stromatolithiques, d'épaisseur décimétrique à métrique, sont fréquemment recoupés par des niveaux de terriers.

Terme 5 : Des lamines concaves discontinues, "algal-chips", découpées par des remplissages de micrite, indiquent une phase de dessiccation en domaine supralittoral.

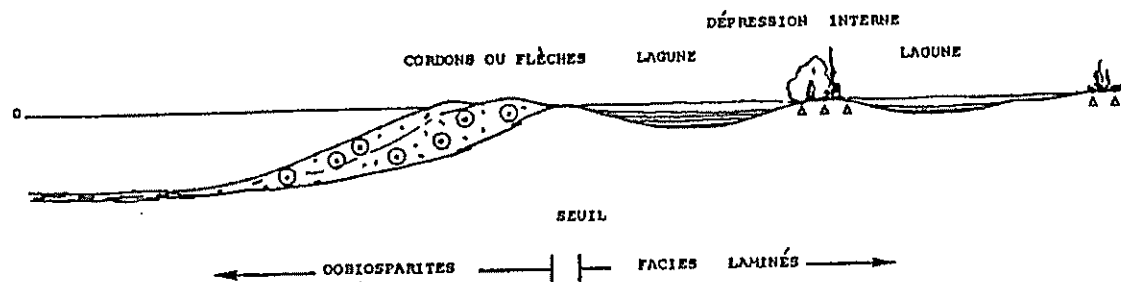
Terme 6 : Les dolomies bréchiques, à fentes de dessiccation verticales, peuvent être couronnées par un paléosol. Les éléments bréchiques, grossièrement cubiques, ne sont pratiquement pas déplacés au sein d'une matrice argilo-dolomitique développée à partir des fentes de dessiccation. La surface de ce dernier terme, d'allure tourmentée, suggère un modelé paléokarstique immature et témoigne d'une période d'émersion.

Le cycle recommence grâce à une nouvelle saccade de subsidence. La mer avance sur le plateau, arrachant, transportant et remaniant les dépôts antérieurs dont les éléments sont projetés vers les mangroves ou s'accumulent dans des chenaux, des cuvettes...

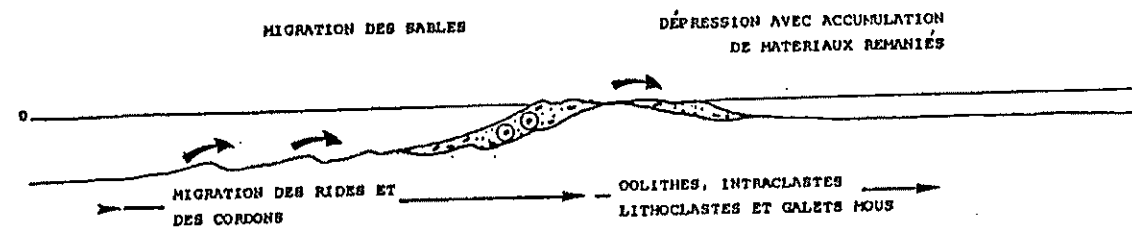
Comme les dénivelées ainsi créées restent faibles, les cordons littoraux se reforment aussitôt isolant des lagunes plus ou moins ouvertes sur la mer et dans lesquelles se déposent de nouvelles laminites.



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



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



- ① Phase de subsidence-transgression

Fig. 43 : Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles : évolution théorique d'une séquence de type III (d'après L'HOMER, 1977).

L'évolution théorique de la séquence type III, d'après L'HOMER (1977) est figurée sur la figure 43.

La séquence de type III, ainsi réalisée, se retrouve sur toute la bordure orientale du Bassin aquitain mais elle caractérise aussi la sédimentation sinémurienne des Grands Causses du Massif central (MICHARD et COUMOUL, 1978), des Pyrénées et des Corbières (REY, PEYBERNES et FAURE, 1981).

Dans la nature actuelle, le Golfe persique, les Bahamas, l'Australie (Shark-bay), fournissent des modèles d'une telle évolution séquentielle.

d - Variations des séquences de type III :

La séquence complète de type III n'apparaît que rarement. La grande majorité des séquences avortent ou présentent des répétitions de termes.

- Les tapis stromatolithiques

Les tapis stromatolithiques se développent surtout dans la partie moyenne de la formation, sur une quinzaine de mètres d'épaisseur (Fig. 41). Les calcaires sinémuriens prennent alors le faciès type des "calcaires rubanés".

Ces niveaux présentent des pseudomorphoses de cristaux de gypse isolés dans le sédiment micritique, entre les lamines stromatolithiques, ou à leur sommet.

- Les faciès à grands Foraminifères PL4,6

Le terme 1 se développe sur quelques séquences (CSS 9, CSS 13 et CSS 19, Fig. 41) tandis que les termes supérieurs tendent à se réduire vers le haut.

Dans ces séquences, les oopelsparites ou les oobiomicrites présentent de grands Foraminifères tels *Haurania amiji* HENSON signalés, pour la première fois, dans le Lias inférieur du Poitou (BALOGÉ, 1981).

L'aire de répartition de cette forme reste la Mésogée : Iraq, Turquie, Grèce, Italie, Algérie occidentale, Maroc... Sa présence dans le Quercy et le Poitou souligne donc de nettes influences tethysiennes.

- Les faciès à *Cayeuxia* sp. PL4,5

Dans la séquence CSS 19 (Fig. 41) seul apparaît le terme 1 avec une épaisseur de 0,80 m; il comprend de la base au sommet :

- 25 à 30 cm d'oobiomicrite à grands lithoclastes centimétriques atteignant 3 à 4 cm de long pour 1 cm d'épaisseur. Ces galets dolomitiques de couleur beige sont disposés parallèlement à la stratification. Les odithes α , hétéromorphes, présentent un cortex laminé autour d'un bioclaste d'organisme benthique ou d'un nucleus complètement micritisé. Les bioclastes sparitiques d'échinodermes, lamellibranches, gastéropodes, ostracodes, foraminifères... sont associés à des spécimens d'*Haurania amiji* HENSON.

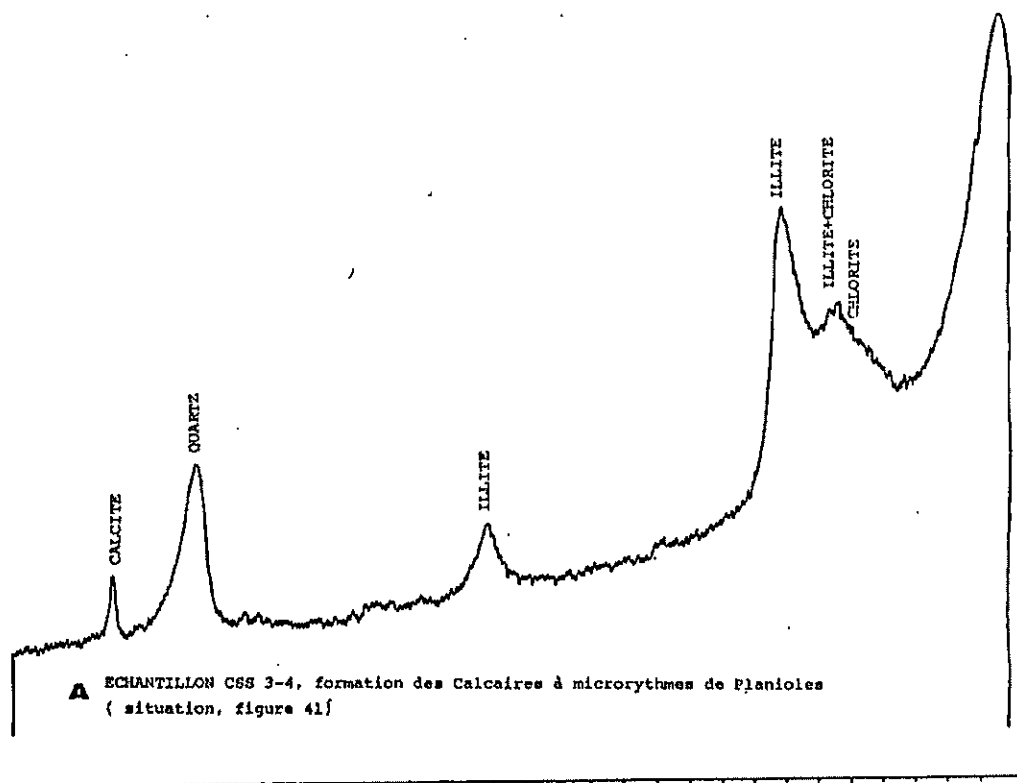
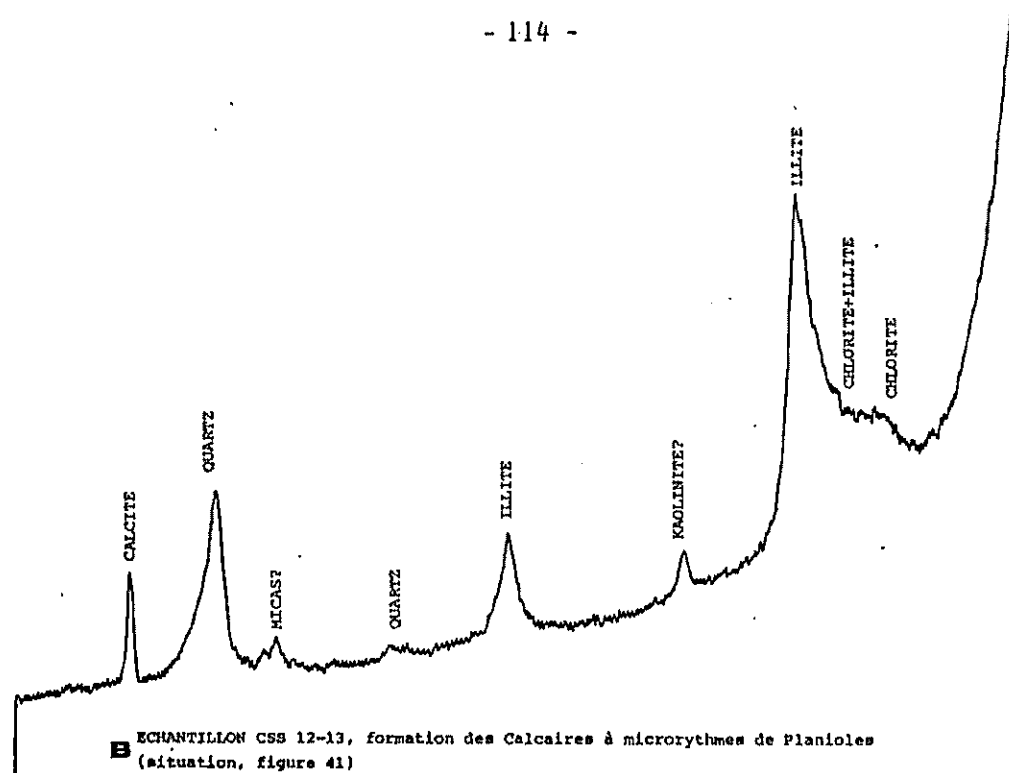


Fig. 44 : Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles : coupe de la carrière de la commune de Campagnac : diffractométrie RX des argiles.

- 30 cm de biopelmicrites à gravelles micritiques et même cortège de bioclastes avec de rares sections de pentacrines, oolithes éparses et *Cayeuxia* sp.

- 25 cm d'oobiosparite à bioclastes complètement ovalisés et lithoclastes polygéniques : lithoclastes de micrite, de biomicrites à ostracodes, d'oobiomicrite.

- 5 à 10 cm d'une brèche à éléments anguleux de dolomie et à ciment argileux noir (paléosol ?).

Cette séquence montre une énergie croissante vers le haut ; elle diffère donc des séquences de type III et correspond vraisemblablement à la mise en place d'une plage ou d'un cordon oolithique, avec exondation et réalisation d'un paléosol.

e - Les niveaux d'argiles vertes à noires

Ces argiles sont constituées d'illites associées à une faible proportion de chlorite (Fig. 44)

Les lavages systématiques que nous avons réalisés sur toutes les couches d'argiles, nous ont livré des ostracofaunes indicatrices de milieux saumâtres. Une forme de grande taille ressemble aux *Darvinula* actuels (comm. orale de M. l'Abbé DONZE).

Deux niveaux méritent une attention particulière : les niveaux CSS 29-30 et CSS 35-36 (Fig. 45)

- niveau CSS 29-30 : ce niveau associe une abondante ostracofaune de milieu saumâtre avec de rares Nodosariidés : *Dentalina clavata* TERQUEM et *Lenticulina* sp. s.s.

- niveau CSS 35-36 : ce niveau apporte la première association à formes marines :

- . Nodosariidés : les *Dentalines* dominent largement avec les *Lenticulines* et de rares *Ichtyolaria*. *D. multicostata* TERQUEM apparaît au Sinémurien inférieur et *D. matutina* d'ORBIGNY à la base du Lotharingien.

- . Ostracodes : La présence de *Cytherella* sp., d'*Ogmoconchella* sp. et de *Klingerella undata* (APOSTOLESCU) montre la rupture totale avec les milieux saumâtres sous-jacents.

Klingerella undata (dét. de M. l'Abbé DONZE) indiquerait le Lotharingien.

Les datations suggérées par les *Dentalines* et celles fournies par les Ostracodes se confortent. Le cycle lotharingien [zone à Obtusum] débiterait au sommet des Calcaires à microrhythmes.

3.1.2. - Coupe de Milhars

a - Situation de la coupe

Carte IGN au 1/25.000e Najac 5-6 en x = 411,04 et y = 4886,35. Cette coupe

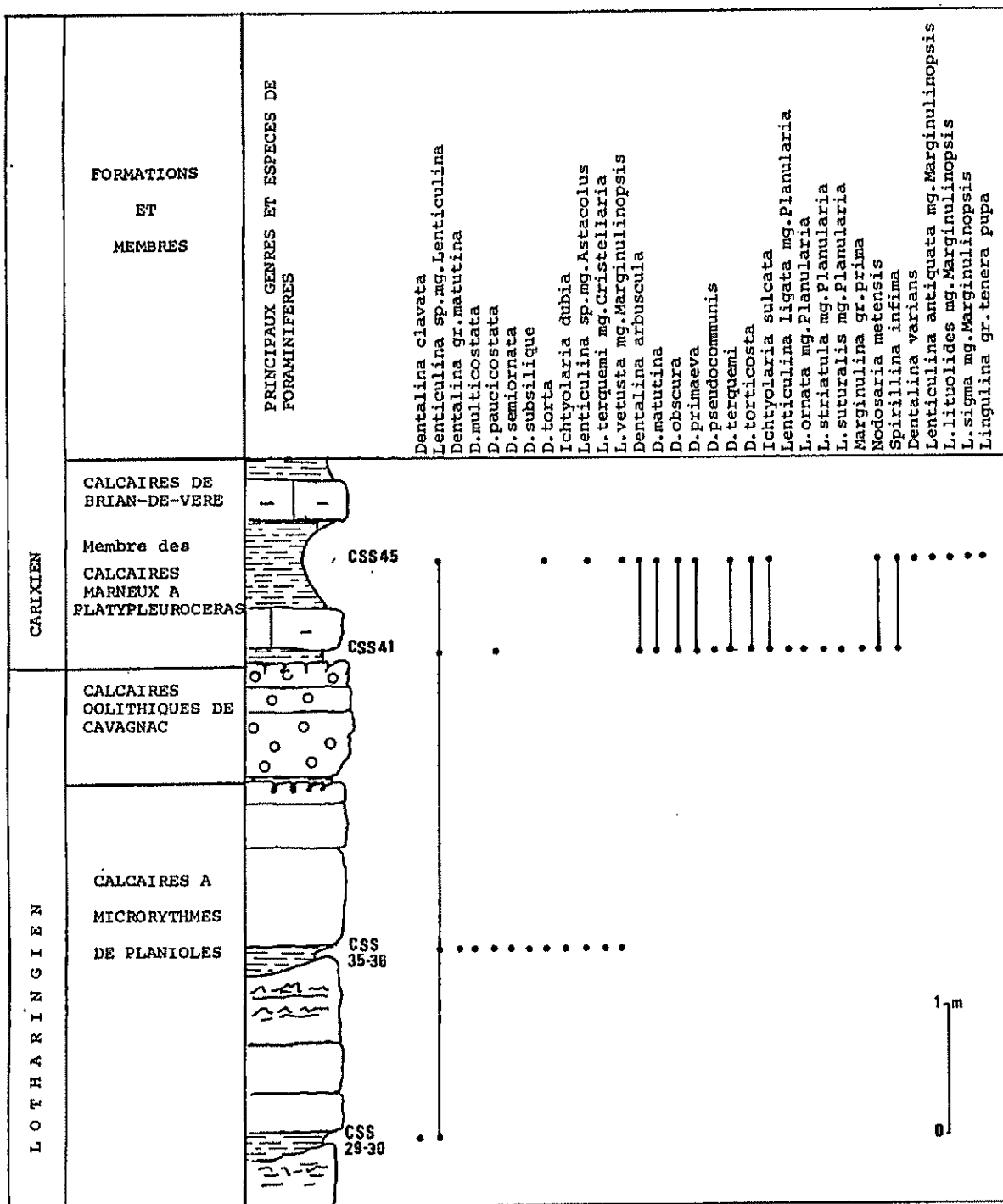


Fig. 45 : Formations des Calcaires à microrythmes de Planioles, des Calcaires oolithiques de Cavagnac et base de la formation des Calcaires de Brian-de-Vère, dans la coupe de la carrière de la commune de Campagnac : répartition stratigraphique des premières microfaunes de Nodosariidés.

s'observe d'Ouest en Est, le long de la route départementale D 9 reliant Milhars à Vaour (Fig. 40 B.1)

b - Description de la coupe

La formation des Calcaires à microrhythmes a une épaisseur d'environ 55 mètres. Les bancs orientés N 160° E plongent de 15 à 20° à l'ENE. Cette coupe est proposée pour étudier diverses variations de la séquence de faciès de type III et pour rappeler les résultats de BOICHARD et DRULLION (microtectonique synsédimentaire). La figure 46 présente la partie supérieure de la formation (les 26 derniers mètres) afin de situer les séquences décrites ci-après.

c - Séquence de type III à la base du Lotharingien (MV 23, Fig. 47 A)

- Terme 1 : niveau décimétrique lumachellique à lamellibranches avec *Gryphaea* sp. cf. *Gryphaea arcuata* LAMARCK (dét. de Mme S. FRENEIX) Les biomicrites à grands bioclastes sparitiques, à terriers remplis de biosparite à intraclastes et gravelles, correspondent au domaine infralittoral.

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

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

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

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

Ce dispositif implique la succession d'événements suivante :

- . phase de colmatage à l'abri d'un cordon ou d'une flèche littorale,
- . arrêt de sédimentation (hard-ground),
- . début de lithification du sédiment. Des endobiontes creusent des "terriers ouverts" dans le sédiment légèrement induré et non plus gorgé d'eau,
- . reprise de la sédimentation et remplissage des "terriers ouverts" par les marnes gréseuses sus-jacentes, premier niveau de la formation des Calcaires de Cavagnac.

d - Séquence de type III (MV 38, Fig. 47 A)

- Terme 1 : Les biomicrites mudstone à passées pelletoidales soulignent le début d'une phase de colmatage et marquent l'évolution du domaine infralittoral au domaine médiolittoral.

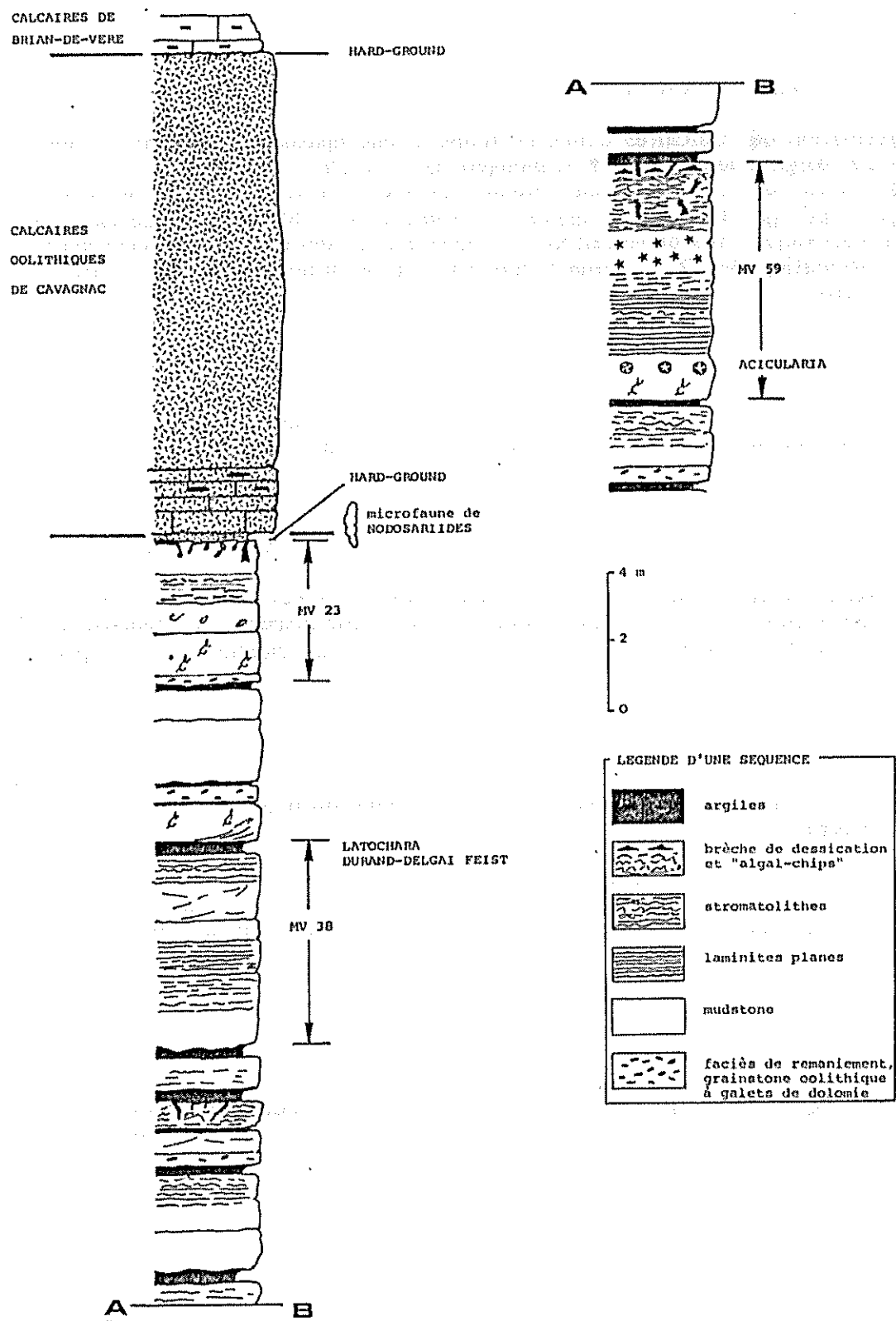


Fig. 46 : Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles - coupe de Milhars (Tarn), situation des séquences MV 23, MV 38 et MV 59).

- Terme 2 : les lamines planes, puis ondulées, indiquent l'installation de voiles stromatolithiques en domaine médiolittoral.

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

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

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

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

e - Séquence de type III MV 59 (Fig. 48 A)

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

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

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

- Terme 4 : lamines mécaniques recoupées par des terriers.

- Terme 5 : lamines stromatolithiques du domaine médiolittoral.

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

- Terme 7 : argiles vertes à grises.

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

f - Eléments de datation

Deux niveaux d'argiles grises, situés en sommet de séquence, nous ont livré une ostracofaune intéressante. Le premier niveau (Fig. 46) est situé à 4,50 m sous le hard-ground ferrugineux qui interrompt les Calcaires à microrhythmes, le second niveau (Fig. 46) à 5,50 m sous la même discontinuité sédimentaire.

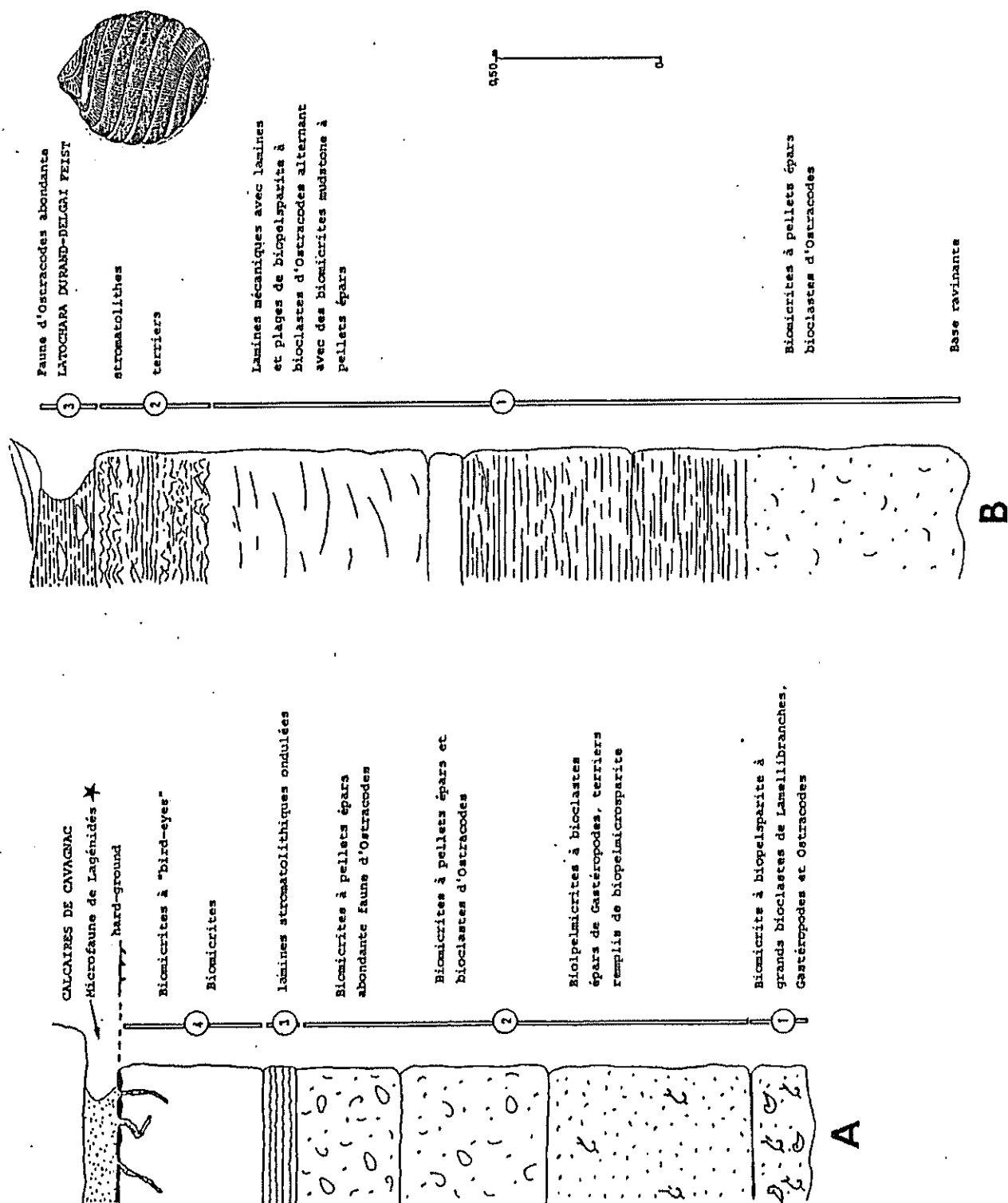


Fig. 47 : Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles, coupe de Milhars : séquence MV 23 (A) et MV 38 (B). Les numéros correspondent à ceux employés dans le texte.

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

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

f - Déformation en allongement E-W

BOICHARD et DRULLION (1982) mettent en évidence sur cette coupe une répartition de la fracturation avec :

- mouvement normal selon des plans N 170° E à N 10° E,
- fractures d'extension N 165° E à N 05° E. Ces structures correspondent à un système de déformation en allongement E-W.

3.1.3. - La coupe d'Aussevaysse (Fig. 40 B.2)

a - Situation de la coupe

Carte IGN au 1/25.000e, Najac 5-6 en x = 411,8 et y = 4885,75. La coupe s'observe dans la tranchée de la voie ferrée (abrupt nord) à environ 425 m à l'est du hameau d'Aussevaysse.

b - Description de la coupe.

La formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles atteint une épaisseur de 55 m. Les bancs, orientés N 20° E plongent de 15 à 20° vers le Nord-Ouest. Dans la tranchée de chemin de fer, la série carbonatée comprend, du Sud vers le Nord et de la base au sommet : le Sinémurien, le Lotharingien et une partie du Carixien (les 20 mètres inférieurs).

La succession de séquences de type III, complètes ou avortées, s'avère la même que dans les autres coupes déjà décrites. Seule la séquence A 8 diffère (Fig. 48 B)

- Terme 1 : les biomicrites à biopelmicrites à lithoclastes micritiques plus sombres, anguleux à subarrondis, hétérométriques, caractérisent l'étage infralittoral. Les bioclastes de gastéropodes et d'ostracodes (dominants) voisinent avec de rares débris de lamellibranches et d'échinodermes. Parfois, le faciès devient un grainstone à "galets mous", à grands bioclastes ovalisés et micritisés de lamellibranches et d'échinodermes. Le terme 1 marque donc une reprise de l'énergie hydrodynamique et une érosion d'une vase non solidifiée.

La présence d'un grand nombre de galets mous suggère un chenal.

- Terme 2 : les lamines mécaniques planes indiquent une nette décroissance de l'énergie des eaux.

- Terme 3 : les biomicrites mudstones caractérisent la phase de colmatage en milieu médiolittoral avec une énergie hydrodynamique faible ou nulle.

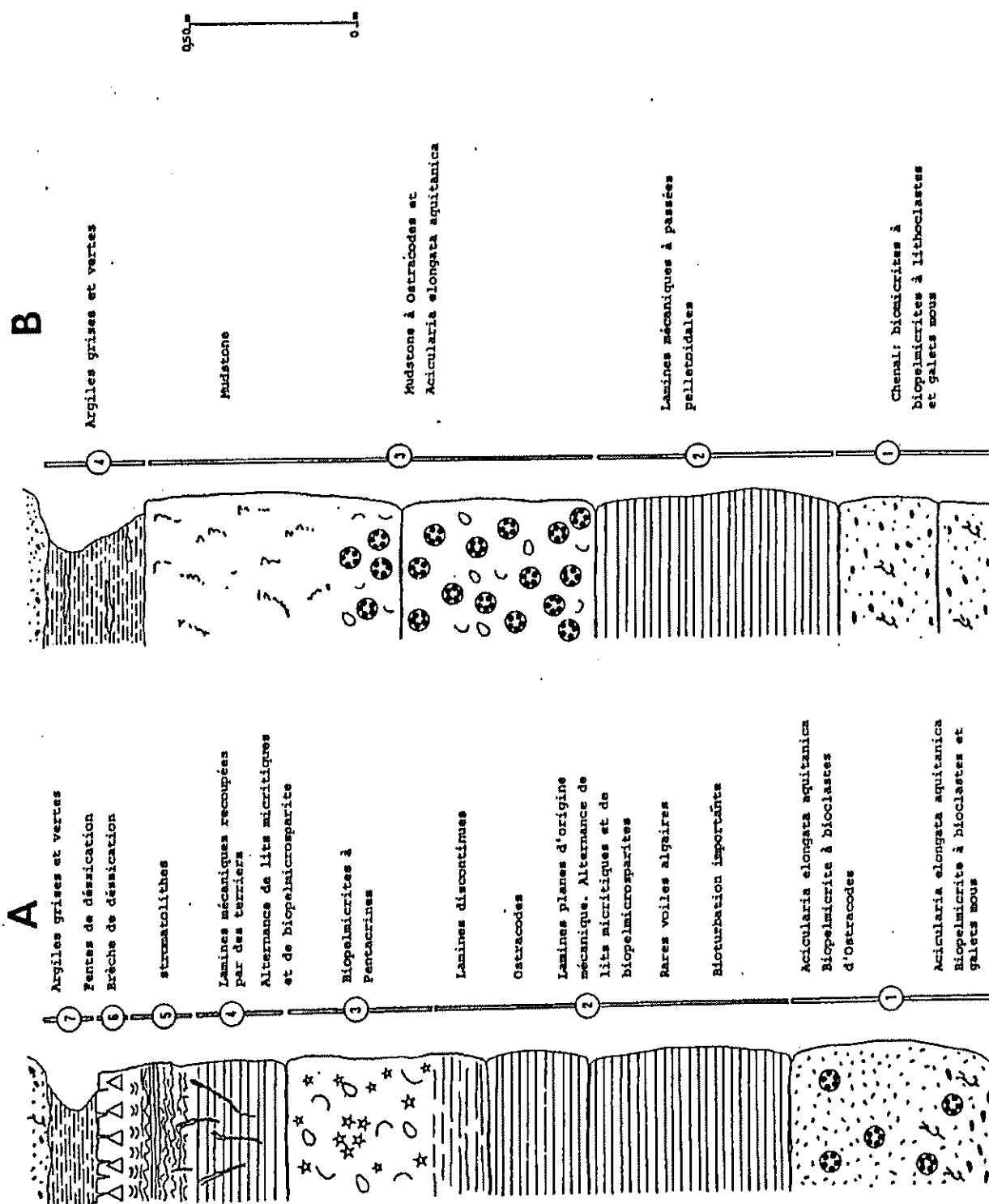


Fig. 48 : Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles. Coupe de Milhars : séquence MV 59 (A) et coupe d'Aussevasse : séquence A8 (B). Les numéros correspondent à ceux employés dans le texte.

Elles sont remarquables par la présence de nombreux gastéropodes et de très nombreuses *Acicularia elongata aquitanica* BOUROULLEC et DELOFFRE.

Cette forme, bien connue dans le Sinémurien de la "Formation oolithique et graveleuse d'Etchecortia" (BOUROULLEC et DELOFFRE, 1970), signale la proximité des rivages auprès desquels ces Algues dasycladacées devaient être florissantes.

- Terme 4 : Les argiles grises livrent une microflore à *Lycopodiacites rugulatus* qui indiquerait un âge Sinémurien supérieur (BOUTET, 1981).

3.2. - La région de Figeac-Capdenac

La formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles a une épaisseur de 40 m dans la région de Figeac, et se réduit à moins de 30 m vers Capdenac. Son organisation séquentielle repose sur la succession d'une dizaine de séquences métriques de type III, mises ici en évidence par MEGELINK-ASSENAT (1982, 1983). Nous nous rapportons à ses travaux pour le détail des coupes.

3.2.1. - Limites de la formation(Fig. 49)

Elle s'étend entre le niveau de "calcarénites Eloi" (nomenclature CRAM-VM) et le hard-ground qui l'interrompt.

3.2.2. - Paléogéographie de la zone de Figeac au Sinémurien

La Société des Mines et Fonderies de Zinc de la Vieille-Montagne et la Compagnie Royale Asturienne des Mines ont réalisé plus d'une centaine de sondages dans la région de Figeac-Capdenac.

L'étude minutieuse des variations de puissance et de faciès du Sinémurien conduit LAUNEY et LEENHARDT (1959), LEFAVRAIS-RAYMOND et LAUNEY (1963), puis MEGELINK-ASSENAT (1982), à mettre en évidence un plateau sous-marin, zone de hauts-fonds orientés Nord-Sud, avec (Fig. 50)

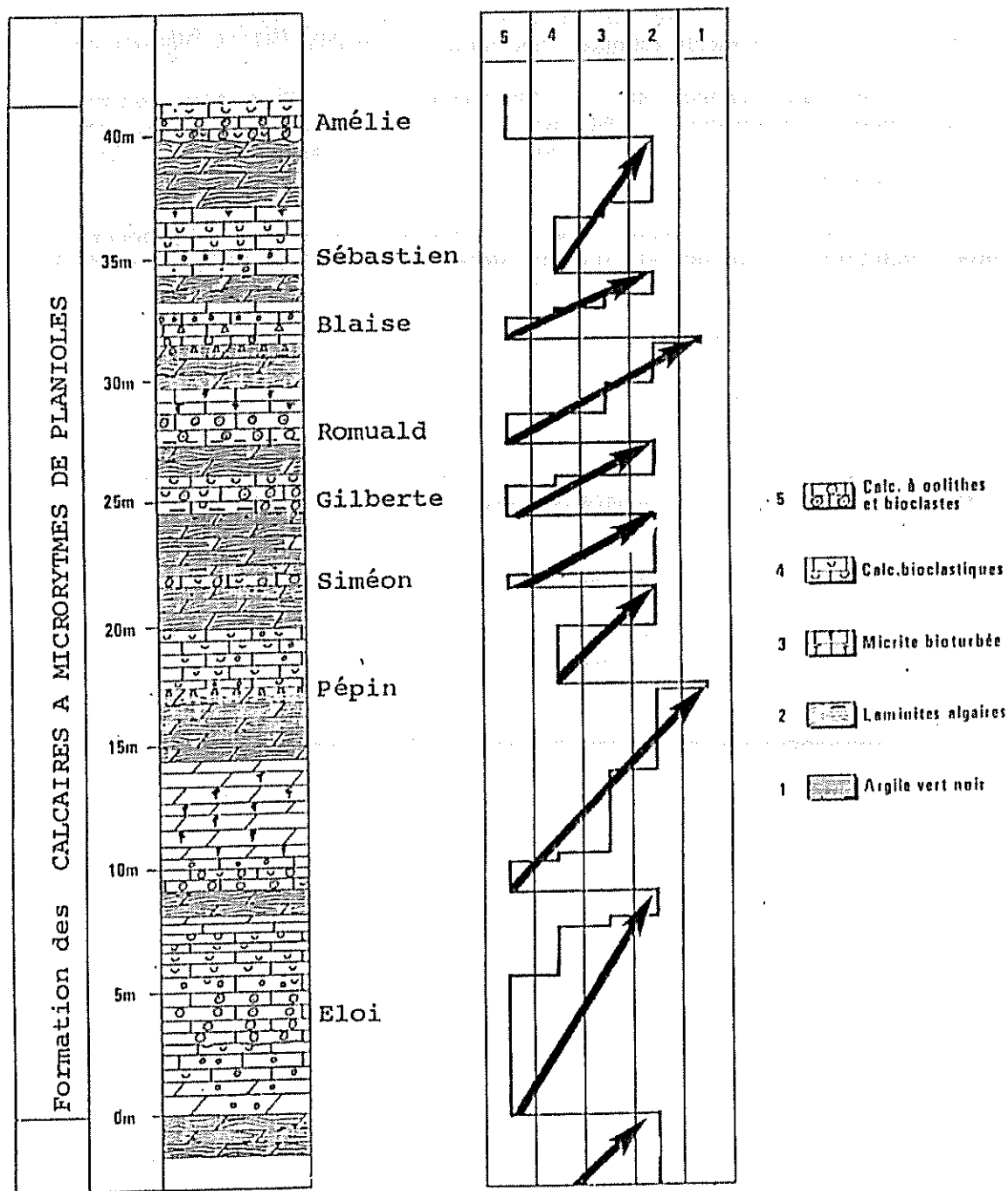
- au nord de Figeac, les "hauts-fonds" de Fèges-Combecave,
- au sud de Figeac, les "hauts-fonds" de Figeac-Bel-Air-Castelet-Moulin d'Ayres.

A notre avis, ce motif paléogéographique reste mineur puisque son évolution s'inscrit dans un domaine de plate-forme carbonatée peu profonde, avec des dénivellations probablement inférieures à une dizaine de mètres. Les séquences de type III présentent quelques variations qui opposent "haut-fond" et "zones basses", séparées par un "talus".

L'évolution paléogéographique se déroule en trois épisodes (LAUNEY et LEENHARDT, 1959).

a - Premier épisode (Sinémurien inférieur)

Il débute avec le dépôt des calcaires oolithiques du repère "Eloi".



- 5- Calcaire à oolites et bioclastes
- 4- Calcaire bioclastique
- 3- Micrite bioturbée
- 2- Laminites algaires (stromatolithes)
- 1- Argiles vertes ou noires

Fig. 49 : Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles dans la région de Figeac-Capdenac (MEGELINK-ASSENAT, 1982). Les prénoms correspondent à la nomenclature CRAM-VM.

- Dans les parties les plus profondes, les termes infralittoraux des séquences de type III se développent et les oobiosparites ceignent exactement le pied du talus.

- Le talus présente des variations de pentes et se caractérise par des brèches d'autant plus développées que sa pente est forte.

Ces brèches se localisent à l'intérieur de "volumes arqués, en plan et en coupe" de 300 à 600 m de long, de 40 à 60 m de large et de 10 à 20 m de haut, dont le grand axe s'oriente parallèlement à la direction du talus.

- Sur le plateau, à l'est de Figeac, la sédimentation demeure essentiellement micritique. Les "micrites nuageuses" (LE NINDRE et GOTTIS, 1973) plus ou moins dolomitiques, passent, en sommet de séquence, à des niveaux de brèches de dessiccation ou à des niveaux à bois de conifères.

b - Deuxième épisode (Sinémurien moyen ?)

Il correspond aux séquences Pepin, Siméon, Gilberte et Romuald (Fig. 49)

- dans les parties basses, la puissance cumulée des oolites est supérieure à 3 m. L'isopache oolithe - 3 m "ceinture les reliefs du talus".

- sur le talus, la bréchification s'atténue par rapport à l'épisode précédent mais des glissements se poursuivent quand les pentes sont les plus raides.

- la zone de plateau enregistre le dépôt de séquences de type III avec la classique alternance d'oobiosparite (réduite), lamines mécaniques planes ou à stratifications obliques, micrites marbrées, brèches de dessiccation, argiles.

c - Troisième épisode

Les trois ou quatre dernières séquences, suivant la position du hard-ground sommital, marquent une nette homogénéisation des faciès. La seule différence notable entre "zones-basses" et "hauts-fonds" réside dans la répartition des grainstones oolithiques dont la limite suit, dans ses grandes lignes, les contours de l'ancien talus.

Si la limite est du plateau sous-marin de Figeac apparaît nette, la limite ouest reste incertaine. MEGELINK-ASSENAT oppose les séries sinémuriennes du Moulin d'Ayres et de Rieu-Grauzil.

Sur la coupe du Moulin d'Ayres, les faciès médiolittoraux à stromatolithes et supralittoraux se développent. Par contre le Sinémurien de Rieu-Grauzil présente des caractères "plus profonds" avec le développement des oolites infralittorales.

3.2.3. - Signification des brèches sinémuriennes de la région de Figeac-Capdenac

La description réalisée par LAUNEY et LEENHARDT (1959) puis par MEGELINK-ASSENAT (1982) indique clairement leur origine synsédimentaire.

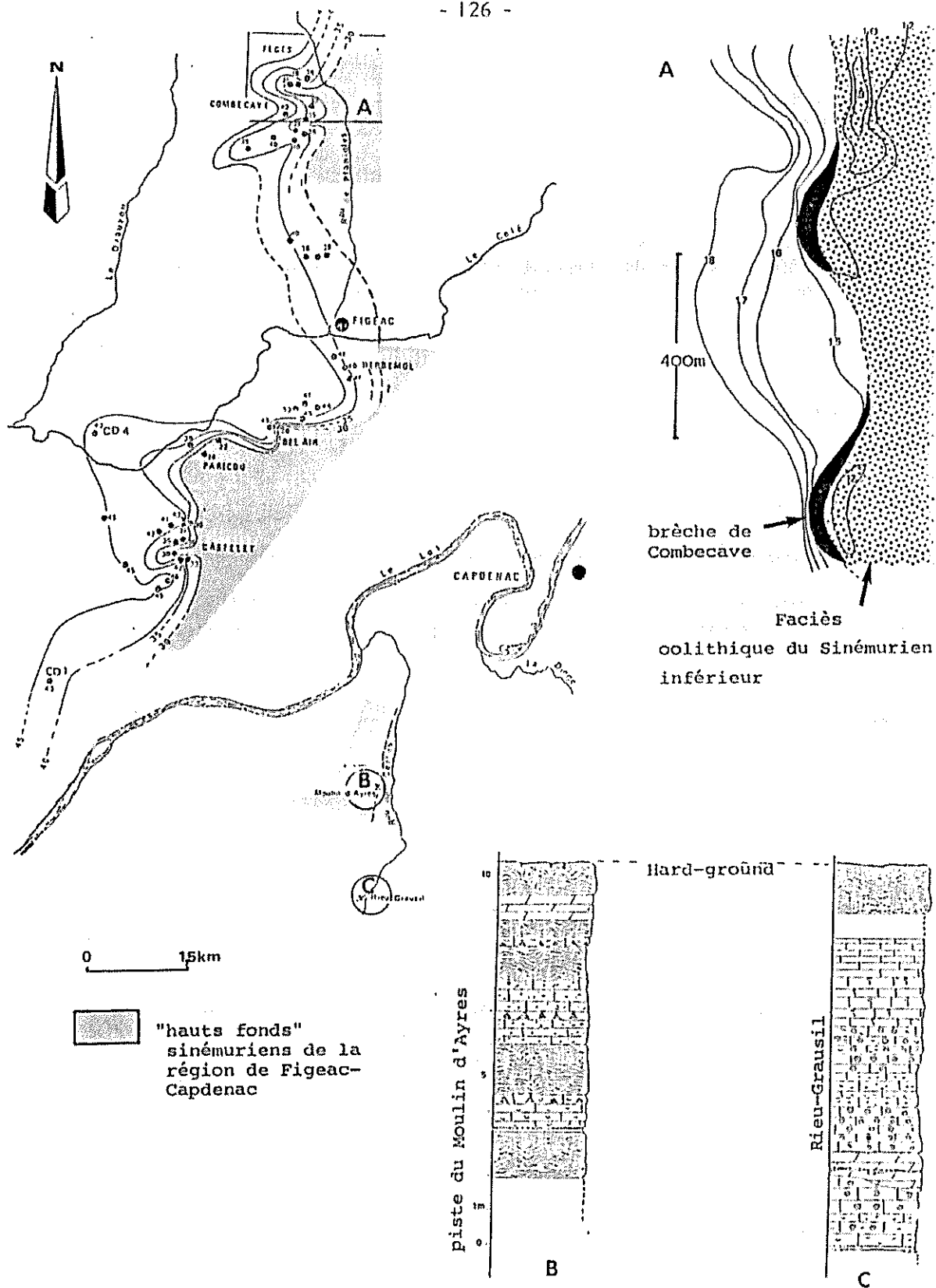


Fig. 50 : Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles : les hauts-fonds de Figeac-Capdenac.

- Pour LAUNEY et LEENHARDT, ces brèches résultent d'un glissement sur la pente du talus :

- Accumulation de sédiments sur une pente préexistante jusqu'au moment où, leur poids atteignant un seuil critique, s'amorce "un glissement d'abord insensible, puis plus brutal, à la manière des glissements de neige".

- LEFAVRAIS et LAUNEY (1963) associent les lignes de "hauts-fonds" à l'existence de failles "rappelant par leurs directions la tectonique du socle voisin".

- LAUNEY (1963) souligne les variations d'épaisseur de la série liasique : dans le sens E-W "le biseautage est plus rapide et les phénomènes corollaires de hauts-fonds sont beaucoup plus généralisés". Cet auteur admet que durant le Lias, un ensellement E-W joint deux domaines de subsidence accusée : le bassin d'Aquitaine à l'Ouest, le "golfe des Causses" à l'Est.

Les zones de "hauts-fonds" seraient conditionnées par les traits résistants du détail de l'ossature du bâti hercynien.

MEGELINK-ASSENAT (1982) envisage que les brèches soient liées à une tectonique synsédimentaire délimitant "horst" et "gouttières".

Ces brèches forment des amas de plusieurs dizaines de mètres de long et orientés N-S. Leur largeur varie de 10 à 15 m et leur hauteur n'excède pas une dizaine de mètres. Les blocs à angles vifs ne montrent aucune trace de structure tectonique (absence de stries, de traces de torsion). Ils sont enrobés soit par une dolomie fine de nature identique à celle qui les constitue, soit par une dolomie argileuse à fragments ligniteux, analogue à celle des bancs sus-jacents. Nous interprétons donc ces brèches comme des brèches synsédimentaires résultant du jeu de failles orientées N-S à N 20° E. De telles failles pourraient séparer des zones de hauts-fonds et créer des reliefs sur la plate-forme carbonatée. Leur fonctionnement au Sinémurien implique des mouvements distensifs WNW-ESE.

3.2.4. - Evolution latérale de la formation

La formation des Calcaires à microrhythmes s'épaissit progressivement :

- vers l'Ouest, en direction de Saint-Martin-Labouval,
- vers le Sud, en direction de Saint-Igest et de Villefranche-de-Rouergue.

a - A Saint-Martin-Labouval, l'épaisseur du Sinémurien atteint 60 à 65 m, en prenant pour base la première barre oolithique (- 186,5 m) et comme sommet la limite du Carixien. Les données de sondage ne nous permettent pas de différencier le Lotharingien du Sinémurien. L'épaisseur du Sinémurien indique ici une zone de forte subsidence, exactement comme au Trias supérieur et surtout à l'Hettangien (zone à anhydrite).

b - A Saint-Igest, dans les sondages 1 et 3, les calcaires sinémuriens organisés en séquences de type III atteignent 45 à 48,5 m d'épaisseur. Le sondage S2 présente une série plus réduite avec seulement 33 m de Calcaires à microrhythmes. La puissance accordée ici aux dépôts hettangiens dépasse

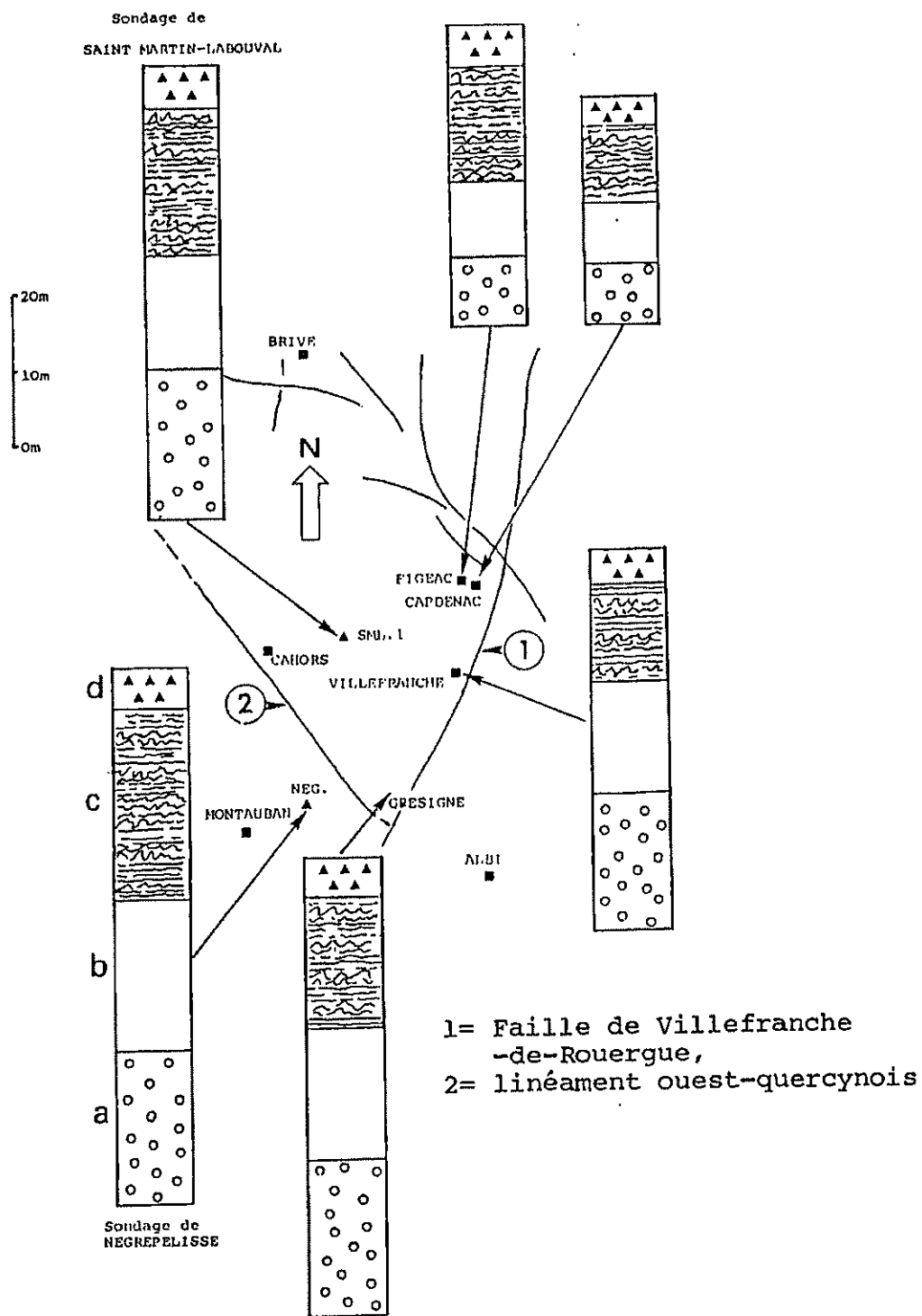


Fig. 51 : Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles : L'épaisseur de la formation est schématisée par la hauteur d'une séquence de type III (avec : a : grainstone oolithique, b : mudstone à lamines mécaniques, c : stromatolithes et d : brèche de dessiccation).

124 m. Il est fort possible que la base du Sinémurien se situe dans les alternances calcaires-dolomies, attribuées au sommet de l'Hettangien.

c - Dans la région de Villefranche-de-Rouergue, la puissance des "Calcaires à microrhythmes" atteint 45 à 50 m.

Dans les affleurements de Toulonjac et la carrière de Souzils-carrière du Moulin-de-Papier, REY, PEYBERNES et FAURE (1981) ont mis en évidence les séquences de type III et défini leur environnement.

d - Enfin, au sud-ouest de la région étudiée, les sondages de Nègrepeisse révèlent un Sinémurien épais (70 m).

3.3. - Synthèse

3.3.1. - Paléogéographie

La formation des Calcaires à microrhythmes marque une homogénéisation du bassin par rapport à ce qui existait à l'Hettangien. La plate-forme quercynoise semble donc présenter une certaine homogénéité paléogéographique. Il s'agit d'une vaste plate-forme carbonatée aux eaux peu profondes, souvent à la limite de l'émersion et parcourue par des chenaux oolithiques. Dans de telles conditions, des dénivellations de peu d'importance (que nous estimons à quelques mètres) suffisent pour créer des "hauts fonds" et des dépressions. Les termes de talus, de plateau ou de bassin, perdent ici tout leur sens.

Les lignes de "hauts fonds" sont orientées Nord-Sud et leur genèse paraît liée au jeu de failles synsédimentaires de même direction.

Sur ces vastes étendues, le développement des cordons littoraux, des tapis stromatolithiques et des lagunes, constituent les grands traits dominants d'un paysage pratiquement plat.

3.3.2. - Contexte climatique

Les conditions climatiques ne changent pas fondamentalement par rapport à l'Hettangien, mais le développement des Ptéridophytes et une nette diminution des Cheirolépidiacées indiquent une légère humidification (BOUTET, 1982). Le climat reste donc tropical et chaud mais perd le caractère aride qui était nécessaire à la réalisation des sebkhas.

BOUTET propose l'image de zones côtières peuplées de Cheirolepidiacées et de Ptérydophytes, tandis que les Coniférales couvraient les zones relativement plus élevées de l'arrière pays (socle du Rouergue et du Limousin ?).

3.3.3. - Organisation séquentielle

L'organisation séquentielle prolonge celle des Dolomies litées mais l'absence de phénomènes secondaires, tels la dissolution ou la cagneulisation des niveaux à anhydrite et la faible ampleur de la dolomitisation, favorisent l'observation.

L'évolution des séquences de type III se marque par :

- le développement des termes infralittoraux en base de séquence,
- la disparition presque totale des évaporites en sommet de séquence.

L'ensemble Dolomies-litées - Calcaires à microrhythmes apparaît donc, sur le plan séquentiel, comme une seule et même unité formée de séquences tidales de comblement d'échelle métrique, mais la dérive générale reste transgressive.

Chaque séquence résulte de l'enchaînement de trois phases : brusque augmentation d'épaisseur de la tranche d'eau - progradation - colmatage. La répétition de ce motif suggère une subsidence saccadée vraisemblablement liée à des réajustements épirogéniques.

3.3.4. - Contexte tectonique

Les dépôts sinémuriens apparaissent plus épais en Grésigne (55 à 60 m) et dans la région de Saint-Martin-Labouval. Ils se réduisent dans les secteurs de Figeac (40 à 45 m) et de Capdenac (30 m).

Le bassin quercynois a grossièrement une forme losangique (Fig. 51); les deux zones subsidentes occupent les pointes NW et SE de ce losange tandis qu'une zone haute se situe à la pointe NE. Pour expliquer un tel dispositif nous proposons un jeu dextre distensif de la faille de Villefranche-de-Rouergue et un jeu senestre distensif du linéament ouest-quercynois. Cette disposition suppose une extension E-W.

4. - LA FORMATION DES CALCAIRES OOLITHIQUES DE CAVAGNAC

MEGELINK-ASSENAT (1982) désigne sous l'appellation "horizon de Cavagnac" un ensemble de 2 à 5 m. de calcaires bioclastiques roux reposant sur le hard-ground qui tronque la formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles. Nous avons gardé cette appellation en la modifiant. Nous proposons donc de baptiser formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac la série de calcaires bioclastiques roux, gréseux, oolithiques à leur sommet, comprise entre deux discontinuités régionales :

- à la base celle qui interrompt la formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles,
- au sommet le hard-ground lotharingien qui clôture le Lias inférieur calcaire.

Nous étudierons d'abord, pour caractériser la formation, les coupes de la région grésignole. Nous examinerons ensuite les sondages du secteur de Figeac Bel-Air et les coupes de la région de Figeac-Capdenac. Nous tenterons enfin une approche paléogéographique du bassin quercynois en évoquant le problème de la "crise lotharingienne".

4.1. - Région de la Grésigne

4.1.1. - Situation des coupes

Les Calcaires oolithiques de Cavagnac se développent de la vallée de la Vère (au S W) où ils ont à peine 0,80 m d'épaisseur, à la région d'Aussevaysse (au NE) où leur puissance atteint 7 à 8 m.

Nous décrivons les coupes suivantes :

- a - coupe de Brian-de-Vère et des Mairières (cf. Fig. 40 A)
- b - coupe de Vaour-Laussière : Carte IGN au 1/25.000e Najac 5-6 en x = 405,22, et y = 4884,22 (Fig. 61 B)
- c - coupe de Milhars (cf. Fig. 40 A)
- d - coupe d'Aussevaysse,
- e - coupe de la carrière de la commune de Campagnac, (Fig. 40 A)

4.1.2. - Coupe de Brian-de-Vère (Fig. 52)

Nous observons de la base au sommet :

- a - le hard-ground qui interrompt la formation des Calcaires à microrythmes de Planioles,
- b - 0,80 m de biopelmicrites wackestone-packstone à bioclastes d'échinodermes dominants, de lamellibranches, spicules d'éponges(rares) et intraclastes.

Les Foraminifères sont représentés par des sections de *Glomospira* sp. et de *Verneuilinoides mauritii* TERQUEM.

- c - un hard-ground ferrugineux.

4.1.3. - Coupe des Mairières

La coupe des Mairières présente une formation des Calcaires de Cavagnac plus réduite encore, avec de bas en haut :

- a - Calcaires à microrythmes,
 - b - hard-ground,
 - c - 0,55 m de biomicrites packstone à lithoclastes micritiques sombres.
- Le cortège de bioclastes reste le même. Les Lagénidés sont nombreux avec surtout *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*. Les *Verneuilinoides mauritii* sont représentés par de grosses formes.
- d - hard-ground.

4.1.4. - Coupe de Vaour-Laussière (Fig. 52)

Cette coupe se situe à 1,325 km au SE de Saint-Michel-de-Vax, sur la crête ouest qui domine la vallée encaissée du ruisseau de Laussière. Elle offre, de bas en haut, la succession suivante :

- a - hard-ground au toit des Calcaires à microrythmes,
- b - 1,25 à 1,30 m de calcaires clairs,
- c - 3 m de calcaires roux packstone - grainstone à stratifications obliques ou entrecroisées, avec d'abondants *Entolium* sp.

d - un hard-ground sommital particulièrement net, coiffé par le premier banc de biomicrites carixiennes.

De la base au sommet, au dessus du hard-ground inférieur, l'enchaînement des microfaciès se lit ainsi:  PL 5

- niveau 1 : biomicrites mudstone à petits Nodosariidés.
- niveau 2-3 : biopelmicrites packstone, faiblement sableuses, bioturbées, à lithoclastes abondants, bioclastes d'échinodermes (dominant), lamelli-branches, ostracodes, nodosariidés.

Les terriers montrent un remplissage mudstone.

Les lithoclastes d'oobiomicrite conservent des formes anguleuses à subanguleuses. Leurs oolithes sont de type α , avec un nucleus développé et des laminations corticales bien visibles.

Les grains de quartz, très hétérométriques, ont généralement des formes anguleuses ou subanguleuses.

Verneuilinoides mauritii, bien développé, s'associe toujours à **Glomospira sp** et à des Nodosariidés.  PL 6, 2 à 5

- niveau 4 : biomicrite packstone - grainstone à très abondants lithoclastes micritiques.

Ce niveau diffère du précédent par l'augmentation du nombre de **Verneuilinidae** et des Nodosariidés.

- niveau 5 : biosparite grainstone à gravelles lithoclastes, bioclastes et rares oolithes.

- niveau 6 : oobiosparite grainstone à gravelle et lithoclastes polygè- niques, riche en quartz anguleux ou subanguleux de grande taille, à bioclastes usés, visiblement remaniés, à lithoclastes de biomicrite ou d'oobiomicrite et sans Foraminifères.

- niveau 7 : oobiomicrite à plages d'oobiosparite grainstone, à lithoclastes arrondis, bioclastes plus rares et ovalisés.

Les oolithes micritisées à lamination corticale peu développée et gros nucleus ont parfois, comme nucleus, un fragment d'oolithe.

Les quartz anguleux restent de grande taille. Les remplissages micritiques soulignent un fouissage abondant.

- niveau 8 : oobiomicrite grainstone sableuse à quartz anguleux et à ciment pratiquement inexistant.  8, 6

La "charge détritique" atteint 32 - 33 % du poids des échantillons calcaires avec des quartz dont le diamètre varie de 63 micromètres à plus de 2 mm (Fig. 53)

- niveau 9 : la surface du hard-ground supérieur apparaît tapissée de pustules centimétriques de sparite. Sous chaque pustule une plage circu-

laire de sparite tranche sur le fond micritique.  PL 6,1

Il pourrait s'agir de micro-terriers ouverts d'annélides dans un sédiment en voie d'induration. Chaque pustule représentant un orifice marqué par un turricule. J. REY (Toulouse) a observé un dispositif actuel semblable, à marée basse, dans le bassin d'Arcachon (comm. orale).

Ce niveau 9, avec un retour des biomicrites packstone-grainstone et la disparition des oolithes, marque une brusque chute de l'énergie des eaux.

4.1.5. - Coupe de Milhars (Fig. 52) PL 7

De la base au sommet, la succession est la suivante:

a - au dessus d'un hard ground ferrugineux taraudé et criblé de terriers décimétriques, avec une thanatocénose à Bélemnites, *Entolium*, *Chlamys*, Crinoïdes:

- niveau 1 : 6 cm de marnes gréseuses jaunâtres à nodules de calcaires gréseux, bioclastes de crinoïdes, gastéropodes, dents de poissons, spicules d'holothuries, rotules et radioles d'échinides, osselets d'ophiures... La microfaune de Lagénidés, abondante, livre :

Dentalina arbuscula TERQUEM,
D. clavata TERQUEM,
D. multicostata TERQUEM,
D. paucicosta TERQUEM,
Lenticulina pl. sp. mg *Lenticulina*,
L. sp. mg. Astaculus,
L. sp. mg. Marginulinopsis,
L. inaequistriata (TERQUEM) mg. *Planularia*,
L. ornata (TERQUEM) mg. *Planularia*,
Lingulina gr. *tenera*-pupa,
Marginulina burgundiae TERQUEM,
associés à *Spirillina* sp.

Une telle microfaune, à net cachet lotharingien, avec déjà des influences carixiennes, pourrait faire attribuer l'extrême base des Calcaires oolithiques de Cavagnac au Lotharingien supérieur.

b - (niveaux 2 à 4) : 1 m de calcaires roux, en bancs décimétriques, se terminant par un horizon régulier de chailles:

- niveau 2 : biopelmicrites wackestone à spicules de démosponges, bioclastes d'échinodermes (dominants), d'ostracodes (abondants). *Nodosariidés* de petite taille associés à *Glomospira* sp. et *Spirillina* sp.

- niveau 3 : biopelmicrites wackestone-packstone à pellets de plus grande taille, intraclastes micritiques, spicules, bioclastes mal triés d'échinodermes, brachiopodes, lamellibranches, lagénidés. Abondants *Verneuilinoides mauritii* associés à *Glomospira* sp. et à des *Nodosariidés*.

Une importante bioturbation est soulignée par des terriers à remplissage micritique.

- niveau 4 (à chailles) : biopelmicrites packstone se différenciant des précédentes par :

- . de rares oolithes micritisées à gros nucleus,
- . 2 à 3 % de quartz anguleux et hétérométriques,
- . le développement des *Verneuilinidae*, *Glomospira* et Lagénidés

e - niveaux 5 à 12 : 6 m de calcaires roux à stratifications obliques, avec *Entolium* sp.

- niveau 5 - 6 : biosparites grainstone à ciment très réduit à lithoclastes et gravelles micritiques, bioclastes remaniés d'échinodermes, lamelli-branches, brachiopodes, bryozoaires et très rares débris de dasycladales. Présence d'oolithes éparses et de quartz de grande taille. Foraminifères très rares.

- niveau 7 et sq.: oobiosparites grainstone sableuse, à gravelles micritiques et bioclastes ovalisés plus rares.

Oolithes de type α avec nucleus développé et cortex dont la lamination concentrique est oblitérée par la micritisation.

Certaines oolithes présentent des perforations algaires.

La charge détritique du grainstone oolithique représente 18 % avec des quartz dont la taille varie de 63 micromètres à plus de 2 mm (Fig 53)

4.1.6. - Coupe d'Aussevaysse (Fig. 52)

La coupe d'Aussevaysse, la plus épaisse, montre la succession de séquences élémentaires comparables à celle que nous venons de décrire :

- a - hard-ground au sommet des calcaires à microrhythmes,
- b - biopelmicrites packstone à spicules et bioclastes avec horizons de chailles,
- c - biomicrites grainstone à lithoclastes, gravelles et bioclastes,
- d - oobiomicrite à oobiosparite grainstone à *Palaeodasycladus barrabei* LEBOUCHE et LEMOINE, *PL8, 4-5*
- e - hard-ground.

4.1.7. - Coupe de la carrière de la commune de Campagnac (Fig. 45)

- hard-ground au sommet des "Calaires à microrhythmes",
- niveau 1 : biomicrite grainstone sableuses à lithoclastes micritiques, bioclastes d'échinodermes (dominants), lamelli-branches, brachiopodes, lithoclastes micritiques et oolithes α éparses.
- niveau 2 : oobiomicrites grainstone sableuses, à gravelles, lithoclastes d'oobiomicrite et bioclastes d'échinodermes dominants (radioles). *PL8, 13*

De la base jusqu'à 5 cm de la surface supérieure du banc, la taille et le nombre des grains de quartz augmentent. Puis, les cinq derniers centimètres de biopelmicrites packstone marquent le retour à des milieux plus calmes.

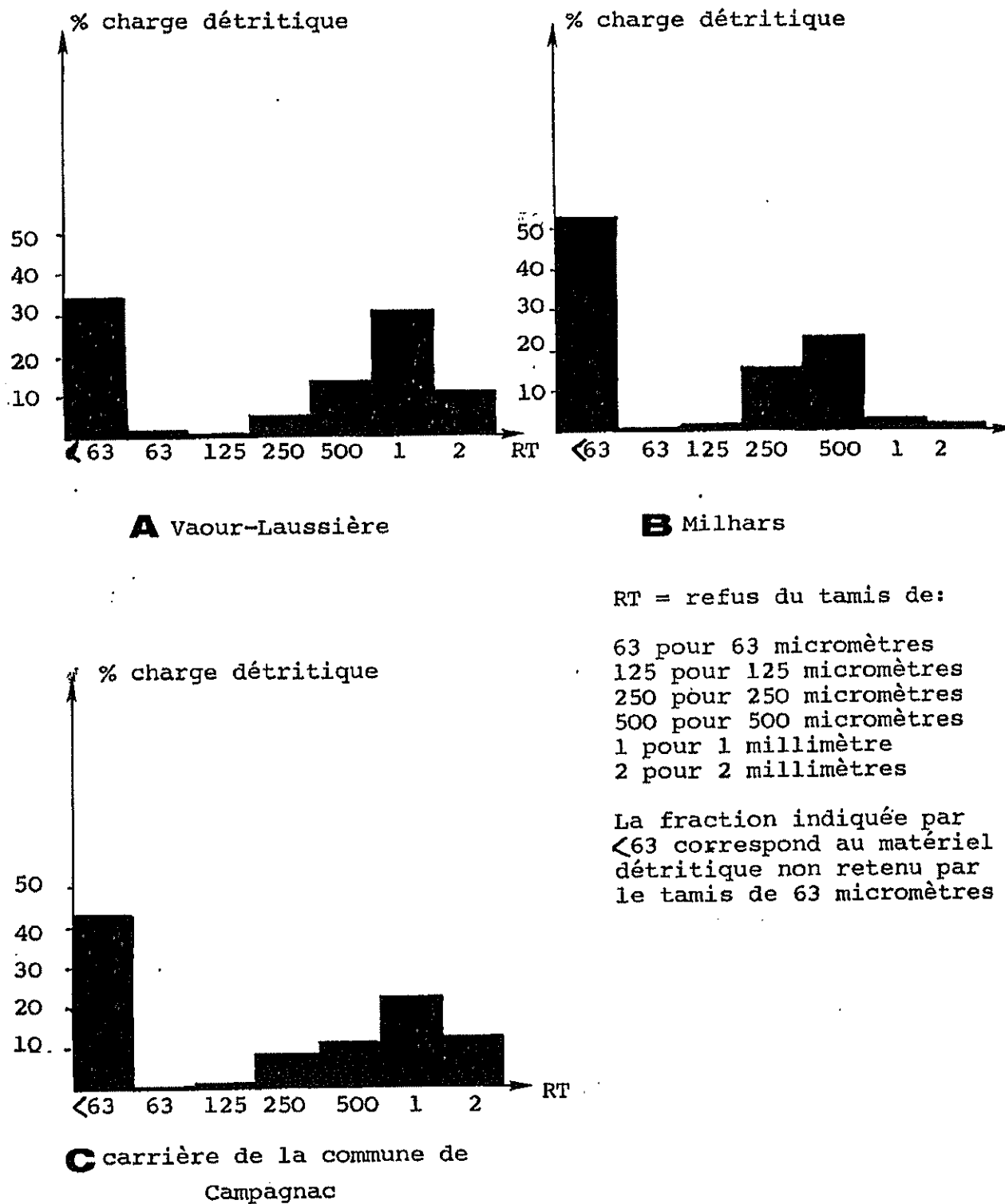


Fig. 53 : Formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac : histogrammes (répartition de la charge détritique).

La charge détritique des grainstones varie de 32 à 33 % (Fig. 53)

4.1.8. - Conclusions

a - Limites de la formation

La formation des calcaires oolithiques de Cavagnac s'inscrit entre deux discontinuités à valeur régionale :

- A la base, la rupture de sédimentation qui interrompt la formation des Calcaires à microrhythmes,
- Au sommet, le hard-ground ferrugineux qui interrompt les grainstones oolithiques.

b - Age de la formation

En se basant sur :

- la découverte d'une association de Nodosariidés à la base des Calcaires oolithiques de Cavagnac (Milhars),
- la présence d'ammonites du Carixien inférieur immédiatement au dessus du hard-ground sommital (Milhars, Vaour),

il nous apparaît logique d'attribuer la totalité de cette formation au Lotharingien supérieur (CUBAYNES, BOUTET, DELFAUD et FAURE, 1984).

c - La séquence-type

La séquence idéale des microfaciès, au Lotharingien, s'établit donc ainsi :

- rupture de sédimentation,
- oobiosparite grainstone à lithoclastes et bioclastes,
- biomicrite packstone à lithoclastes, gravelles, bioclastes et Foraminifères de grande taille,
- biopelmicrites à spicules et chailles,
- rupture de sédimentation.

La sédimentation lotharingienne montre, comme au Sinémurien, la répétition de séquences élémentaires de faciès, mais elle se déroule à une profondeur plus importante : les termes les plus régressifs (oobiosparites) des séquences lotharingiennes correspondent aux termes les plus transgressifs des séquences sinémuriennes de type III.

Des séquences tout à fait comparables sont décrites par MICHARD et COUMOU dans le Lotharingien des Grands Causses (1978).

d - Les milieux de dépôt.

La séquence-type parcourt l'étage infralittoral. A des faciès franchement marins, d'agitation modérée, succèdent des faciès plus littoraux de forte agitation.

La distribution des sédiments lotharingiens rappelle celle décrite par LOREAU et PURSER (1973), puis par PURSER (1983), sur les côtes du Golfe persique.

L'évolution du grainstone oolithique ressemble à celle des faciès oolithiques d'un éventail de marée avec la succession :

- a - de faciès à gravelles, bioclastes et oolithes, typiques de la partie externe de l'éventail,
- b - de sables oolithiques de sa périphérie (- 2 m),
- c - de sables grossiers purement oolithiques caractéristiques de sa partie axiale.

Le grainstone oolithique des sommets de séquences suggère donc l'image de "deltas oolithiques" comme ceux qu'a décrits PURSER (1983) sur les côtes d'Abu Dhabi.

La présence de quartz - jusqu'à 33 % - , d'oolithes usées, remaniées, souligne l'érosion brutale de territoires plus orientaux, portés rapidement en hauteur par rapport au domaine marin.

Au sommet, dans les derniers centimètres, la disparition presque complète des grains de quartz et des oolithes, l'envasement brusque du faciès, marquent l'amortissement de la subsidence.

Les vases à bioclastes et à oolithes éparses permettent encore le développement de Foraminifères de grande taille : Lagénidés et *Verneuilinidae*, probablement inféodés à des niches écologiques plus abritées ou à des sédiments momentanément fixés par des Phanérogames marines. Les sables oolithiques, sans cesse remis en mouvement dans la zone de traction maximale des vagues (0 - 20 m), forment des déserts biologiques.

4.2. - Région de Figeac-Capdenac

La formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac, couronnée par un hard-ground ferrugineux très net, est formée ici de 2 à 5 m de calcaires bioclastiques gréseux, à stratifications obliques ou entrecroisées.

L'étude des données de sondage permet d'établir la coupe type suivante, de bas en haut :

- a - hard-ground au sommet des Calcaires à microrhythmes,
- b - marnes (10 cm en moyenne),
- c - biopelmicrites à *Verneuilinidae*,
- d - hard-ground sommital.

4.2.1. - Limites de la formation

- a - Base de la formation

Le hard-ground qui interrompt les Calcaires à microrhythmes de Planioles apparaît nettement dans la quasi-totalité des sondages du secteur Figeac-Bel-Air.

b - Sommet de la formation

Au toit des Calcaires oolithiques de Cavagnac, la rupture de sédimentation est souvent plus difficile à percevoir dans ces mêmes sondages.

MEGELINK-ASSENAT (1982) considère que la présence de cette discontinuité est liée à l'épaisseur du banc calcaire : la "surface ferrugineuse, encroûtée et perforée, couronne les calcaires gréseux toutes les fois que leur épaisseur est faible. Ce hard-ground est absent, ou seulement marqué par un mince interlit marneux ferruginisé lorsque l'épaisseur augmente". Nous avons examiné la totalité des sondages du secteur Figeac-Bel-Air et nous avons retrouvé le hard-ground tout aussi bien dans les sondages BA 12, 14, 15 et 16 où l'épaisseur des Calcaires oolithiques de Cavagnac varie de 3,20 à 3,60 m que dans les forages BA 26 et BA 32 où elle dépasse 4,35 à 4,50 m.

Comme dans la région grésignole, la formation des calcaires de Cavagnac s'inscrit donc entre deux discontinuités régionales.

4.2.2. - Age de la formation

a - Sondages BA 35 et BA 37, une lumachelle à *Cuersithyris gr. davidsoni* (HAIME), brachiopode du Carixien inférieur (ALMERAS et MOULAN, 1982), apparaît à quelques centimètres au-dessus du hard-ground sommital,

b - Sondage BA 30 : la lumachelle à *C. gr. davidsoni* (HAIME) semble incorporée au Calcaire de Cavagnac.

c - Sondage de Théminette 3 : LE CALVEZ (1963) signale, au-dessus du hard-ground sommital, une microfaune à :

Dentalina terquemi D'ORBIGNY,
Ichtyolaria baueri (BURBACH),
I. intumescens (BORNEMANN),
I. sulcata (BORNEMANN),
Planularia ornata (TERQUEM),
Marginulinopsis quadricostata (TERQUEM),
M. radiata (TERQUEM),
Marginulina prima d'ORBIGNY.

associés à *Verneuilinoides mauritii* (TERQUEM) et *Involutina aspera* TERQUEM.

Pour LE CALVEZ, une telle microfaune indiquerait un âge Lotharingien. La présence de *D. terquemi* et d'*I. intumescens* suggère plutôt un âge Carixien (RUGET, 1983).

a - Coupe de Camboulit : DEPECHE (1967) indique, au-dessus du hard-ground sommital, une association avec

Dentalina communis (D'ORBIGNY),
Ichtyolaria sulcata (BORNEMANN),
Lenticulina sp. pl. sp.,
L. munsteri PAYARD,
Lingulina pupa (TERQUEM),
Lingulina tenera BORNEMANN.

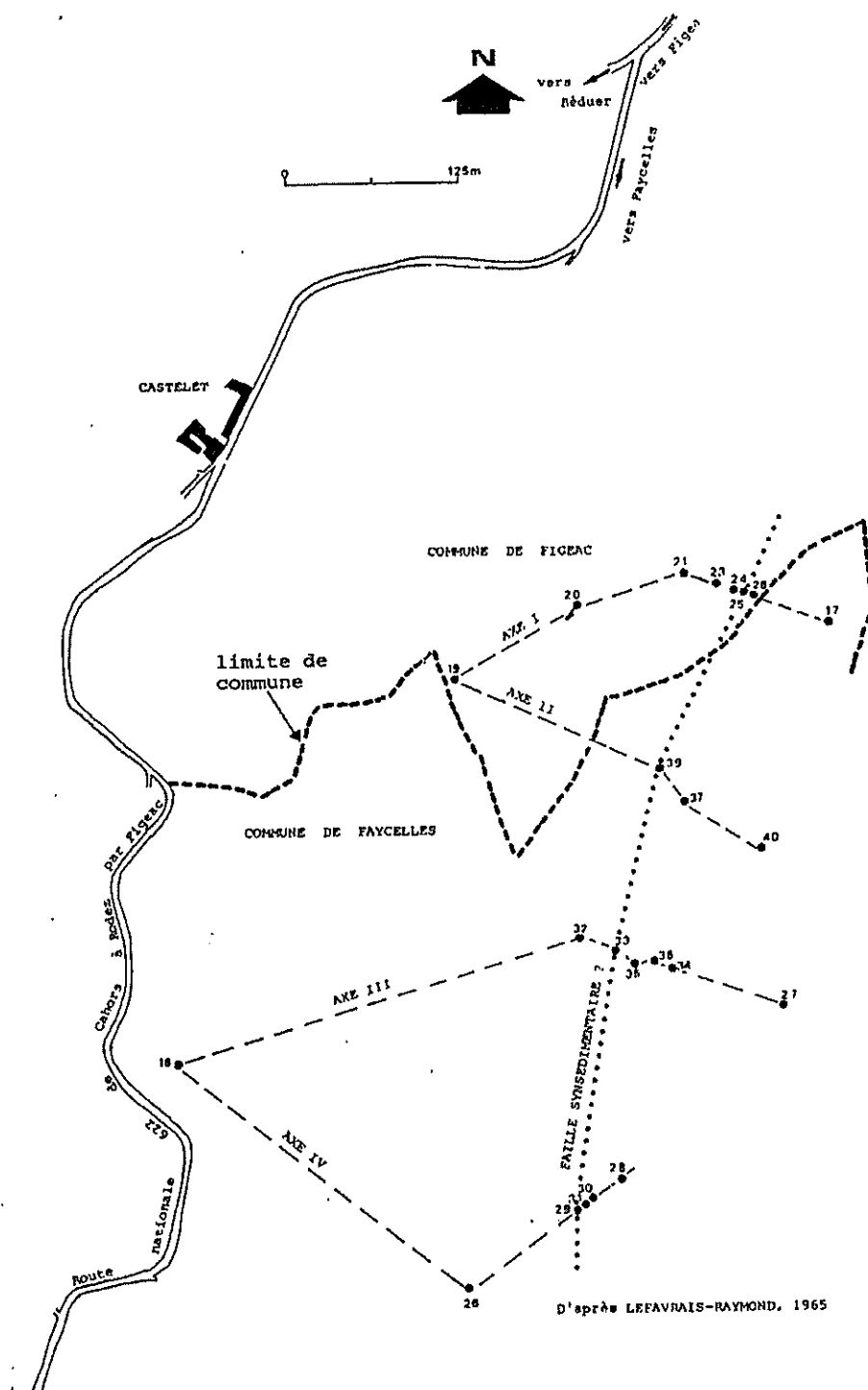


Fig. 54 : Formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac : situation des sondages du secteur Figeac-Bel-Air décrits dans la figure 55.

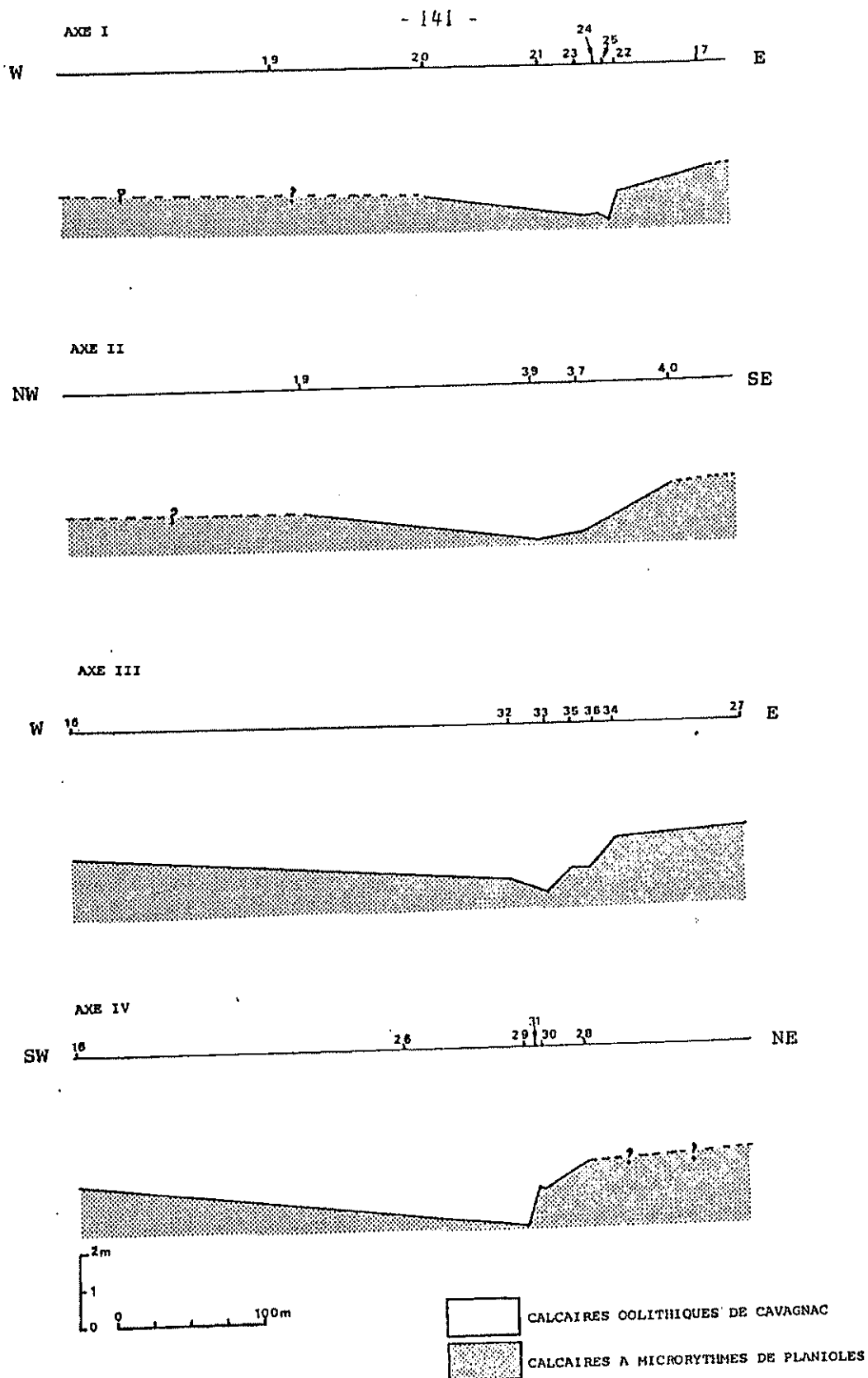


Fig. 55 : Formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac : dans les sondages du secteur de Figeac-Bel-Air (évolution WNW-ESE).

accompagnés de : *Involutina* sp., *Verneuilinoides mauritii* et d'Ostracodes : *Bairdia* sp., *Cytherelloidea* sp., *Procytheridea* sp., *Ogmoconcha amalthei* QUENSTEDT et *Pseudoheldia etaulensis* (APOSTOLESKU).

Une telle microfaune, avec *L. pupa* et *P. etaulensis*, suggère un âge carixien (RUGET, 1983 ; DONZE, 1985).

e - Dans la coupe du Moulin-de-Redondet (fig. 86), LEFAVRAIS-RAYMOND (1950) signale, reposant sur le hard-ground sommital, des ammonites lotharingiennes : *Oxynoticeras* et *Paltechioceras*. Ces ammonites lotharingiennes, visiblement peu remaniées, sont associées à des ammonites carixiennes (cf.

Il semble donc logique d'attribuer, comme en Grésigne, la totalité des Calcaires de Cavagnac au Lotharingien.

4.2.3. - Le microfaciès PL9

Le microfaciès dominant est une biopelmicrite wackstone à packstone, à bioclastes ovalisés d'échinodermes, lamellibranches, brachiopodes et à spicules de spongiaires.

De rares Lagénidés voisinent avec des *Verneulinidae* de petite taille mais relativement abondants. La taille des pellets varie de 0,1 à 0,3 mm de diamètre.

La charge détritique ne dépasse pas 7 à 10 % en grains de quartz hétérométriques (0,1 à 0,5 mm de diamètre) subarrondis.

Illite, kaolinite (rare) et chlorite (10 - 15 %) forment le cortège de minéraux argileux.

Le microfaciès homogène, rappelle les bases des séquences lotharingiennes de Grésigne et nous n'avons retrouvé nulle part ici des grainstones oolithiques en sommet de séquence.

4.2.4. - Les hauts-fonds lotharingiens de Figeac - Bel-Air

a - Evolution WNW-ESE (Fig. 54 et 55)

Les profils orientés grossièrement WNW-ESE permettent de mieux cerner la paléogéographie des dépôts du Lotharingien supérieur :

- d'une manière générale, la formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac s'épaissit du Nord au Sud ;
- un axe de subsidence maximale, orienté Nord-Sud, passe par les sondages :

BA 25 - 4,30 m,
BA 39 - 4,40 m,
BA 33 - 4,70 m,
BA 29 - 5 m,

Vers l'Ouest, l'épaisseur des calcaires n'excède guère 3,50 à 3,60 m, vers l'Est 3 m à 3,35 m.

Les microfaciès soulignent cette disposition :

- sur la bordure ouest, des biopelsparites (BA 19) ou biopelmicrites (BA 16) à bioclastes d'échinodermes (radioles), à Lagénidés, *Glomospira* sp. et Verneuilinidae .

- sur la bordure est, des oobiopelmicrites (BA 17) sableuses à bioclastes.

- dans l'axe de subsidence maximale, des biopelmicrites (BA 20, BA 32) ou biopelmicrosparites grainstone (BA 23, BA 28), à lithoclastes micritiques, oolithes éparses, gros grains de quartz (surtout au sommet) et bioclastes mal triés.

b - Evolution SW-NE (Fig. 56 et 57)

Deux autres coupes :

- une coupe SW - NE en allant du sondage BA 16 au sondage BA 1,
- une coupe incluant le sondage BA 12,

révèlent une très rapide et très brusque variation d'épaisseur des sédiments lotharingiens qui passent de 0,25 m (BA 11) à 3,60 m (BA 12) en une cinquantaine de mètres. Vers le NE, la puissance des Calcaires de Cavagnac varie de 0,25 m (BA 11) à 2,80 m (BA 14-15) en plus de 400 m.

c - Conclusions

LEFAVRAIS-RAYMOND et LAUNEY (1962) ont mis en évidence une ligne de hauts-fonds sinémuriens, d'orientation Nord-Sud, entre les régions de Cambrat et de Figeac-Bel-Air mais ces auteurs ne différenciaient pas les calcaires lotharingiens des calcaires sinémuriens sous-jacents (LEFAVRAIS-RAYMOND et LAFABRIE, 1980).

Il semble que le plateau sous-marin du Sinémurien (page 127), mis en évidence par les travaux de LAUNEY et LEENHARDT (1959), existe encore au Lotharingien.

Il serait limité par une faille synsédimentaire NNE-SSW, responsable d'un axe de plus grande subsidence et de la persistance de hauts-fonds à la bordure est.

4.3. - Région de Capdenac

4.3.1. - Situation de la coupe (Fig. 107 B1)

Carte IGN au 1/50.000e Figeac en x = 426,15 et y = 4936,5. La coupe s'observe le long de la route nationale N 594.

4.3.2. - Description de la coupe (Fig. 58)

De bas en haut nous avons observé :

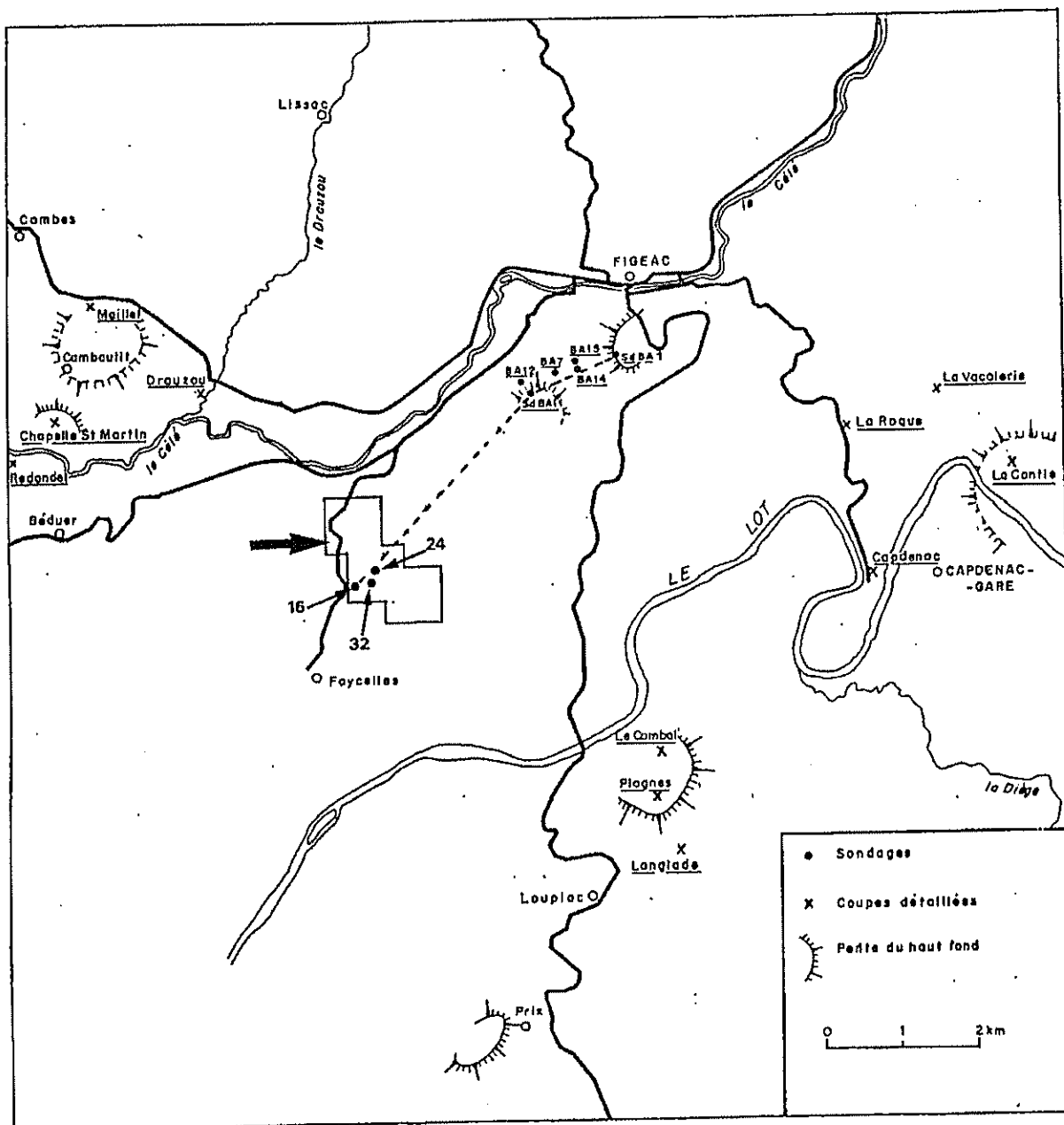
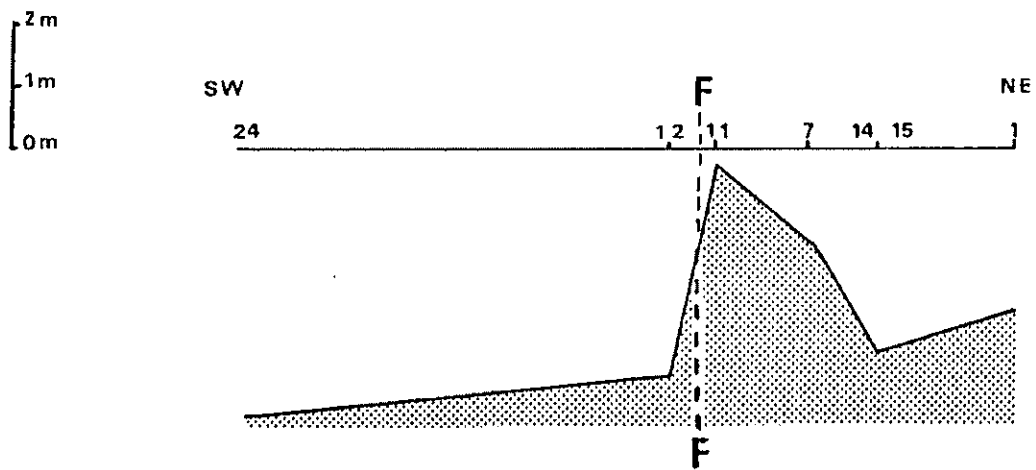
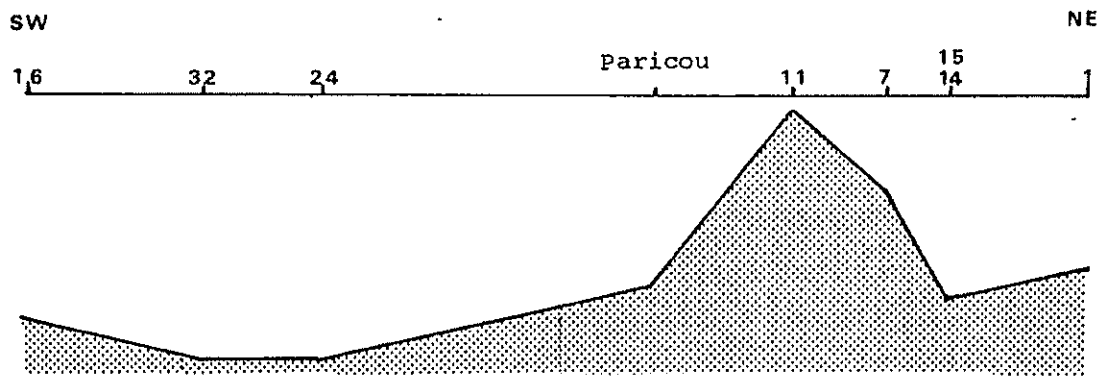


Fig. 56 : Formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac : situation des sondages du secteur Figeac-Bel-Air décrits dans la figure 57 et situation des hauts-fonds.



Calcaires oolithiques de Cavagnac



Calcaires à microrhythmes de Planioles

Fig. 57 : Formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac : mise en évidence d'un haut-fond sinémurien.

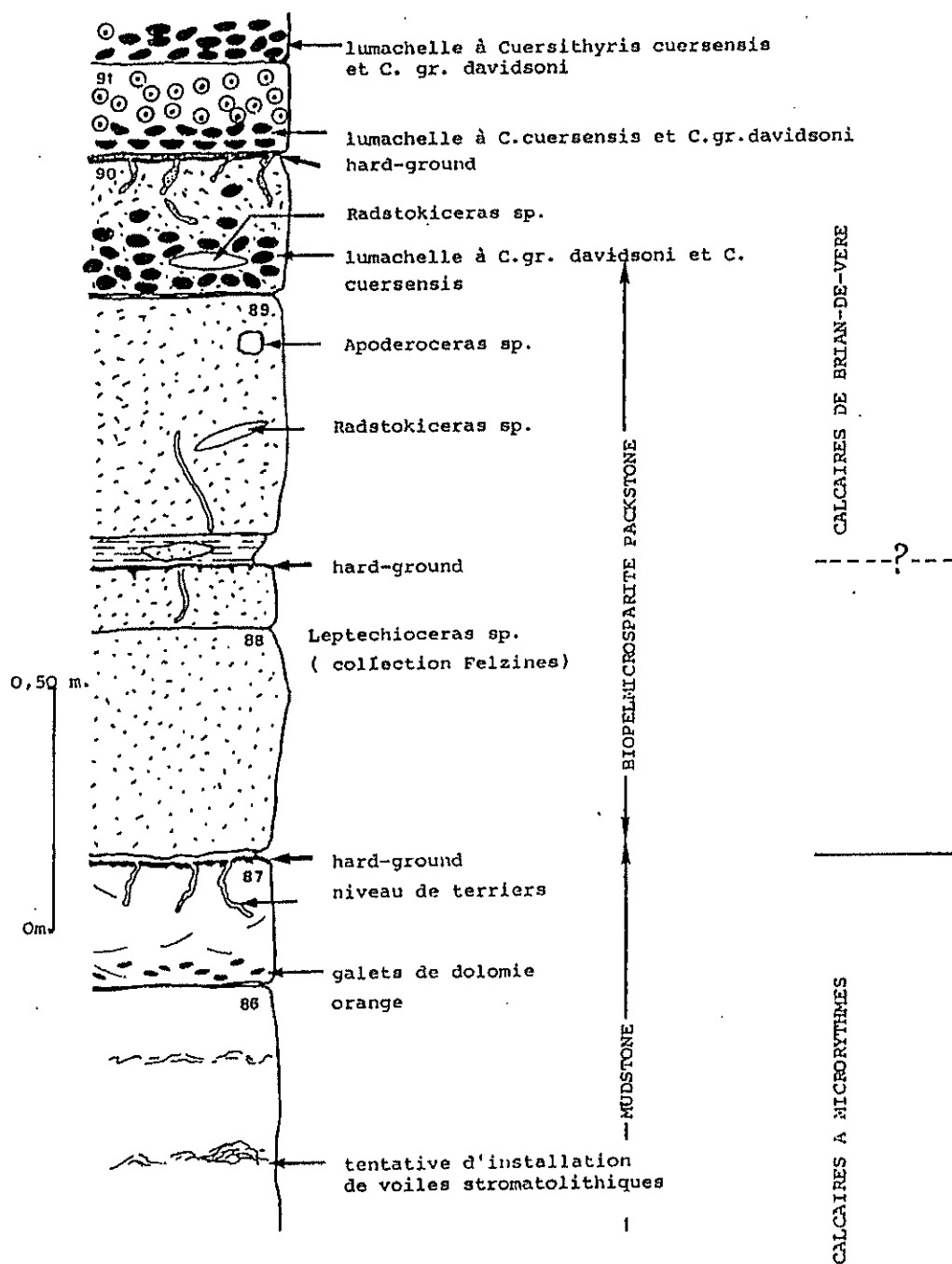


Fig. 58 : Formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac-La coupe de Cap-denac.

a - la rupture sédimentaire couronnant les Calcaires à microrhythmes de Planioles, criblée de terriers remplis du matériel sus-jacent,

b - 0,60 m de biopelmicrites packstones, sableuses (5 à 7 % de quartz), à bioclastes très mal triés de lamellibranches, brachiopodes, lagénidés et à Foraminifères : *Glomospira* sp., *Verneuilinoides mauritii* et *Vidalina* sp. Ce niveau nous a livré *Radstokiceras* sp. et *Leptechioceras* sp. (collection FELZINE).

c - rupture sédimentaire peu nette.

Le hard-ground inférieur apparaît ici nettement et les biopelmicrosparites ravinent localement les biomicrites mudstone à "bird-eyes". Les terriers verticaux ou subverticaux, s'enfoncent de 15 à 20 cm dans le dernier banc des Calcaires à microrhythmes.

Le hard-ground lotharingien, au sommet des calcaires de Cavagnac, est beaucoup moins net. Il supporte une mince couche de marnes (5 à 8 cm) à nodules calcaires.

Au-dessus succèdent stratigraphiquement :

d - 0,50 m de biopelmicrosparites à *Apoderoceras* sp. et *Radstokiceras* sp. (Carixien basal),

e - 0,30 m de biopelmicrosparites packstone à lumachelle de *Cuersithyris* gr. *davidsoni* et *C. cuersensis* ALMERAS et MOULAN (Carixien inférieur).

L'épaisseur des Calcaires oolithiques de Cavagnac semble donc bien limitée à 0,60 m dans la région de Capdenac.

4.4. - Sondages de Saint-Igest (Fig. 92 B et 94)

Les Calcaires oolithiques de Cavagnac apparaissent dans les sondages, du SSW au NNE :

Saint-Igest 2 : 1,50 m,

Saint-Igest 3 : non individualisés ?

Saint-Igest 1 : 3 m.

4.5. - Conclusion : la crise lotharingienne

Le Lotharingien s'affirme comme une période clé qui sépare les deux aspects de l'histoire du bassin liasique quercynois :

- d'abord une sédimentation carbonatée de plate-forme proximale,
- ensuite une sédimentation carbonatée puis marneuse de plate-forme distale.

Le passage Sinémurien-Lotharingien se place de façon imperceptible au sein des Calcaires à microrhythmes de Planioles. Tout au plus, l'apparition de légères influences marines, avec de rares Ostracodes marins et quelques *Nodosariidés*, souligne-t-elle le début de l'accélération de la remontée eustatique.

4.5.1. - Première discontinuité sédimentaire

Un premier hard-ground se situe au sein même des calcaires à microrhythmes, de 0,60 à 1 m au-dessous de la discontinuité sédimentaire qui interrompt la formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles. Nous avons retrouvé ce dispositif dans toute la région grésignole. En nous basant sur les microfaunes découvertes dans les coupes de la Grésigne (commune de Campagnac, Milhars) nous proposons un âge lotharingien inférieur ou moyen pour cette discontinuité. La reprise de sédimentation se placerait au Lotharingien supérieur (assez élevé d'après la microfaune, cf. coupe de Milhars).

On peut donc envisager la possibilité d'une lacune ou/et d'une érosion d'une partie du Lotharingien : Lotharingien moyen (?) - Lotharingien supérieur pro-parte.

Dans la région de Figeac, LAUNEY et LEENHARDT (1959), LEFAVRAIS-RAYMOND et LAFAURIE (1980), MEGELINK-ASSENAT (1982), remarquent l'érosion des calcaires sinémuriens à hauteur des zones de hauts-fonds. Le hard-ground tronque de façon plus ou moins importante la séquence supérieure des calcaires à microrhythmes de Planioles.

Plus au Nord, dans la région comprise entre Meyssac et Noailac, LEFAVRAIS-RAYMOND et LAFAURIE (1980) signalent des ablations locales au toit de ces derniers.

4.5.2. - Deuxième discontinuité de sédimentation

Cette discontinuité régionale tronque les Calcaires oolithiques de Cavagnac dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à près de 10 m dans le bassin quercynois. En Grésigne les microfaunes découvertes sur ce hard-ground, les ammonites indiquent un âge Carixien. LEFAVRAIS-RAYMOND et LAFAURIE (1980) suggèrent une érosion partielle de la sous-zone à *Elicitum* (Lotharingien terminal) : le *Paltechioceras* découvert sur la coupe de Redondet (Fig. 86, cf. p. 207) apparaît bien conservé et doit venir de très près (LEFAVRAIS-RAYMOND, 1961 et 1978).

Dans la région de Terrasson, le Carixien repose directement sur les niveaux sinémuriens à Dasycladacées (LEFAVRAIS-RAYMOND, 1980), le Lotharingien ne s'étant pas déposé ou ayant été érodé. Il réapparaît à l'est de la faille de Lissac (orientée N-S).

Sur la bordure sud du Massif vendéen, à l'approche de l'axe granitique de Parthenay, le hard-ground tronque successivement, du SW au NE (GABILLY, 1976) :

- le Lotharingien,
- les dolomies sinémuro-hettangiennes,
- les sédiments détritiques qualifiés d'infraliasiques,
- le socle.

Selon GABILLY (1976), une telle discordance stratigraphique suppose un mouvement positif du seuil granitique de Parthenay à la fin du Lias inférieur. Des fissures subverticales, pouvant atteindre jusqu'à 60 cm de profondeur, affectent le toit du Lias inférieur dans la carrière de Beausoleil près de Thorigné (GABILLY, 1961). Comblées par les sédiments gréseux de la ba-

se du Pliensbachien, ces fissures sont les témoins d'une phase d'extension post-lotharingienne et anté-domérienne. Des panneaux granitiques du tréfonds hercynien auraient été alors portés en hauteur par rapport au bassin (SAPIN, 1967 ; GABILLY, 1976), provoquant une nette reprise de l'érosion des granites.

Ainsi, la deuxième discontinuité de sédimentation qui marque le sommet du Lias inférieur des auteurs, se place à la limite Lotharingien-Carixien avec une possible lacune de sédimentation et/ou une érosion d'une partie de la zone à Raricostatum [sous-zone à Elicitum].

Elle correspond à un profond changement paléogéographique à tel point que GABILLY (1976), puis LEFAVRAIS-RAYMOND et LAFAURIE (1980), évoquent l'existence d'une "crise lotharingienne". Cette modification paléogéographique se marque par :

- un changement net dans la sédimentation,
- l'apparition d'un microplancton marin (CUBAYNES, BOUTET, DELFAUD et FAURE, 1984),
- l'arrivée des premières faunes d'Ammonites, l'implantation des premières associations de Brachiopodes et l'explosion des Nodosariidés.

4.5.3. - Signification de la crise lotharingienne

En fonction des observations que nous avons réalisées sur la plate-forme quercynoise, nous proposons une interprétation de la crise lotharingienne.

a - La remontée eustatique des eaux

En comparant avec les données actuelles (Golfe persique), la profondeur des milieux de dépôt serait de 0 à 10 m, pour les Calcaires à microrhythmes et de 0 à 20 m pour les grainstones oolithiques et bioclastiques du Lotharingien. Le paysage sédimentaire évolue de milieux médiolittoraux (tapis stromatolithiques), souvent très proches de l'émersion, et de milieux supralittoraux (brèches de dessiccation) vers des milieux infralittoraux (packstones à spicules d'éponges siliceuses, grainstones oolithiques...) plus ouverts et souvent plus profonds, mais avec une subsidence faible. Ces nouveaux environnements sédimentaires sont ceux de deltas oolithiques, d'éventails de marée, de sables oolithiques infralittoraux ou encore de zones peu profondes colonisées par les Démosponges. Ils traduisent tous une élévation relative du niveau de la mer sur l'ensemble de la plate-forme quercynoise.

b - L'enfoncement du bassin quercynois

La sédimentation lotharingienne se nourrit d'importantes arrivées de matériel continental traduisant une nette reprise de l'érosion sur des terres émergées plus orientales (socle du Rouergue à l'est de la Faille de Villefranche-de-Rouergue ?). Ces apports détritiques, les premiers depuis l'Hettangien supérieur, indiquent un enfoncement relatif du bassin quercynois par rapport à ces marges.

c - Le contexte tectonique

Nous avons mis en évidence l'existence et le jeu de petites failles synsédimentaires orientées N 20° E, parallèlement à l'accident majeur de Villefranche-de-Rouergue. Ces failles isolent des lignes de hauts-fonds orientés grossièrement Nord-Sud.

Dans la région grésignole, l'évolution latérale des Calcaires oolithiques de Cavagnac, entre la vallée de la Vère au Sud-Ouest et celle de l'Aveyron au Nord-Est, suggère une tectonique en blocs basculés avec le jeu d'accidents orientés N 90° à N 110° E (faille de Saint-Antonin).

d - Conclusion

La crise lotharingienne traduirait une remontée eustatique relativement rapide, due à un enfoncement du bassin quercynois par rapport à ses marges. Cet abaissement serait lié à l'expansion des fonds océaniques et pourrait être interprété comme un allongement de direction E-W, résultant du rifting de l'Atlantique moyen.

*
* * *

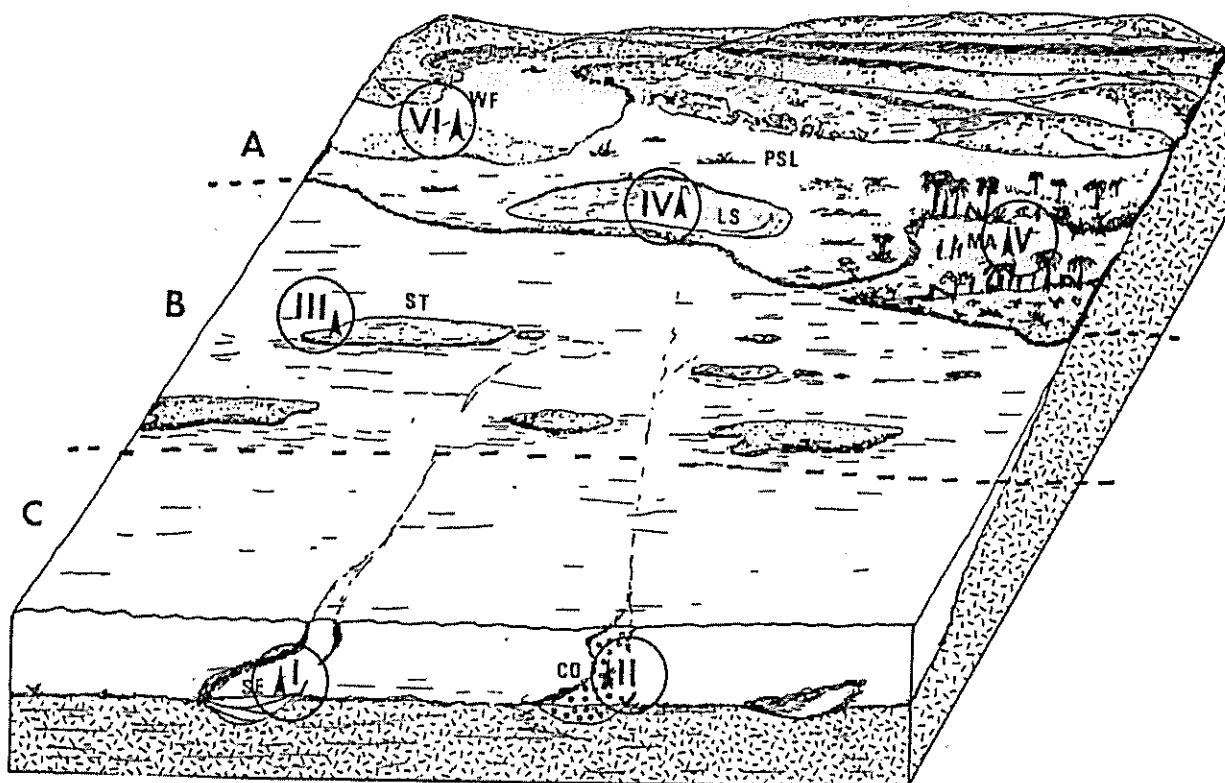


Fig. 59 : Sédimentation de Plate-forme proximale : modèle d'estran tidal avec A : domaine supralittoral, B : domaine méditerranéenne et C : domaine infralittoral. Les chiffres I à VI indiquent le lieu de formation des séquences-types définies dans le texte (CUBAYNES et DELFAUD, *in* CUBAYNES et al., 1984).

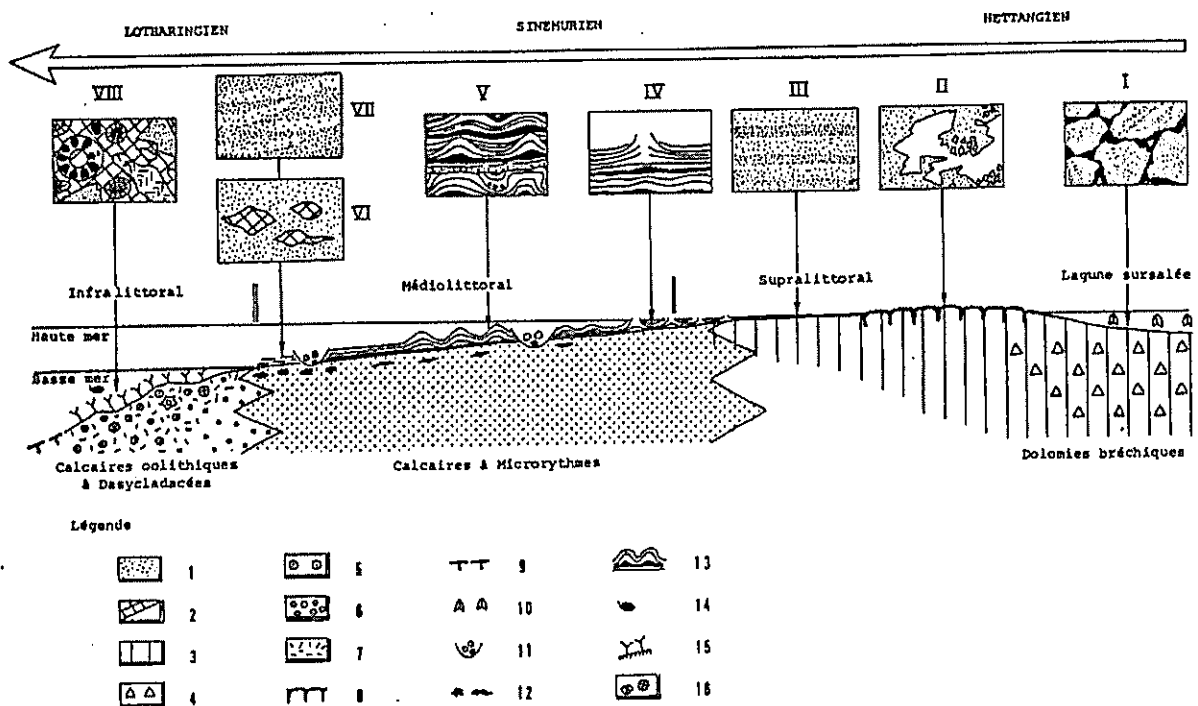


Fig. 60 : Paléoenvironnements du Lias inférieur (REY 1981).

- Essai de reconstitution des principaux paléoenvironnements dans le Lias inférieur aquitano-pyrénéen (d'après PEYBERNES, 1979, légèrement modifié);
 1 : micrite à microsparite ; 2 : sparite ; 3 : dolomitisation ; 4 : brèches de dissolution ; 5 : oolites ; 6 : intraclastes et proto-oolites ; 7 : bioclastes (usure variable) ; 8 : croûte de dolomie vacuolaire ; 9 : hard-ground régional ; 10 : évaporites primaires (éliminées par les processus de dissolution) ; 11 : chenaux interditaux ; 12 : bird's eyes et fenestrae ; 13 : stromatolites ; 14 : Brachiopodes ; 15 : Dasycladales ; 16 : Madréporaires.

Microfaciès et structures : I : dolomies bréchiques, issues de la dissolution d'un complexe alternant dolomies/évaporites ; II : dolomies vacuolaires jaunes formant des croûtes ; III : dolomicrites litées en plaquettes ; IV : algal-chips ; V : stromatolites pseudo-columnnaires ; VI : bird's eyes sur fond micritique ; VII : tentative de litage mécanique (?) ; VIII : oosparite bioclastique à Dasycladales.

DEUXIEME PARTIE

LA SEDIMENTATION DE PLATE-FORME DISTALE

(SEQUENCES L3 ET L4)

LA SEDIMENTATION DE PLATE-FORME DISTALE

(séquences L3 et L4)

La séquence L3 correspond, pour l'essentiel, au Lias moyen; la séquence L4 englobe tout le Lias supérieur marneux.

Les faunes d'Ammonites, abondantes, permettent de reconnaître zones, sous-zones et horizons locaux, facilitant les corrélations entre régions grésignoise et lotoise. Nous utiliserons dans ce travail les échelles de zones et de sous-zones d'Ammonites établies par MOUTERDE et al. (1971) et DOMMERGUES (1984).

CHAPITRE IV

SEQUENCE L3

CARIXIEN - DOMERIEN - EXTREME BASE

DU TOARCIEN

CHAPITRE IV

LA SEQUENCE L3

(Carixien - Domérien - extrême base du Toarcien)

La mégaséquence L3 du Lias quercynois est délimitée par deux discontinuités majeures :

- à sa base, le hard-ground qui interrompt, au toit des Calcaires oolithiques de Cavagnac, la mégaséquence L2 (cf. p. 148).
- au sommet, la surface durcie clôturant la Barre à Pecten .

Cette mégaséquence hectométrique en Grésigne (100 m d'épaisseur), plus réduite dans la région de Figeac-Capdenac (de 25 à 45 m de puissance), représente le premier ensemble de plate-forme distale. La succession est de type klüpfelien comme sur toute la marge orientale de l'Aquitaine, avec de bas en haut, trois formations (Fig. 125).

- 1) Les Calcaires de Brian-de-Vère (Carixien à Domérien basal),
- 2) Les Marnes à Amalthées de Valeyres (Domérien),
- 3) Les calcaires bioclastiques de la Barre à Pecten (Domérien supérieur-extrême base du Toarcien).

1. - HISTORIQUE

MAGNAN (1869) précise le premier la succession complète des terrains du Lias moyen, avec de bas en haut :

- 1) Calcaires marneux bleuâtres, jaunâtres à l'extérieur, en bancs peu épais... ils alternent avec des marnes grises (60 m environ),
- 2) Marnes grises... à petits bancs de calcaires subordonnés, bleuâtres... disposés quelquefois comme des lignes de pavés (60 m),
- 3) Calcaire lumachellique, dur, bleuâtre, en bancs généralement peu épais, quelquefois irréguliers, souvent ondulés, contenant des nodules de silex, passant vers le haut à un calcaire lamellaire ou sub-lamellaire, très souvent ferrugineux.

PERON (1873), FOURNIER (1898) et MOURET (1899) ,reconnaissent la même succession. CARAVEN-CACHIN (1898) décrit, pour le Tarn et le Tarn-et-Garonne, la série suivante :

- 1) Calcaire siliceux gris, souvent gréseux, avec lits marneux, renfermant "*Terebratula*" *punctata*,

2) Calcaire compact, jaunâtre en dehors, bleuâtre en dedans, avec rognons de silex noirâtre,

3) Calcaire marneux, grisâtre, bleuâtre... se débitant en petits blocs analogues à des pavés, alternant avec des marnes grises à *Ammonites margaritatus*, *Belemnites clavatus* et *Pecten aequivalvis*,

4) Calcaire gris compact, siliceux, lumachellique à *Pecten aequivalvis*...

THEVENIN (1903) découvre les Ammonites qui caractérisent quatre des six zones du Pliensbachien :

Uptonia jamesoni SOWERBY [zone à Jamesoni]

Aegoceras capricornu (SCHOLTEIM) [zone à Davoei]

Ammonites (= *Amaltheus*) *margaritatus* (MONTFORT) [zone à Margaritatus]

Pleuroceras spinatum (BRUGUIERE) [zone à Spinatum]

GEZE, DURAND-DELGA et CAVAILLE (1947) établissent l'existence d'un "cycle sédimentaire charmouthien" avec un retour final à des conditions de très faible profondeur pour les calcaires lumachelliques à "*Pseudopecten aequivalvis*".

Ce cycle est clôturé par la Barre à Pecten que l'on retrouve dans tous les sondages d'Aquitaine où elle est reconnaissable grâce aux diagraphies électriques (MAGNE, MALMOUSTIER et SERONIE-VIVIEN, 1961).

FABRE (1971) reprend, pour la Grésigne, les travaux de ses prédécesseurs. Sur la base de datations obtenues dans le Lot par DEPECHE (1967) et LEFAVRAIS-RAYMOND (1970), Il modifie le découpage stratigraphique de THEVENIN, en attribuant l'ensemble des "Calcaires à grains de quartz" au Lotharingien, les "Calcaires en rangs de pavés" au Carixien et fixant la limite Carixien-Domérien au passage entre ces calcaires et les marnes sus-jacentes.

DOMMERGUES, CUBAYNES, FAURE et MOUTERDE (1982) puis CUBAYNES et FAURE (in CUBAYNES et al., 1984) établissent, grâce à la découverte d'importantes faunes d'Ammonites et de Lagénidés, une biostratigraphie du Pliensbachien retrouvant les grandes lignes définies par THEVENIN (1903).

Dans le Lot, les travaux de base sont ceux menés, à partir de 1950, par LEFAVRAIS-RAYMOND (en particulier 1950, 1961, 1970 et 1978), LEFAVRAIS-RAYMOND et LAUNEY (1963), LE CALVEZ et LEFAVRAIS-RAYMOND (1961), LEFAVRAIS-RAYMOND et LAFABRIE (1980).

Dès 1959, la Société Royale Asturienne des Mines entame, dans la région de Figeac, une campagne de sondages dont LEFAVRAIS-RAYMOND (1961, 1963 et 1965) assure la description minutieuse. DEPECHE (1967) développe une étude micropaléontologique concernant en grande partie les terrains du Lias moyen et tente une première approche des milieux de dépôt.

.../...

2. - LA FORMATION DES CALCAIRES DE BRIAN-DE-VERE DANS LA REGION GRESIGNOLE

2.1. - La formation des Calcaires de Brian-de-Vère

Cette formation, essentiellement carbonatée, comprend trois membres qui sont, de la base au sommet :

1. les Calcaires marneux à *Platyleuroceras* ou C1 (21 m),
2. les Calcaires à chailles ou C2 (25 m),
3. les Calcaires en rangs de pavés ou C3-D1 (8 à 10 m d'épaisseur).

L'ensemble s'étend du Carixien inférieur [zone à Jamesoni, sous-zone à Taylori, horizon à Nodogigas] au Domérien basal [zone à Stokesi, sous-zone à Monestieri, horizon à Monestieri].

Nous avons préféré abandonner l'appellation globale et ambiguë de "Calcaires à grains de quartz" proposée par MAGNAN (1869) puis reprise par tous les auteurs jusqu'à ce jour, pour les raisons suivantes :

a - MAGNAN semble préciser que les "Calcaires à grains de quartz" représentent la base de l'étage et qu'ils sont surmontés de calcaires bleuâtres en bancs peu épais alternant avec des marnes grises et jaunâtres (p.29). Les "Calcaires à grains de quartz" décrits par MAGNAN correspondent donc aux seuls Calcaires oolithiques de Cavagnac.

b - FABRE (1971) confond ces deux termes en une seule unité lithologique qu'il attribue au Lotharingien malgré la citation par THEVENIN (1903) d'une *Uptonia jamesoni* découverte, dans ces mêmes niveaux, près de Saint-Antonin (Tarn-et-Garonne).

c - La présence de quartz est une constante dans les calcaires carixiens, domériens et toarciens. Le pourcentage de quartz, reste généralement faible (1 à 6 %).

2.2. - Coupe type de Brian-de-Vère, ruisseau de la Merdarié-Valeyres

La formation des Calcaires de Brian-de-Vère s'observe en totalité le long de la route départementale D 664 (cf. p.162, fig. 61) et dans le talweg du ruisseau de la Merdarié, affluent de rive droite de la Vère, entre le hameau de Valeyres et la ferme de "la Boulbène".

2.2.1. - Le membre des Calcaires marneux à *Platyleuroceras* (C1)

a - Horizon marneux de base

Au-dessus de la surface durcie, taradée et ferrugineuse (cf. p.148), qui interrompt les Calcaires oolithiques de Cavagnac, un mince niveau (0,10 m) de marnes ocre (BVO, Fig. 62) livre une riche faune de Lagenidés (Fig. 62-63) et d'Ostracodes.

Les Nodosariidés sont représentés par 24 espèces dont 12 de *Lenticulina* où dominent les morphogenres *Astacolus*, *Marginulinopsis* et *Planularia*.

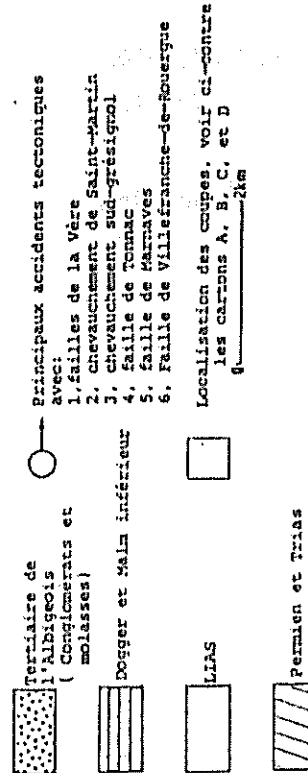
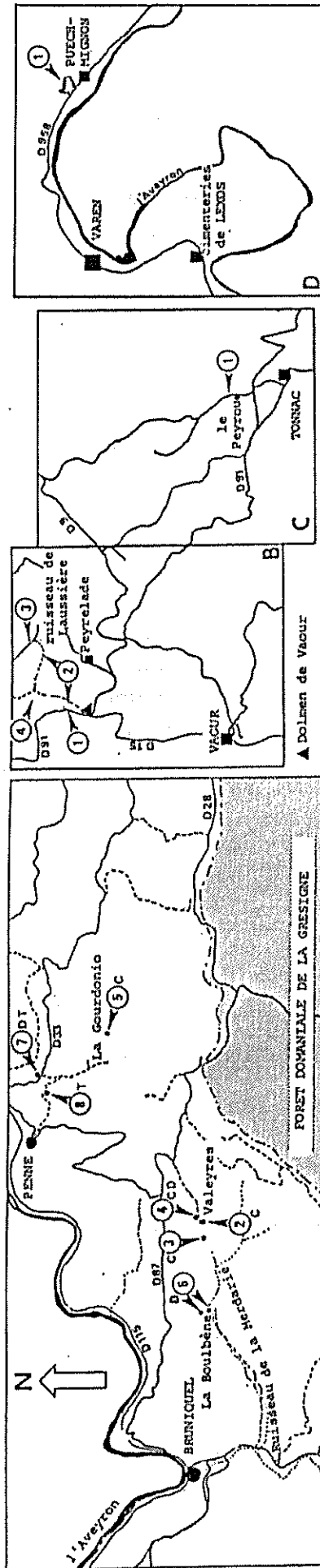
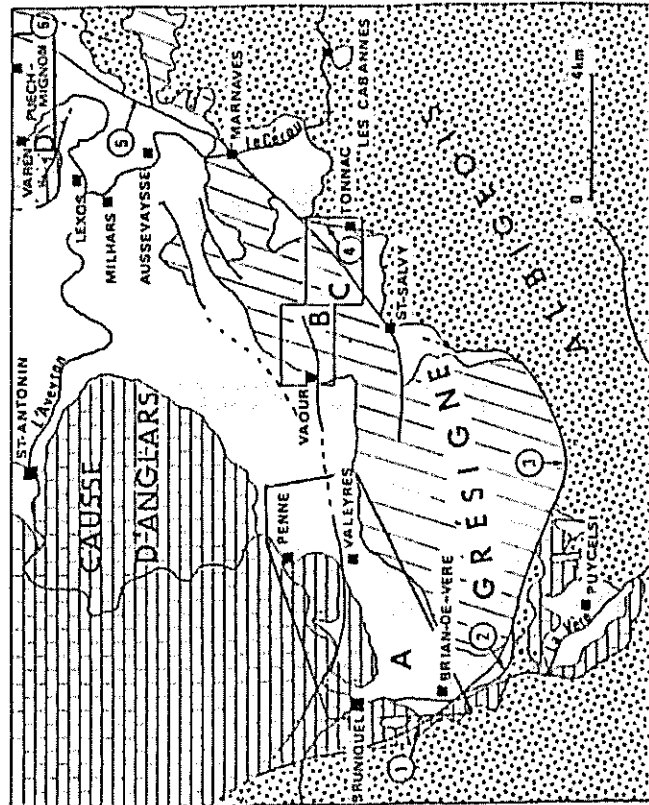


Fig. 61 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère : situation des coupes : Carton A : 1 : coupe-type de Brian-de-Vère, 2 et 4 : coupes de Valeyres, 3 : coupe du ruisseau de la Merdaria, 5 : coupe de la Gourdonio, 6 : coupe de la Boulbène (les coupes 7 et 8 concernent le Domerien et le Toarcien). Carton B : 1, 2 et 4 : coupes de Vauvray, 3 : coupe de Vauvray-Laussière. Les lettres portées à côté des chiffres indiquent les étages du Lias visibles sur la coupe : H : Hettangien, S : Sinémurien, L : Lotharingien, C : Carixien, D : Domerien, T : Toarcien.



L'association des Dentalines (7 espèces) appartient au Carixien (RUGET, 1983).

b - Disposition d'ensemble des calcaires marneux (Fig. 62)

Les Calcaires marneux se disposent en bancs décimétriques séparés par des intercalations centimétriques de marnes grises.

Les bancs calcaires, de couleur générale grise, présentent, à leur base, de fréquentes figures de charge (load-casts) et des chenaux de dimensions décimétriques à axe N 20°-N 60° E.

Chaque banc se délite en plaquettes centimétriques, grossièrement parallèles à la stratification. Cette disposition révèle leur richesse en micas blancs et en terriers.

Les terriers de type simple, en manchon, forment des réseaux plus ou moins compliqués dans l'épaisseur des bancs. Généralement parallèles ou subparallèles à la stratification, ils présentent une section ovoïde avec une largeur de 2 à 5 cm et une épaisseur de 0,5 à 2 cm.

Ces thalassoïdes, tous semblables, suggèrent l'existence d'une importante population monospécifique de fousisseurs très actifs.

SHINN (1969) remarque que des Crevettes et des Thalassinidés fabriquent beaucoup de terriers avec une fréquence maximale au voisinage de la limite inférieure de la zone de balancement des marées, en particulier les formes du genre *Callianassa* qui sont aussi responsables d'une abondante production de pellets (SHINN, 1968).

c - Les microfaciès PL11, 12, 4 et 6

Niveaux 2 à 4 (Fig. 62) : Les biomicrites mudstone bioturbées et pyriteuses, à quartz silteux (2 à 3 %), hétérométrique et anguleux, présentent des bioclastes épars de lamellibranches, d'échinodermes et de lagénidés dont *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*.

Niveau 4 : Le faciès dominant est une biopelmicrite wackestone bioturbée et pyriteuse, légèrement sableuse (6-7 % de quartz), avec des micas blancs et de rares débris de tourmaline.

Les pellets ovoïdes, de petite taille, épars dans la pâte micritique confèrent au microfaciès une texture grumeleuse.

Les bioclastes d'échinodermes dominant.

Les Foraminifères : Lagenidés, *Glomospira* sp. et *Verneuilinoïdes mauritii* (TERQUEM) restent de petite taille avec des loges remplies de pyrite.

Niveaux 6-8 : Les biopelmicrites wackestone puis packstone, pauvres en quartz (1 à 2 %), renferment de gros bioclastes sparitises de lamellibranches (dominants), de gastéropodes, de brachiopodes (plus rares), d'ostracodes, d'échinides (radioles), de crinoïdes et d'annélides encroûtantes.

Les pellets peu abondants sont épars dans la pâte micritique ainsi que de petits galets mous de mudstone sombre.

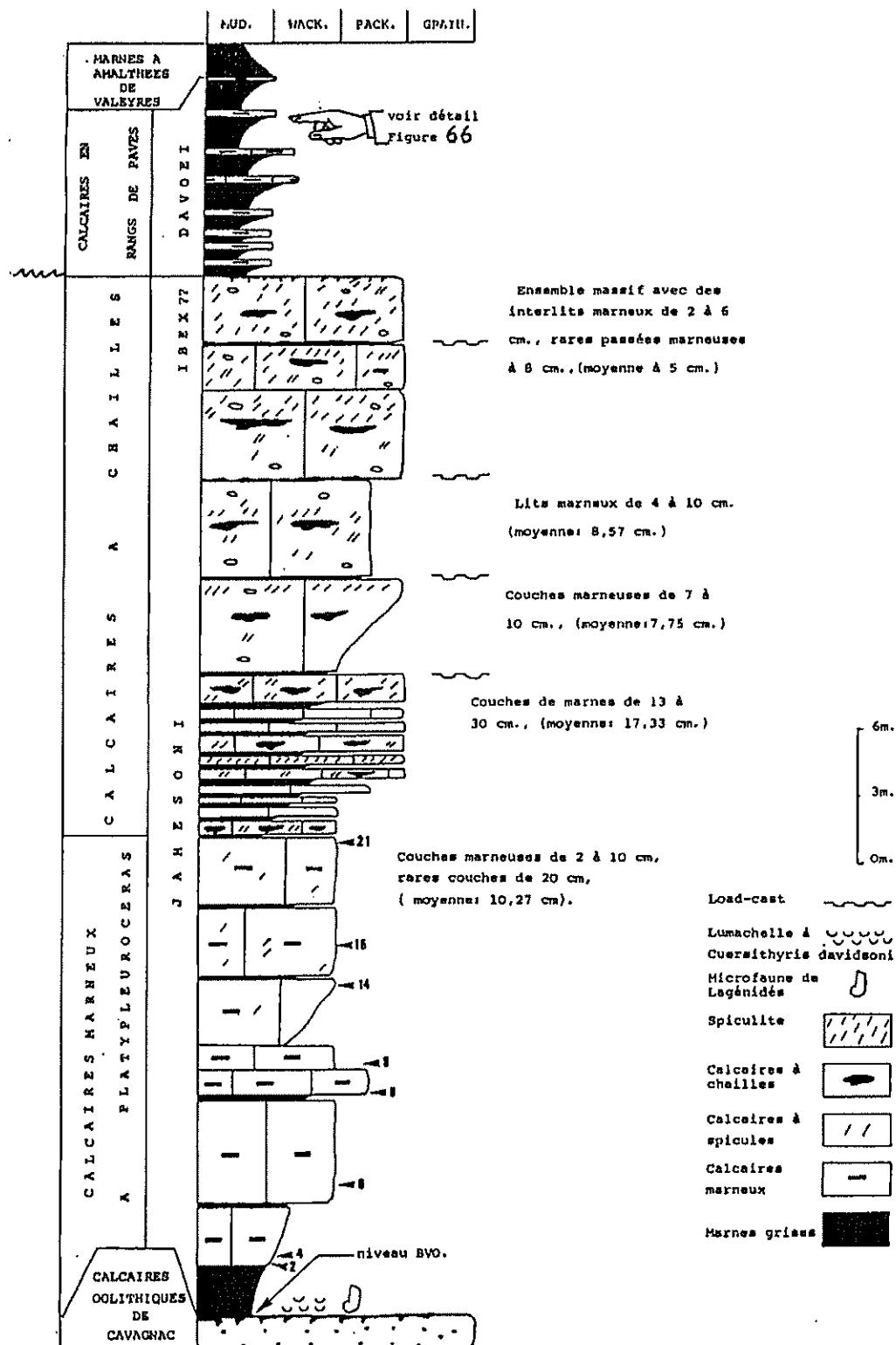


Fig. 62 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère, Coupe type de Brian-de-Vère.

Les Lagenidés abondants, avec *Dentalina* sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*, accompagnent toujours des *Glomospira* sp. et *Verneuilinoides mauritii*.

Niveaux 9 à 14 : Le microfaciès reste homogène : une biopelmicrite wackestone, pyriteuse et bioturbée, peu sableuse (1 à 2 % de quartz), avec deux types de bioclastes :

- des débris épars d'échinodermes, de lamellibranches, de brachiopodes (rares), de lagénidés,

- des micro-bioclastes, essentiellement d'échinodermes, qui confèrent à l'ensemble un faciès micro-wackestone à micro-packstone (PURSER, 1975).

L'association de Foraminifères s'enrichit de *Spirillina* sp. et de rares *Vidalina* sp. dont la taille augmente progressivement vers le sommet du membre.

Niveaux 15 à 21 : Les biopelmicrites présentent des pellets ovoïdes de plus grande taille et, pour certains niveaux, des spicules de démosponges dont les réseaux sont épigenés en microsparite.

d - Evolution verticale des microfaciès

La disposition des microfaciès suggère, pour les Calcaires marneux à *Platyleuroceras* une légère tendance à la diminution d'épaisseur de la tranche d'eau; en effet :

- les biomicrites mudstone passent vers le haut aux biopelmicrites,
- la taille et le nombre des pellets croissent de la base au sommet du membre : le microfaciès-type devient une biopelmicrite (niveau BV4) et les pellets constituent un élément dominant du microfaciès.

Les pellets fécaux représentent 50 à 80 % des boues carbonatées de la baie de Floride (GINSBURG, 1956) et abondent dans les sédiments du Golfe persique (PURSER, 1980). De nombreux animaux marins : Annelides, Mollusques et Crustacés, en produisent de grandes quantités. Ici, ils sont très probablement dus aux Crustacés responsables du réseau de terriers (thalassoides).

- De même, la taille et le nombre des Foraminifères benthiques, augmentent de la base au sommet des calcaires marneux. Les Lagénidés, souvent de petite taille, aux loges remplies de pyrite, les *Verneulinidae* et les *Glomospira* ont été transportés.

Au sommet du membre, l'accroissement de la taille des Foraminifères, l'explosion des *Glomospira* sp., l'apparition de *Vidalina* sp... semblent indiquer des eaux moins profondes, des fonds mieux oxygénés.

- Dans tous les microfaciès se rencontrent des "terriers-remplis" (PURSER, 1975) à structure mudstone. Une différence de granulométrie, la présence de bioclastes rejetés sur les bords, un contraste de couleur... soulignent ces structures. L'absence de sparite de remplissage démontre qu'il s'agissait d'un fouissage affectant un substrat mou, saturé d'eau.

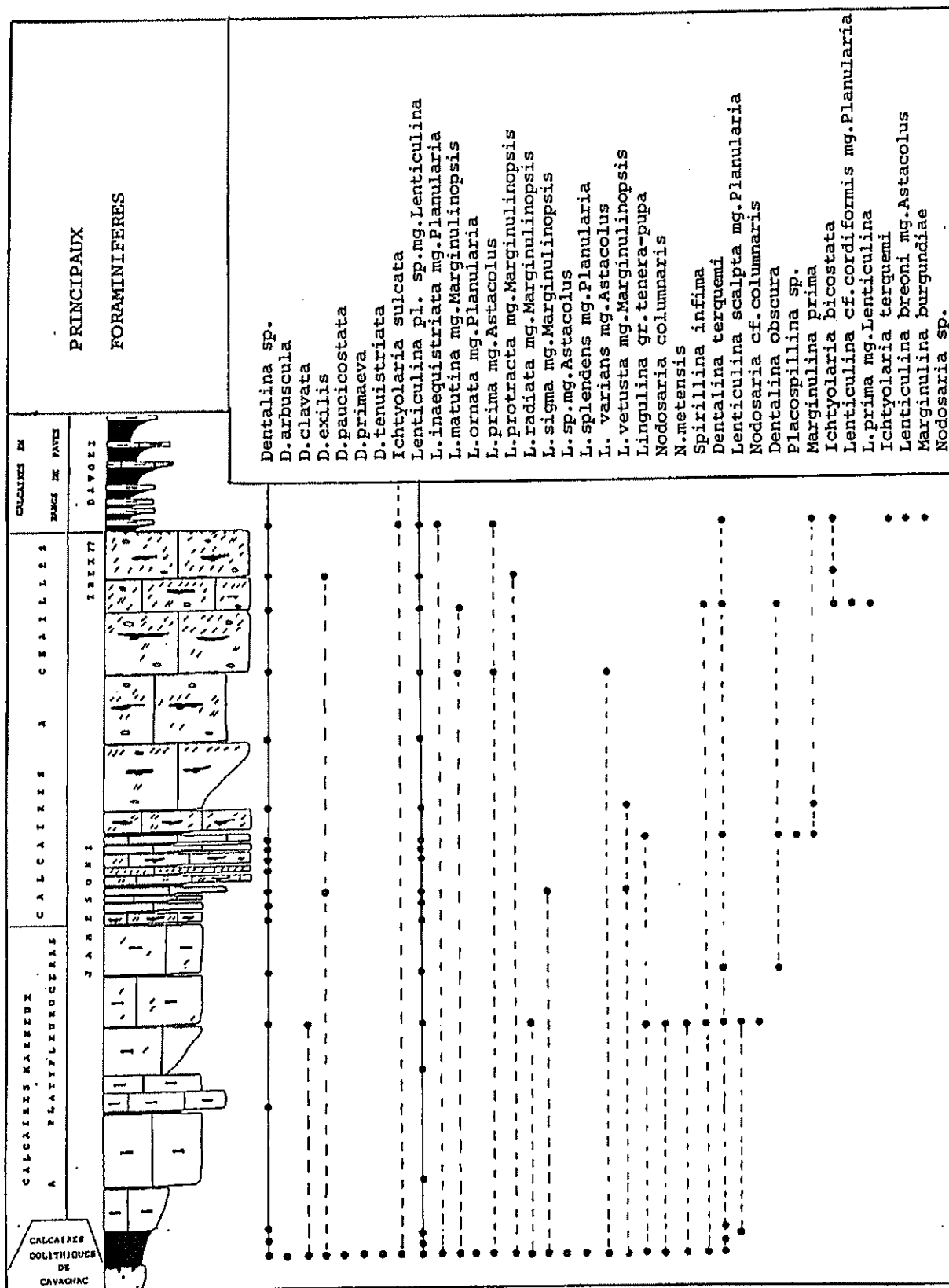


Fig. 63 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère, coupe-type de Brian-de-Vère : répartition stratigraphique des Foraminifères.

e - Les interlits de marnes grises

Les illites dominent largement associées à de la chlorite et à des minéraux interstratifiés, la kaolinite est absente (Fig. 64) comme dans le bassin des Grands Causses au Carixien (TRUMPY, 1983). Les marnes contiennent des paillettes de micas blancs, de rares quartz fins et de très rares oolites.

La microbiophase : se réduit dans ces marnes à des bioclastes ou à des micro-bioclastes

- de lamellibranches ,
- de brachiopodes (rares) ,
- d'échinodermes : crinoïdes (rares) ; plaques, radioles brisés et rotules d'échinides, sclérites d'holothuries, osselets d'ophiures...
- de crustacés (débris de pinces),
- de spicules de démosponges ,
- de rares dents de poissons.

La microfaune : Ostracodes et Lagenidés restent relativement rares avec la présence, surtout dans les niveaux de base, de Dentalines dont *D. terquemi* (d'ORBIGNY), de Lenticulines, de Lingulines et de Nodosaires associées à des Spirillines (Fig. 63)

La palynologie : L'apparition du premier plancton marin (BOUTET, 1981) caractérise la base des Calcaires marneux à *Platypleuroceras* .

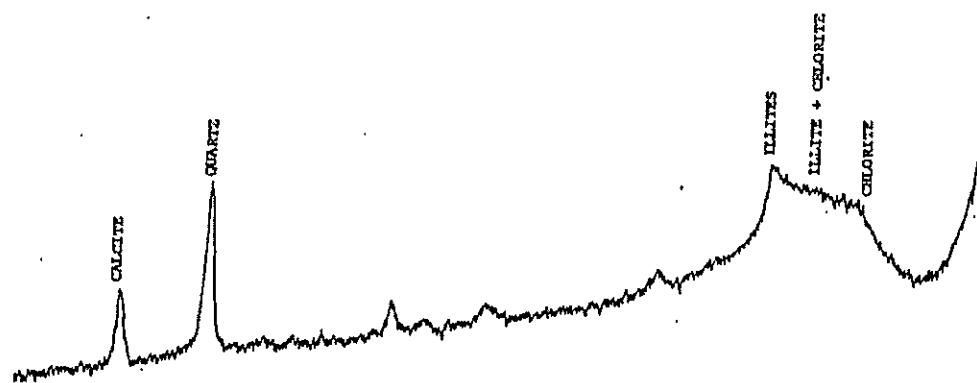
Les formes marines représentent 70 % de l'association polynologique avec essentiellement des Acritarches appartenant aux genres *Micrhystridium*, *Baltisphaeridium* et *Veryhachium*... des Algues : *Crassosphaera*, *Cymathiosphaera*... associés à une microflore continentale d'une grande diversité spécifique. Cette dernière avec surtout des Cheirolepidiacées, des *Spheripollenites* (Coniférales de type Cupressales) et des Ptérydophytes suggère un climat chaud de type tropical, sans doute humide.

f - La macrofaune :

Les marno-calcaires livrent des individus isolés de *Cuersithyris* gr. *davidsoni* (HAIME), associés à *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON), à *Zeilleria* cf. *indentata* (SOWERBY) et à de rares fouisseurs passifs : *Pholadomya ambigua* (SOWERBY) et *Ph. decorata* (ZIETEN) .

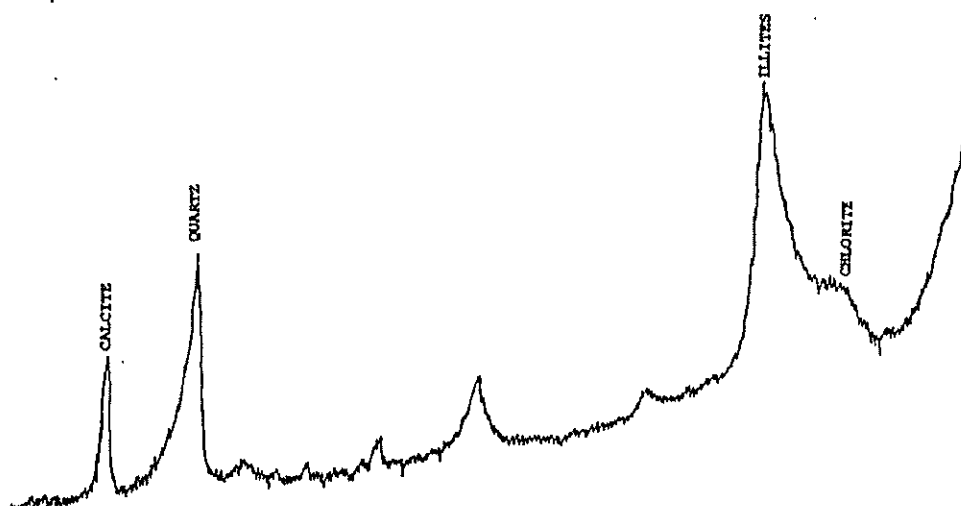
Quelques niveaux livrent des taphocénoses à *Lima* sp., *Oxytoma* sp., *Pholadomya* sp. et *Ph. ambigua* (SOWERBY), *Pinna* sp., *Plagiostoma gigantea* (SOWERBY) et *Pseudopecten* (P.) *aequivalvis* (SOWERBY) mais il s'agit de faunes résédimentées, issues des marges du bassin.

BOUTET (1981) signale, pour ces niveaux, la prédominance d'un matériel amorphe non sapropélique traduisant des milieux de dépôt calmes à eaux plus ou moins stratifiées, des fonds euxiniques favorables à la décomposition du matériel humique et à sa conservation. La pauvreté en oxygène des vases carbonatées, en particulier de la pellicule superficielle de vase et de la tranche d'eau immédiatement superposée, pourrait expliquer la pauvreté de ces fonds en épibiontes.



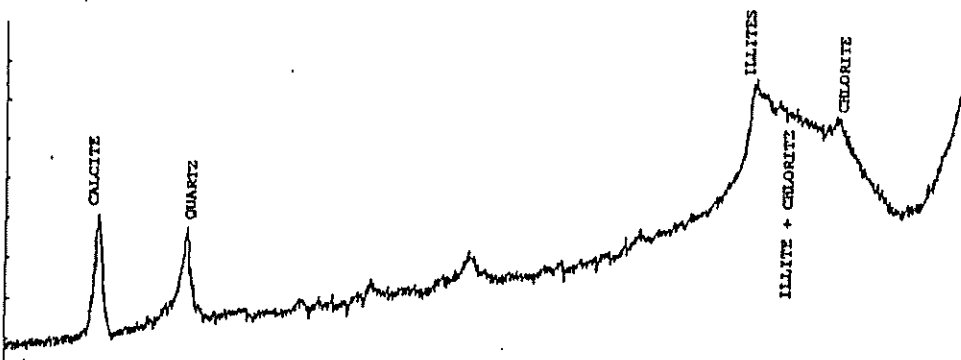
C

ECHANTILLON R 22, "CALCAIRES A CHAILLES"



B

ECHANTILLON R 11, PARTIE MEDIANE DES
"CALCAIRES MARNEUX A PLATYPLEUROCERAS"



A

ECHANTILLON R 6, BASE DES "CALCAIRES MARNEUX
A PLATYPLEUROCERAS"

Fig. 64 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère, coupe-type de Brian-de-Vère : diffractométrie RX des argiles.

2.2.2. - Le membre des Calcaires à Chailles (Fig. 62)

Ces calcaires se disposent en bancs pluridécimétriques séparés par des couches de marnes grises feuilletées, plus fréquentes et épaisses à la base du membre, plus rares et moins épaisses au sommet.

Les bancs massifs, caractérisés par de grandes chailles sombres, se délitent rarement en plaquettes et présentent, à leur base, de nombreux load-casts. Au sommet du membre, la multiplication des surfaces durcies, perforées et encroûtées, à *Bélemnites*, *Chlamys sp.*, *Oxytoma sp.*... souligne un ralentissement et des arrêts de la sédimentation.

a - Le microfaciès PL11

Les biopelmicrites packstone ou micro-packstone, bioturbées et pyriteuses, peu sableuses (1 à 2 % de quartz), ne diffèrent des biopelmicrites du sommet des Calcaires marneux à *Platyleuroceras* que par la présence de rares grains de glauconié, de rares Crinoïdes pélagiques et de Dentales.

Elles prennent, par plages ou par niveaux, le faciès spiculite. Les spicules de démosponges, au réseau épigénisé en microsparite, représentent alors plus de 50 % du sédiment.

b - Les Démosponges

Communes dans les eaux côtières de tous les Océans actuels, elles peuvent se rencontrer jusqu'à des profondeurs de 6000 m et davantage. La plupart des espèces recherchent des eaux peu profondes et beaucoup se développent sur des emplacements bien éclairés (D. et J. GEORGES, 1980). En Mer du Nord, Atlantique, Manche ou Méditerranée, les Démosponges peuplent l'étage infralittoral entre 10-15 m et 100-130 m de profondeur. Dans les eaux côtières tropicales, elles se trouvent à des profondeurs inférieures à 50-60 m (WIEDENMAYER, 1979).

Ces éponges se développent sur des substrats indurés mais, en Antarctique, les spicules siliceux libérés à la mort des individus forment un épais feutrage servant de support à de nombreux épibiontes (KOTLUN, 1968). Bien armées dans la lutte pour l'occupation des niches écologiques, les Démosponges concurrencent d'autres organismes sessiles et empêchent leur installation (SARA, 1970 ; JACKSON, 1977). La rareté de la macrofaune pourrait alors s'expliquer en partie par leur grand développement.

c - Les intercalations marneuses

Elles sont pauvres en microfaune (Fig. 63). La présence de matériel ligno-charbonneux, la diminution du microplancton d'Acritarches, l'apparition des Tasmanacées, associées à des spores et des pollens, soulignent le retour d'une période plus agitée et les tendances régressives du milieu (BOUTET, 1981).

d - Enchaînement séquentiel

La tendance générale à la diminution d'épaisseur de la tranche d'eau, amorcée

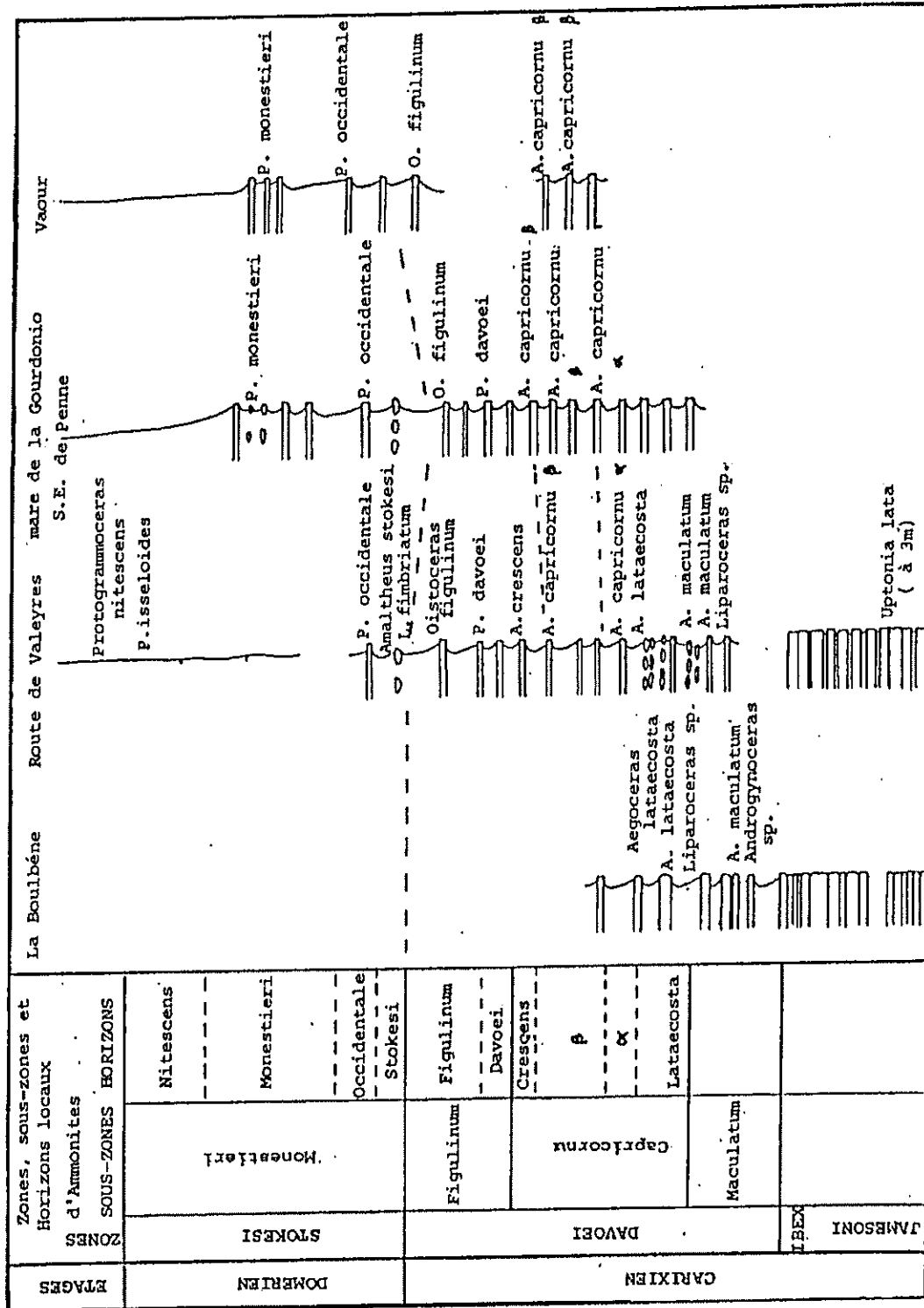


Fig. 65 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère, biostratigraphie du membre des Calcaires en rangs de pavés.

au sommet des Calcaires marneux à *Platyleuroceras*, se confirme avec le dépôt des Calcaires à chailles. L'ensemble des deux membres forme une séquence régressive (de 2^e ordre) qui évolue, dans le domaine infralittoral, de milieux à très faible énergie vers des milieux à énergie modérée et moins profonds.

En sommet de séquence, les tout derniers bancs sont interrompus par des hard-grounds d'importance locale. Au sommet du dernier banc, un hard-ground ferrugineux, plus net que les précédents, couronne le membre des Calcaires à chailles.

2.1.3. - Le membre des Calcaires en rangs de pavés (Fig. 65 et 66)

Ce membre apparaît comme une alternance rythmique de bancs calcaires décimétriques et de couches marneuses (Fig. 66)

- les bancs calcaires, de couleur grise et d'aspect homogène, ont une épaisseur bien réglée (13 à 16 cm), sauf de rares bancs plus minces (8-10 cm) et le banc supérieur du membre (18-20 cm). Ils se caractérisent par un débit parallélépipédique et se disposent "comme des lignes de pavés" (MAGNAN, 1869).

- les couches marneuses, d'abord régulières (25 à 45 cm d'épaisseur), augmentent d'épaisseur vers le sommet du membre.

Au total, on note un net retour de la sédimentation marneuse liée à un approfondissement.

a - Age des Calcaires en rangs de pavés

FABRE (1971) attribue la totalité du membre au Carixien et fixe la limite Carixien-Domérien, au passage entre les calcaires et les Marnes à Amalthées.

L'étude, banc par banc, des faunes d'Ammonites (DOMMERGUES, CUBAYNES, FAURE et MOUTERDE, 1982) montre que le passage Carixien-Domérien se fait en réalité au sein de ce membre, sans qu'aucune coupure lithologique ne le traduise (Fig. 65)

- le premier niveau domérien correspond à un horizon de meules calcaires décimétriques à *Amaltheus stokesi* (SOWERBY), *Lytoceras fimbriatum* (SOWERBY) et *Becheiceras gr. gallicum* SPATH.

- le deuxième horizon présente une association à *Protogrammoceras occidentale* DOMMERGUES (70 %), *A. stokesi* (SOWERBY) et *A. gr. bifurcus* HOWARTH (29 %), à rares *Becheiceras* (1 %).

- le troisième horizon associe des Amalthées à *P. (Matteiceras) monestieri* (FISCHER).

Le membre des Calcaires en rangs de pavés appartient donc aux zones à Davoei et à Stokesi [sous zone à Monestieri, horizons à Stokesi, Occidentale et Monestieri] (CUBAYNES, BOUTET, DELFAUD et FAURE, 1984).

b - Les microfaciès

Les biomicrites mudstone bioturbées et pyriteuses, pauvrement sableuses (moins de 1 % de quartz), présentent de nombreuses sections circulaires du tubulures remplies de pyrite et perpendiculaires à la stratification (terriers de micro-Annélides ?), des bioclastes de petite taille, épars ou groupés en plages à texture wackestone : lamellibranches, ostracodes, échinides, crinoïdes, rares annélides...

Quelques niveaux présentent encore des spicules de démosponges épigénises en microsparite.

A la base du membre, les Lagénidés sont associés à *Verneuilinoides mauritii*, au sommet ils sont plus nombreux.

A la limite Carixien-Domérien, les biomicrites mudstone renferment des amas bioclastiques à *Chladocrinus* cf. *basaltiformis* MILLER (Fig. 99). La présence d'articles de toute taille, souvent en connexion, suggère un transport nul ou très court (petite coulée boueuse).  PL 13, 1

c - Les marnes

Les lavages révèlent leur richesse en bioclastes de lamellibranches, échinides (radioles, plaques, rotules), osselets d'ophiures, pièces de crinoïdes, pinces de crustacés, moules internes pyritisés d'ostracodes, Ostracodes, Lagénidés.

d - La microfaune PL 29, 7, 8 et 9

α) Les Foraminifères (Fig. 66 et 67) : au-dessus du premier ensemble carbonaté de plate-forme distale, les populations de Nodosariidés, sont dominées par le genre *Lenticulina* et ses morphogènes *Astocolus*, *Falsopalmula*, *Marginulinopsis* et *Planularia*. Le pourcentage d'individus déroulés forme entre 40 et 47 % des populations de Lenticulines.

Les Marginulines viennent en deuxième position avec essentiellement *Marginulina prima* d'ORBIGNY et *M. gr prima* d'ORBIGNY.

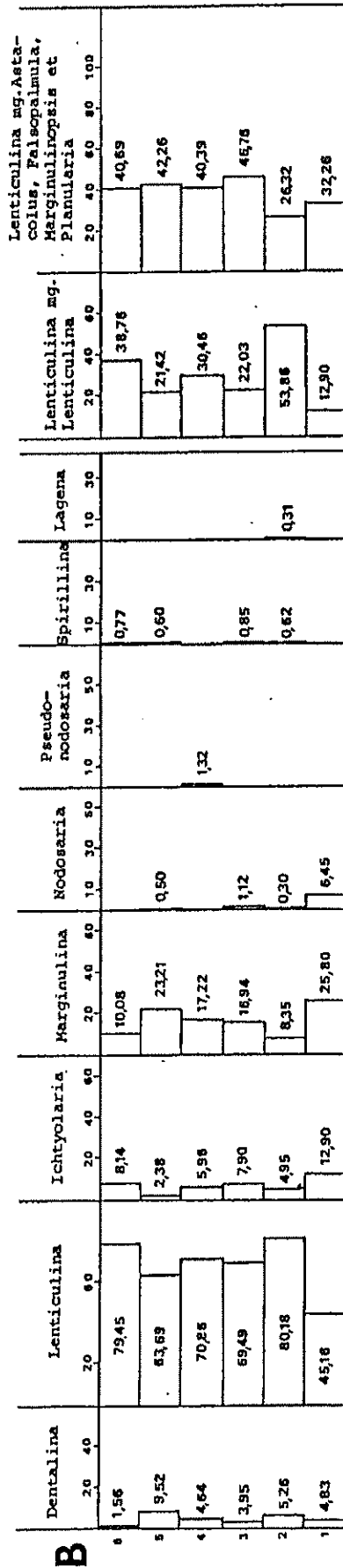
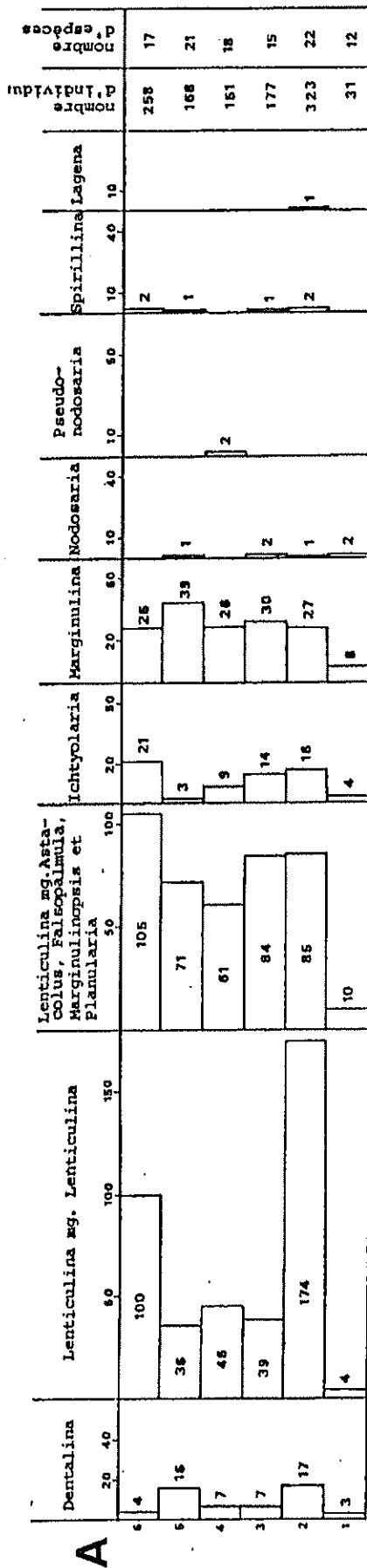
Les *Ichtyolaria* sont représentés par des formes ornées : *I. bicostata* (d'ORBIGNY), *I. dubia* (BORNEMANN), *I. muelensis* (RUGET et SIGAL), *I. sulcata* (BORNEMANN) et de rares formes lisses comme *I. nitida* (TERQUEM).

Les Dentalines robustes comme *Dentalina terquemi* d'ORBIGNY, *D. obscura* TERQUEM, *D. arbuscula* TERQUEM, s'associent à des formes plus fines telles *D. subtenuicollis* FRANK E, *D. exilis* FRANK E ainsi qu'à de rares formes ornées : *D. subtenuistriata* TERQUEM.

Les Nodosaires, Pseudonodosaires, Spirillines et *Lagena* sont peu représentées.

β) Les Ostracodes : Les formes lisses *Ogmoconcha* sp., *Ogmoconchella* sp. et *Bairdia* sp., dominant largement.

Fig. 67 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère : associations de Foraminifères dans les Calcaires en rangs de pavés, coupe du ruisseau de la Merdarié.
A : tableau de fréquence absolue des différents genres,
B : tableau de fréquence relative des différents genres.
(Les numéros 1 à 6 correspondent à ceux des figures 66 et 68).



e - Les paramètres écologiques (Fig. 68)

La variation spatiale des microfaunes en domaine marin peut s'exprimer par des paramètres écologiques (REY, 1983) comparables à ceux mis en évidence par LOWMAN (1949) dans le delta du Mississippi et le golfe du Mexique:

- le rapport Ostracodes lisses/Ostracodes ornés croît globalement avec la profondeur.

- le rapport Lagenidés/nombre d'espèces croît ici de façon irrégulière, de la base au sommet des Calcaires en rangs de pavés, mais l'ensemble suggère aussi un approfondissement.

- le rapport Lagenidés/Ostracodes croît puis reste stable.

L'évolution de ces trois paramètres écologiques suggère un approfondissement du milieu de dépôt par rapport aux Calcaires à chailles sous-jacents. Les Calcaires en rangs de pavés représentent une séquence eustatique d'ouverture et, probablement, le passage de l'étage infralittoral au domaine circalittoral.

f - La palynologie

L'apparition des premiers Dinoflagellés, dans la zone à Davoei, révèle un approfondissement relatif du domaine marin (BOUTET, 1981).

Dès le sommet du membre, la proportion du microplancton d'Acritarches diminue au profit des Tasmanacées. La microflore est pour 60 à 85 % continentale et 15 à 40 % d'origine marine. L'abondance des spores, des pollens, le matériel humique ligno-charbonneux, indiquent un milieu marin légèrement plus agité et suggèrent de légères tendances régressives au sommet même de cette séquence eustatique d'ouverture.

g - Les faunes

Plus riches et plus diversifiées, les faunes des calcaires en rangs de pavés marquent de nets changements par rapport à l'ensemble carbonaté sous-jacent.

Les Lamellibranches dominent avec des suspensivores fouisseurs : *Cucullaea* sp. (*Arcoidea*), *Mactromya* sp., *Pholadomya* sp. et *Pleuromya* sp. (*Pholadomyidae*), et une épifaune essentiellement composée de *Pectinaceae*, *Entolium* sp., *Plicatula spinosa* (SOWERBY), *Pseudopecten* (P.) *aequivalvis* (SOWERBY), associés à *Pseudolimea* sp. (*Limacea*).

Les Brachiopodes : *Rimihynchia anglica* ROLLIER, *Rudirhynchia rudis* BUCKMAN, *Zeilleria* (*Cincta*) *numismalis* (LAMARCK) et *Gibbirhynchia* cf. *curviceps* (QUENSTEDT), complètent l'épifaune avec des Gastéropodes tels *Ptycomphalus expansus* (SOWERBY) et *Risselloidea* sp..

Les Echinodermes sont représentés par de petits Cidaridés et des Crinoïdes : *Chladocrinus* cf. *basaltiformis* MILLER accompagnées de très rares *Balanocrinus* sp.

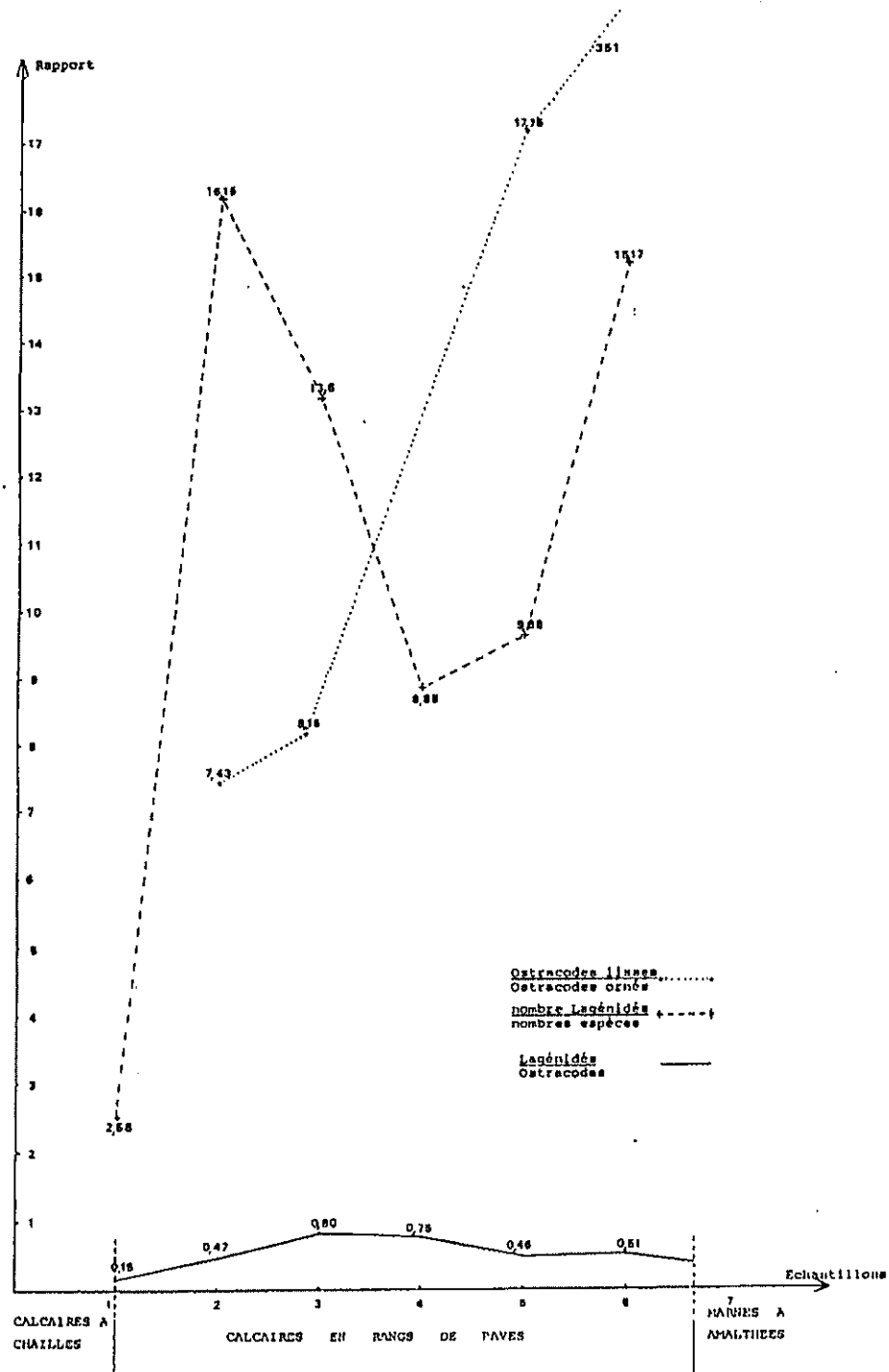


Fig. 68 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère, Calcaires en rangs de pavés du ruisseau de la Merdarié : évolution des paramètres écologiques concernant les microfaunes (les numéros 1 à 6 correspondent à ceux des figures 66 et 67).

Les Bélemnites : *Hastites* aff. *ventroplanus* VOLTZ, *H. clavatus*, ST-AHL, *Passaloteuthis poliniacensis* LISSAJOUS et *P. gr. rudis* (PHILLIPS) sont des organismes nectoniques colonisant des milieux très différents mais toujours peu profonds (ARNAUD et MONLEAU, 1979). Leur explosion souligne l'ouverture du milieu.

2.2. - Est de la Grésigne : coupes de Tonnac et de la carrière de la Commune de Campagnac

2.2.1. - Situation des coupes

Coupe de Tonnac : Carte IGN au 1/50.000e Albi, x = 410,15, y = 4880,40.

La coupe se situe au nord de Tonnac, sur le bord ouest de la route départementale D 33, 100 m au nord de la ferme "Le Peyrou" (Fig. 61 C)

Coupe de la carrière de la commune de Campagnac

2.2.2. - Coupe de Tonnac (Fig. 69)

L'extrême base des Calcaires marneux à *Platyleuroceras* ainsi que le hard-ground lotharingien sont masqués par une faille. De même, la faille de Tonnac oblitère le sommet du C1, l'ensemble des Calcaires à chailles et les Calcaires en rangs de pavés.

Cette coupe est remarquable par :

- sa disposition d'ensemble avec des bancs décimétriques stratocroissants séparés par des couches marneuses épaisses (20 à 35 cm Fig. 69), sa richesse en *Polymorphitinae*, la variété des faunes, la présence de micro-failles synsédimentaires.

a - Disposition d'ensemble

Les Calcaires marneux à *Platyleuroceras* (C1) se subdivisent en trois ensembles qui apparaissent de bas en haut :

C1a : un premier ensemble de bancs massifs, réguliers (6 à 15 cm d'épaisseur), séparés par des couches marneuses (6 à 10 cm). Cet ensemble se termine par un groupe de bancs décimétriques, interrompu par un hard-ground local à thanatocénose de bélemnites.

C1b : un deuxième ensemble composé de bancs bien réglés (20 à 30 cm) alternant avec des couches marneuses (18 à 25 cm) dont l'épaisseur diminue au sommet.

C1c : un troisième ensemble de bancs marno-calcaires épais (40-50 cm), séparés par des marnes (20 à 35 cm).

b - Le microfaciès

Les biopelmicrites wackestone à packstone, bioturbées et pyriteuses, faible-

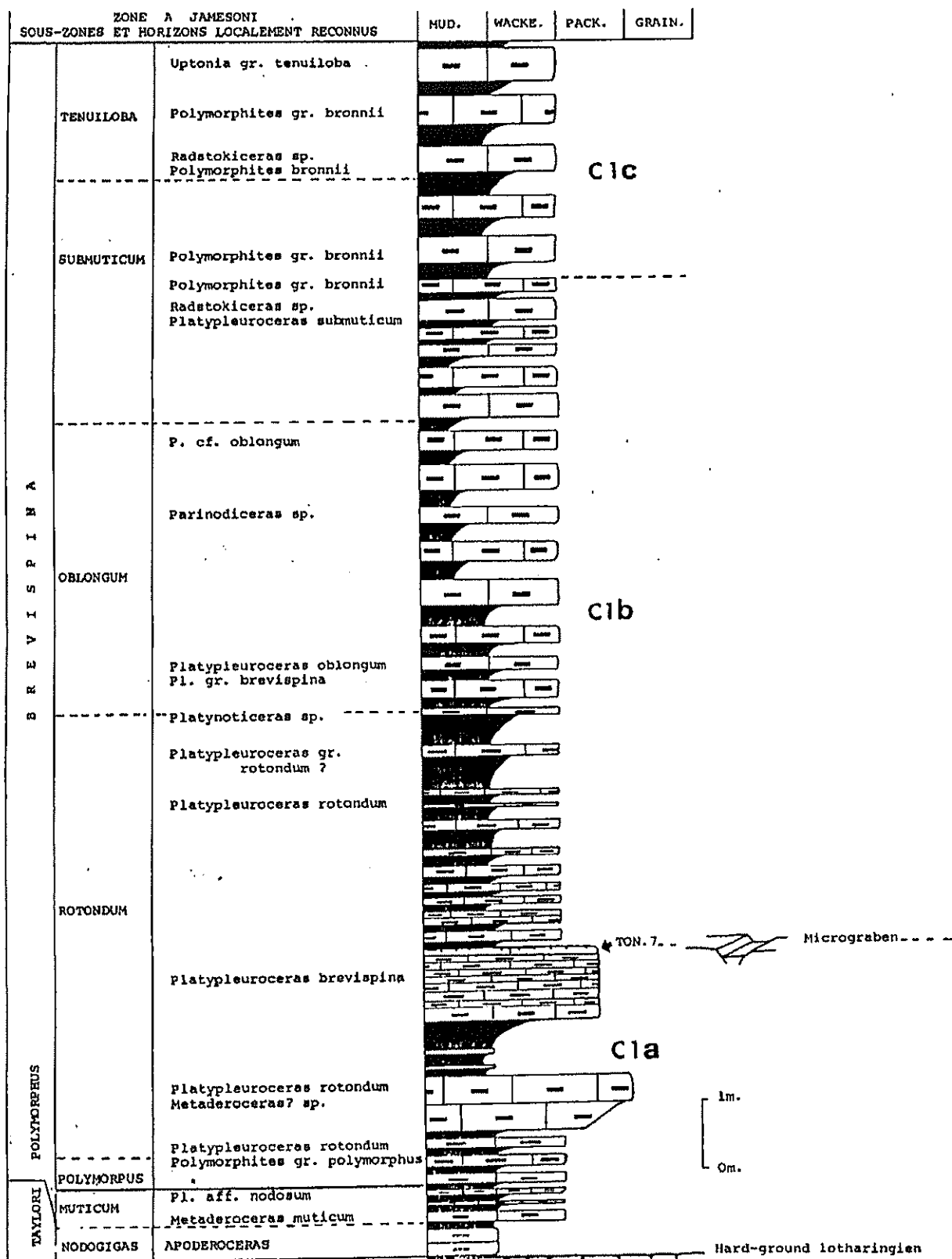


Fig. 69 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère, coupe de Tonnac : biostratigraphie des Calcaires marneux à *Platyleuroceras*. MUD : mudstone, WACKE : wackestone, PACK. : packstone, GRAIN : grainstone.

ment sableuses (1 à 2 % de quartz), à bioclastes d'échinodermes dominants, de brachiopodes, d'annélides, d'ostracodes... présentent des spicules de démosponges et des fragments d'éponges.  PL12,5

Les Lagénides, abondants, accompagnent *Verneuillinoïdes mauritii* (TERQUEM) et *Glomospira* sp.

c - Les marnes

Oolithes et agrégats caractérisent les marnes de la partie basale du membre (Fig. 72)

- les oolithes de type α ont le plus souvent un nucleus fait d'un débris d'échinoderme,

- les agrégats (lumps ou grapestone, ILLING, 1954) soulignent un début de lithification synsédimentaire en milieu peu agité. Ils seraient l'oeuvre d'algues mucilagineuses qui soudent les éléments et tendent ainsi à stabiliser le sédiment.

Les marnes apparaissent plus bioclastiques que celles de la coupe-type de Brian-de-Vère : les débris d'échinodermes dominent largement avec des encrines, pentacrines, osselets d'ophiure, sclérites d'holothuries (*Chiridotites* sp. et *Achistrum* sp.).

Les bioclastes de pectinidés voisinent avec de nombreux microconques de pectinidés, des moules internes pyritisés de petits gastéropodes (plus rares), des bioclastes de brachiopodes, de crustacés (débris de pinces), des spicules bien conservés de démosponges.

Les dents de poissons sont fréquentes : dents de *Palaeospinacidae* (prédateurs qui vivaient sur le fond) d'Orectoboliformes, de Requins ou de Batoides... dont la taille pouvait atteindre 50 à 80 cm.

d - La microfaune (Fig. 70)

La microfaune, abondante et variée, associe quelques *Spirillina infima* STRICKLAND, de rares *Verneuillinoïdes mauritii* BIZON, des Ostracodes et des Lagénidés.

La base des Calcaires marneux à *Platyleuroceras* représente l'installation d'une sédimentation carbonatée de plate-forme distale. La transgression marine ouvre une profusion de nouveaux biotopes qui se caractérisent par une véritable explosion des associations de Lagénidés avec 6 genres et un minimum de 29 espèces:

- 8 espèces de Dentalines,
- 5 espèces de Lenticulines,
- 4 espèces de Nodosaires,
- 5 espèces de Marginulines,
- 5 espèces de Ichtyolaires,
- 2 espèces de Lingulines.

Les caractères essentiels de cette microfaune sont (Fig. 71) :

- d'une part sa grande diversité. Chaque genre est représenté par plusieurs espèces et chaque espèce par un nombre réduit d'individus.

- d'autre part la dominance des formes déroulées, robustes, au détriment des formes enroulées plus rares.

Les *Lenticulina* mg. *Lenticulina* restent relativement rares par rapport aux morphogenres *Astacolus*, *Marginulinopsis* et *Planularia* à fort déroulement.

Dentalina terquemi d'ORBIGNY, *D. obscura* TERQUEM, *D. cylindracea* TERQUEM s'associent à de rares formes ornées telles *D. varians* TERQUEM, *D. gr multicostata* TERQUEM, ou à des formes lisses et moins robustes comme *D. pseudocommunis* FRANKE et *D. subnodosa* TERQUEM.

Ichtyolaires et Nodosaires sont essentiellement des formes ornées : *Ichtyolaria bicostata* d'ORBIGNY, *I. muelensis* RUGET et SIGAL, *I. sulcata* BORNEMANN, *Nodosaria* cf. *costata* BORNEMANN, *N. mutabilis* TERQUEM, *N. sexcostata* TERQUEM., avec des formes lisses moins nombreuses: *I. intumescens* (BORNEMANN), *I. nitida* (TERQUEM) et *N. claviformis* TERQUEM.

e - Les rapports écologiques (Fig. 72)

Le rapport Lagenidés/Ostracodes croît jusqu'au niveau 3 puis décroît. Les conditions écologiques deviennent moins favorables à la vie des Foraminifères benthiques : la vitesse de sédimentation s'accélère et par conséquent la quantité d'oxygène disponible sur le fond diminue.

Le maximum de développement des microfaunes benthiques correspond aux marnes à graptolite du terme C1a, donc à des fonds calmes, des substrats probablement algairens en cours de stabilisation, avec une vitesse de sédimentation réduite. Ces mêmes niveaux sont les plus riches en Brachiopodes.

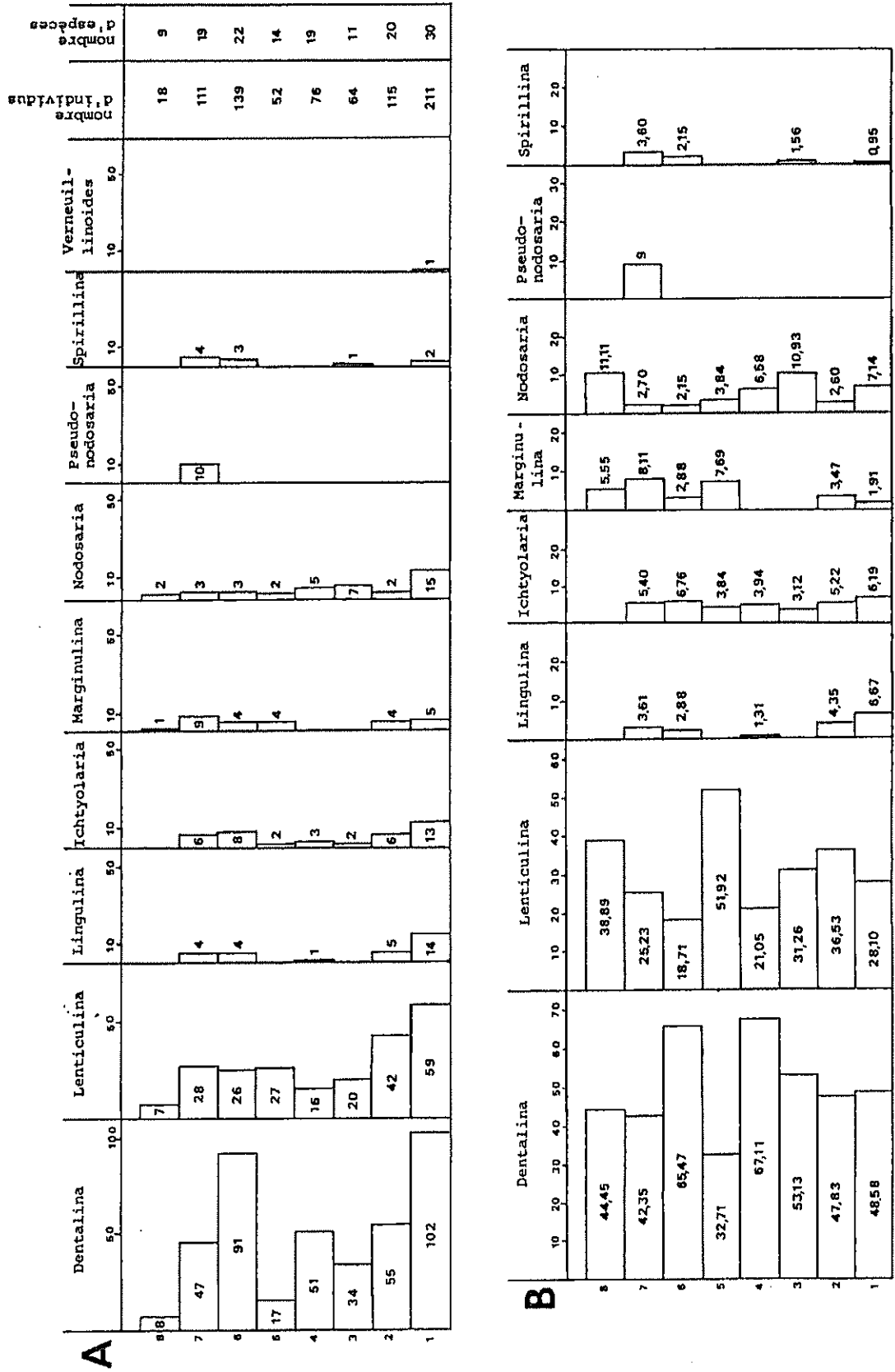
f - Les faunes d'Ammonites

A l'exception de rares fragments de *Radstokiceras*, l'ensemble apparaît très peu diversifié avec des *Polymorphitidae* platycones: *Polymorphites* puis *Platypleuroceras* et surtout *Uptonia*, les microconques: *Polymorphites* gr. *bronnii*, dominant nettement.

g - Les autres faunes

Les *Zeilleria* dominent nettement les faunes de Brachiopodes avec 6 espèces : *Z. (Cincta) cf. cor* LAMARCK, *Z. (C.) numismalis* (LAMARCK), *Z. (C.) kerastis* DELANCE, *Z. (C.) darwini* (DESLONGCHAMPS), *Z. (Z.) roemeri* (SCHLOENBACH), et *Z. (Z.) aff. waterhousii* (DAVIDSON). Elles sont associées à un petit nombre de *Cuersithyris* gr. *dauidsoni* (HAIME), *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON), *Spiriferina tumida* BUCKMAN, *Quadratorhynchia dunrobinensis* (ROLLIER) et à deux espèces de *Gibbirhynchia* : *G. curviceps* (QUENSTEDT) et *G. ranina* (DUBAR).

Fig. 71 : Formtion des Calcaires de Brian-de-Vère, coupe de Tonnac : associa-
tions de Foraminifères dans les Calcaires marnaux à *Platyleurocerus*.
A : tableau de fréquence absolue des principaux genres,
B : tableau de fréquence relative des principaux genres.
(les numéros correspondent à ceux des figures 70 et 72).



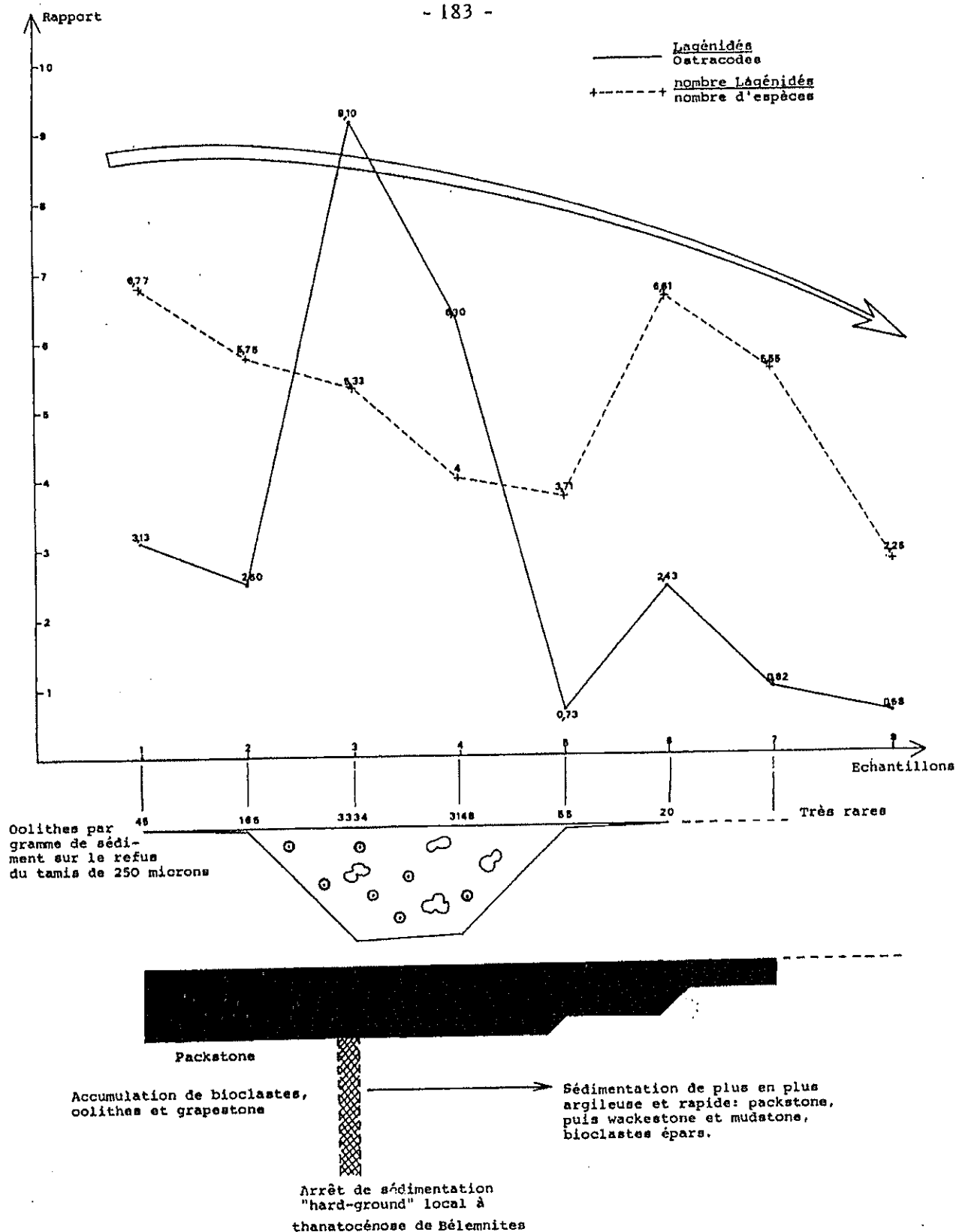


Fig. 72 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère, Calcaires marneux à *Platyleuroceras*, coupe de Tonnac : évolution verticale des paramètres écologiques concernant les microfaunes.
(les numéros correspondent à ceux des figures 70 et 71).



Fig. 73 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère, coupe de Tonnac :
A : situation de la coupe et des principaux accidents tectoniques de la Grésigne,
B : fracturation synsédimentaire du niveau TON 7.

Les peuplements de Lamellibranches sont dominés par de petits Pectinaceae bien conservés, les valves en connexion : *Chlamys prisca* SCHOLTHEIM et *C. textoria* SCHLOTEIM accompagnés d'*Entolium* sp., *E. corneolum* (YOUNG et BIRD), *Plicatula* sp. et *Oxytoma* sp.

A côté de ces épibiontes, la majorité des fouisseurs suspensivores appartient aux Pholadomyidae : *Gresslya* sp., *Pholadomya* sp., *Pholadomya decorata* ZIETEN, *Mactromya* sp., *Homomya* sp., aux Arcoidea : *Cucullaea* sp. ou aux Mytiloidae endobyssés : *Pinna* sp.

Les *Chlamys*, dans la nature actuelle, vivent soit fixés par leur byssus sur des fonds plus ou moins indurés, soit posés sur des fonds plus ou moins grossiers. Ils recherchent souvent les zones d'herbiers. Les fonds vaseux à sédimentation rapide sont incompatibles avec leurs besoins respiratoires, les particules en suspension dans l'eau diminuant la teneur en oxygène. Actuellement les *Chlamys* colonisent la partie inférieure de l'étage infralittoral (de - 80 à - 200 m) en Méditerranée, Atlantique, Mer du Nord et Manche.

Chez les Gastéropodes, la prédominance des formes détritivores, modérément fouisseuses, ou phytophages directes suggère des substrats meubles, fins, plus ou moins algaires. Ce sont des Pleurotomariidae, des Eotomaridae tels *Ptycomphalus* sp., des Pseudomelaniidae comme *Pseudomelania* (*Oonia*) sp., et des Ampullospiridae.

Les Bélemnites appartiennent essentiellement à deux espèces : *Passaloteuthis rudis* PHILLIPS et *Coeloteuthis excavatus* PHILLIPS.

Elles portent des perforations linéaires, millimétriques et orientées parallèlement au rostre. Ces marques seraient dues à la fixation de crustacés cirripèdes acrothoraciques, du vivant des Bélemnites (ARNAUD et MONLEAU 1979). Leur motilité déterminerait l'orientation préférentielle des fixations de parasites.

La présence en masse des Bélemnites suggère des milieux marins largement ouverts mais de bathymétrie relativement faible. Ces organismes nectoniques, rares dans les faciès marneux profonds (ARNAUD et MONLEAU, 1979) semblent préférer les eaux du plateau continental.

De nombreuses Bélemnites, brisées émousées et remaniées servent de substrat dur pour la colonisation de serpules, de crustacés ou encore pour la fixation de brachiopodes.

h - Microfailles synsédimentaires (Fig. 73) PL13,2

Dans la partie inférieure de la coupe, un ensemble de petits bancs décimétriques est interrompu par un hard-ground local (premier ensemble). Une analyse de la fréquence directionnelle de la fracturation révèle trois directions qui sont celles des accidents majeurs régionaux :

- N 130° - N 170° E : réseau faillé de la Vère,
- N 10° - N 50° E : faille de Villefranche-de-Rouergue,
- N 70° - N 90° E : direction pyrénéenne.

Les microfailles normales s'associent en micrograben avec les caractères d'une fracturation distensive synsédimentaire : miroirs à pendage variable,

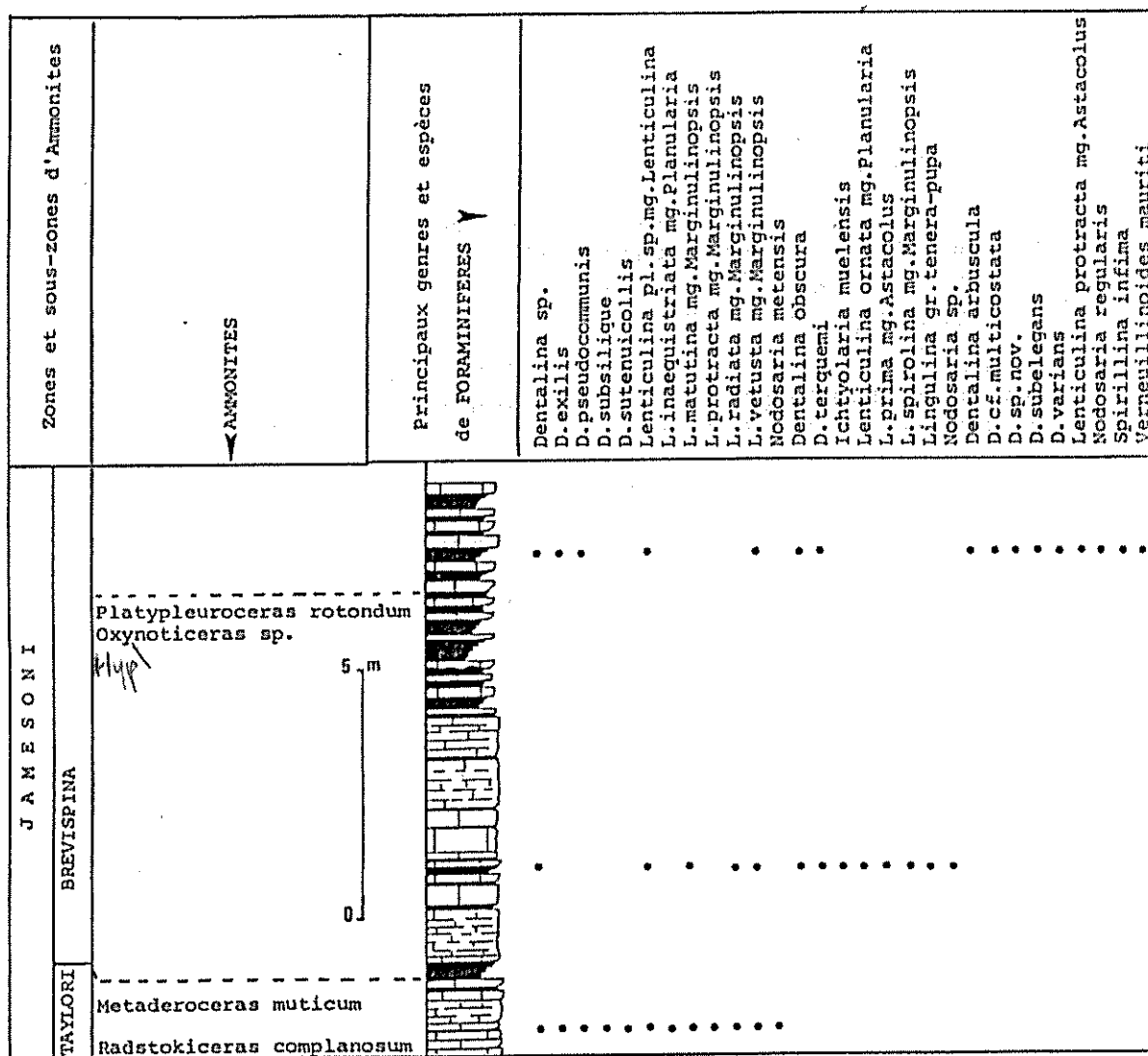


Fig. 74 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère, coupe de Vaour : répartition stratigraphique des faunes d'Ammonites et des Foraminifères dans les Calcaires marneux à *Platypleuroceras*.

absence de striation impliquant des torsions ne pouvant intervenir que dans un matériau incomplètement lithifié. Ce type de micrograben suggère une distension NNE-SSW syncarixienne et, par conséquent, le jeu du réseau de grandes failles régionales durant le Lias.

2.2.3. - La coupe de la carrière de la commune de Campagnac

Seule l'extrême base des Calcaires marneux à *Platyleuroceras* apparaît au-dessus du hard-ground lotharingien.

Les marnes à oolithes et grapestones, bioclastiques, renferment une micro-faune de Lagénidés (Fig. 45) comparable à celle du même membre à Tonnac (Fig. 82) mais moins riche, avec seulement 8 genres et morphogenres pour 18 espèces.

Comme à Tonnac, les Dentalines (55 à 56 %) et les Lenticulines (40 à 41 %) dominent les populations de Foraminifères, les formes déroulées l'emportant largement sur les formes enroulées (*Lenticulina* mg. *Lenticulina*).

2.3. - Les Coupes de la partie nord-est de la Grésigne : Vaour, Aussevaysse et Puech-Mignon

2.3.1. - Situation des Coupes

Coupe de Vaour : Carte au 1/50.000e Albi, x = 404,65, y = 4883,1. La coupe se situe au NE de Vaour, sur la bordure est de la départementale D 91 (Fig. 61 B1)

Les Calcaires en rangs de pavés apparaissent en x = 404,72 et y = 4884,1 le long d'un sentier forestier (Fig. 61B4), sur la Carte au 1/50.000e Najac

Coupe d'Ausevaysse : Le Carixien apparaît sur la même coupe que le Lotharingien et le Sinémurien, dans la tranchée de chemin de Fer (Fig. 40 B2)

Coupe de Puech-Mignon : Carte IGN au 1/50.000e de Najac. x = 414,15, y = 4890,67 dans les carrières à l'entrée sud-ouest du village de Puech-Mignon (Fig. 61 D)

2.3.2. - Coupe de Vaour (Fig. 74)

La coupe s'observe du SE au NW et de la base au sommet, sur le côté NE de la route. Les bancs orientés N 50° E plongent de 20 à 25° vers le NW.

a - Les Calcaires marneux à *Platyleuroceras* se disposent en séquences binaires pluridécimétriques, marnes-marno-calcaires, analogues à celles des coupes d'Ausevaysse (Fig. 77) et de Puech-Mignon (Fig. 78). Leur base est datée par : *Metaderoceras muticum* (d'ORBIGNY) et *Radstokiceras* gr. *complanosum* (SIMPSON) [zone à Jamesoni, sous-zone à Taylora, horizon à Muticum] (CUBAYNES, BOUTET, DELFAUD et FAURE, 1984).

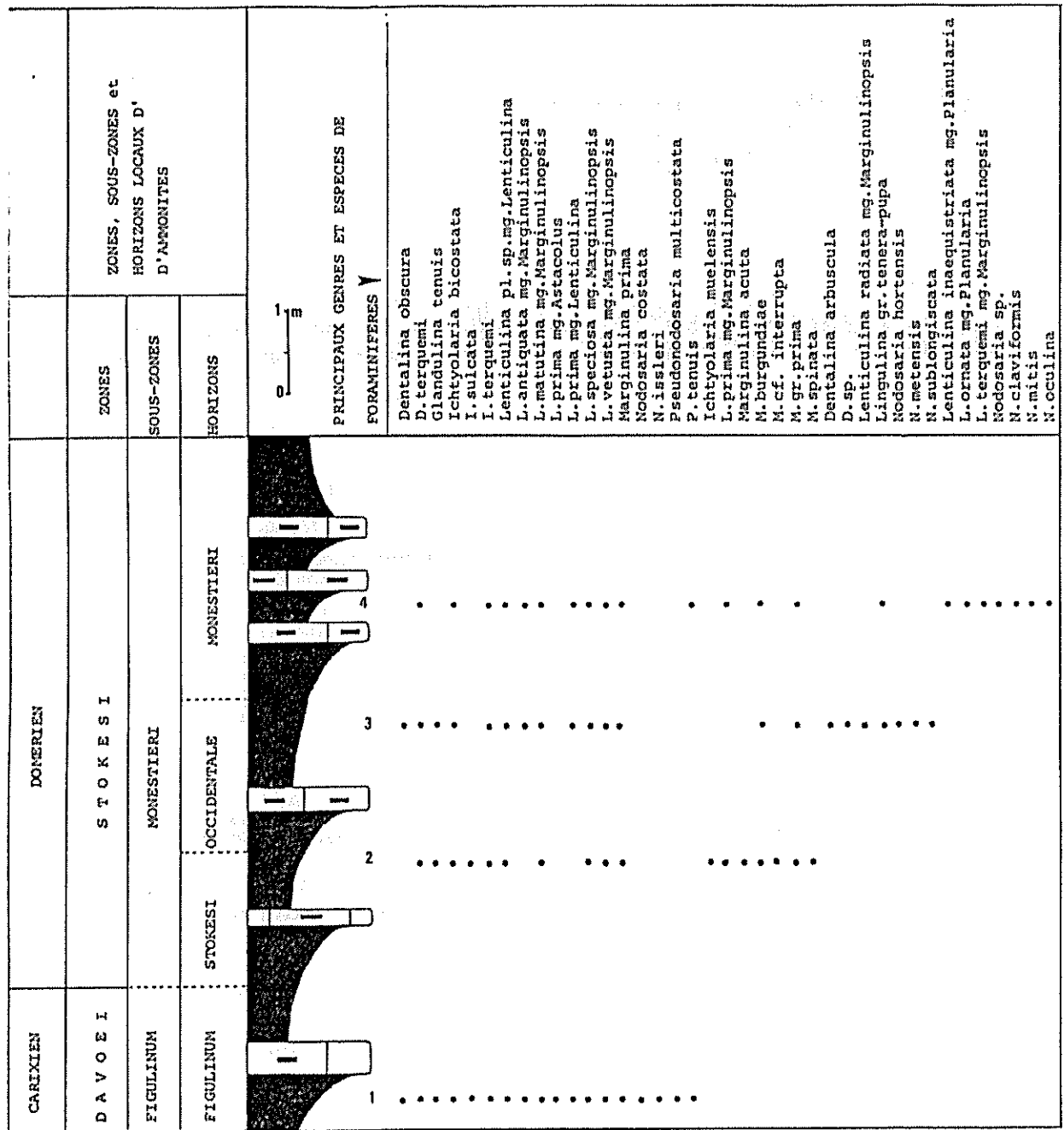


Fig. 75 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère, coupe de Vaour : répartition stratigraphique des Foraminifères dans les Calcaires en rangs de pavés (les numéros correspondent à ceux de la figure 76).

α) Microfaciès

Les biopelmicrites wackestone, bioturbées et pyriteuses, peu sableuses (1 à 3 % de quartz), se caractérisent par la présence d'oolithes micritisées éparses et de grains de quartz subanguleux, de taille supérieure à ceux des biopelmicrites de la vallée de la Vère ou de Tonnac. Comme à Tonnac, les derniers niveaux supérieurs présentent des spicules de démosponges.

β) Les marnes

Les marnes bioclastiques, ne livrent, contrairement à la coupe de Tonnac, que de rares oolithes. Les Echinodermes fournissent l'essentiel des bioclastes avec radioles et plaques d'échinidés bien conservées, encrines abondantes, osselets d'ophiures, sclérites d'holothuries... Les spicules de démosponges sont nettement moins nombreux que sur la coupe de Tonnac.

γ) Microfaunes PL 29,4,5,6

Les Lenticulines (55 à 56 %) et les Dentalines (40-41 %) dominent des associations de Lagénidés (Fig. 75 et 76) moins importantes que celles de Tonnac (Fig. 71 A) mais présentant des caractéristiques similaires :

- diversité avec 10 genres ou morphogenres et au moins 16 espèces,
- forte proportion d'individus déroulés par rapport aux formes enroulées.

δ) Faunes de Brachiopodes et de Lamellibranches

la base des Calcaires marneux à *Platyleuroceras* présente la classique luma-chelle à *Cuersithyris* gr. *davidsoni* (HAIME), *C. cuersensis* ALMERAS et MOULAN et *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON).

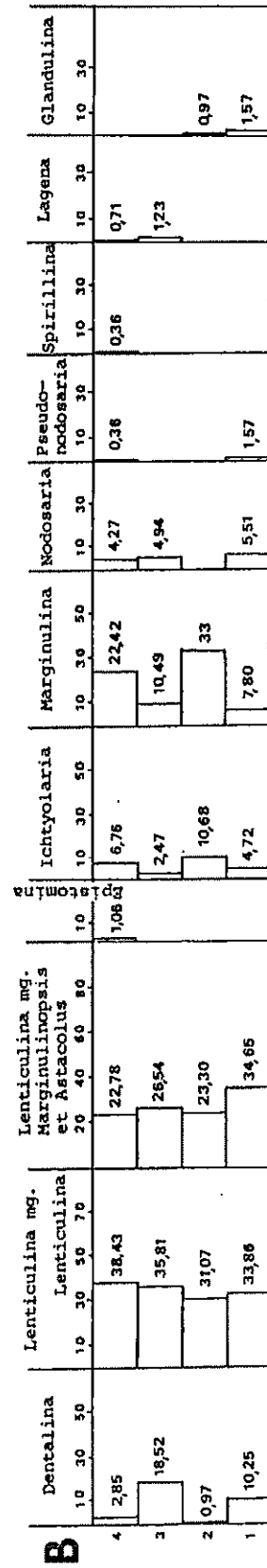
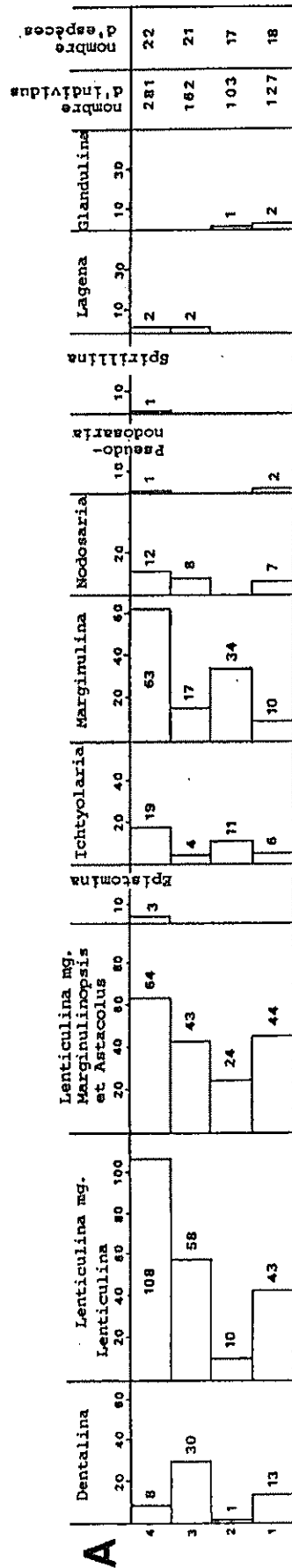
Cette association carixienne (ALMERAS et MOULAN, 1979 ; ALMERAS et ELMÍ, 1982) est connue au Portugal, aux Baléares, en Catalogne, dans la Cordillère ibérique et les Asturies... Les régions ibérico-pyrénéennes semblent caractérisées, biogéographiquement, par ces populations denses de *Cuersithyris davidsoni* associées à des fouisseurs : *Pholadomyidae* (FAURE, 1982), tels *Pholadomya* sp., *Pholadomya ambigua* (SOWERBY) et *Myopholas radiata* GOLDFUS.

Les coquilles, bien conservées, non dissociées, avec une absence de tri, suggèrent une fossilisation sans transport post-mortem notable. Elles reflètent donc de véritables biocénoses locales, typiques de milieux à énergie modérée et à sédimentation relativement lente.

L'épifaune est complétée par *Gibbirhynchia curviceps* (QUENSTEDT), *G. ranina* (DUBAR) et *Zeilleria (Cincta) numismalis* (LAMARCK) et d'autres suspensivores, libres ou fixés, tels *Chlamys* sp., *Pseudolimea duplicata* (MUNSTER).

L'endofaune se compose de *Pholadomyidae*, de *Limaceae* (*Pseudolimea*) et de *Mytiloidae* endobyssés : *Pinna* sp..

Fig. 76 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère, coupe de Vaour : associations de Foraminifères dans les Calcaires en rangs de pavés.
A : tableau de fréquence absolue des différents genres,
B : tableau de fréquence relative des différents genres.
(les numéros correspondent à ceux de la figure 75).



b - Les Calcaires à chailles, en bancs décimétriques alternant avec de fines couches marneuses, apparaissent de façon discontinue dans les sapinières, à l'est de la route (25 m).

c - Les Calcaires en rangs de pavés

Le membre des Calcaires en rangs de pavés offre la même succession biostratigraphique que dans la vallée de la Vère, le ruisseau de la Merdarié et le secteur de Penne (Fig. 75)

Les microfaunes (Fig. 75 et 76) apparaissent comparables à celle des autres coupes (Fig. 66 et 67)

- 7 genres ou morphogenres pour un minimum de 38 espèces ! (Fig. 76)
- les formes déroulées dominent les formes enroulées, le pourcentage de *Lenticulina* mg. *Lenticulina* reste relativement stable entre 31,07 et 38,43 %.  PL 30,7 à 12,15

2.3.3. - La coupe d'Aussevaysse (Fig. 77) PL 10,2

Au-dessus du hard-ground supra-lotharingien, cette coupe présente la plus grande partie (19 à 20 m) des Calcaires marneux à *Platyleuroceras*.

Au dessus d'un premier ensemble massif de marno-calcaires en bancs décimétriques, le membre s'organise en séquences binaires pluridécimétriques de marnes et de marno-calcaires.

α) Microfaciès

Les biopelmicrites wackestone à packstone, bioturbées et pyriteuses, présentent le faciès commun à bioclastes d'échinodermes dominant et Lagénidés.

Faiblement sableuses (1 à 3 % de quartz fin), elles renferment en outre quelques grains de quartz de plus grande taille et de rares intraclastes.

Les bioclastes épars : lamellibranches, brachiopodes (rares), annélides (rares), ostracodes (entiers ou avec les valves dissociées), gastéropodes (rares), lagénidés... voisinent avec des spicules et des fragments de démosponges.

β) Microfaunes

Relativement pauvres par rapport à celles du Carixien inférieur de Tonnac et même de Vaour, elles sont dominées par des Dentalines robustes comme *D. terquemi* et par les Lenticulines avec un fort pourcentage de formes déroulées (Fig.

γ) Faunes

Cuersithyris gr. *dauidsoni* (HAIME), *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON), *Quadratrhyndia dunrobinensis* (ROLLIER), *Spiriferina tumida* BUCKMAN,

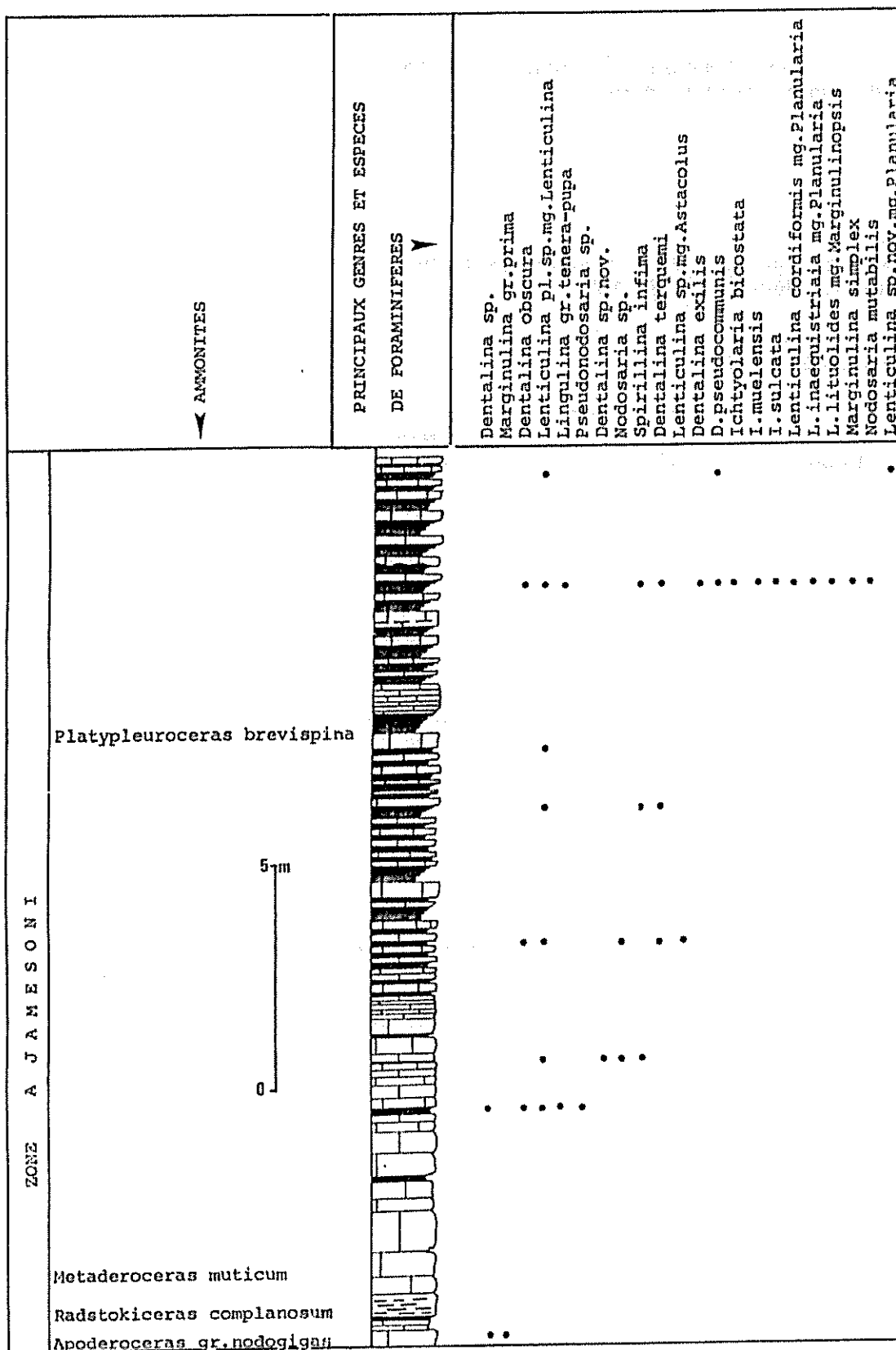


Fig. 77 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère, coupe d'Aussevaysse : répartition stratigraphique des faunes d'Ammonites et des Foraminifères dans les Calcaires marneux à *Platypleuroceras*.

Gibbirhynchia curviceps (QUENSTEDT) et *G. ranina* (DUBAR), accompagnent de rares *Zeilleria* (*Cincta*) *kerastis* DELANCE.

Les *Pectinaceae* forment la plus grande partie de l'épifaune : *Chlamys prisca* SCHLOTHEIM, *C. textoria* SCHLOTHEIM, *Entolium* sp., *E. costantulum* YOUNG et BIRD, *Oxytoma* sp., avec des *Limaceae* : *Pseudolimea acuticostata* (MUNSTER), *P. duplicata* (SOWERBY).

Les fousseurs appartiennent aux *Pholadomyidae* : *Mactromya* sp., *Pholadomya* sp., *P. ambigua* (SOWERBY), *P. decorata* ZIETEN; les *Mytiloidae* endobysis (*Pinna* sp.) restent rares.

Les Bélemnites, bien représentées, appartiennent toutes au genre *Passaloteuthis* avec *P. sp.* et *P. gr. rudis* PHILLIPS.

2.3.4. - Coupe de Puech-Mignon (Fig. 78)

L'ensemble des Calcaires marneux à *Platypleuroceras* apparaît ici légèrement plus épais qu'en Grésigne (25 m) ; nous y avons retrouvé *Polymorphites bronni* (ROEMER-QUENSTEDT) et *Uptonia lata* (QUENSTEDT) [horizons à *Submuticum* et *Lata*] (CUBAYNES, BOUTET, DELFAUD et FAURE, 1984).

Ces calcaires marneux se répartissent en trois sous-ensembles :

a - un sous-ensemble de base (8 à 9 m), relativement massif, de calcaires marneux en bancs pluridécimétriques bien réglés (20 à 30 cm avec de rares bancs à 50 cm d'épaisseur). Les interlits marneux, rares, se réduisent à quelques centimètres d'épaisseur (2 à 7 cm).

b - un sous-ensemble médian (12 à 13 m). Cette partie de la zone à *Jamesoni* se caractérise par une succession de séquences pluri-décimétriques montrant une évolution dans la teneur des carbonates : chaque séquence débute par des argilites à *Chlamys* sp. et à petits tubes de pyrite dus à l'activité des endobiontes. Les sommets de séquence correspondent à des biomicrites wackestone à packstone, à Brachiopodes, *Pholadomya* et thalssolides (terriers).

Chaque séquence indiquerait, de la base au sommet, une légère diminution du taux de sédimentation et des apports de terrigènes. Chaque sommet de séquence se clôture par une petite surface durcie locale.

De tels cycles décimétriques sont décrits par SELLWOOD (1972) dans le Carixien de Grande-Bretagne.

c - un sous-ensemble supérieur (7,50 à 8 m) de bancs massifs (30 à 50 cm) à rares passées marneuses fait transition aux Calcaires à Chailles.

L'évolution des microfaciès est la suivante :  PL12,1 et 3

- sous ensemble de base : Les premiers niveaux carixiens correspondent à des oobiomicrites à gravelles micritiques, agrégats de gravelles, oolites micritisées et brisées, quartz anguleux (15 %) très hétérométrique et parfois de grande taille (250 micros), bioclastes de lamellibranches épars.

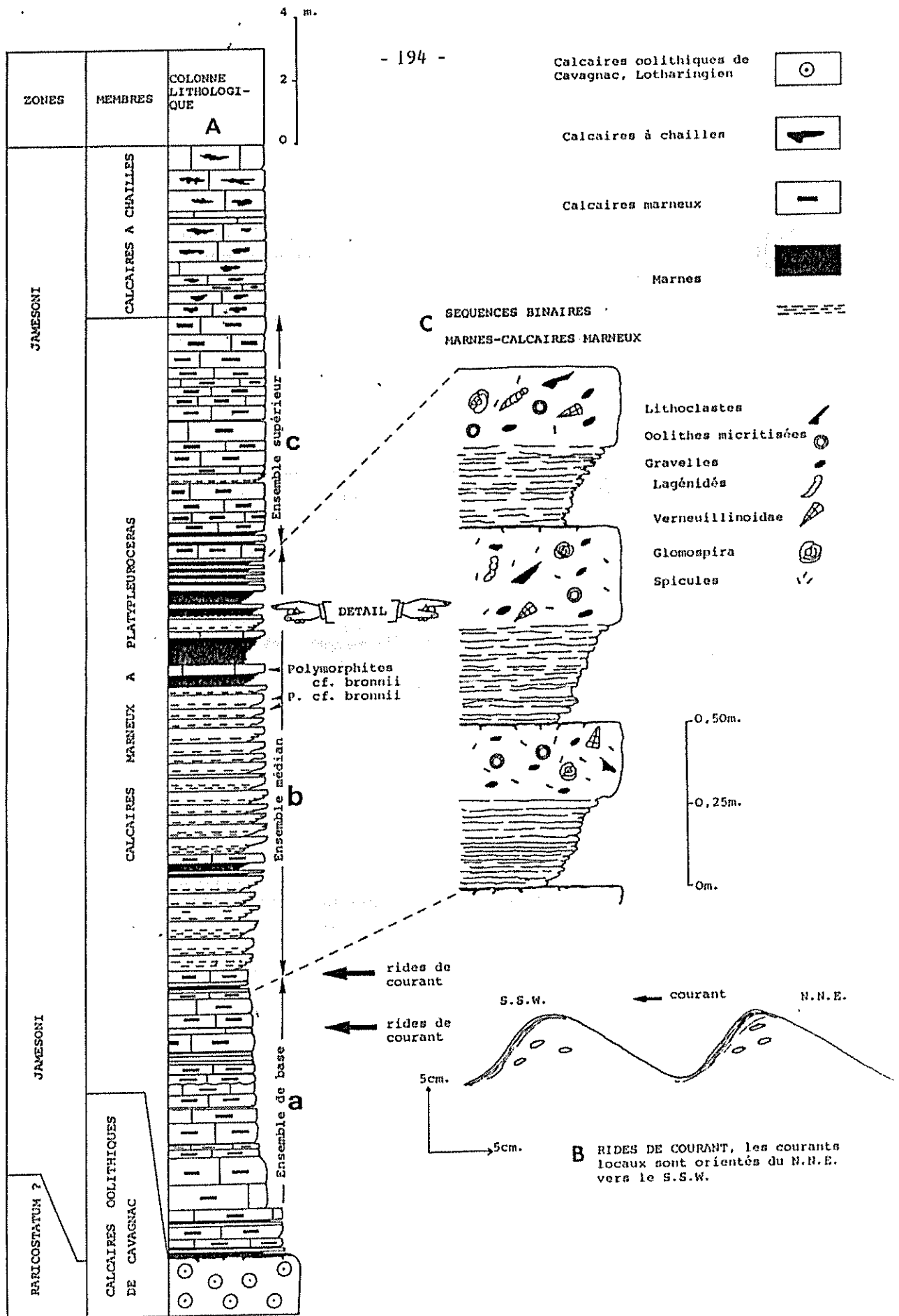


Fig. 78 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère, la coupe de Puech-Mignon (A) - détail des séquences binaires (C) et rides de courant (B).

Le cortège de Foraminifères comprend d'abondants Lagénidés, des *Glomospira* de petite taille et des *Verneuilinidae*.

Le microfaciès devient rapidement une biopelmicrite à gravelles micritiques, rares lithoclastes et oolithes micritisées. Ces biopelmicrites s'enrichissent en bioclastes mal triés : échinodermes (abondants), lamellibranches, annélides (rares), ostracodes... Les Foraminifères benthiques restent nombreux.

Le quartz se répartit en trois populations bien distinctes :

- des grains anguleux à subanguleux, hétérométriques,
- des quartz filoniens, plus gros,
- des quartz bipyramidés d'origine probablement triasique.

Ces microfaciès mudstone à wackestone, toujours bioturbés et pyriteux, présentent des plages de packstone avec accumulations de bioclastes d'échinodermes, dues soit à des courants locaux, soit à une activité de fouissage. Dans ce dernier cas, la paroi des terriers micritiques, mudstone, est tapissée de bioclastes. De nombreux galets mous pourraient provenir de l'érosion de petits abrupts de chenaux sous-marins.

Au sommet du sous-ensemble inférieur, les biopelmicrites deviennent packstone à grainstone avec un ciment micritique parfois très réduit. Les gravelles se mêlent à d'abondants lithoclastes anguleux. Le faciès, peu sableux (1 à 2 % de quartz), présente toujours quelques gros quartz filoniens tandis que les oolithes, micritisées, restent rares.

Les bioclastes, mal triés, se diversifient : ostracodes entiers ou dissociés, lamellibranches épars, annélides et brachiopodes (rares), lagénidés (abondants), échinodermes (dominants). Des plages de spiculite apparaissent avec des silicifications réduites de calcédoine.

Avec les Lagénidés apparaissent des *Glomospira* sp. et *Verneuilinidae* (très abondants).

- sous-ensemble médian : Les biopelmicrites, d'abord wackestone - packstone puis mudstone, s'appauvrissent rapidement en bioclastes, gravelles et lithoclastes, pour s'enrichir en Lagénidés, *Glomospira* sp. et *Verneuilinidae*. Elles présentent alors le classique faciès à bioclastes d'échinodermes dominants et Lagénidés.

- sous-ensemble supérieur : Les biopelmicrites packstone à grainstone, à ciment plus ou moins recristallisé, bioturbées et pyriteuses, présentent de nombreux lithoclastes sombres, des oolithes micritisées, des agrégats à enveloppe algaire et de minuscules grains de glauconie.

2.4. - Conclusions : Le Carixien de Grésigne

2.4.1. - Organisation séquentielle

La formation des Calcaires de Brian-de-Vère se décompose en deux mésoséquences d'échelle décamétrique (Fig. 79)

a - Une première mésoséquence S1 stratocroissante, dont la succession d'ensemble est régressive, englobe les Calcaires marneux à *Platypleuro-*

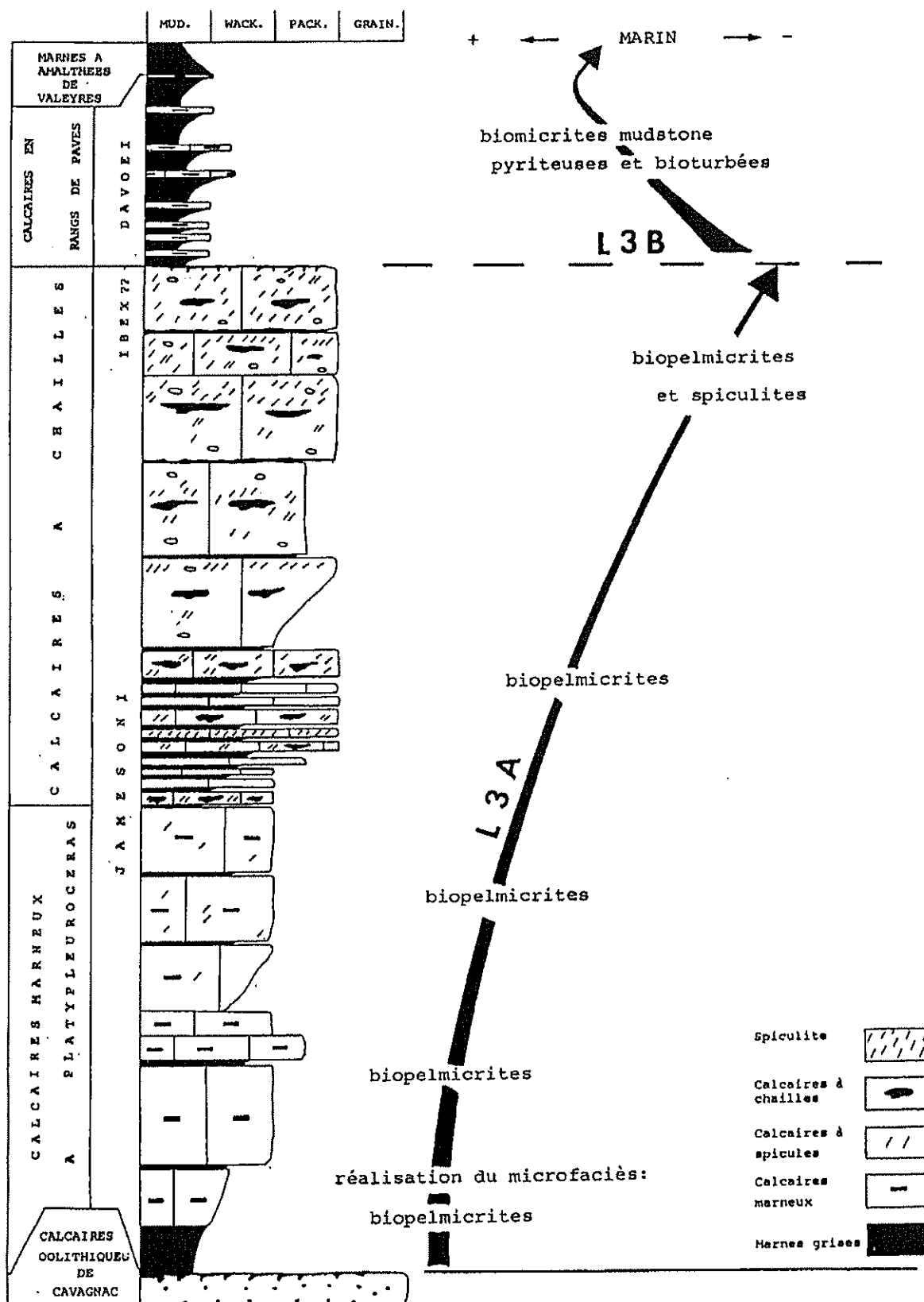


Fig. 79 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère : organisation séquentielle et évolution verticale des microfaciès.

ceras et les Calcaires à chailles. Elle se clôture par une série de surfaces ferrugineuses à thanatocénoses de Bélemnites, *Chlamys*...

La partie moyenne de la zone à Jamesoni s'organise en séquences décimétriques binaires marnes-calcaires-marneux.

b - Une deuxième mésoséquence avec les Calcaires en rangs de pavés correspond à une séquence eustatique d'ouverture.

2.4.2. - Evolution verticale des microfaciès (Fig. 79)

- La zone à Jamesoni se caractérise par des biopelmicrites à bioclastes d'échinodermes dominant, Lagénidés, *Glomospira* sp. et *Verneuiliinidae*.

La texture des microfaciès, wackestone à grainstone, ne résulte pas de variations significatives de l'énergie des eaux mais d'accumulations, plus ou moins fortes, de bioclastes apportés dans des zones plus ou moins profondes et calmes du domaine infralittoral.

Dans les Calcaires marneux à *Platypleuroceras*, les biomicrites évoluent vers des biopelmicrites de plus en plus typiques. Dans les Calcaires à chailles, les biopelmicrites se chargent en spicules, prenant localement le faciès "spiculite".

- La zone à Davoei se distingue par le dépôt des premières biomicrites mudstone très pyriteuses.

2.4.3. - Evolution latérale des microfaciès (Fig. 80)

De Puech-Mignon à la vallée de la Vère, l'évolution des microfaciès est progressive et tout se passe comme si le "Dôme de Grésigne" n'existait pas au Lias. Cette évolution latérale, du NE au SW, se caractérise par :

- la disparition des oolithes micritisées,
- la disparition des gravelles et intraclastes,
- la diminution du nombre et de la taille des bioclastes avec passage à des faciès micro-wackestone ou micro-packstone,
- la disparition rapide des quartz bipyramides et des grains de quartz de plus forte dimension,
- l'atténuation de l'organisation séquentielle décimétrique dans la partie moyenne des Calcaires marneux à *Platypleuroceras*.

Le Carixien de Puech-Mignon se situerait donc plus près des zones nourricières, avec un matériel plus grossier dont les sources sont aussi plus variées :

- quartz filoniens arrachés au socle,
- quartz bipyramides issus du Trias,
- oolithes et gravelles micritiques qui pourraient provenir du remaniement de sédiments plus septentrionaux, peut-être du sommet du Lotharingien et de la base du Carixien de la région de Figeac-Capdenac (?),
- lithoclastes qui proviendraient de la reprise de fines croûtes sédimentaires en voie de lithification,
- galets mous engendrés par l'érosion ou l'effondrement de petits abrupts de chenaux.

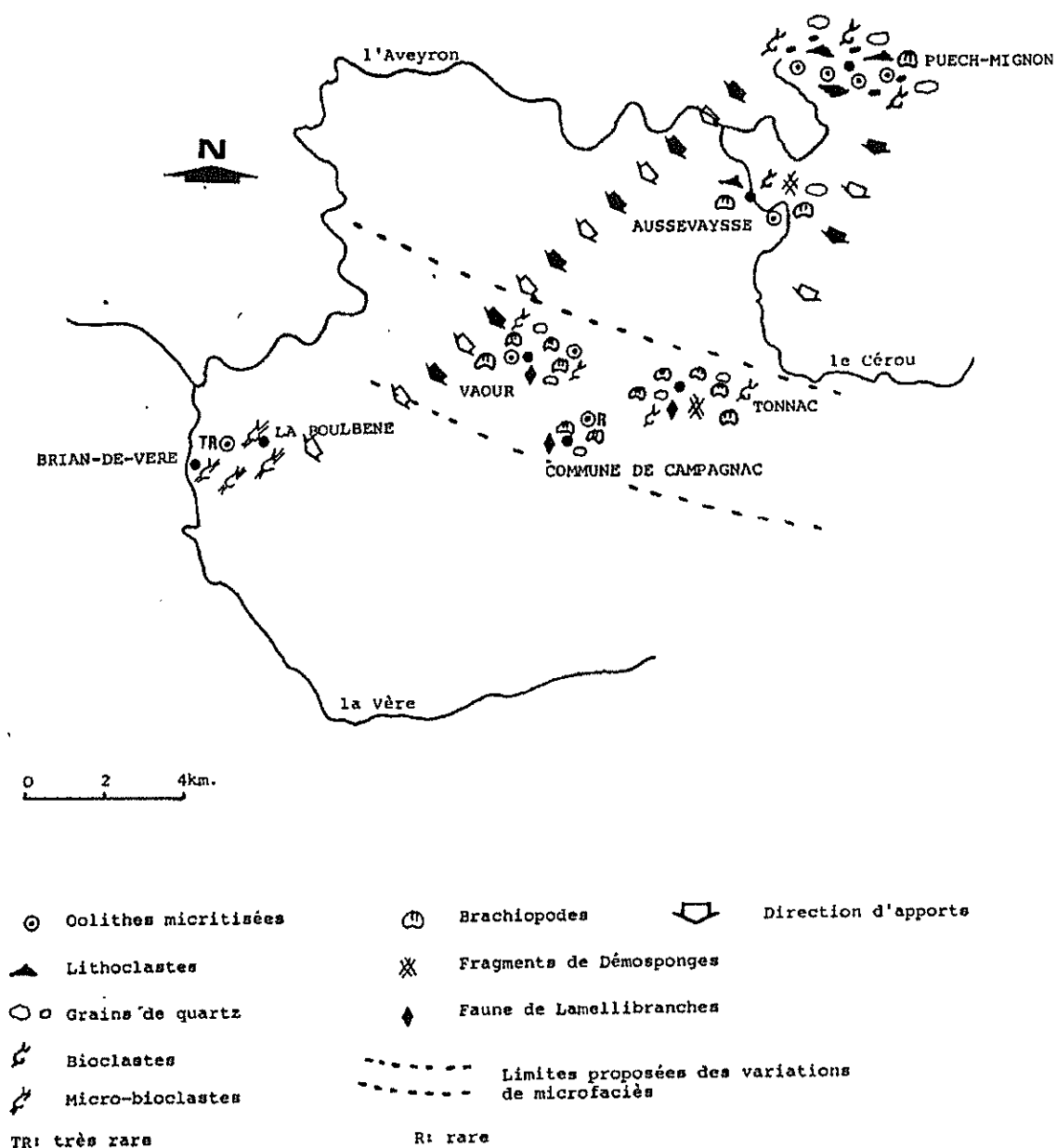


Fig. 80 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère : évolution latérale des microfaciès, du NE au SW, dans le Carixien de la Grésigne et directions d'apports.

Ces éléments clastiques impliquent l'intervention de courants, orientés NE-SW (Fig. 80) et dont les effets viennent s'ajouter aux conditions écologiques locales dans la réalisation des microfaciès.

Dans la vallée de la Vère, les variations texturales des calcaires marneux sont essentiellement déterminées par l'abondance relative des pelles, des micro-bioclastes ou des spicules et donc directement par l'abondance de l'endofaune et indépendamment des facteurs hydrodynamiques.

Ainsi ces calcaires marneux de plate-forme distale se seraient déposés dans deux domaines différents de l'étage infralittoral (Fig. 81)

- à proximité de la limite d'action des vagues dans la région de Puech-Mignon,
- en-dessous de cette limite, dans les parties les plus profondes et les plus calmes, reconnues le long de la vallée de la Vère.

2.4.4. - Les faciès à spicules

Les faciès à spicules de démosponges semblent caractériser les plates-formes carbonatées en cours de dislocation dans toute la province alpino-méditerranéenne (BENOULLI et JENKINS, 1976). Ces Démosponges atteignent leur maximum d'expansion en période de subsidence accrue et irrégulière (WILSON, 1973) comme c'est le cas au Carixien puis, plus tard, au Domérien supérieur.

Leur développement apparaît ainsi lié à des phases de "rifting" pendant lesquelles les bassins présentent de fortes irrégularités. De tels faciès se retrouvent aux mêmes niveaux, dans les Grands-Causse du Massif central (TRUMPY, 1983).

2.4.5. - Les Brachiopodes

La répartition des peuplements de Brachiopodes dépend du cadre tectono-sédimentaire (ALMERAS et ELMI, 1982). Dans des bassins épiocéaniques en voie d'approfondissement, de nombreux obstacles entravent les communications et le provincialisme des faunes de Brachiopodes, comme des faunes d'Ammonites, atteint son maximum.

Si *Zeilleria numismalis* (LAMARCK) et *Z. cor* (LAMARCK), des formes intermédiaires entre *Z. vicinalis* et *Z. cor*, connues en Ariège, dans le sud du Bassin parisien ou en Bourgogne, possèdent un cachet cosmopolite (Comm. orale de J.H. DELANCE), les peuplements de *Cuersithyris* gr. *davidsoni* (HAIME) et de *Cuersithyris cuersensis* ALMERAS et MOULAN caractérisent un vaste domaine biogéographique : Portugal, Espagne (Baléares, Catalogne, Cordillères ibériques, Asturies). Le Quercy méridional appartient donc à une "province espagnole" dépendant du domaine Celto-Souabe (FAURE, 1982). Celui-ci est isolé d'un ensemble citrabinétique, lui-même en relation avec les aires alpines à faunes ouest-téthysiennes.

L'abondance des faunes de Brachiopodes, sur les coupes de Vaour et Tonnac en particulier, suggère une sédimentation relativement lente, des eaux claires, normalement oxygénées, calmes et sans grands courants (absence de stratifications obliques, de rides, présence de fousseurs passifs tels *Pholadomya*).

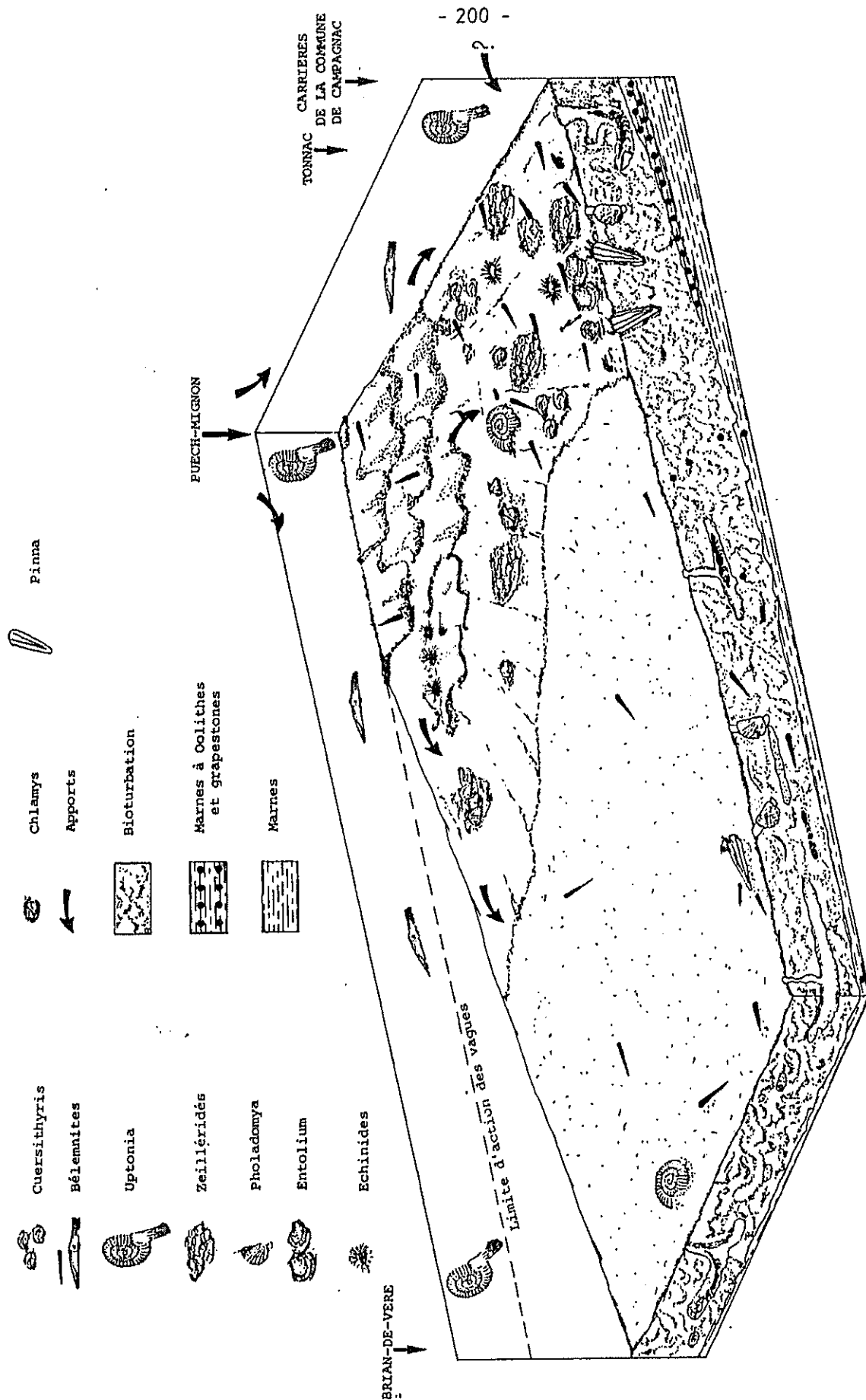


Fig. 81 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère : modèle de reconstitution paléogéographique pendant le dépôt des Calcaires marneux à *Platyleurocerus* (région de la Grésigne).

Ces Brachiopodes pouvaient se fixer soit sur les nombreux rostres de Bélemnites brisés, soit sur les grands bioclastes.

2.4.6. - Les Lamellibranches

Les Lamellibranches fouisseurs appartiennent en majorité aux **Pholadomyidae** avec deux genres bien représentés **Pholadomya sp.** et **Mactromya sp.**. L'association **Cuersithyris davidsoni** (HAIME) - **Pholadomyidae** caractérise biogéographiquement les régions ibéro-pyrénéennes (FAURE, 1982).

Les Pectinidés dominent largement l'épifaune avec des formes de taille relativement modeste (**Chlamys**). Les grands Pectinidés apparaissent surtout au passage des Calcaires à chailles aux Calcaires en rangs de pavés.

2.4.7. - Les Ammonites

Comme dans tout le Nord-Ouest de l'Europe (DOMMERGUES, 1982) les premières faunes d'Ammonites sont largement dominées par les **Polymorphitinae** platycônes : **Polymorphites**, **Platypleuroceras** et **Uptonia**.

La transgression liasique a en effet ouvert de nouvelles niches écologiques qui vont être colonisées par ces formes platycônes, adaptées au domaine néritique (TINTANT, MARCHAND et MOUTERDE, 1982).

Les **Oxynoticeratidae** sont représentés par quelques **Radstokiceras** localisés à la base de la zone à **Jamesoni**.

Le Carixien supérieur est le règne presque absolu des **Liparoceratidae** : **Becheiceras**, **Aegoceras** et **Oistoceras** (DOMMERGUES, 1979); seule l'implantation de **Prodoctylioceras davoei** (SOWERBY) suggère une incursion faunique issue du domaine mésogéen (DOMMERGUES, 1982).

Les premières faunes domériennes, riches en Amalthées, possèdent un net cachet subboréal avec des populations abondantes mais peu diversifiées. La partie inférieure de la zone à **Stokesi** se caractérise par l'apparition ~~des~~ ^{de} **premiers** **Protogrammoceras occidentale** DOMMERGUES première espèce d'**Harpoceratinae** téthysienne implantée en province euroboréale (DOMMERGUES, CUBAYNES, FAURE et MOUTERDE, 1982).

2.4.8. - Les microfaunes de Nodosariidés

A la limite Lotharingien-Carixien, la transgression marine provoque le passage de la plate-forme proximale, peu propice au développement des Foraminifères benthiques, à une plate-forme distale beaucoup plus favorable.

Dans un premier temps, la multiplication de nouveaux biotopes, de nouvelles niches écologiques, permet aux Foraminifères les mieux adaptés une colonisation rapide.

La comparaison entre les microfaunes des principales coupes (Fig. 82) désigne les **Lenticulines** et les **Dentalines** comme des genres pionniers.

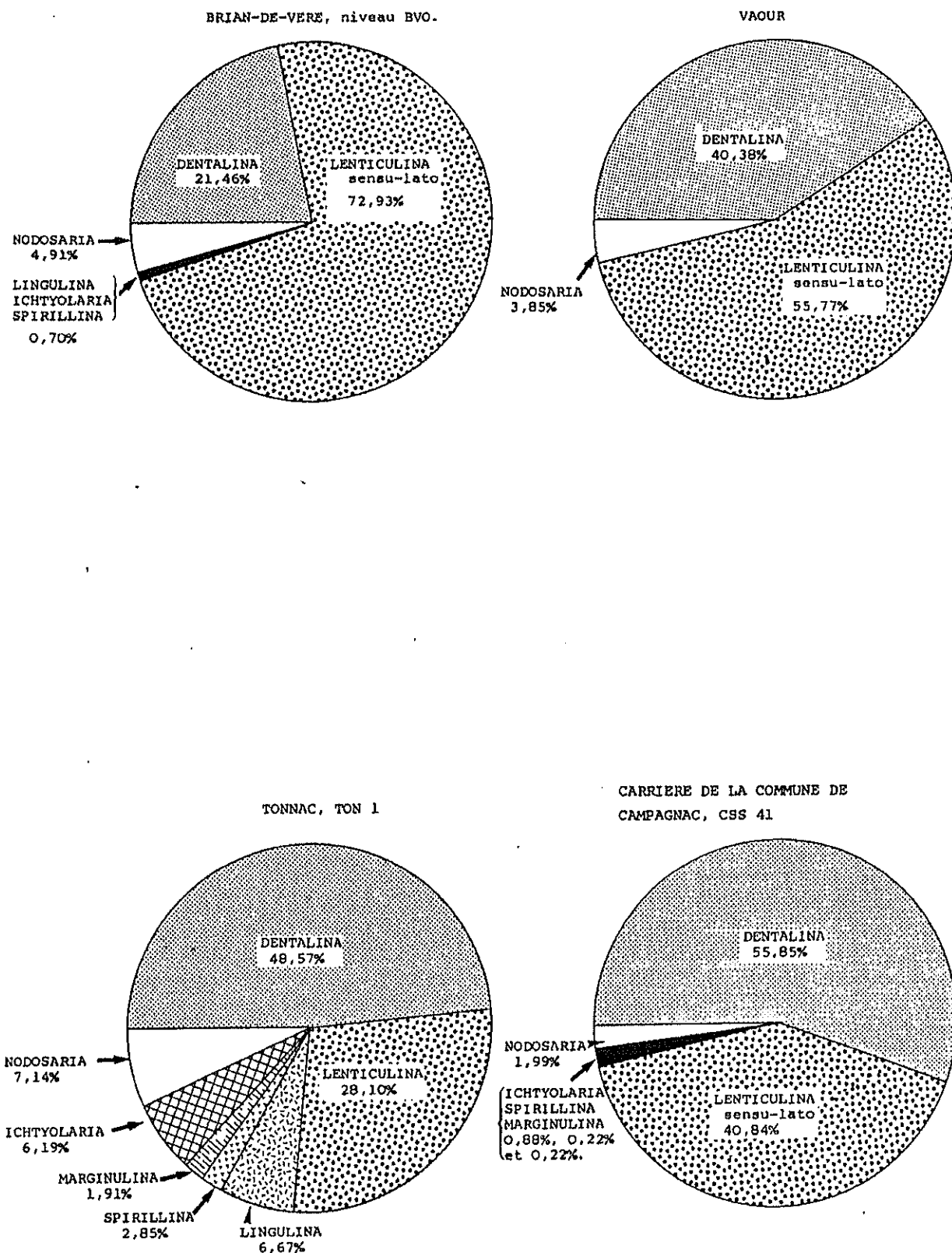


Fig. 82 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère, extrême base des Calcaires marneux à *Platyleuroceras* : comparaison entre les premières microfaunes de Foraminifères de l'horizon à *Nodogigas* [zone à *Jamesoni*, sous-zone à *Taylori*].

Les Lenticulines, avec leurs divers morphogènes, s'adaptent plus facilement à tous les milieux mais elles sont sévèrement concurrencées par les Dentalines et, à un moindre degré, par les autres genres dans les biotopes les plus favorables, comme ceux du secteur de Tonnac.

3. - LA FORMATION DES CALCAIRES DE BRIAN-DE-VERE DANS LA REGION DE FIGEAC-CAPDENAC

Généralement épais de 5 à 9,5 m, le Carixien de la région de Figeac-Capdenac peut se réduire à quelques décimètres (sondage de Bel-Air 11 ou BA 11) ou y atteindre inversement 15 m de puissance (sondages BA 14 et 15).

3.1. - Le Carixien le plus développé : type BA 14 (situation Fig. 83)

Ce sondage (Fig. 84) présente, de bas en haut :

a - Le hard-ground supra-lotharingien,
b - marnes sombres, dures, bioturbées et peu sableuses, avec des bioclastes mal triés de lamellibranches (dont des pectinidés), brachiopodes, crinoïdes, échinides (plaques et radioles), des galets mous micritiques, sombres.

Les Lagénidés, bien conservés, à remplissage pyriteux, sont fréquents : *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*, *Nodosaria* sp., *Ichtyolaria* sp....

A leur sommet, ces marnes livrent une microfaune à *Ichtyolaria sulcata* BORNEMANN, *Lingulina* gr. *tenera-pupa*, *Lenticulina gottengensis* (BORNEMANN) mg. *Lenticulina* et *Verneuilioides mauritii* (TERQUEM).

c - alternance de marnes noires tendres et de marno-calcaires en bancs décimétriques.

Les biomicrites mudstone à wackestone, nettement bioturbées et pyriteuses, à gravelles micritiques sombres, renferment des bioclastes épars, mal triés, de crinoïdes, d'échinides, lamellibranches, brachiopodes et des spicules d'éponges.

La recristallisation du ciment en microsparite, avec des rhomboèdres épars de dolomie, oblitère souvent la texture originelle du sédiment.

Glomospira sp., *Verneuilioides mauritii* (TERQUEM) sont associés à des Lagénidés bien conservés et à remplissage pyriteux : *Dentalina* sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*.

Les marnes, légèrement sableuses deviennent riches en nodules phosphatés dans leur partie supérieure. Les microfaunes réduites, associent *Verneuiliidae* et *Nodosariidés* : *Ichtyolaria sulcata* BORNEMANN, *Lenticulina gottengensis* (BORNEMANN) mg. *Lenticulina*.

d - au-dessus d'une lumachelle à Bélemnites, les passées marneuses se réduisent, au sein d'un ensemble de bancs calcaires clôturé par un arrêt

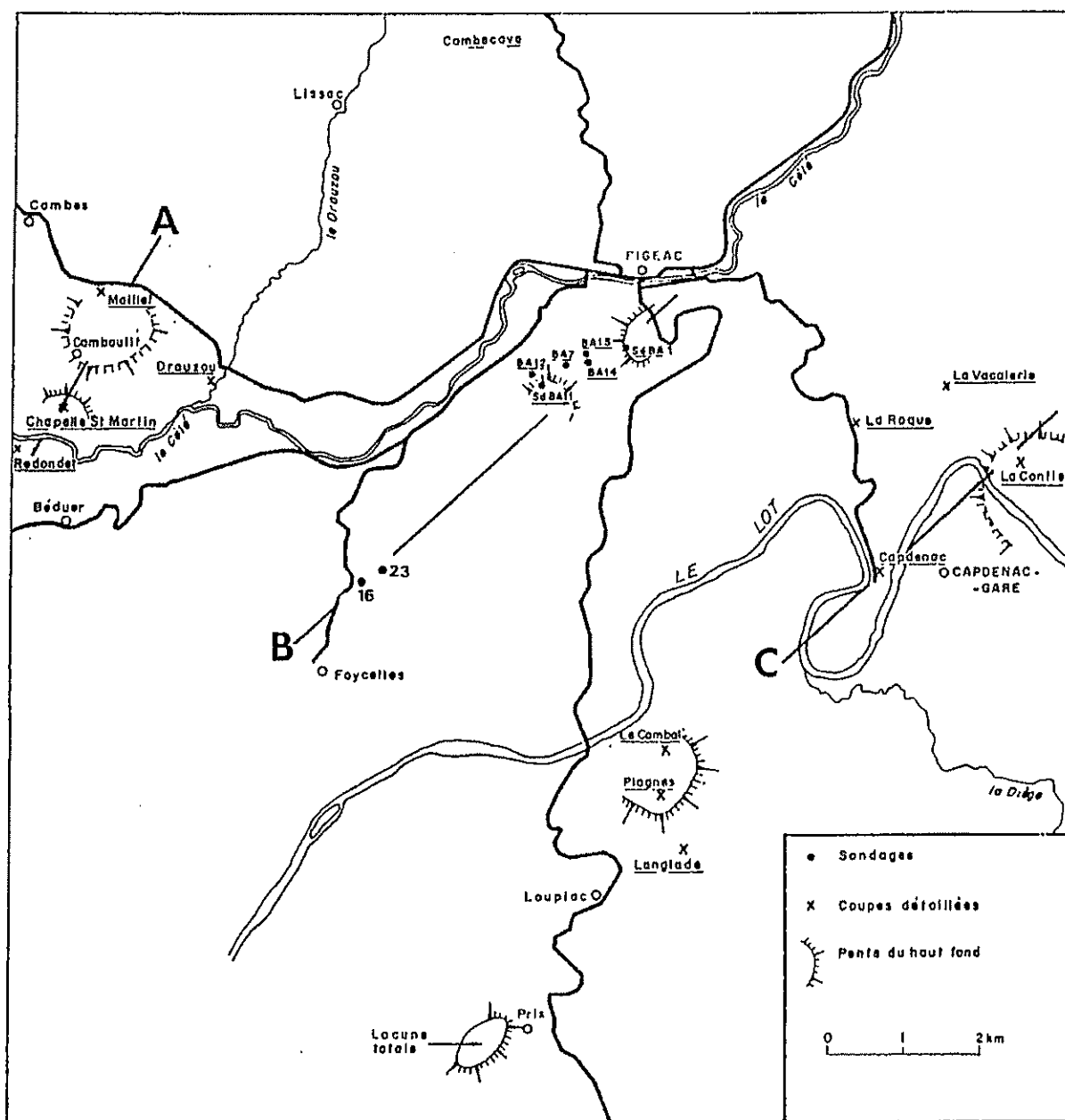


Fig. 83 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère : situation des coupes et des hauts-fonds carixiens dans la région de Figeac.

A : hauts-fonds de Bédouet (Fig. 85).

B : haut-fond du sondage BA 11 (Fig. 87).

C : hauts-fonds de Capdenac (Fig. 88).

de sédimentation. Les biomicrites packstone à bioclastes mal triés de crinoïdes (30 à 50 %), d'échinides, de rares annélides encroûtantes, de lamellibranches, brachiopodes, à spicules d'éponges forment un niveau repère constant dans la plus grande partie des sondages : le repère Y (nomenclature CRAM-VM). La glauconie apparaît en petits grains ovoïdes de couleur vert-jaune ou vert pâle, craquelés, brisés, ou plus rarement en remplissage des *Verneuillinidae*. La proportion de glauconie détritique augmente vers le sommet du repère Y tandis que les phosphates restent diffus en lame mince.

Le cortège de Foraminifères ne varie pas avec *Glomospira* sp., *Verneuillinoides mauritii* (TERQUEM), *Dentalina* sp., *Nodosaria* sp. et *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*.

Le repère Y clôture une première séquence englobant les niveaux précédents et correspondant à l'ensemble des membres C1-C2 du Carixien grésignol.

LEFAVRAIS-RAYMOND (1963, 1965) attribue ce premier ensemble aux zones à Jamesoni et à Ibex ainsi qu'à l'extrême base de la zone à Davoei.

- Les sondages BA 16, 23 et 26 livrent des *Acanthopleuroceras maugenesti* (d'ORBIGNY) et des *A. valdani* (d'ORBIGNY) de la zone à Ibex.
- les sondages BA 1, 7, 15, 16, 18, 19, 20, 24 et 25 des *Aegoceras* et des *Oistoceras*, au sommet du repère Y.

e) Au-dessus du repère Y, la puissance des couches marneuses augmente progressivement au détriment des biomicrites mudstone à wackestone.

Ce dernier terme, avec *Aegoceras*, *Oistoceras* puis *Protogrammoceras* (*Matteiceras*) *monestieri* FISCHER, correspond aux Calcaires en rangs de pavés de la Grésigne [zone à Davoei, zone à Stokesi, sous-zone et horizon à Monestieri].

La base se caractérise par des niveaux packstone à entroques; le passage aux Marnes à Amalthées de Valeyres se fait avec le premier niveau de biomicrites mudstone pyriteuses à *P. (M.) monestieri*.

Les biomicrites présentent toujours le même cortège de bioclastes; la glauconie et le phosphate devenant rares.

Les marnes sombres ou grises, bioclastiques, livrent des microfaunes réduites à *Verneuillinidae* et *Nodosariidés*.

Dans la région de Figeac-Capdenac, le Carixien, sous sa forme la plus développée (15 à 16 m d'épaisseur), présente donc une succession stratigraphique et séquentielle comparable à celle de la Grésigne:

- C1 et C2 pour les zones à Jamesoni ,
 - C3-D1 pour la zone à Davoei et la base de la zone à Stokesi.
- Les premiers horizons domériens à Stokesi et Occidentale n'apparaissent pas en sondage.

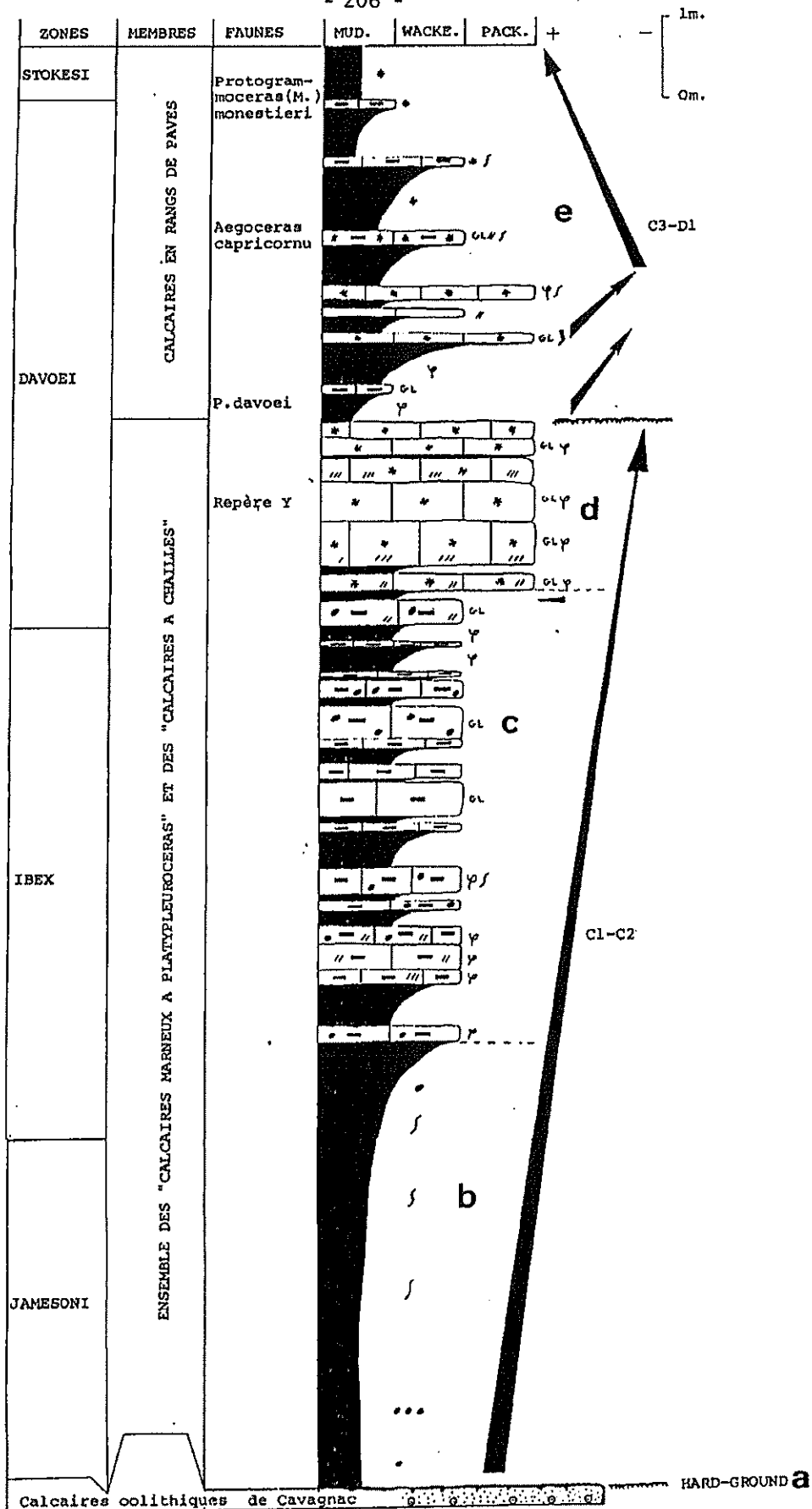


Fig. 84 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère : le Carixien du sondage BA 14 ; coupe interprétative du Carixien le plus développé dans les sondages de Figeac-Bel-Air (les lettres a, b, ... correspondent à celles employées dans le texte).

3.2. - LE CARIXIEN REDUIT DES "HAUTS-FONDS"

En se basant sur l'étude des sondages et de nombreuses coupes en affleurement, LEFAVRAIS-RAYMOND et LAUNEY (1963), puis LEFAVRAIS-RAYMOND et LAFABRIE (1980), constatent de spectaculaires et rapides variations d'épaisseur du Carixien entre les régions de Combecave, au Nord et de Prix, au Sud (Fig.

Ces auteurs suggèrent l'existence de hauts-fonds carixiens : les hauts-fonds de Prix, du Maillet-Redondet, de la Contie, de Plagnes, de BA 11. Ils remarquent que :

- a) Les hauts-fonds carixiens sont calqués sur les hauts-fonds sinémuriens (LAUNEY et LEENHARDT, 1959),
- b) à l'aplomb de ces reliefs sous-marins, dans les paléocreux, la subsidence joue en provoquant quelques différences de faciès,
- c) les sédiments glauconieux et phosphatés de la zone à Davoei, relativement homogènes, commencent à ennoyer les paléoreliefs qui disparaissent dès la base de la zone à Stokesi [horizon à Monestieri].

3.2.1. - Biostratigraphie

Cette analyse se base sur les faunes collectées par LAFABRIE (LEFAVRAIS-RAYMOND et LAFABRIE, 1980) et sur celles que nous avons récoltées en place avec FAURE.

a) Haut-fond du Maillet : on note une condensation des horizons à Luridum et Lepidum avec des faunes phosphatées sous un banc à **Beaniceras luridum** (SIMPSON), et **Lytoceras fimbriatum** (SOWERBY) qui représente l'extrême sommet de la zone à Ibex (Fig. 85 et 86)

b) Haut-fond de Redondet (Fig. 85 & 86) : l'horizon à Luridum apparaît également condensé sous le banc repère à **Lytoceras fimbriatum** et **Beaniceras**.

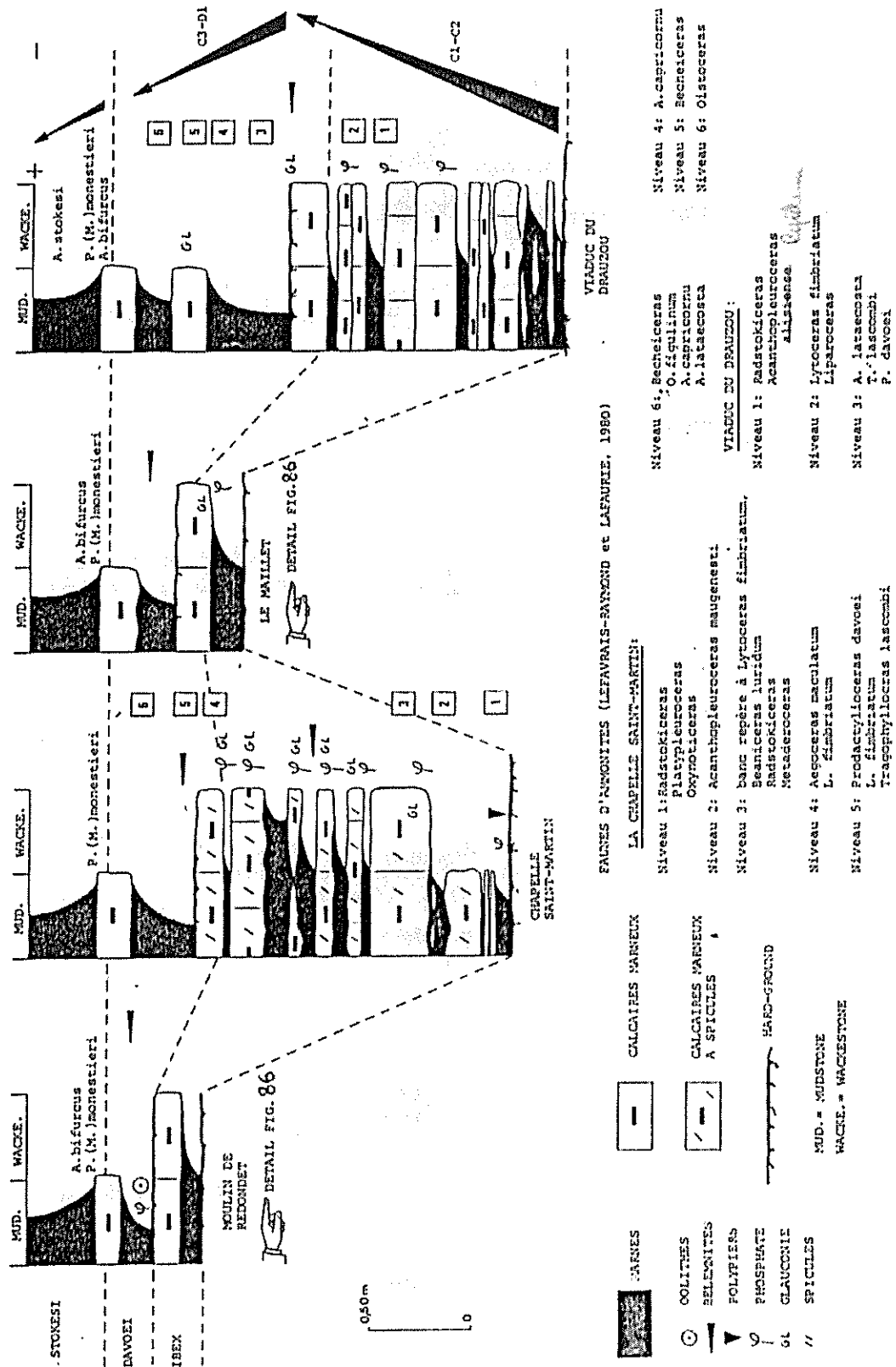
c) Haut-fond de la Contie-Jude (Fig. 88) : le premier niveau carixien présente une association à **Acanthopleuroceras lepidum** TUTCHER et TRUEMAN, **Lytoceras fimbriatum** (SOWERBY) et **Lytoceras sp.**

Donc, sur les hauts-fonds, le Carixien débute, selon le cas, par le sommet de la zone à Ibex, les horizons à Luridum et à Alisiense (DOMMERGUES, 1979) avec des éléments fauniques du Lotharingien (Redondet) ou du Carixien basal remaniés.

Dans la coupe de Redondet (Fig. 86), LEFAVRAIS-RAYMOND (1950) cite **Paltechioceras elicitum** BUCKMAN et **Oxynoticeras cf. oxynotum** (QUENSTEDT). Ces deux formes lotharingiennes, indices de la zone à Oxynotum, horizon à Oxynotum, et de la zone à Raricostatum, sous-zone à Elicitum (MOUTERDE, 1971) sont associées à des formes carixiennes de la zone à Ibex : **Acanthopleuroceras maugenesti** (d'ORBIGNY) et **Tragophylloceras ibex** (QUENSTEDT) (LE CALVEZ et LEFAVRAIS-RAYMOND, 1961).

Le hard-ground qui couronne les Calcaires oolithiques de Cavagnac semble correspondre :

Fig. 85 : Formation de Brian-de-Vère : les hauts fonds coriens dans la région de Bédier.



- à une érosion du (ou des) dernier(s) horizon(s) lotharingien(s) (ablation liée à l'action de courants),
- à une érosion (avec de possibles lacunes) des termes de la base du Carixien.

Une telle érosion pourrait fournir une part des matériaux déposés en Grésigne (Puech-Mignon) au tout début du Carixien.

Dans les coupes où le Carixien apparaît plus développé, il débute par :

- la zone à Jamesoni à Capdenac (Fig. 88) et au Rieu (LEFAVRAIS-RAYMOND et LAFABRIE, 1980, Fig.
- un mélange de faunes remaniées à Langlade (L.R. et L., 1980, Fig. 86) avec *Uptonia jamesoni*, *Platyleuroceras rotondum*, *P. brevispina*, *Polymorphites bronnii* et *Acanthopleuroceras loridum*. Ce mélange de faunes indique une condensation d'Ammonites après ablation des sédiments du Carixien basal (Fig.

Capdenac

Dans la plupart des coupes, la présence d'un banc à *Protogrammoceras* (*Matteiceras*) *monestieri* FISCHER, *Amaltheus bifurcus* HOWARTH et *A. stokesi* (SOWERBY) indique le passage au Domérien.

En l'absence de l'extrême base de la zone à Stokesi, des horizons à Stokesi puis à Occidentale, le Domérien débiterait par l'horizon à Monestieri [zone à Stokesi, sous-zone à Monestieri].

3.2.2. - Microfaciès et analyse séquentielle

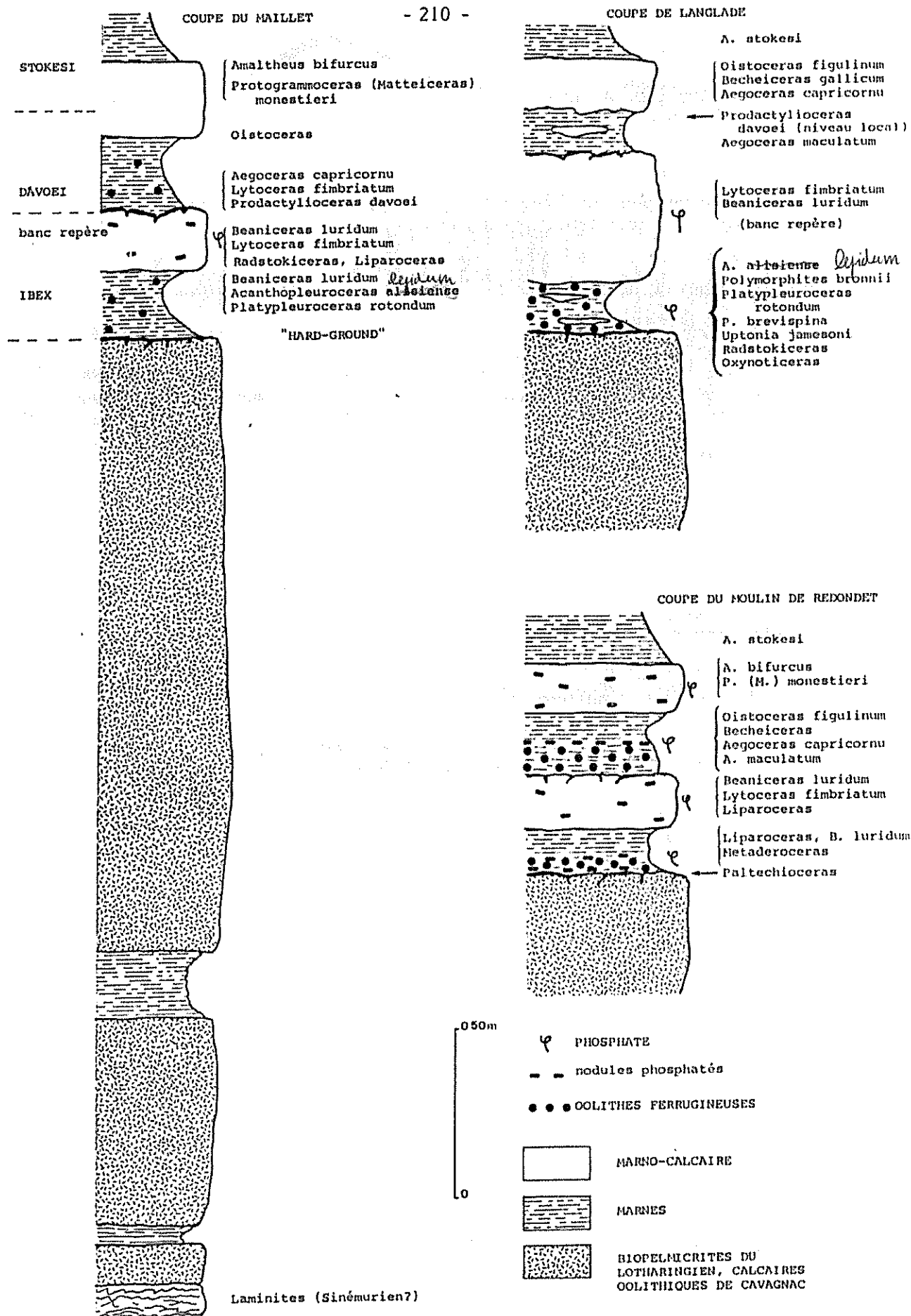
Les deux séquences mises en évidence dans le sondage BA 14 (Fig. 84) se retrouvent également dans le Carixien réduit (Fig. 85)

a) C1-C2 : Ce premier ensemble réduit correspond aux Calcaires marneux à *Platyleuroceras* et aux Calcaires à chailles, il se termine par un hard-ground.

Les biomicrites wackestone, bioturbées et pyriteuses se caractérisent par :

- de rares quartz hétérométriques, anguleux à subanguleux,
- des grains de glauconie dont la proportion croît vers le sommet de cette séquence,
- des bioclastes mal triés : échinodermes (dominants), lamellibranches...
- des Lagénidés : *Nodosaria* sp., *Lingulina* sp., *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*, associés à des *Glomospira* sp. et *Verneuilinidae* dont le nombre et la taille augmentent progressivement vers le sommet,
- des terriers à remplissage micritique,
- un ciment, en partie recristallisé en microsparite, et effaçant souvent la texture originelle,
- des nodules phosphatés à limites soit nettes, soit diffuses (coupe du Maillet, Fig. 85). A l'intérieur de ces nodules se retrouvent les mêmes bioclastes et les mêmes grains de glauconie que dans la micrite encaissante.

b) C3-D1 : Cette deuxième séquence métrique, encore plus réduite que la précédente, représente les Calcaires en rangs de pavés de la Grésigne.



Les biomicrites mudstone, bioturbées et très pyriteuses, à très rares grains de glauconie et à rares spicules, marquent un net changement dans les conditions de dépôt. Les *Verneuilinidae* et les *Glomospira* disparaissent.

Les niveaux marneux livrent des microfaunes de Foraminifères et d'Ostracodes. Dans la coupe du Viaduc du Drauzou (Fig. 85) DEPECHE signale :

- *Dentalina terquemi* d'ORBIGNY,
- *Ichtyolaria sulcata* (BORNEMANN),
- *Lenticulina matutina* (d'ORBIGNY),
- *L. prima* (d'ORBIGNY),
- *L. quenstedti* (GUMBEL),
- *Marginulinopsis speciosa* (TERQUEM),
- *Vaginulinopsis listi* (BORNEMANN),
- *Marginulina prima* d'ORBIGNY,
- *Nodosaria nitidana* BRAND,
- *Involutina* sp (?),

et des Ostracodes :

- *Procytheridea vermiculata* APOSTOLESCU,
- *P. ? apostolescu* GRAMANN,
- *Hungarella amalthei* QUENSTEDT,
- *Hungarella* sp.,
- *Trachycythere tubulosa* TRIEBEL et KLINGLER.

3.3. - LE HAUT-FOND DU SONDAGE BA 11

Une coupe SW-NE, passant par les sondages BA 16, 23, 11, 13, 14 et 1 (Fig. 87) révèle un dispositif comparable à celui mis en évidence au Lotharingien (Fig. 57)

Le Carixien de BA 11 se réduit à quelques décimètres de calcaires, encadrés par deux discontinuités, avec la succession suivante, de bas en haut :

- a - hard-ground,
- b - 5 cm de calcaires noirs siliceux,
- c - 5 cm d'oobiomicrite, bioturbée et pyriteuse, à ciment recristallisé, phosphate diffus, oolithes éparses épigénisées en sparite, bioclastes de crinoïdes, annélides, lamellibranches,
- d - 15 cm de biopelmicrites packstone, faiblement sableuses (2 à 3 % de quartz), à lithoclastes micritiques, grands bioclastes de lamellibranches, annélides, échinides (radioles), crinoïdes, à Foraminifères abondants : *Nodosaria* sp., *Pseudonodosaria* sp., *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*, *Verneulinoides mauritii*, *Glomospira* sp., *Spirillina* sp.,
- e - hard-ground.

Le Carixien des sondages BA 12 et BA 13 (Fig. 87) présente :

- a - zone à Ibex : 0,65 m à 0,80 m de calcaires gréseux à nodules siliceux, petits galets noirs, nodules phosphatés à la base, bioclastes d'échinodés et dents de poissons,
- b - zone à Davoei : marnes noires à lentilles calcaires et stratifications entrecroisées, nombreux nodules phosphatés, glauconie, lumachelles de Bélemnites.

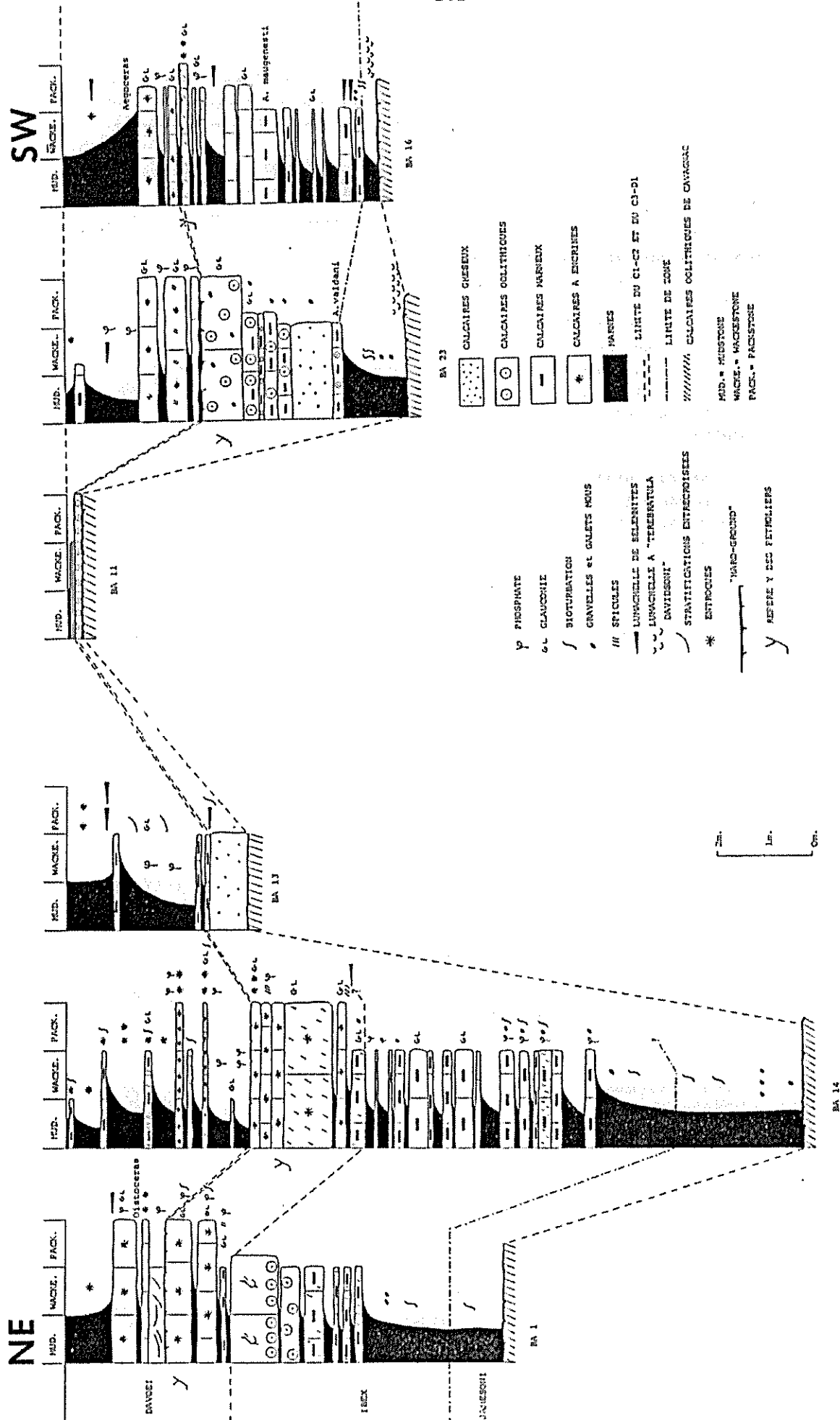


Fig. 87 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère : le haut-fond du sondage BA 11 (Fig. 83 - B).

La microfaune se compose de rares *Verneuilinoides mauritii*, *Marginulina* gr. *prima* d'ORBIGNY, *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina* et *Pseudonodosaria vulgata* (BORNEMANN). *Aegoceras capricornu* (SCHOLTHEIM) puis *Prodactylioceras davoiei* (SOWERBY) datent ce niveau.

3.4. - COUPE DE CAPDENAC (Fig. 107 B1)

La coupe présente de bas en haut (Fig. 88)

- a - hard-ground ,
- b - 0,50 m de biopelmicrosparites à *Apoderoceras* sp. et *Radstokicer* ras sp. (Fig.
- 0,30 m de biopelmicrosparites packstone à lumachelle de *Cuersithyres* gr. *davidsoni* (HAIME) et *Cuersithyris cuersensis* ALMERAS et MOULAN,
- c - 2 m à 2,20 m d'oolithes biomicrocrites à oobiomicrocrites packstone avec de rares intercalations de marnes feuilletées grises.

Ces bancs, très bioclastiques, présentent des lumachelles (8 à 10 cm d'épaisseur) de *C. gr. davidsoni* et de *C. cuersensis*, associés à de rares *Pholades*. Ces biostromes se situent le plus souvent en base ou en sommet de banc. Les coquilles intactes, avec les valves en connexion, semblent n'avoir subi qu'un transport post-mortem très limité. Leur accumulation reflèterait donc de véritables biocénoses significatives de milieux à énergie modérée et à sédimentation lente.

La présence de nombreux terriers, verticaux à subverticaux, de 3 à 5 cm de diamètre et plongeant de 15 à 20 cm dans l'épaisseur des bancs renforce cette hypothèse.

- d - 25 cm de marnes grises noduleuses ,
- e - 15 cm de biomicrocrites packstone, bioturbées et pyriteuses, à oolithes éparses, avec *Prodactylioceras davoiei* (SOWERBY),
- f - 6 cm de marnes grises ,
- g - 15 à 16 cm de biomicrocrites packstone à *Amaltheus stokesi* (SOWERBY).

3.5. - INDICATEURS SEDIMENTOLOGIQUES

3.5.1. - La glauconie

Les grains de glauconie abondent surtout dans la zone à *Davoiei*. Généralement subovoïdes, brisés ou craquelés, toujours bien individualisés, ils sont probablement d'origine détritique.

3.5.2. - Les phosphates

a - Les marnes renferment, dans toutes les coupes, des nodules épars ou des lits de nodules phosphatés.

b - Les calcaires se caractérisent par :

- une accumulation de bioclastes mal triés, de pellets, d'oolithes ferrugineuses, d'intraclastes parfois limités par un liseré algaire, d'agrégats.

- l'absence de vanage de la fraction fine,
- un remplissage micritique des terriers observables en lame mince,
- de faibles apports détritiques (3 à 5 % de quartz).

Les différents faciès, wackstone à packstone, résulteraient donc plutôt d'une condensation de particules que d'une élévation significative de l'énergie hydrodynamique du milieu de dépôt.

c - les bancs calcaires renferment des faunes peu remaniées : brachiopodes, lamellibranches et ammonites phosphatés, associées à une biophase remaniée (belemnites et ammonites tronçonnées). Localement les bancs sont nettement lumachelliques (Capdenac) ou présentent d'importantes thanatocénoses (La Contie, Judes).

Des phosphates apparaissent en moules internes de fossiles (brachiopodes, lamellibranches et surtout ammonites), en grains, en oolithes, et aussi en nodules ou en plages à contours diffus, pouvant atteindre 20 cm de diamètre à l'intérieur des bancs.

En lame mince les nodules ont des contours nets ou des limites diffuses avec l'encaissant (Le Maillet). Ils renferment les mêmes bioclastes (spicules, brachiopodes, lamellibranches...) que les biomicrites et des grains de glauconie. Certains nodules sont recoupés par des micro-terriers.

Ces phosphates ont généralement une couleur claire due à leur faible teneur en matière organique.

3.5.3. - Signification de la présence des phosphates

Actuellement les phosphates se forment :

- dans les zones hautes, à sédimentation réduite en contact avec des eaux froides (upwelling),
- dans des bassins à sédimentation réduite ou absente, avec un milieu réducteur, un pH plus bas que dans un milieu marin normal (PETTIJOHN, 1975).

Les phosphates ne peuvent se concentrer que lorsque la sédimentation est absente ou réduite (SLANSKY, 1980) et il semble bien établi que le passage Carixien-Domérien corresponde à une telle situation (MATTEI, 1971), avec des taux de sédimentation très faibles et des lacunes probables.

La présence des phosphates dans les cavités de fossiles, la richesse en dents de poissons (Paleospinacidés, Orectoboliformes, Requins ou Batoïdes), de vertèbres d'ichtyosaure (collection LAFAURIE), de biocénoses abondantes, de thanatocénoses..., suggère une participation organique à la formation de ces substances (Mc CONNELL, 1965).

Ces phosphates semblent autochtones. La phosphatogénèse se serait développée au sein d'un sédiment mou, non lithifié (présence de terriers, traces de fouissage...) avec une circulation d'eau interstitielle chargée de phosphore dissous (VITRY, 1982).

Des courants ascendants, riches en sels minéraux, provoqueraient une explosion du phytoplancton et, par voie de conséquence, une très forte production primaire. Deux zones s'opposent alors (Fig. 89)

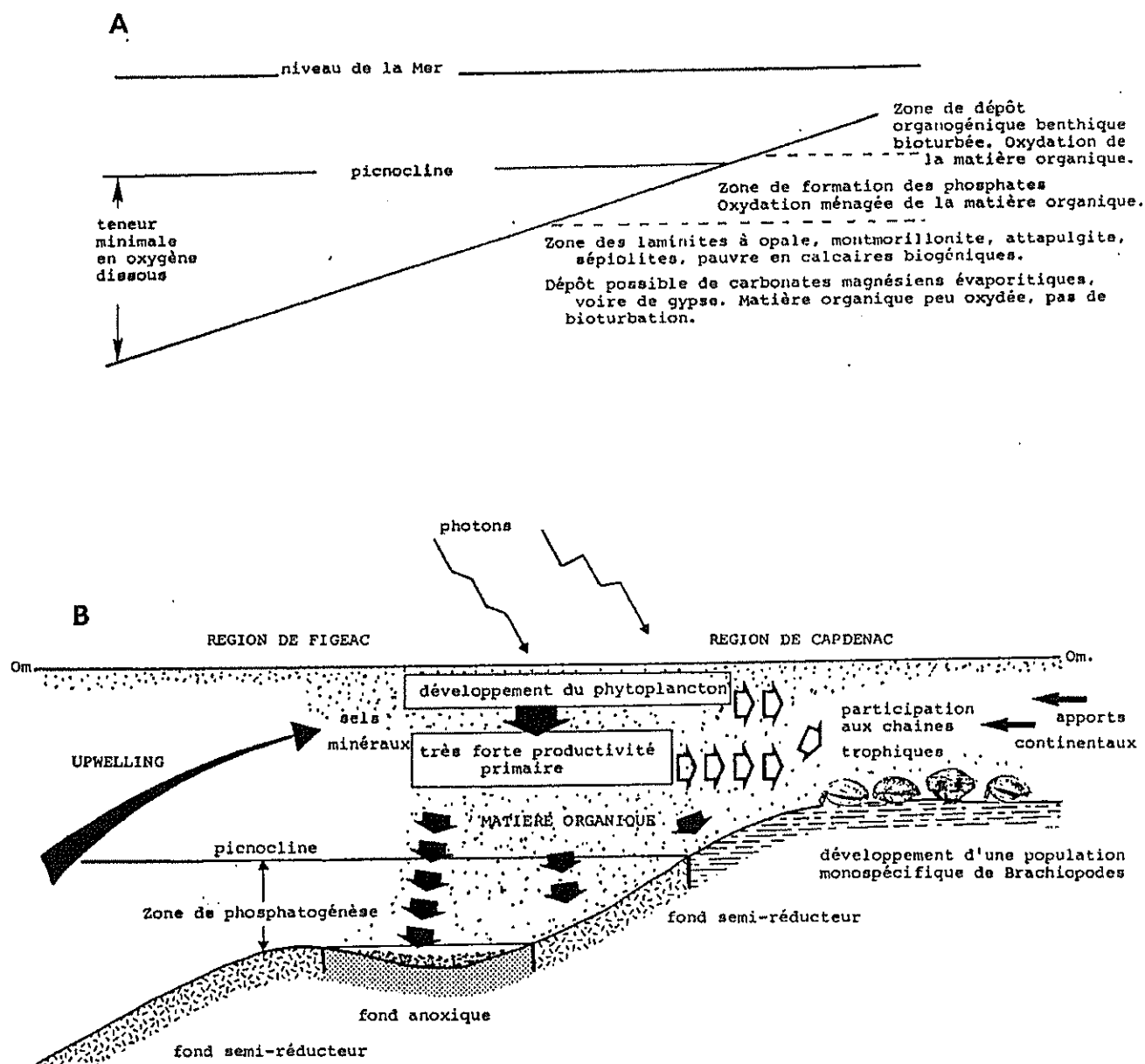


Fig. 89 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère :
A : position schématique de la zone favorable à la phosphatogénèse (SLANSKY, 1980).
B : adaptation du modèle à la région de Figeac-Capdenac.

- dans la région de Figeac, le benthos se réduit à quelques faunules de Lagenidés, Verneuillinae, Ostracodes mais les organismes nectoniques abondent. Le flux de matière organique arrivant sur le fond dépasserait les potentialités d'oxydation des populations bactériennes, provoquant des conditions semi-réductrices ou, au moins, un appauvrissement des fonds en oxygène.

- dans la région de Capdenac, dans des eaux peut-être moins profondes, la productivité primaire permettrait le développement d'importantes communautés de Brachiopodes. Deux espèces : *Cuersithyris davidsoni* et *Cuersithyris cuersensis*, représentées chacune par un très grand nombre d'individus, colonisent des biotopes moins équilibrés que ceux de la région grésignole.

Un tel modèle se rapproche des propositions de BURNETT (in SLANSKY, 1980) : les nodules phosphatés se formeraient à la base d'une zone organogénique caractérisée par l'abondance des faunes benthiques, une forte bioturbation et une bonne oxydation de la matière organique.

Dans toute la région de Figeac, les nodules phosphatés pourraient se former à proximité d'une faible couche d'eau à teneur minimale en oxygène (Fig. 89). VITRY (1982) envisage de telles conditions de dépôt pour les phosphates lotharingiens des Monts d'Or lyonnais.

Beaucoup d'auteurs : BUSHINSKI (1964), BROMLEY (1967), VATAN (1967), SLANSKY (1980), situent la limite supérieure de formation des phosphates entre 30 et 50 m de profondeur.

3.5.4. - Les courbes isopaques dans le secteur de Figeac-Bel-Air

Les courbes isopaques tracées par LEFAVRAIS-RAYMOND (1965) pour chacune des zones à Jamesoni, Ibex et Davoei, de même que les isopaques de l'ensemble du Carixien s'orientent Nord-Sud et matérialisent une "gouttière" dans laquelle la puissance de l'étage varie de 9 à 9,10 m (Fig. 90). Nous retrouvons ici un dispositif mis en évidence dès le Lotharingien (Fig. 54-55) et que nous avons interprété comme résultant du jeu d'une faille synsédimentaire orientée N 20° E. L'oolithe ferrugineuse présente un maximum de puissance dans ce même sillon.

Il semble donc que l'existence de hauts-fonds carixiens, orientés suivant des lignes Nord-Sud à NNE-SSW, soit liée au jeu de failles synsédimentaires N 20° E.

3.5.5. - Les directions de courants

Les mesures d'orientation de rostrum de Bélemnites (Fig. 91) révèlent la permanence de courants orientés N-S à N 20° E (courants principaux), N 60° à N 80° E et N 90° à N 110° E (courants secondaires). Ces directions de courant correspondent à celles des grandes familles d'accidents qui affectent la plate-forme quercynoise.

Au Carixien, la région de Figeac-Capdenac, pourrait correspondre à une zone de hauts-fonds relativement étendue, avec des taux de sédimentation

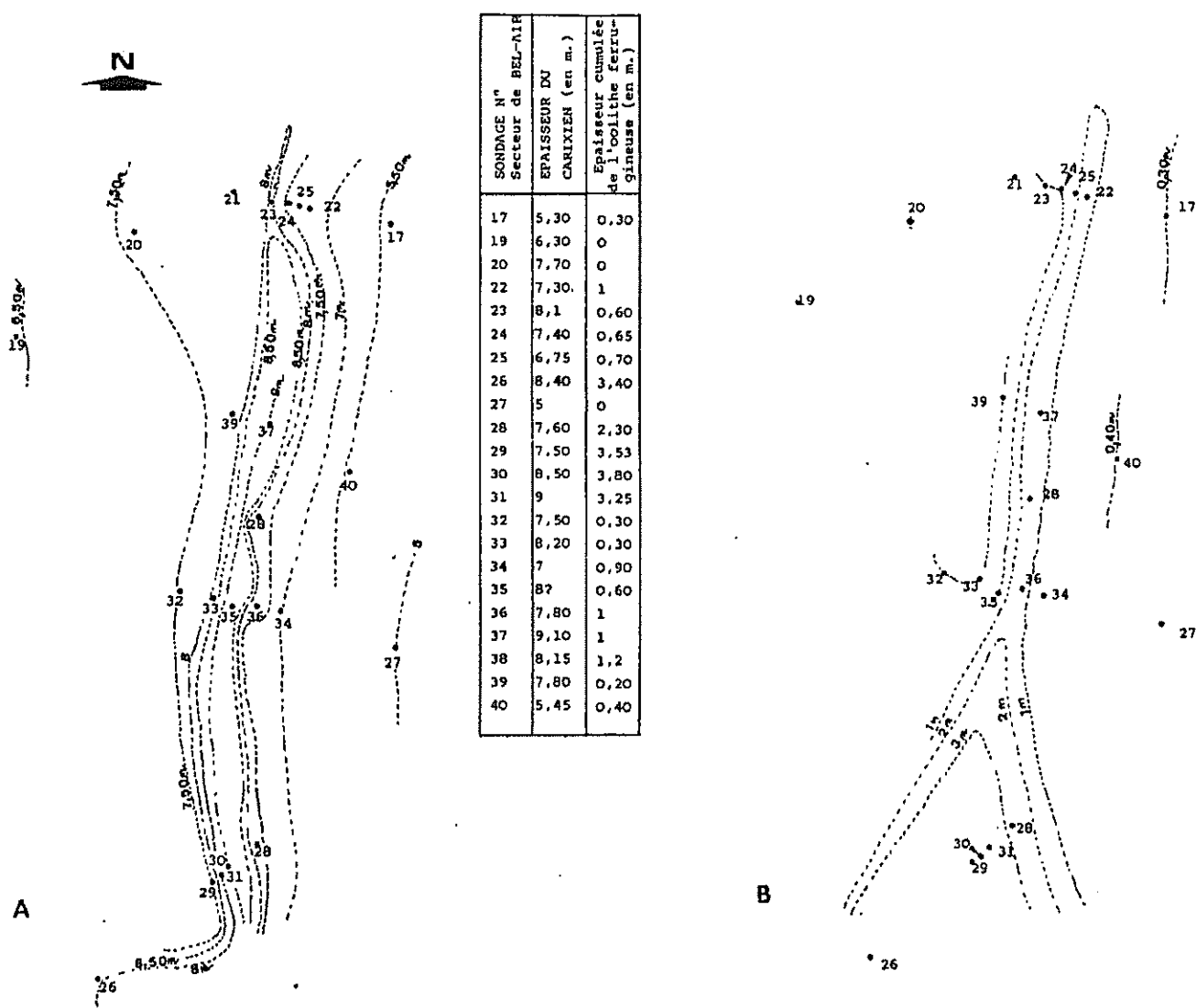


Fig. 90 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère : courbes isopaques du Carixien pour les sondages de Figeac-Bel-Air (A) et puissance cumulée de l'oolithe ferrugineuse (B) (LEFAVRAIS-RAYMOND, 1965).

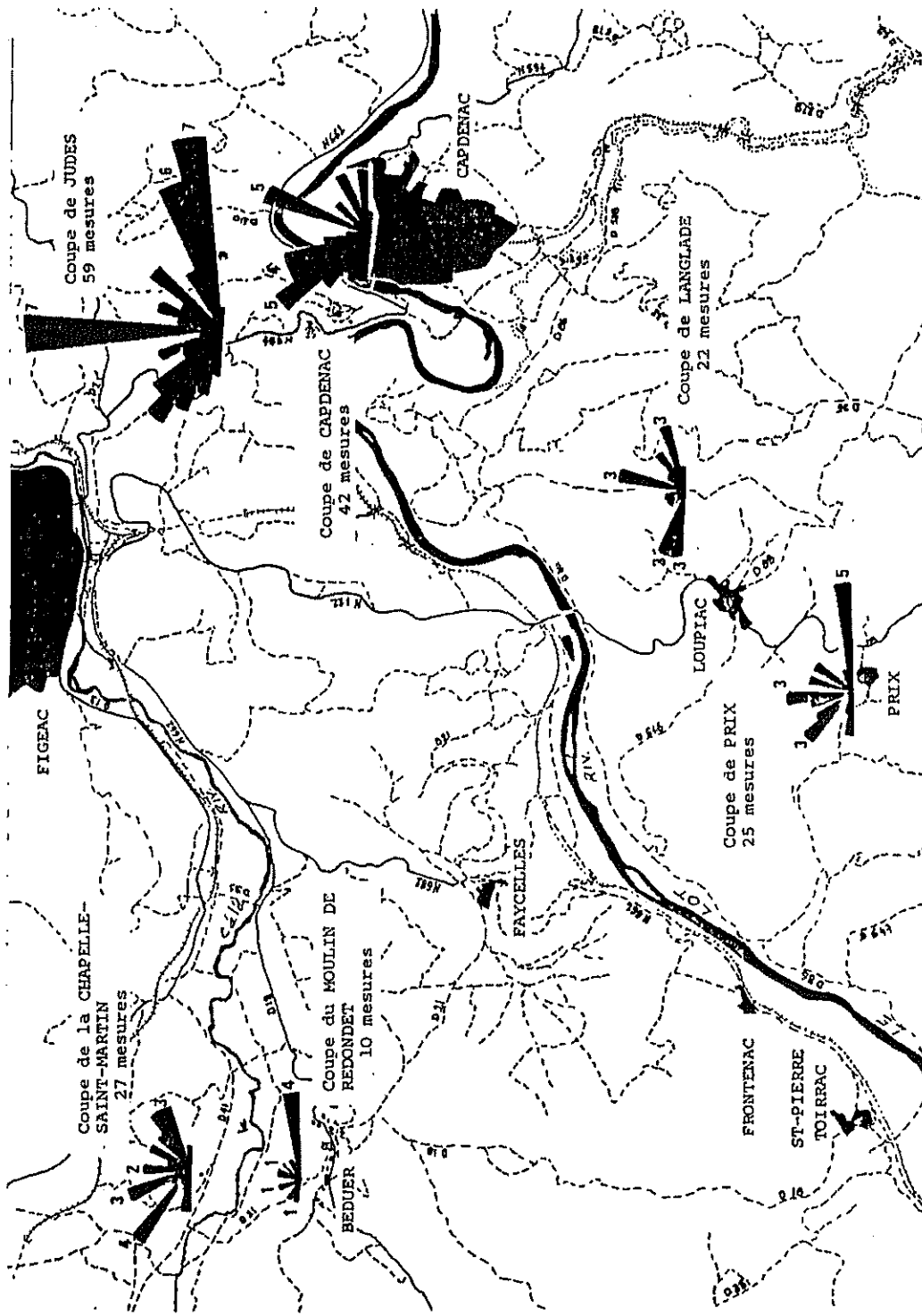


Fig. 91 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère : orientation des rostrs de Bélemnites dans les coupes de la région de Figeac.

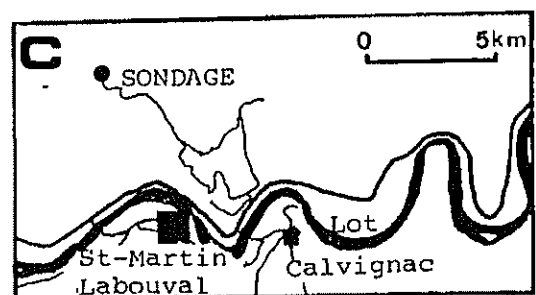
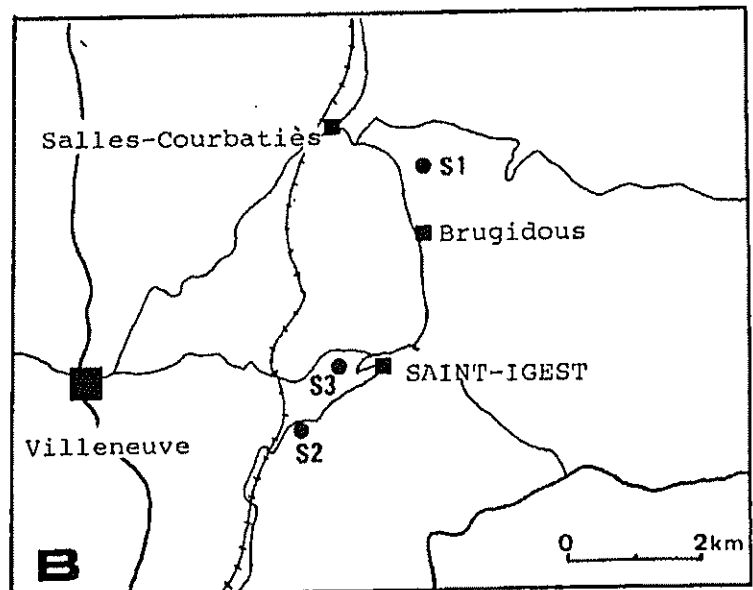
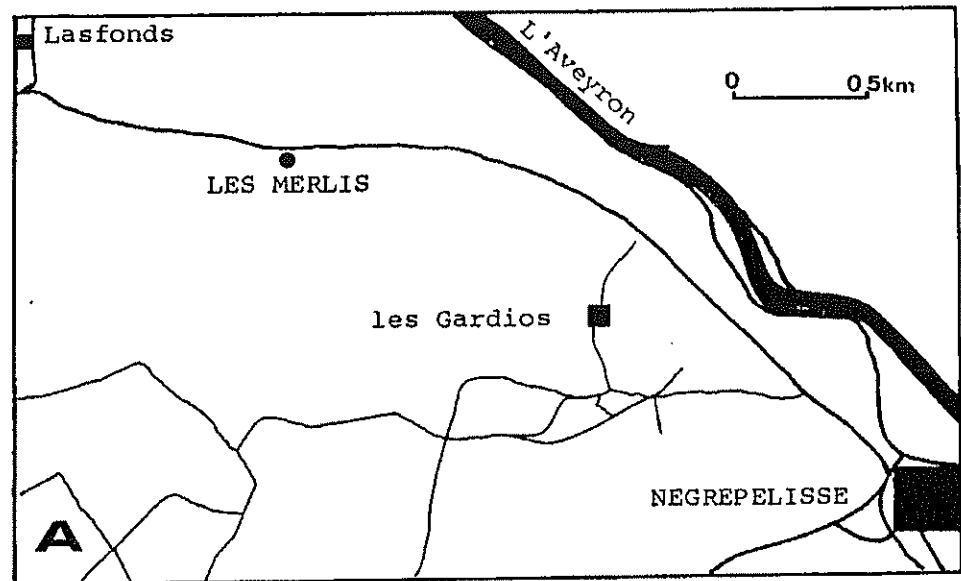


Fig. 92 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère : situation des sondages.
A : sondage de Négrepelisse (Tarn-et-Garonne),
B : sondage de Saint-Igest (Aveyron),
C : sondage de Saint-Martin-Labouval (Lot).

faibles. Des courants ascendants favoriseraient une forte production primaire du phytoplancton.

Ce dispositif s'opposerait à la région grésignole, aux eaux plus profondes, avec une subsidence plus marquée et un taux de sédimentation supérieur.

4. - LA FORMATION DES CALCAIRES DE BRIAN-DE-VERE DANS LES SONDAGES (Nègrepelisse, Saint-Martin-Labouval et St-Igest)

4.1. - SONDAGES DE NEGREPELISSE

Le B.R.G.M. a effectué en 1972 et 1982 deux sondages au lieu-dit les Merlis, au nord-ouest de Nègrepelisse (Fig. 92 A)

Le Carixien réduit (23 m de puissance) présente ici, de bas en haut (Fig. 93)

- 8 m de biomicrites grises alternant avec des marnes grises pyriteuses à rares oolithes, moules internes pyritisés de micro-gastéropodes et Lagénidés : *Lenticulina* pl. sp. mg. *Lenticulina*, *Lenticulina* sp. mg. *Planularia*, *Lingulina* gr. *tenera-pupa* ,

- 15 m de biomicrites beiges à bioclastes de crinoïdes, d'échinides (radioles), osselets d'ophiures avec, tout au sommet, *Amaltheus stokesi* (SOWERBY).

Le Carixien situé à l'ouest du linéament ouest-quercynois est nettement moins épais que celui de la vallée de la Vère (50 à 55 m) située à 20 km plus à l'Est. Le secteur de Nègrepelisse correspondrait donc à une zone de hauts-fonds dont l'existence apparaît liée au jeu du linéament ouest-quercynois.

4.2. - SONDAGES DE SAINT-IGEST

Les trois sondages implantés par la COGEMA dans la région de Saint-Igest (Fig. 92 B et 94) recoupent un Carixien réduit :

- sondage S2 (10,90 m) :

Le Carixien débute par des calcaires marneux bioclastiques et se poursuit par une alternance calcaires-marnes. Au sommet les marnes prédominent.

- Sondage S3 (6,25 m) :

Le Carixien apparaît plus réduit avec un ensemble de marno-calcaires bioclastiques.

- Sondage S1 ;

Le Carixien est représenté par 7,45 m de marno-calcaires gris, fins, à glauconie et pyrite (ROCHEBLAVE, 1977). A sa base, se retrouve un faciès à galets micritiques analogue à celui décrit dans la zone à Jamesoni des sondages de Figeac-Bel-Air (BA 14). Au sommet, des intercalations marneuses renferment de nombreuses Bélemnites.

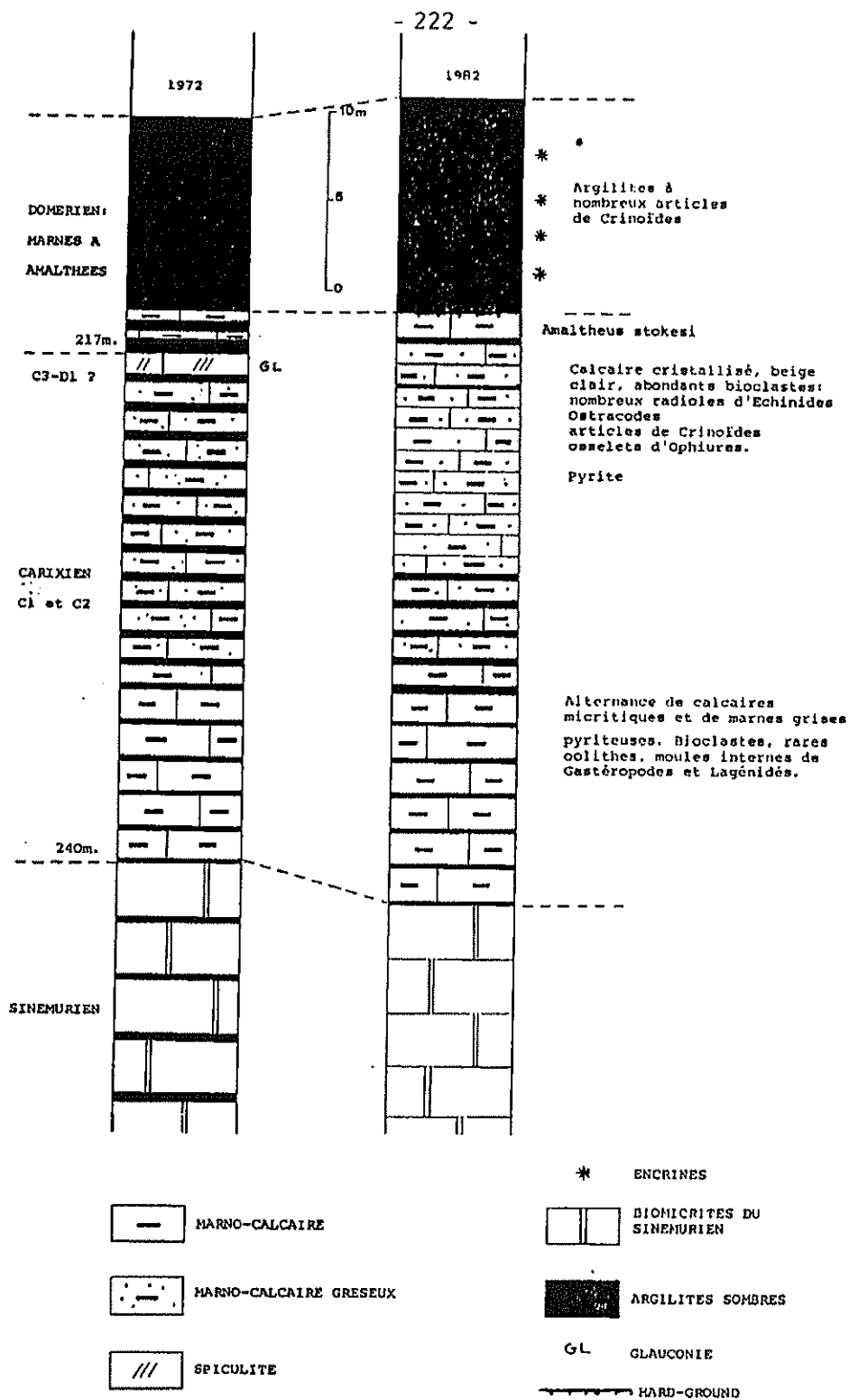


Fig. 93 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère : interprétation des sondages de Nègrepelisse par LEFAVRAIS-RAYMOND (1972) et CUBAYNES (1982).

La région de Saint-Igest présente une série carixienne très réduite par rapport à celle de la Grésigne et correspondrait à une zone de hauts-fonds moins subsidente. Les différences d'épaisseur entre les sondages S2, S3 et S1 suggèrent une tectonique en blocs basculés vers le NE (Fig. 96)

4.3. - SONDAGE DE SAINT-MARTIN-LABOUVAL (Fig. 95)

Le Carixien atteint une dizaine de mètres de puissance. Les marno-calcaires glauconieux livrent des ammonites de la zone à Davoei : *Oistoceras omisum* (SIMPSON), *Prodactylioceras davoei* (SOWERBY), *Aegoceras capricornu* (SCHLOTHEIM), et de nombreuses bélemnites dont *Hastites clavatus* (SCHLOTHEIM) (LEFAVRAIS-RAYMOND, 1961).

Au Carixien le secteur de Saint-Martin-Labouval ne fonctionne plus comme une zone subsidente. La série carixienne, réduite, est semblable à celle qui s'est formée dans le secteur de Figeac-Capdenac.

5. - PALEOGEOGRAPHIE DE LA FORMATION DES CALCAIRES DE BRIAN-DE VÈRE

a - La formation des Calcaires de Brian-de-Vère s'organise en deux mésoséquences L3A et L3B (Fig. 125) d'échelle décamétrique.

b - Cette formation est la première unité de plate-forme distale. Les marno-calcaires à ammonites correspondent à des dépôts infralittoraux avec une énergie hydrodynamique faible.

c - La séquence inférieure (membre des Calcaires marneux à *Platyleuroceras* et membre des Calcaires à chailles) est stratocroissante. La succession verticale des microfaciès suggère, de la base au sommet de la séquence, une diminution de la tranche d'eau. Les Echinodermes, les Démosponges et les Foraminifères constituent l'essentiel du matériel bioclastique.

La séquence supérieure (membre des Calcaires en rangs de pavés) est une séquence eustatique d'ouverture. Les biomicrites mudstone et pyriteuses soulignent l'ouverture des milieux de dépôt.

d - L'épaisseur de la formation croît de la région de Figeac-Capdenac (de quelques dm à 16 m) vers la Grésigne (50 à 55 m), c'est à dire du N au S. Ces deux régions s'opposent par les caractères de leur sédimentation :

- Entre Capdenac, Figeac et Saint-Martin-Labouval (au Nord) et Saint-Igest (au Sud), s'étend une zone peu subsidente où se dépose un Carixien réduit. Le minimum d'épaisseur se situe sur des hauts-fonds orientés N-S, le maximum d'épaisseur se trouve au pied de ces "reliefs", dans des dépressions linéaires orientées elles aussi N-S. Hauts-fonds et dépressions sont limités par des failles synsédimentaires N-S qui témoignent du jeu des accidents majeurs, de même orientation, pendant le Carixien.

- Dans la Grésigne les lignes de faciès se disposent parallèlement

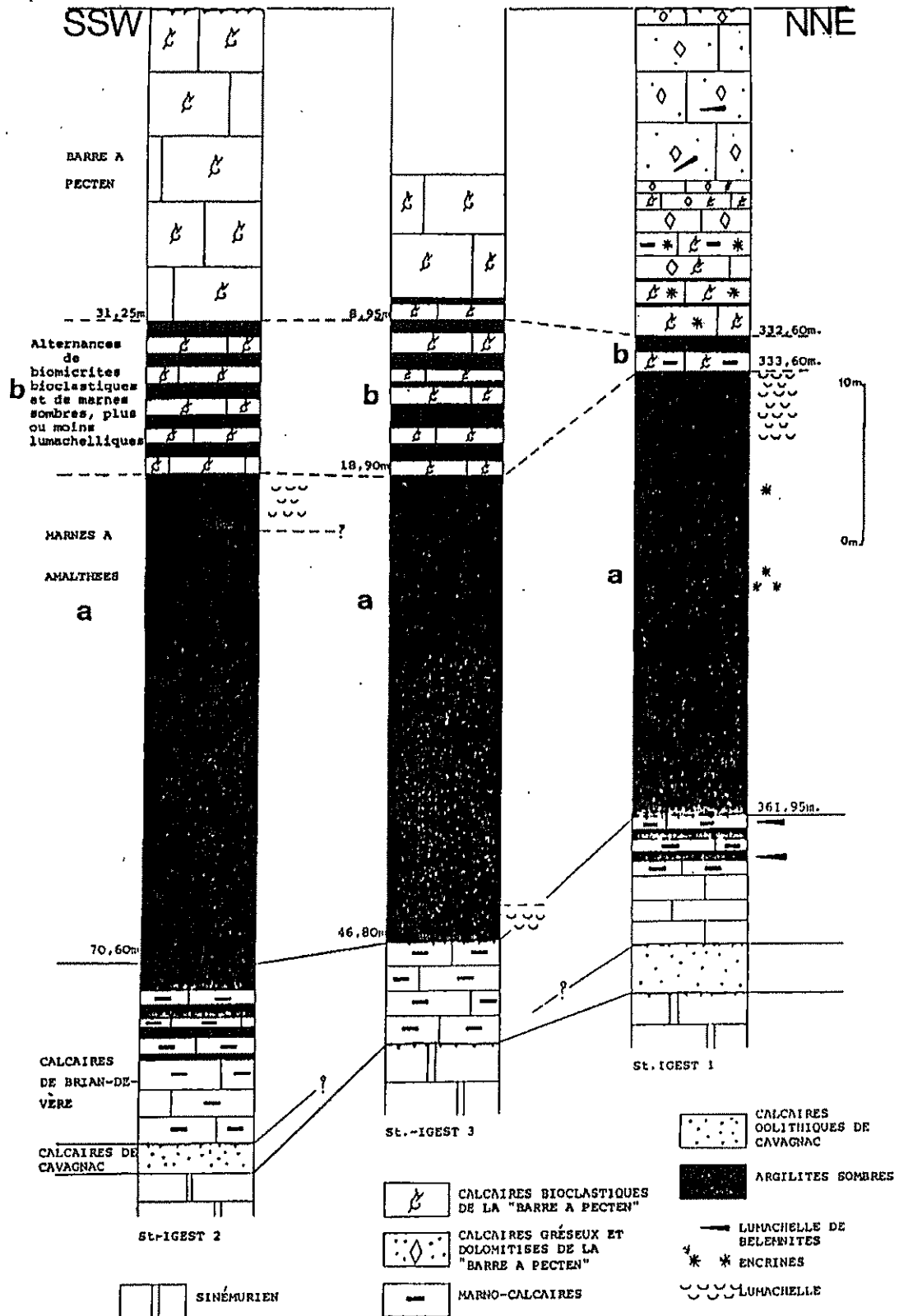


Fig. 94 : Interprétation des sondages de Saint-Igest (Aveyron) avec, de bas en haut, les formations suivantes : Calcaires oolithiques de Cavagnac, Calcaires de Brian-de-Vère, Marnes à Amalthées de Valeyres et Barre à Pecten.

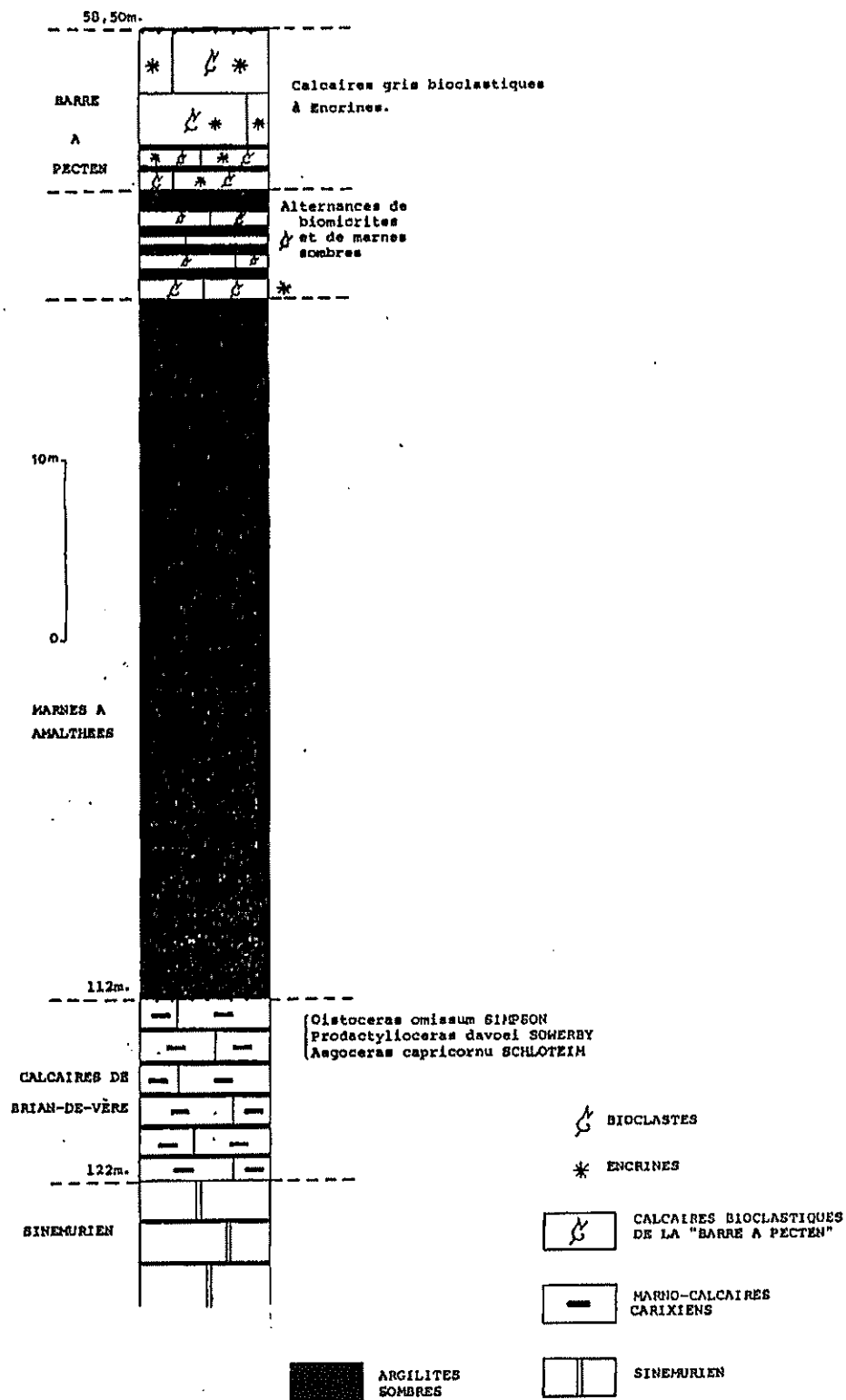


Fig. 95 : Interprétation du sondage de Saint-Martin-Labouval (Lot) avec, de bas en haut, les formations suivantes : Calcaires de Brian-de-Vère, Marnes à Amalthées de Valeyres, Barre à Pecten.

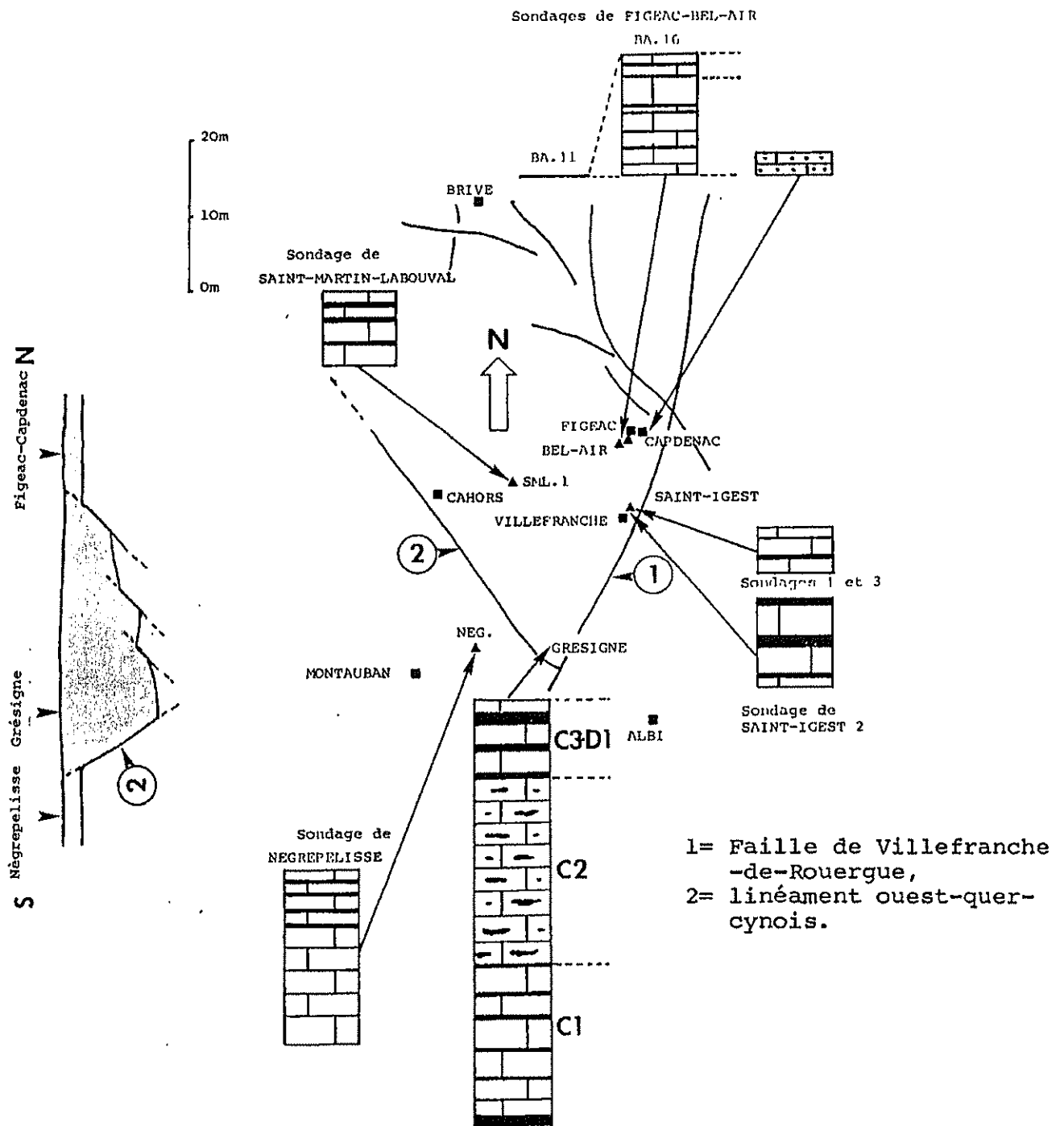


Fig. 96 : Formation des Calcaires de Brian-de-Vère : modèle d'hémi-graben limité par le linéament ouest-quercynois et la Faille de Villefranche-de-Rouergue.

au linéament ouest-quercynois (N 110 à N 140° E). Le maximum d'épaisseur (55 m) se trouve à l'est de cet accident, dans la vallée de la Vère tandis qu'à l'Ouest, sur le haut-fond de Nègrepelisse, le Carixien est à nouveau réduit (23 m).

La disposition des lignes de faciès et les différences d'épaisseur du Carixien, de part et d'autre du linéament ouest-quercynois, suggèrent un jeu syn-sédimentaire pour cet accident majeur.

e - Le Carixien correspond à une période de distension E-W combinée à un faible allongement de direction N-S. Les sédiments se déposent dans un héli-graben (Fig. 96) limité à l'est par la Faille de Villefranche, au Nord par les hauts-fonds de Figeac-Capdenac et au Sud par le linéament ouest-quercynois.

f - les figures de courant, les rostres de Bélemnites indiquent des courants principaux orientés NNE-SSW à NNW-SSE.

g - les associations palynologiques continentales indiquent un climat chaud de type tropical, sans doute humide.

6 - LA FORMATION DES MARNES A AMALTHEES DE VALEYRES

Nous appellerons formation des Marnes à Amalthées de Valeyres, du nom du hameau de Valeyres (Tarn-et-Garonne, Fig. 61A-2), l'ensemble des argilites et marnes compris entre, à la base, les Calcaires en rangs de pavés (membre supérieur de la formation sous-jacente des Calcaires de Brian-de-Vère) et, au sommet, la formation des Calcaires bioclastiques à Pectinidés (Fig. 125)

Cette formation se compose de deux membres qui sont, de la base au sommet (Fig.

- le membre des argilites grises qui correspond à la plus grande partie de la zone à Stokesi et à la partie inférieure de la zone à Margaritatus,

- le membre des marnes à taphoséquences de pente qui englobe la zone à Margaritatus et l'extrême base de la zone à Spinatum.

Cette formation des Marnes à Amalthées de Valeyres conserve, contrairement à celle des Calcaires de Brian-de-Vère, une épaisseur relativement constante de la Grésigne (30-35 m) à la région de Figeac (20-25 m) puis se réduit rapidement vers Capdenac (15 m).

Dans ce paragraphe, nous décrivons d'abord la coupe-type puis celles du secteur de Figeac-Capdenac. Les sondages de Saint-Igest et de Saint-Martin-Labouval apporteront des compléments avant de proposer une première synthèse pour cette formation.

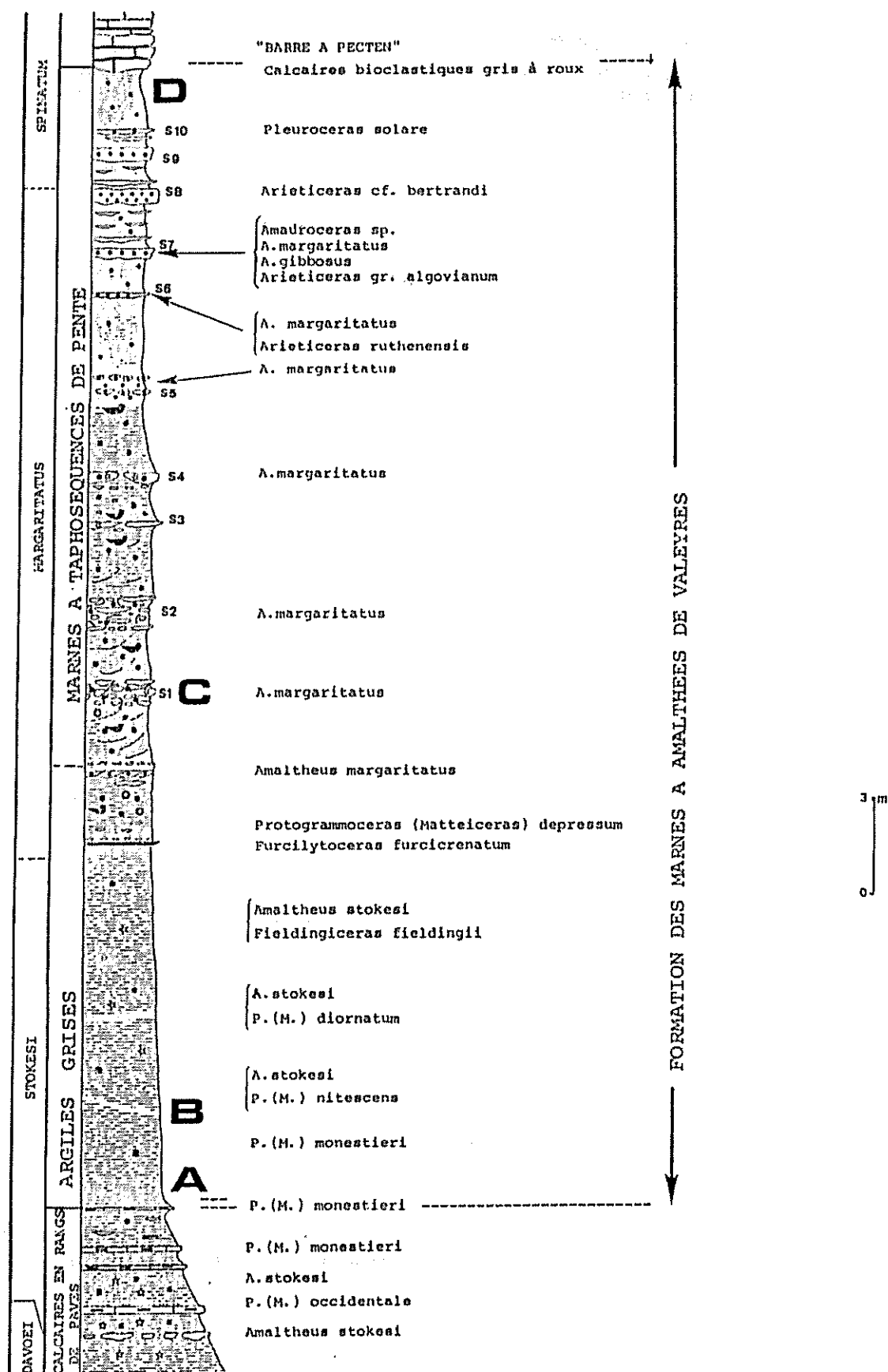


Fig. 97 : Formation des Marnes à Amalthées de Valeyres : la coupe-type de la Boulbène.

6.1. - LA COUPE-TYPE : COUPE DE "LA BOULBÈNE"

Les Marnes à Amalthées s'observent bien sur le versant nord de la vallée d'un petit affluent de la Vère, le ruisseau de la Merdarié, entre le confluent et le hameau de Valeyres (Fig. 61 A)

La meilleure coupe se situe à hauteur de "La Boulbène" (Fig. 61 A.6)

Carte IGN Nègrepelisse 1/50.000e en x = 395,93 et y = 4878,4.

Sur cette coupe nous avons reconnu, de bas en haut, au-dessus des Calcaires en rangs de pavés (Fig. 97)

- le membre des Argilites grises (15-16 m),
- le membre des Marnes à taphoséquences de pente (20-21 m).

Des Calcaires bioclastiques (18-20 m), formant la Barre à Pecten, viennent au toit de l'unité des Marnes à Amalthées.

6.1.1. - Le membre des Argilites grises

Elles appartiennent à la zone à Stokesi (12 à 13 m) et à l'extrême base de la zone à Margaritatus.

Le sommet de la zone à Stokesi se marque par la succession de deux niveaux repères (Fig. 97) que nous avons localisés avec J.L. DOMMERGUES :

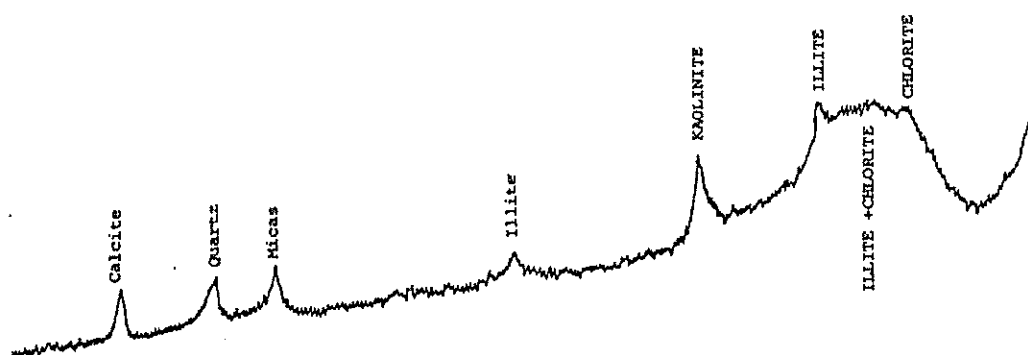
- un horizon à **Protogrammoceras depressum** (QUENSTEDT),
- un niveau à **Furcilytoceras** gr. **furcicrenatum** (BUCKMANN) avec une majorité d'individus encroûtés et colonisés par des Serpuliens.

Ces horizons caractérisent la partie inférieure de la zone à Margaritatus dans les Grands Causses où ces formes sont associées à de rares **Amaltheus subnodosus** (YOUNG et BIRD) [sous-zone à Subnodosus].

Les argilites, faiblement carbonatées (de 2 à 12,5 % de CO₂ suivant les niveaux), très peu sableuses et richement micacées, sont criblées de débris jaunâtres :

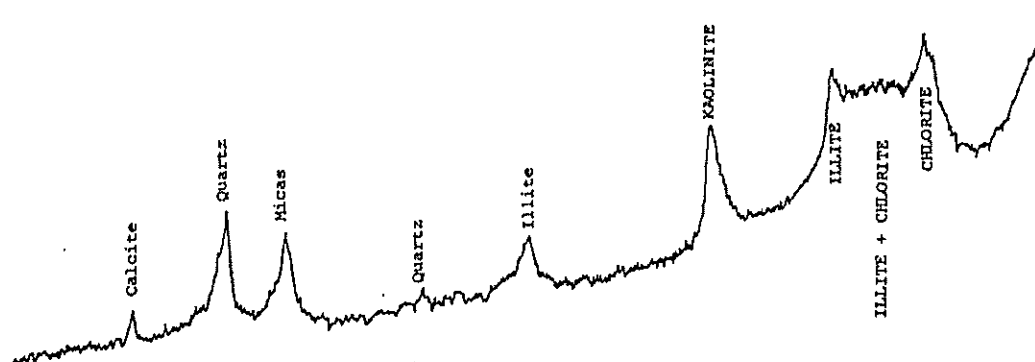
- Lamellibranches avec moules internes, bioclastes, tests plus ou moins conservés d'**Arcoïdæ**, de **Pectinaceæ** : **Plicatula spinosa** (SOWERBY), **Pseudopecten** (P.) **aequivalvis** (SOWERBY), de **Limaceæ** : **Pseudolimea acuticostata** (MUNSTER), de **Pteriodæ** : **Gervillia** sp., d'**Ostreaceæ**...
- Gastéropodes : **Promalthidia** sp.
- Echinides avec de petits **Cidaridæ**.
- Crinoïdes avec **Chladocrinus**, **Balocrinus** et **Isocrinus**,
- Bélemnites nettement moins abondantes que dans les Calcaires en rangs de pavés.

Les lavages (refus du tamis de 250 microns) révèlent la richesse de ces argilites en Foraminifères (Fig. 101 et 103), Ostracodes (Fig. 103), moules internes pyritisés de gastéropodes, dents de requins ou batoïdes mais surtout en bioclastes d'échinodermes :



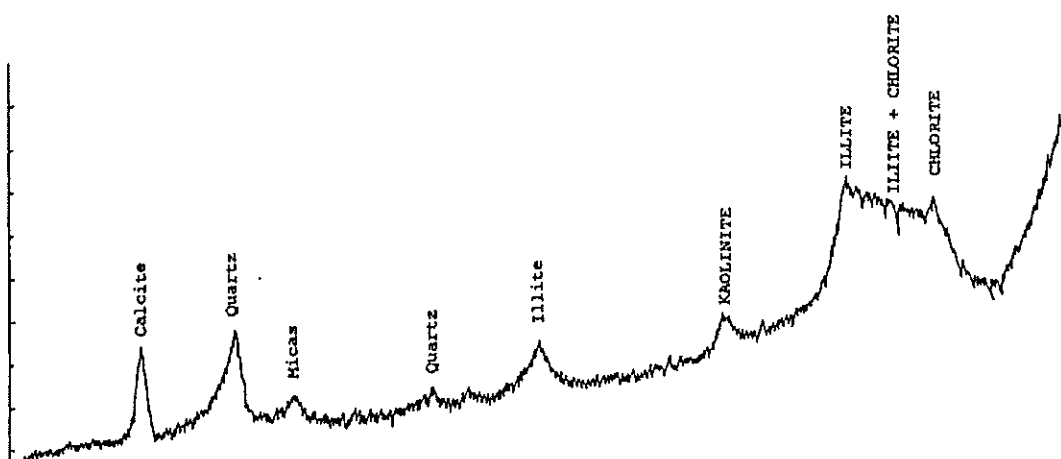
C

ECHANTILLON CVAL 7, "MARNES A AMALTHEES DE VALEYRES", premier niveau à slumps de la zone à MARGARITATUS



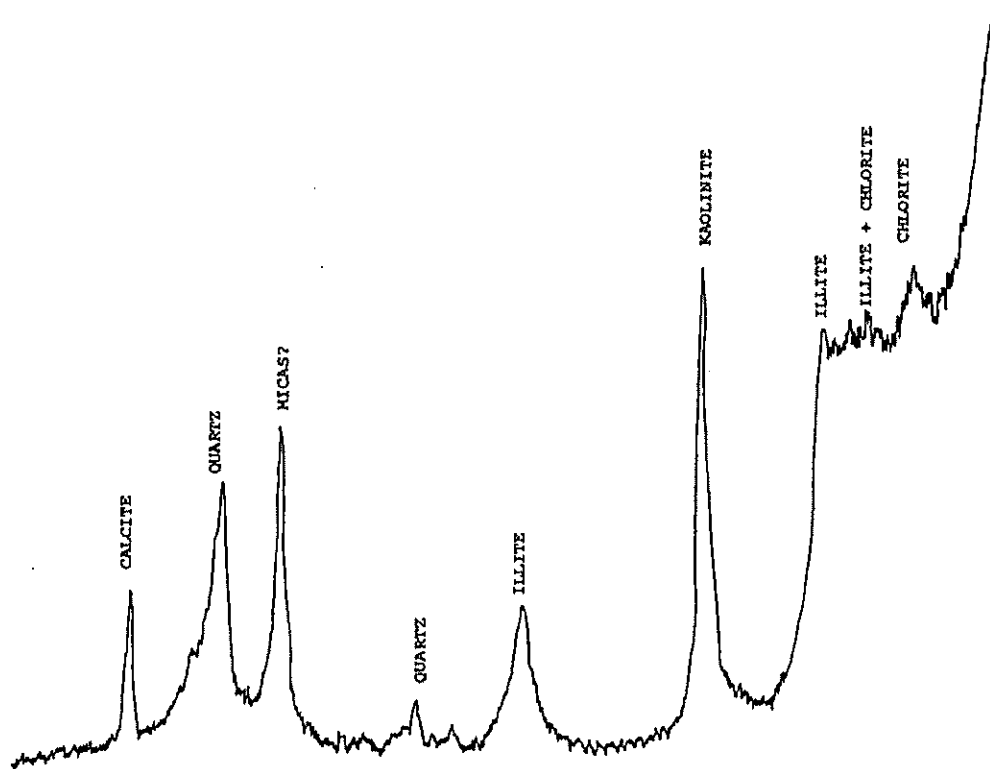
B

ECHANTILLON CVAL 2, "MARNES A AMALTHEES DE VALEYRES", argilites de la zone à STOKESI.



A

ECHANTILLON M13, "MARNES A AMALTHEES DE VALEYRES", extrême base des argilites de la zone à STOKESI



D

ECHANTILLON GOUR 5, "MARNES A AMALTHEES DE VALEYRES"
sommet des marnes à niveaux slumpés, base de la zone
à SPINATUM.

Fig. 98 : Formation des Marnes à Amalthées de Valeyres, coupe-type de la Boulbène: diffractométrie RX des argiles. Les échantillons A, B, C (taphoséquence S1) et D sont replacés sur la coupe-type (Fig. 97).

- plaques, radioles et rotules d'échinides ,
- articles de crinoïdes ,
- osselets d'ophiures ,
- sclérites d'holothuries...

6.1.2. - Le membre des Marnes à taphoséquences de pente

Dans la zone à *Margaritatus* et l'extrême base de la zone à *Spinatum*, les Marnes à *Amalthées* s'organisent en une dizaine de séquences élémentaires binaires, d'échelle métrique.

Dans un premier temps nous avons interprété ces séquences comme des séquences klüpféliennes (CUBAYNES, 1984 ; CUBAYNES, BOUTET, DELFAUD et FAURE, 1984) mais l'étude détaillée des associations de Crinoïdes (Fig. 99) et la mise à jour, par érosion, d'une partie de la coupe jusqu'alors invisible, infirment cette première hypothèse.

Chaque séquence comprend, de la base au sommet :  14

a - 0,70 à 1 m d'une accumulation de nodules calcaires ferrugineux, plus ou moins coalescents, avec des formes contournées typiques de slumps.

Les biomicrites à biomicrosparites mudstone (S2), wackestone (S3, 7, 8 et 9) ou packstone (S1, 4 et 6), les oobiomicrites à oolithes phosphatées (S5) présentent des bioclastes très mal triés de lamellibranches, brachiopodes, annélides, gastéropodes, ostracodes, nodosariidés et surtout échinodermes.

Certains niveaux apparaissent très riches en annélides (S1 et S8) ou en grands pelotons de serpuliers (S3).  14,3

Chaque niveau de base correspond à une véritable "crachée bioclastique" apportant des quartz hétérométriques anguleux et des éléments de biocénoses moins profondes qui viennent se résédimer, formant d'importantes thanotocénoses. La biophase, très riche, comprend essentiellement des crinoïdes, des lamellibranches et des brachiopodes.

- Les Lamellibranches se présentent avec leurs valves dissociées et brisées. Ce sont essentiellement des Pectinaceae (*Chlamys* sp., *Chlamys* (C.) *textoria*, SCHLOTEIM, *Camptonectes* sp., *Entolium* sp., *Oxytoma* sp., *Pseudopecten* (P.) *aequivalvis* (SOWERBY)), et des Pholadomyidae (*Mactromya* sp., *Pholadomya* sp., *Pleuromya* sp.) des Limaceae (*Plagiostoma* sp., *Pseudolimea* sp.), des Mytiloidae (*Modiolus* sp., *Pinna* sp.).

- Les Brachiopodes sont mieux conservés, avec souvent les valves en connexion : *Lobothyris punctata* (SOWERBY), *L. subpunctata* (DAVIDSON) *Zeilleria* (Z.) aff. *sarthacensis* (DESLONGCHAMPS), "*Terebratula*" aff. *thomarensis* CHOFFAT, *Tetrarhynchia* sp., *Quadrati rhynchia* sp...

- Les Crustacés, plus rares, sont représentés par des débris de pinces ou de rares exemplaires d'Erymidae : *Eryma falsani* DUMORTIER ou *Paleoastacus* sp. (dét. du Dr. R. Forster, Munich).

b - 1 à 3,50 m d'argilites faiblement carbonatées (7 à 13 % de CaCO₃) et très pauvrement sableuses avec des biocénoses de Crinoïdes (Fig 99-100),

de *Gryphea gigantea* SOWERBY, de *Mactromya* sp. et de nombreux terriers de crustacés.

Dans ces argilites la proportion de carbonates, d'abord faible (6-7 %), croît régulièrement jusqu'à atteindre 30-35 % dans les niveaux situés sous la Barre à Pecten.

6.1.3. - Composition et origine des argilites (Fig. 98)

Les illites dominent très nettement (60 à 70 %) avec la chlorite et la kaolinite et constituent l'essentiel des Argilites grises.

Plus au Nord, dans la région de Figeac-Bel-Air, les analyses réalisées par la C.R.A.M. pour le sondage BA 20 donnent le même résultat.

Dans le bassin des Grands-Causse, TRUMPY (1983) constate également une première arrivée significative de la kaolinite dans les argilites domériennes.

Il souligne que les Cévennes, les quelques îlots émergés du Massif central, le Morvan, les Ardennes, le Massif armoricain ne libéraient, selon lui, que de la kaolinite. L'origine des illites domériennes plus lointaines, serait donc à rechercher dans les grandes masses terrestres émergées plus au Nord, en dehors de l'"Europe du Lias" sur laquelle régnait un climat tropical ou subtropical : Continent nord-américain, Calédonides scandinaves, Plate-forme russe, masses continentales nordiques... (BULLARD et al., 1965).

6.1.4. - Signification des argilites

Les argilites de la zone à Stokesi témoignent de l'accélération de la remontée eustatique avec une première arrivée massive de colloïdes dans un bassin quercynois en voie d'homogénéisation.

L'interprétation classique des marnes comme caractérisant un milieu profond pélagique se trouve remise en question par MATTEI (1961), RICHER (1963), NORMAND (1964), qui rattachent ces sédiments à des milieux peu profonds. MATTEI (1985) envisage même, pour certains cas, des milieux de mangrove. STURANI (1971) et GUÉX (1972) suggèrent des faciès à herbiers flottants, hypothèse envisagée par RIEBER (1975) pour expliquer des dépôts euxiniques ou peu oxygénés. GUÉX situe la sédimentation des marnes sous une tranche d'eau de 50 à 100 m d'épaisseur. Nous allons voir qu'il convient de nuancer ces affirmations.

6.1.5. - Les écoséquences à Crinoïdes (Fig. 99)

a - Dans les Calcaires en rangs de pavés, l'horizon à Stokesi présente des accumulations de tiges de *Chladocrinus* cf. *basaltiformis* MILLER associés à de très rares *Balanocrinus* sp.

Ces Crinoïdes colonisent actuellement les vasières parcourues de courants faibles et laminaires, à des profondeurs de 300 à 400 m.

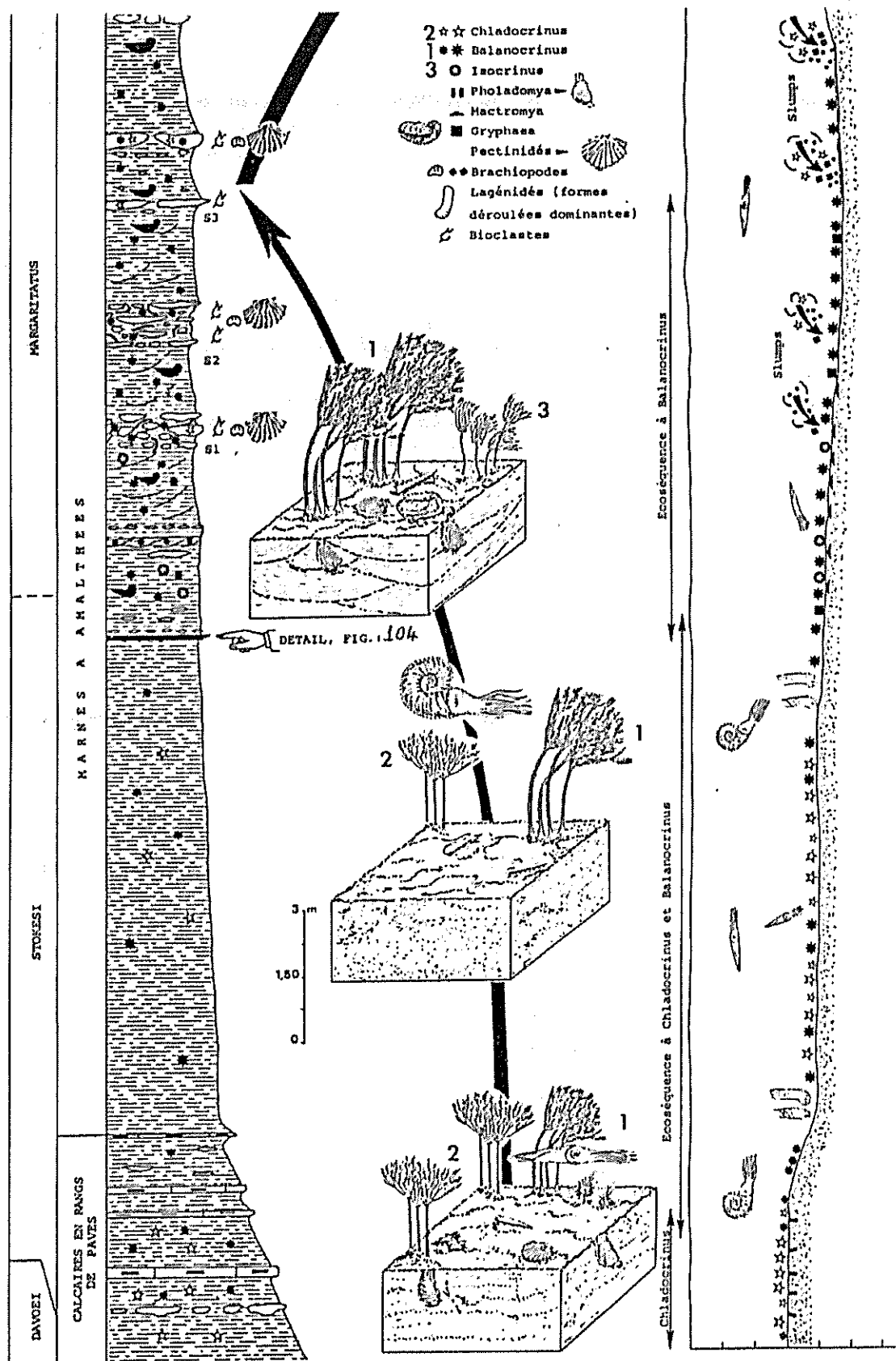


Fig. 99 : Formation des Marnes à Amalthees de Valeyres ; les écoséquences à Pentacrines dans la coupe-type de la Boulbène.

b - Au sommet des Calcaires en rangs de pavés, dans l'horizon à Monestieri, des **Balanocrinus** de petite taille se mêlent aux **Chladocrinus**. Cette association suggère des milieux déjà plus profonds, à la limite supérieure du biotope des **Balanocrinus**, ce qui correspondrait actuellement à des profondeurs comprises entre 400 et 500 m.

c - Dans les argilites de la zone à Stokesi les **Chladocrinus** sont toujours accompagnés de **Balanocrinus** mais de plus grosse taille. Ces milieux se rapprocheraient des biotopes recherchés par les **Balanocrinus** (à des profondeurs actuelles de 500 m).

d - A la base de la zone à Margaritatus, un niveau décimétrique d'argilites à petites stratifications entrecroisées livre une biophase à **Mactromya sp.**, **Amaltheus margaritatus** MONTFORT, avec une accumulation sur place de gros éléments de **Balanocrinus** associés à quelques **Isocrinus**. Un tel niveau correspondrait à un biotope typique à **Balanocrinus**, très proche de leur optimum (actuellement 500 à 600 m de profondeur).

e - Le niveau S1 de la coupe de la Boulbène (Fig. 97) se caractérise par une étonnante concentration de cirres et de pédoncules avec peu d'articles de bras (ségrégation du matériel). Les biotopes à **Balanocrinus** sont détruits par l'arrivée d'un matériel moins profond, avec des débris d'**Isocrinus sp.**. Cette première crachée bioclastique correspond au premier niveau résédimenté dans les Marnes à Amalthées.  PL 14, 1.2

f - le niveau S2 correspond à la destruction d'une population de **Balanocrinus** où les adultes, de taille petite à moyenne, sont beaucoup plus nombreux que dans les niveaux sous-jacents. Ce fait pourrait indiquer une baisse rapide des ressources trophiques.

g - Le niveau S3 traduit encore la destruction d'une colonie de **Balanocrinus**. Latéralement, ce niveau passe à un chenal lenticulaire d'extension décimétrique et d'axe N-S à N 20° E. Le banc calcaire décimétrique présente un net granoclassement avec de la base au sommet :

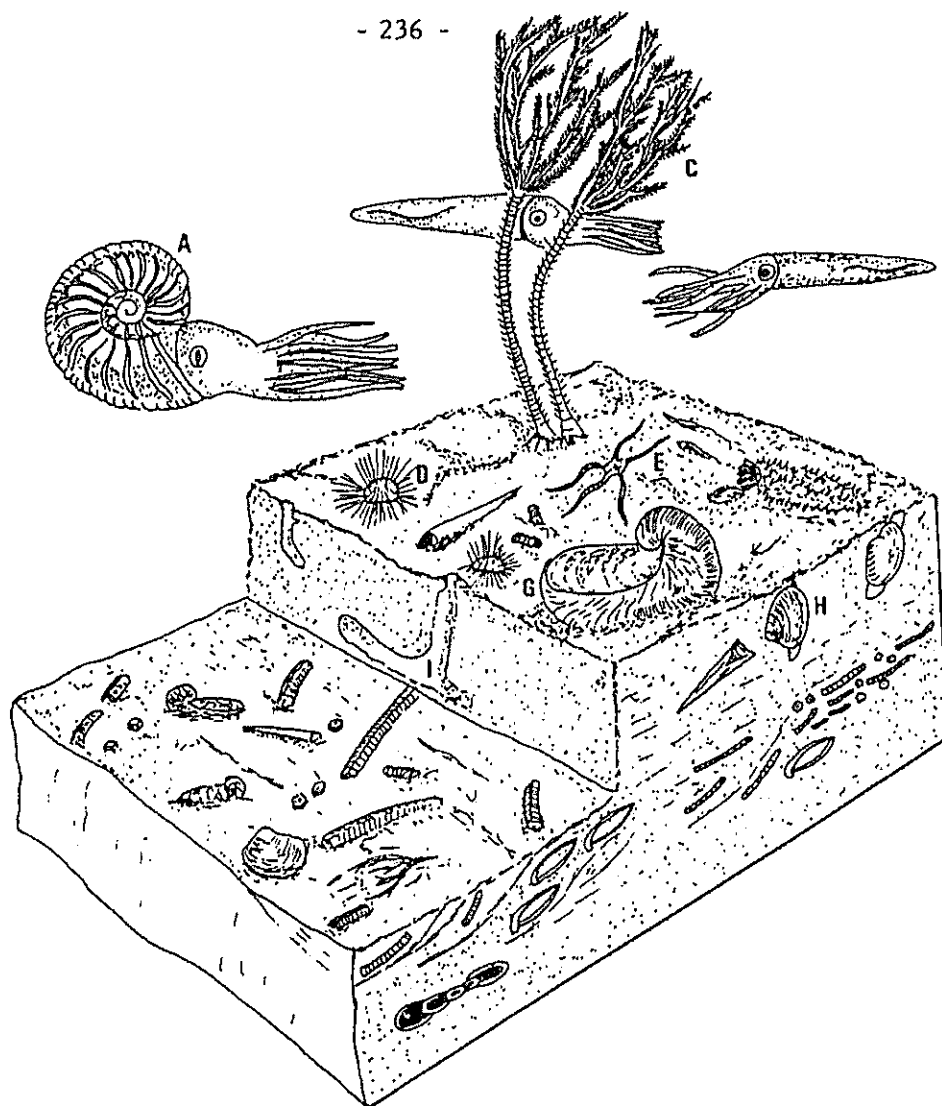
- 8 à 10 cm d'une accumulation d'articles de **Balanocrinus** avec de rares **Isocrinus** et grands bioclastes,  PL 14, 6
- 12 à 15 cm de biomicrites mudstone à bioclastes épars.

Les niveaux S2 et S3 pourraient représenter le maximum de profondeur avec des biotopes qui, toujours dans les conditions actuelles, se situeraient vers 600 à 900 m de profondeur ; des ressources trophiques faibles expliquant la taille réduite des individus.

La succession des associations de Crinoïdes révèle le relais de trois écoséquences qui sont, de bas en haut (Fig. 99)

- une écoséquence à **Chladocrinus** ,
- une écoséquence à **Chladocrinus** et **Balanocrinus**,
- une écoséquence à **Balanocrinus** .

Un tel enchaînement implique une séquence d'approfondissement calme, progressif, pendant toute la zone à Stokesi et la base de la zone à Margaritatus. En se basant uniquement sur les données actuelles, la profondeur des eaux passerait ainsi de 200 m à plus de 600 m mais de telles profondeurs



- | | |
|-----------------|----------------------|
| A= Amalthée | E= Ophiure |
| B= Bélemnite | F= Holothurie |
| C= Balanocrinus | G= Gryphaea gigantea |
| D= Echinide | H= Mactromya |

Fig. 100 : Formation des marnes à Amalthées de Valeyres : un biotope à *Balanocrinus* (taphoséquence S1) dans la coupe-type de la Boulbène.

nous paraissent incompatibles avec l'image de mers épicontinentales dont la bathymétrie ne correspondait pas à celle des mers actuelles.

Même s'il faut considérer avec beaucoup de prudence la généralisation au Lias des indications bathymétriques fournies par les mers actuelles, les biotopes à Crinoïdes des Marnes à Amalthées indiquent clairement :

- un approfondissement des milieux de dépôt avec une séquence pluridécamétrique d'ouverture,
- une homogénéisation des milieux de dépôt avec la réalisation de vasières relativement profondes, parcourues de faibles courants laminaires.

Plus haut, la destruction périodique des biotopes à *Balanocrinus* par l'arrivée de matériel moins profond, suggère une déstabilisation du bassin. De tels niveaux à slumps et resédimentation sont décrits par TRUMPY (1983) dans le Domérien supérieur des Grands-Causses. Ces niveaux résulteraient d'un enfoncement brusque du bassin par rapport à ses marges, donc d'un effondrement régional.

6.1.6. - Les microfaunes

Les Foraminifères sont représentés par 13 genres ou morphogenres avec plus de 56 espèces (Fig. 101)

a - Les microfaunes de Nodosariidés :  PL 2, 10 et 3

Les genres *Lenticulina* et, à un moindre degré, *Marginulina* dominent ces associations de nodosariidés.

Les formes déroulées (*Dentalina*, *Marginulina*, *Lenticulina* mg. *Astacolus*, *L.* mg. *Falsopalmula*, *L.* mg. *Marginulinopsis* et *L.* mg. *Planularia*) l'emportent très nettement sur les formes enroulées *Lenticulina* mg. *Lenticulina* qui ne représentent que 14 à 34 % des populations (Fig. 102)

Ces formes déroulées, le plus souvent robustes, se développent dans la séquence d'ouverture, en particulier dans les argilites à *A. stokesi* et semblent donc rechercher des eaux calmes relativement profondes.

Il semblerait exister une compétition entre les Marginulines et les morphogenres déroulés de Lenticulines puisque les niveaux où les Marginulines représentent une part notable des biocénoses sont ceux où l'on remarque une faible proportion des morphogenres *Astacolus*, *Falsopalmula*, *Marginulinopsis* et *Planularia*.

BLANC-VERNET, PUJOS et ROSSET-MOULINIER (1984) décrivent les biocénoses de Foraminifères benthiques des Plateaux continentaux français :

- sur le plateau continental "Ouest-Provence" cinq espèces de Bolivines se rencontrent de 50 à 150-200 m de profondeur et les Lenticulines de 150 à 200 m,
- dans le golfe de Gascogne figurent huit espèces de Bolivines qui s'étagent des eaux peu profondes jusqu'à 200 m. Sur ces huit espèces, 6 semblent rechercher des fonds situés entre 80 et 200 m,
- enfin, dans la Manche, deux espèces de Bolivines se rencontrent du littoral jusqu'à 100 m de profondeur.

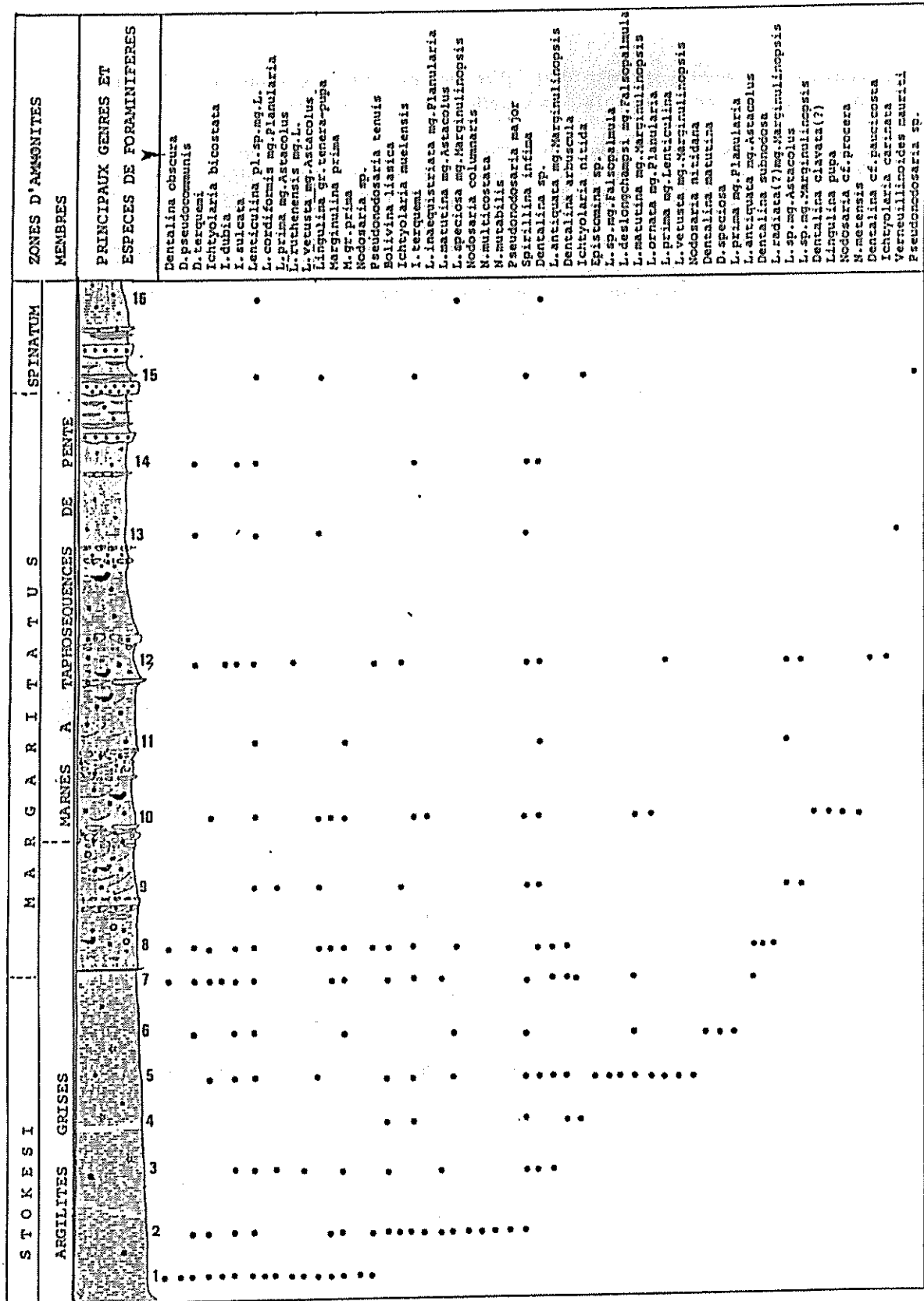


Fig. 101 : Formation des Marnes à Amalthées de Valeyres, répartition stratigraphique des Foraminifères dans la coupe-type de la Boulbène (les numéros correspondent à ceux des figures 102 et 103).

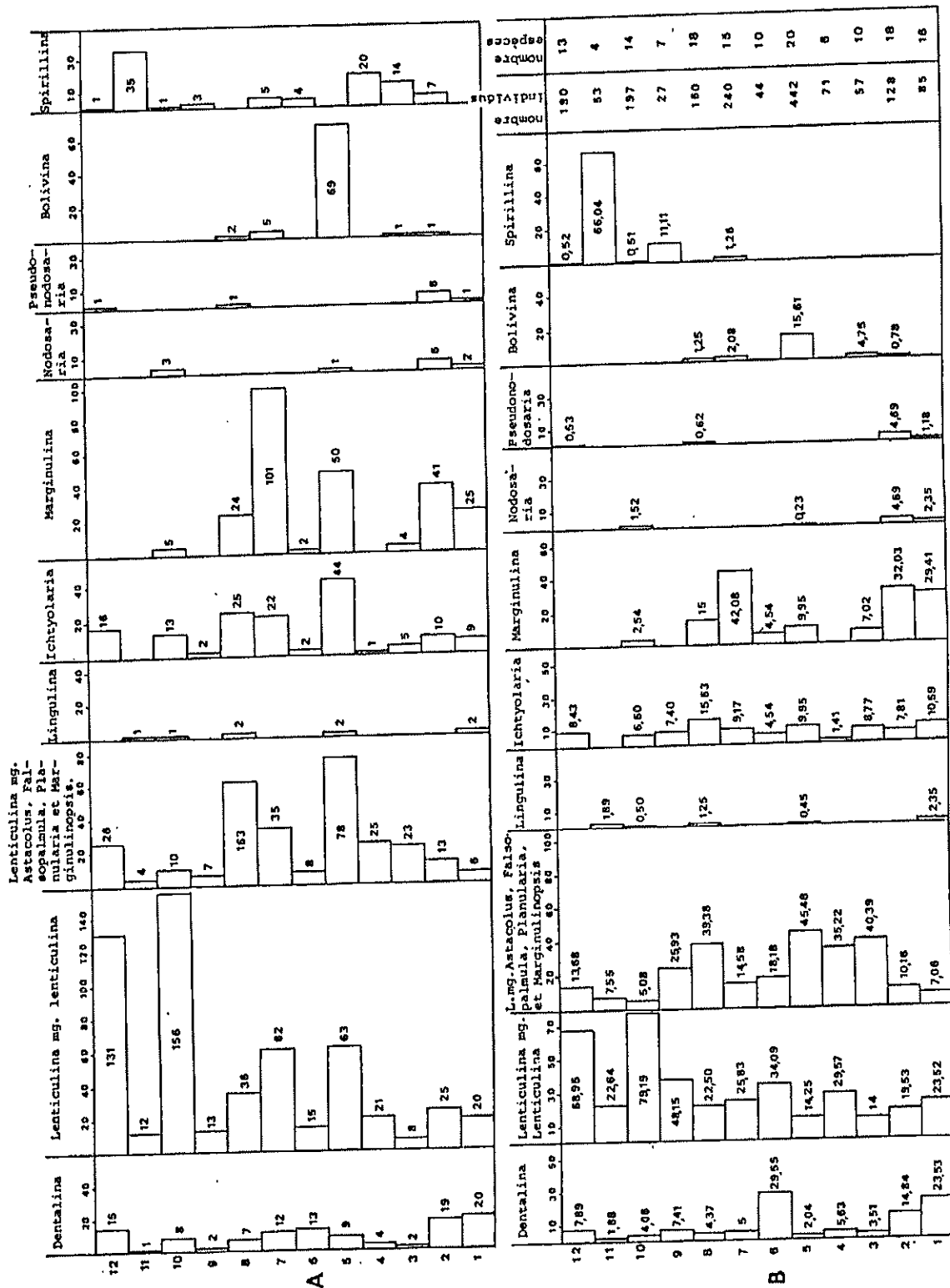


Fig. 102 : Formation des Marnes à Amalthées de Valeyres : associations de Foraminifères dans la coupe-type de la Boulbène.

A : tableau de fréquence absolue des différents genres,
 B : tableau de fréquence relative des différents genres,
 (les numéros correspondent à ceux des figures 101 et 103).

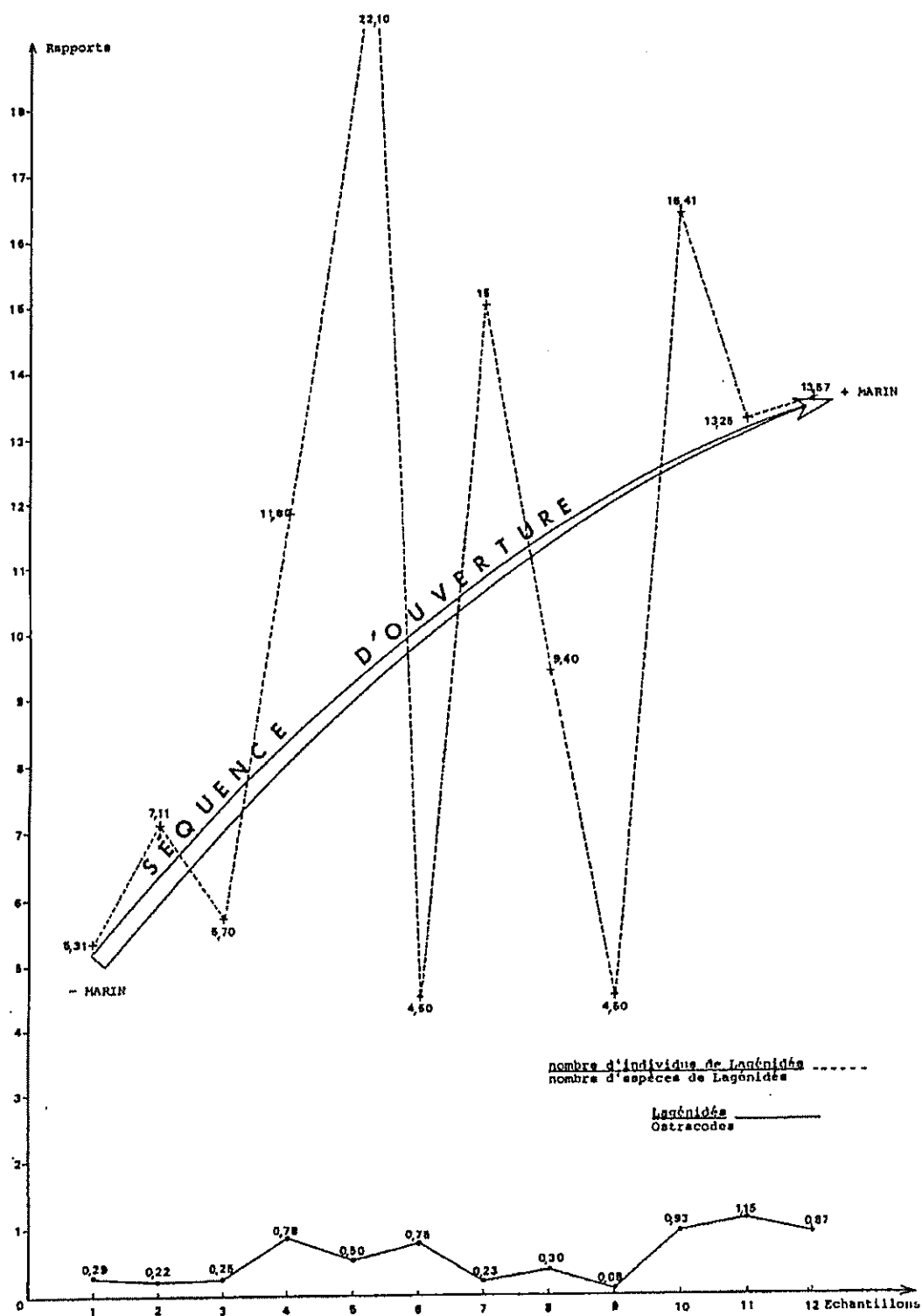


Fig. 103 : Formation des Marnes à Amalthées de Valeyres, coupe-type de la Boulbène : évolution verticale des paramètres écologiques concernant les microfaunes (les numéros correspondent à ceux des figures 101 et 102).

Nous avons là deux points de comparaison :

- la situation des Lenticulines (150-200 m),
- la répartition des Bolivines dans des ensembles fauniques de 50-70 m à 200 m en Atlantique et en Méditerranée.

Ces données bathymétriques sont en contradiction avec celles apportées par les Crinoïdes mais nous semblent mieux correspondre à la bathymétrie des mers domériennes.

b - Les Ostracodes

Les formes lisses, *Ogmoconcha amalthei* (QUENSTEDT), *Bairdia* sp., *Ogmoconcha* sp., *Cytherella* sp. dominent nettement de rares formes ornées telles *Ektyphocythere* sp. et les individus pélagiques *Polycope* sp.

c - Rapports écologiques (Fig. 103)

Le rapport nombre d'individus/nombre d'espèces (Foraminifères) croît d'une manière générale de bas en haut.

Le rapport Foraminifères/Ostracodes croît également, passant de 0,22 à des valeurs comprises entre 0,50 et 0,78 dans la partie moyenne de la zone à Stokesi.

Les niveaux 7-8-9 suggèrent une période de crise dans l'évolution de ces deux rapports écologiques et correspondent à la limite des zones à Stokesi et à Margaritatus avec, vraisemblablement, un arrêt de sédimentation (Fig. 104) Puis à la base de la zone à Margaritatus les deux rapports croissent à nouveau.

Les Ostracodes lisses dominent nettement les formes ornées réduites à quelques individus. Les espèces pélagiques apparaissent surtout au sommet de la zone à Stokesi (niveau 5) et forment 1,50 % de l'ostracofaune.

L'évolution des paramètres écologiques indique une séquence d'approfondissement (LOWMAN, 1949 ; REY, 1983).

6.1.7. - Palynologie (BOUTET, 1981)

La zone à Stokesi se marque par le mélange de matériel amorphe non sapropélique et de matériel ligno-charbonneux. L'augmentation du nombre des formes marines (*Nannoceratopsis*), la petite taille des pollens (*Spheripollenites* et *Classopollis* d'un diamètre inférieur à 20 micromètres), la présence de matériel humique confirment l'idée d'une séquence d'approfondissement.

Inversement, dans la zone à Margaritatus, le palynofaciès se caractérise par la nette augmentation du matériel ligno-charbonneux aux dépens du matériel amorphe non sapropélique ce qui indique une reprise des apports détritiques, corroborée par la présence de quartz dans les sédiments.

Le développement des Acritarches, la baisse relative des *Nannoceratopsis*, indiquent soit un rapprochement des rivages, soit l'existence de courants marins entraînant le matériel humique loin des côtes.

Dans les crachées bioclastiques qui ravagent les populations de Crinoïdes, l'association continentale comprend de 17 à 25 espèces (alors que dans les argillites elle se compose de 6 à 13 espèces).

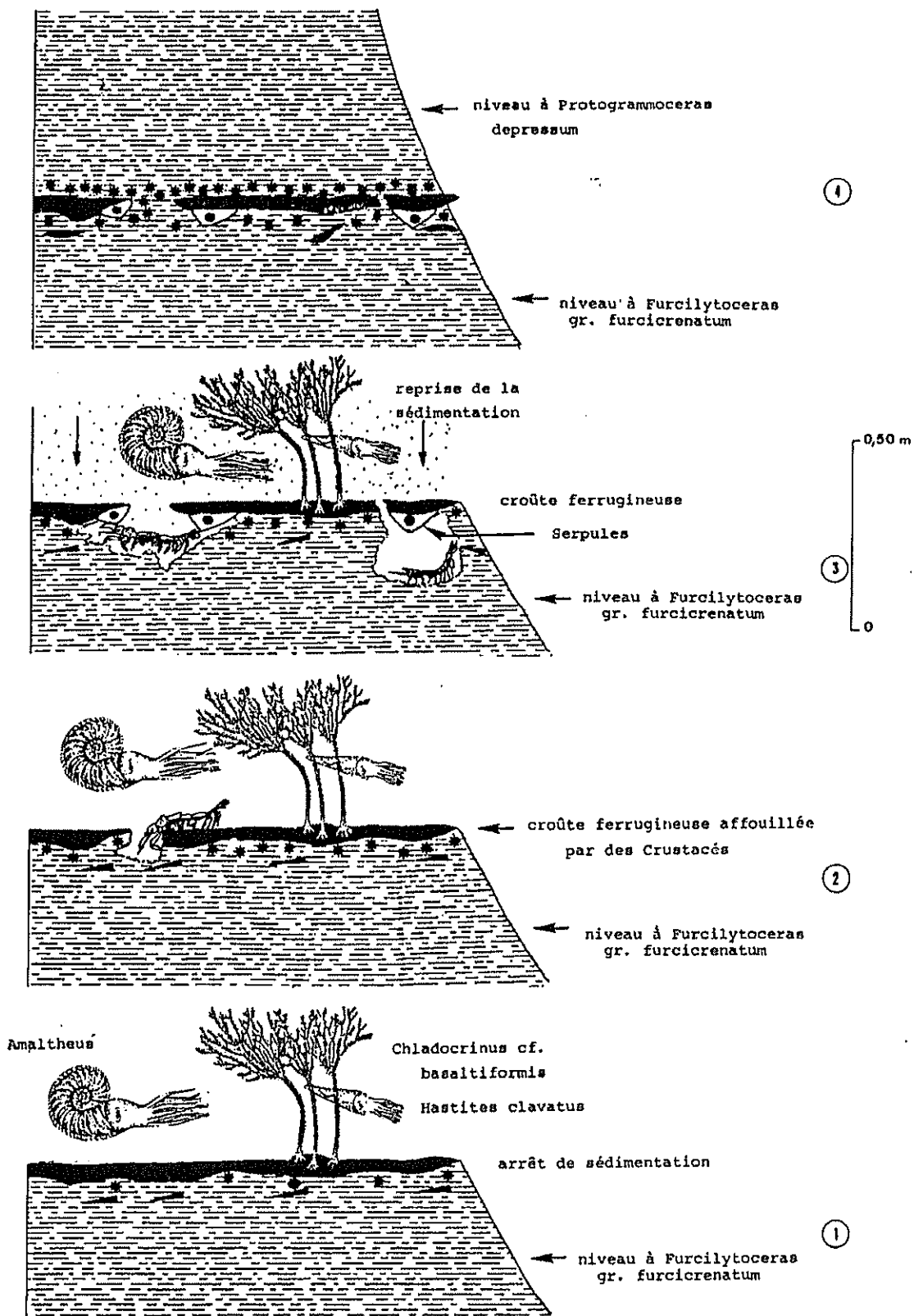


Fig. 104 : Formation des Marnes à Amalthées de Valeyres ; coupe-type de la Boulbène, niveaux 7 et 8 (situation figure 99) : séquence d'événements aboutissant à la réalisation d'un hard-ground dans les argilites.

Elle suggère l'image de zones émergées, peuplées de Cheirolépidiacées et de Pteridophytes avec un arrière pays couvert de Coniférales et de Pteridophytes, sous un climat de type tropical chaud et humide, sans grands changements par rapport au Carixien. Seule l'apparition des *Stereisporites* (Bryophytes) pourrait indiquer de légères modifications climatiques (légère humidification).

6.1.8. - Le cas particulier des niveaux 7-8 de la coupe de la Boulbène (Fig. 104)

La sédimentation des argilites domériennes ne semble pas continue mais présenterait des périodes de ralentissement ou d'arrêts, assimilables à des hard-grounds.

Au sommet de la zone à *Stokesi* apparaît le dispositif suivant :

- un niveau à *Furcilytoceras gr. furcicrenatum* (BUCKMANN) avec une majorité d'individus encroûtés, colonisés par des *Serpules*, ce qui suggère une phase de ralentissement dans la sédimentation.

- une croûte ferrugineuse de 5 mm à 10 mm d'épaisseur correspondant à l'accumulation d'articles de *Balanocrinus* cimentés sur place avec de très nombreux *Hastites clavatus* ST AHL.

Les *Serpuliens* n'ont colonisé que la face inférieure de cette croûte. Nous interprétons cela de la façon suivante (Fig. 104 1 à 4).

Stade 1 - ralentissement puis arrêt de sédimentation avec formation d'une croûte ferrugineuse.

Stade 2 - formation par des Crustacés de microcavernes qui traversent la croûte plus ou moins indurée et affouillent le sédiment sous-jacent resté meuble.

Stade 3 - colonisation du toit des microcavernes par des *Serpuliens*.

Stade 4 - reprise de la sédimentation et colmatage des micro-cavernes.

Au-dessus vient l'horizon à *Protogrammoceras depressum* (QUENSTEDT) qui marque la base de la zone à *Margaritatus*, les premières *Amaltheus margaritatus* MONTFORT apparaissant à peine 2 ou 3 m plus haut.

Les niveaux 7 et 8 traduisent vraisemblablement la "première crise" dans la sédimentation domérienne et préfigurent probablement les phases de déstabilisation que l'on trouvera enregistrées dans les dépôts de la zone à *Margaritatus*.

6.2. - Les Marnes à Amalthées dans les sondages de la région de Figeac-Bel-Air

Afin de définir la succession des termes domériens, nous avons choisi une ligne SSW-NNE (Fig. 105-106) avec les sondages BA 16, BA 27 (et synthèse à partir des sondages 32, 33, 34, 35 et 36), BA 17 (et synthèse avec les sondages BA 20, 22, 23 et 25), BA 7, BA 14 et 15, enfin BA 1.

La formation des Marnes à Amalthées de Valeyres comprend, de la base au sommet :

- des argilites grises,
- des marnes bioclastiques inférieures,

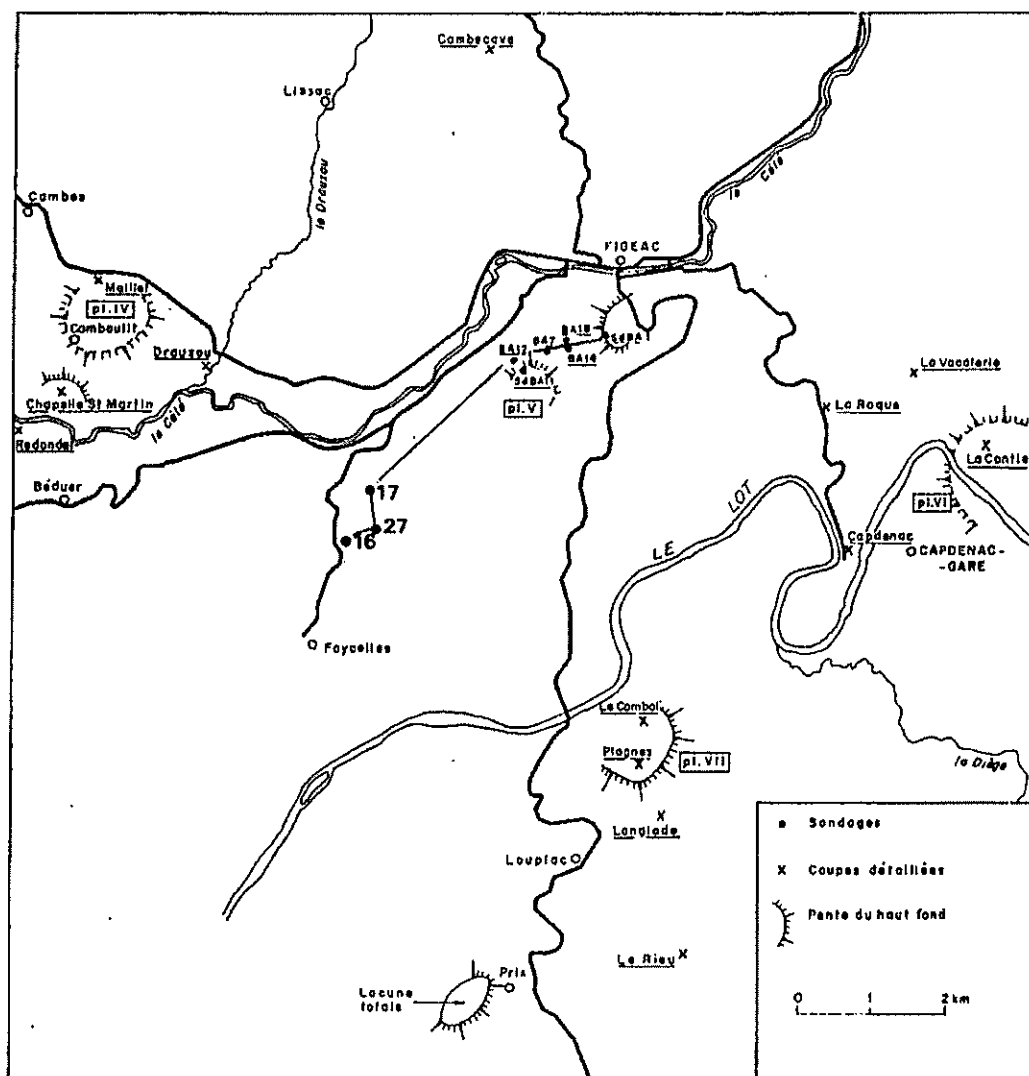


Fig. 105 : Situation des sondages du secteur Figeac-Bel-Air proposés figure 106.

- un niveau-repère d'argiles litées ,
- des marnes bioclastiques supérieures,
- des marnes et calcaires à encrines.

6.2.1. - Les argilites grises

Ces argilites grises, tendres et micacées, renferment de rares bancs décimétriques de biomicrites mudstone.

Les premiers niveaux correspondent à l'Horizon à Monestieri avec **Protogramminoceras (Matteiceras) monestieri** FISCHER déjà mis en évidence en affleurement sur les coupes de la région (Fig.

Les horizons à Stokesi et à Occidentale, seraient soit absents soit condensés dans le banc à **P. (M.) monestieri**.

Au-dessus, les argilites renferment de nombreux exemplaires de **P. (Matteiceras) gr. isseloides** DOMMERGUES, FAURE et MEISTER (BA 23) et de **P. gr. normanianum** (d'ORBIGNY) toujours associés à des **A. stokesi** (SOWERBY), puis un niveau à **P. depressum** (QUENSTEDT) (dét. J.L. DOMMERGUES, sondage BA 25), qui marque la base de la zone à Margaritatus.

Y. LE CALVEZ a réalisé (1963) l'étude des microfaunes dans les sondages BA 16, 17, 7, 14 et 15, 12 et 1.

a - Sondage BA 16.

Les argilites grises à entroques, bioclastes d'échinides (plaques et piquants), de lamellibranches et d'ostracodes, renferment de rares dents de poissons.

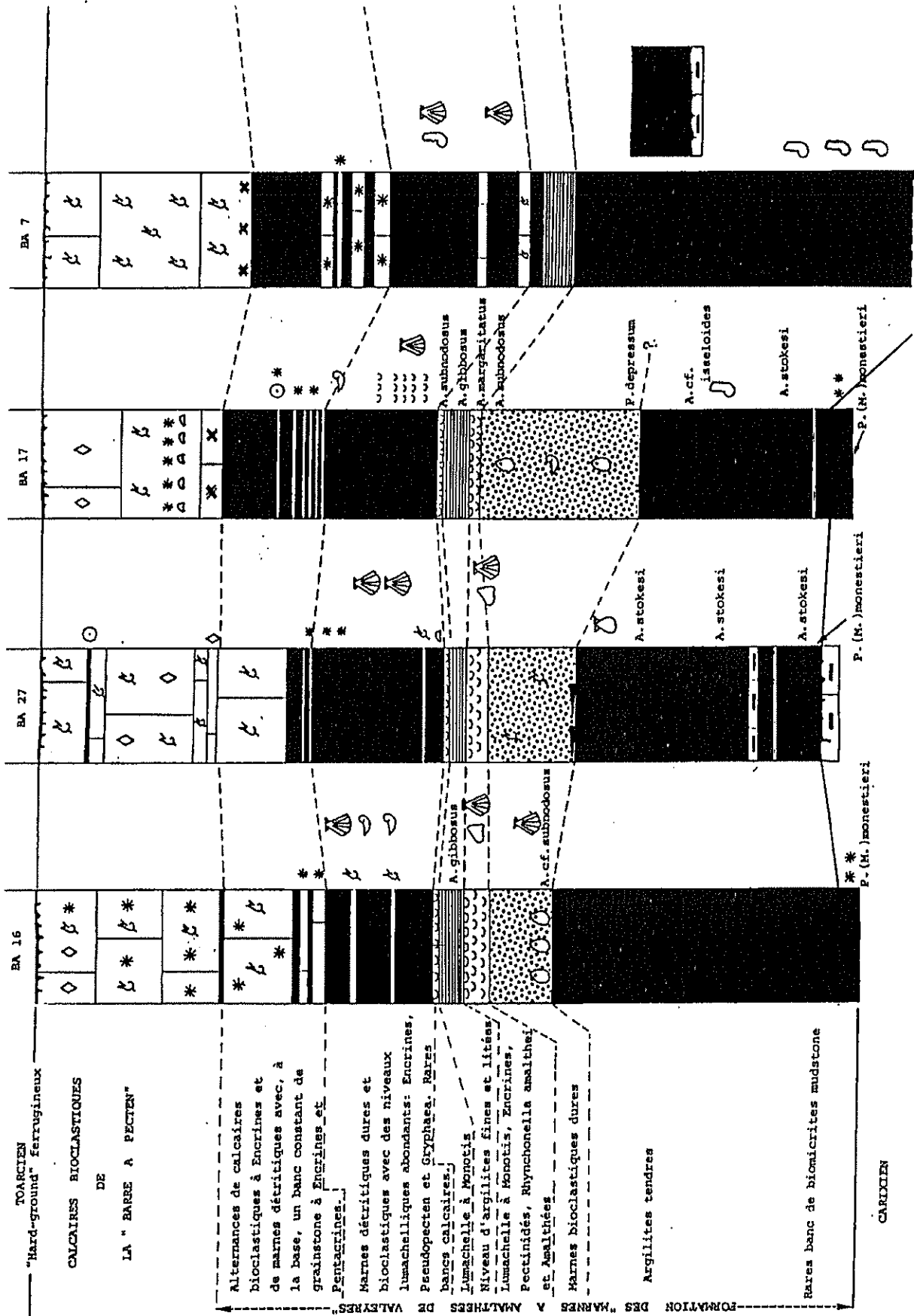
Les Nodosariidés sont représentés, à la base, par une association à

Dentalina terquemi d'ORBIGNY,
Lenticulina pl. sp. mg. **Lenticulina**,
L. cordiformis mg. **Planularia** (TERQUEM),
L. speciosa mg. **Marginulinopsis** (TERQUEM),
Marginulina prima d'ORBIGNY,
Nodosaria nitida TERQUEM,
Lingulina gr. **tenera-pupa**.

b - Sondage BA 17

Un seul lavage à la profondeur (52,50 m) donne une microfaune pauvre avec :

- **Dentalina gladiformis** FR ANKE,
- **Ichtyolaria baueri** (BURBACH),
- **I. sulcata** BORNEMANN,
- **Lenticulina** pl. sp. mg. **Lenticulina**,
- **Lenticulina gottengensis** (BORNEMANN),
- **L. prima** mg. **L. d'ORBIGNY**,
- **L. ornata** mg. **Planularia** (TERQUEM),
- **Lingulina** gr. **tenera-pupa**,
- **Marginulina prima** d'ORBIGNY,
- **Nodosaria nitida** TERQUEM.



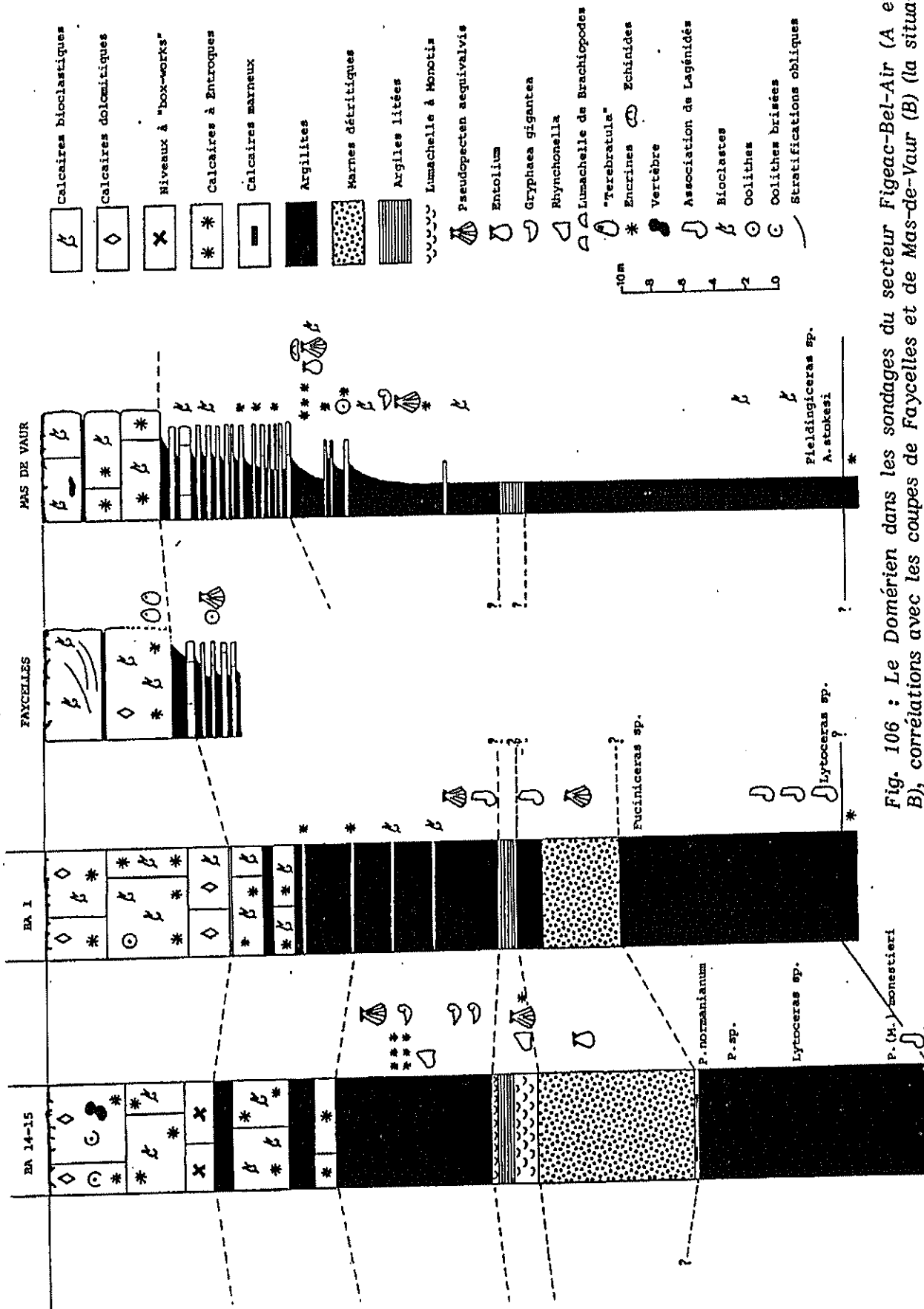


Fig. 106 : Le Domérien dans les sondages du secteur Figeac-Bel-Air (A et B), corrélations avec les coupes de Faycelles et de Mas-de-Vaur (B) (la situation des sondages est indiquée figure 105).

c - Sondage BA 7

Foraminifères	Profondeur						
	89,6 m	82,35 m	79 m	74 m	71,5 m	68,2 m	51 m
<i>Bolivina liasica</i>	•						
<i>Dentalina matutina</i>	•		•				
<i>Dentalina terquemi</i>	•		•				
<i>Ichtyolaria sulcata</i>	•	•					
<i>Lenticulina</i> pl. sp. mg. <i>Lenticulina</i>	•	•	•				
<i>L. antiquata</i> mg. <i>Marginulinopsis</i>	•						
<i>L. prima</i> mg. <i>Lenticulina</i>	•						
<i>L. speciosa</i> mg. <i>Marginulinopsis</i>	•	•	•				
<i>L. terquemi</i> mg. <i>Vaginulinopsis</i>	•						
<i>L. vetusta</i> mg. <i>Marginulinopsis</i>	•	•					
<i>Lingulina</i> gr. <i>tenera-pupa</i>	•	•	•				•
<i>Marginulina interrupta</i>	•	•	•				
<i>Marginulina prima</i>	•	•	•				•
<i>Nodosaria prima</i>	•						
<i>Eoguttulina liasica</i>		•	•				
<i>Nodosaria nitida</i>		•					
<i>Spirillina</i> sp.		•	•	•	•		
<i>Pseudonodosaria vulgata</i>			•				
<i>L. sublaevis</i> mg. <i>Saracenaria</i> .					•	•	

Comme dans les autres sondages, les formes déroulées dominent nettement les formes enroulées.

Il faut remarquer la présence de *Bolivina liasica* dès la base des argilites et l'apparition des *Spirillina* au sommet.

Les microfaunes, abondantes à la base, se raréfient rapidement pour se réduire à quelques *Spirillina* et à de rares *Lenticulina sublaevis* mg. *Saracenaria* (FRANKE).

d - BA 14, 15 et 12.

A l'extrême base du Domérien, les argilites grises renferment d'abondants bioclastes d'échinides, crinoïdes, ostracodes, lamellibranches, bélemnites, des dents de poissons et quelques grains de glauconie. L'association de Foraminifères comprend :

- *Dentalina terquemi* d'ORBIGNY,
- *Ichtyolaria dubia* (BORNEMANN),
- *I. sulcata* (BORNEMANN),
- *Lenticulina* pl. sp. mg. *Lenticulina*,
- *L. antiquata* mg. *Marginulinopsis* d'ORBIGNY,
- *L. matutina* mg. *Marginulinopsis* d'ORBIGNY,
- *L. prima* mg. *Lenticulina*,
- *L. speciosa* mg. *Marginulinopsis*,
- *Lingulina* gr. *tenera-pupa*,
- *Marginulina prima* d'ORBIGNY,
- *Nodosaria prima* d'ORBIGNY.

e - Sondage BA 1

Foraminifères	Profondeurs							
	73,20	71	70	69	54,5	53	51,5	50 m
<i>Ichtyolaria bicostata</i>	•		•	•				
<i>Lenticulina</i> pl. sp. mg. L.	•	•	•	•		•		•
<i>Lingulina</i> gr. tenera-pupa	•	•	•			•		•
<i>Marginulina prima</i>	•	•	•					
<i>Pseudonodosaria vulgata</i>	•	•	•	•		•		•
<i>I. baueri</i>		•	•					
<i>I. sulcata</i>		•	•					•
<i>I. terquemi</i>		•	•	•		•		•
<i>L. matutina</i> mg. <i>Marginulinopsis</i>		•	•			•		•
<i>L. prima</i> mg. <i>Lenticulina</i>		•	•			•	•	•
<i>L. speciosa</i> mg. Marg.		•	•	•				•
<i>L. spiroolina</i> mg. Marg.		•	•			•		•
<i>Nodosaria prima</i>		•	•					
<i>Pseudonodosaria irregularis</i>		•						
<i>Spirillina</i> sp.		•						
<i>Dentalina terquemi</i>			•					
<i>Dentalina funiculosa</i>			•					
<i>Ichtyolaria dubia</i>			•					
<i>L. antiquata</i> mg. <i>Marginulinopsis</i>			•	•		•		•
<i>L. ornata</i> mg. <i>Planularia</i>			•					
<i>Nodosaria dispar</i>			•					
<i>Marginulina</i> cf. <i>interrupta</i>				•				
<i>Nodosaria nitida</i>				•				
<i>Spirillina</i> sp.							•	•
<i>D. matutina</i>								•
<i>L. chercheryi</i>								•
<i>Saracenaria sublaevis</i>								•

Les microfaunes les plus riches apparaissent, comme en Grésigne, dans la partie moyenne des argilites de la zone à Stokesi (70 m).

Les argilites à bioclastes de lamellibranches, d'encrines, d'échinides (radioles) de gastéropodes... avec de nombreuses Bélemnites présentent des associations comprenant jusqu'à 19 espèces de Foraminifères.

Plus haut (profondeur 53 m) la composition de la microfaune avec peu d'espèces mais beaucoup d'individus, souligne un changement dans les conditions de dépôt avec un appauvrissement des biotopes (arrivée de matériel détritique).

Au sommet, les formes enroulées (*Spirillina* et *Lenticulina* mg. *Lenticulina*) tendent à remplacer les formes déroulées.

6.2.2. - Les marnes bioclastiques inférieures

Ce sont 3 à 10 m (suivant les sondages) de marnes bioclastiques plus dures que les argiles grises, à *Pseudopecten* (P.) *aequivalvis* SOWERBY, *Entolium* sp., *Gryphaea gigantea* SOWERBY.

Des Amalthées à tubercules semblent appartenir à l'espèce *A. subnodosus* (YOUNG et BIRD) (BA 20, 16, 17 et 23) et indiqueraient la partie médiane de la zone à *Margaritatus* (MOUTERDE, 1971).

Les marnes gréseuses présentent des niveaux lumachelliques à *Terebratula* (BA 16) ou à *Bélemnites* (BA 27).

Les *Spirillina* s'associent aux *Nodosariidés* comme *Lenticulina prima* mg. *Lenticulina*, *L. matutina* mg. *Marginulinopsis*, *L. sublaevis* mg. *Saracenaria*.

Ce niveau de marnes bioclastiques se développe à partir du SSW (BA 16), atteint son maximum d'épaisseur dans la série de sondages BA 17-20-22-23 et 25, puis se réduit vers le NNE (BA 1).

Ces marnes gréseuses pourraient s'être accumulées dans une zone relativement plus profonde, entre les vestiges des hauts-fonds sinémuriens et carixiens (Fig. 83), ou correspondre à des chenaux. Elles indiquent une reprise de l'érosion sur un arrière pays émergé.

2.3. - Le niveau-repère d'argilites litées

Il s'agit d'un niveau constant (1,5 à 2 m) d'argilites fines, litées, encadrées par deux lumachelles et qui forme un repère dans l'ensemble des sondages avec de bas en haut :

a - Une lumachelle (0,50 m) à petits Pectinidés, *Monotis*, encrines, *Rhynchonella amalthei* (QUENSTEDT), *Lobothysis* cf. *subpunctata* DAVIDSON et Amalthées : *A. gibbosus* (SCHLOTHEIM) (BA 17), *A. subnodosus* (YOUNG et BIRD) et *A. cf. subnodosus* (BA 20),

b - Un niveau d'argilites litées, sans fossiles, qui se retrouve jusque dans les sondages du Morvan et du Charolais (LE CALVEZ, LEFAVRAIS-RAYMOND, HORON et MOUTERDE, 1961),

c - Une lumachelle à *Monotis*.

Pour LE CALVEZ et LEFAVRAIS-RAYMOND (1963), puis pour LEFAVRAIS-RAYMOND (1965), ce terme marquerait la limite Domérien inférieur - Domérien supérieur. Les formes signalées par ces auteurs : *A. margaritatus* (MONTFORT), *A. subnodosus* (YOUNG et BIRD) et, *A. gibbosus* (Schlotheim) caractérisent la zone à *Margaritatus* et probablement sa partie moyenne avec le développement des *A. subnodosus*.

Rappelons que dans la région grésignole, les premières faunes resédimentées (Fig. 97) apparaissent dans la zone à *Margaritatus*.

2.4. - Les marnes bioclastiques supérieures

Ce sont 5 à 10 m (suivant les sondages) de marnes détritiques dures, bioclastiques, à rares bancs centimétriques à décimétriques de biomicrites wackestone-packstone et à fréquents niveaux lumachelliques.

Les grands pectinidés tels *Pseudopecten* (P.) *aequivalvis* SOWERBY abondent avec *Gryphaea gigantea* SOWERBY.

Ces marnes grises, très pyriteuses, micacées et sableuses, riches en bioclastes d'échinides, de lamellibranches, d'ostracodes et surtout de crinoïdes, s'avèrent pauvres à très pauvres en microfaune (BA 7 - niveau 51). Le plus souvent celle-ci disparaît totalement (BA 7, niveaux 59,5 et 61 ; BA 1 niveau 46), rarement elle devient plus abondante (BA 1, niveau 50).

Ces marnes bioclastiques appartiennent à la zone à Margaritatus et seraient donc l'équivalent latéral des marnes à taphoséquences de pente de la région grésignole avec leurs faunes resédimentées.

6.2.5. - Les marnes et calcaires à encrines

Viennent enfin 4 à 6 m d'une alternance de marnes souvent très bioclastiques et de bancs calcaires décimétriques à pluridécimétriques.

Ce dernier ensemble débute par un banc repère de biomicrites à biosparites grainstones à encrines. Deux microfaciès s'opposent :

a - des biosparites grainstone à encrines (dont des pentacrines) et grands bioclastes mal triés de lamellibranches, brachiopodes, serpuliers, avec de 5 à 7 % de quartz anguleux et hétérométriques.  PL 15.1, 2, 4 et 6

Le ciment présente localement des recristallisations fines, avec des rhomboédres de dolomie, et devient ferrugineux.

Ce faciès peut être interprété de deux façons :

- soit des bases ravinantes de séquences, des chenaux à entroques avec un granoclassement décroissant comme sur les coupes du Domérien de Grésigne,

- soit comme résultant, dans une partie plus profonde (une gouttière liée à une faille synsédimentaire), de l'accumulation de bioclastes après destruction des biotopes à Crinoïdes.

b - des biomicrites mudstone-wackestone à bioclastes d'encrines dominant, ostracodes, gastéropodes.

Les termes 1 et 2 appartiennent à la zone à Stokesi. La zone à Margaritatus commence probablement dès le sommet du terme 2 et englobe les termes 3 et 4, enfin la limite entre zone à Margaritatus et zone à Spinatum devrait se situer dans la partie supérieure du terme 5.

6.3. - LES MARNES A AMALTHEES DANS LA COUPE DE MAS-DE-VAUR

6.3.1. - Situation de la coupe (Fig. 107 A1)

Carte IGN au 1/50.000e Figeac x = 419,1 et y = 4936,25, à 150-200 m au NNE de Mas-de-Vaur.

6.3.2. - Description de la coupe (Fig. 108)

Envahie par la végétation, cette coupe s'avère difficile à lever. Nous avons reconnu de la base au sommet :

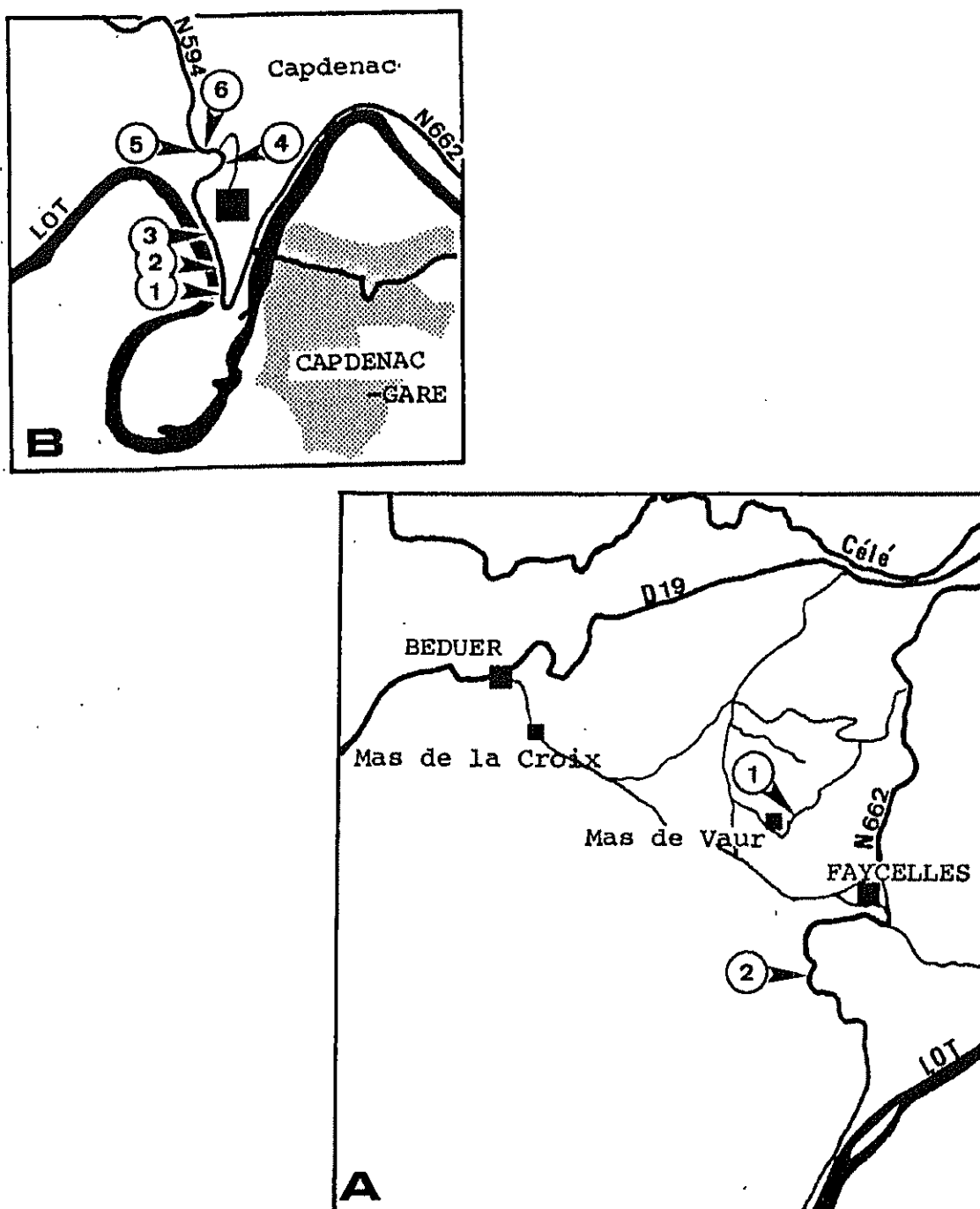


Fig. 107 : Formation des Marnes à Amalthées de Valeyrès : A : situation des coupes de Mas-de-Vaur (1) et de Faycelles (2) ; B : situation des coupes de Capdenac avec : 1 - Sinémurien - Lotharingien (Fig. 58)-Carixien (Fig. 58), 3 - Marnes à Amalthées (Fig. 109), 4 - Barre à Pecten (Fig. 121), 5 - contact entre le Toarcien et le Domérien (Fig. 123 et 140), 6 - Toarcien (Fig. 148). Les cartes sont au 1/50.000e.

a - 20 à 21 m d'argilites sombres avec, dès leur base, *Amaltheus stokesi* (SOWERBY) et *Fieldingiceras* sp., puis de marnes plus bioclastiques dures,

b - le niveau repère d'argilites fines et litées,

c - 12 à 13 m d'argilites détritiques dures et très bioclastiques alternant avec des bancs calcaires, rares à la base, plus abondants au sommet.

Les marnes très richement micacées, sont criblées de bioclastes jaunâtres très mal triés de lamellibranches (*Entolium* sp., *Pseudopecten*, *Chlamys* et surtout *Mactromya* sp.), d'échinides et de fragments décimétriques de tiges de crinoïdes.

Les *Mactromya* forment des lumachelles à individus bien conservés, valves fermées ou ouvertes mais en connexion. Le transport post-mortem semble faible ou nul. Nous retrouvons là les communautés de Crinoïdes et de *Mactromya* décrites, en Grésigne, à la base de la zone à *Margaritatus*.

Les terriers verticaux abondent à tous les niveaux.

La microfaune se compose d'Ostracodes lisses et de Nodosariidés:

- *Dentalina arbuscula* TERQUEM,
- *D. obscura* TERQUEM,
- *D. terquemi* d'ORBIGNY,
- *Ichtyolaria bicostata* (d'ORBIGNY),
- *I. muelensis* (RUGET et SIGAL),
- *I. sulcata* (BORNEMANN),
- *Lenticulina ornata* mg. *Planularia* (TERQUEM),
- *Pseudonodosaria metensis* (TERQUEM).

d - 6-7 m de calcaires bioclastiques à encrines, alternant avec des marnes détritiques bioclastiques à *Pseudopecten* (P.) *aequivalvis* SOWERBY, *Entolium* sp., *Pinna* sp. et *Madromya* sp.

La microfaune, plus pauvre, comprend *Spirillina infima* STRICKLAND associée à des Nodosariidés :

- *Dentalina arbuscula* TERQUEM,
- *D. nodigera* TERQUEM et BERTHELIN,
- *D. terquemi* d'ORBIGNY,
- *Ichtyolaria sulcata* (BORNEMANN).

e - Les calcaires bioclastiques de la Barre à *Pecten*

6.4. - LA FORMATION DES MARNES A AMALTHEES DANS LA COUPE DE CAPDENAC

La coupe se situe le long de la route nationale N 594 (Fig.107B3). Carte IGN 1/50.000e Figeac en x = 426,1 et y = 4937,0.

Elle présente, de bas en haut (Fig. 109)

1/ 5 à 6 m d'argilites fines sombres avec, dès la base, une association à *Protogrammoceras* (*Matteiceras*) *monestieri* (FISCHER) et *A. stokesi* (SOWERBY) puis un horizon à *P. gr. celebratum* (FUCINI) et *A. stokesi* (SOWERBY) qui indique la partie moyenne de cette zone.

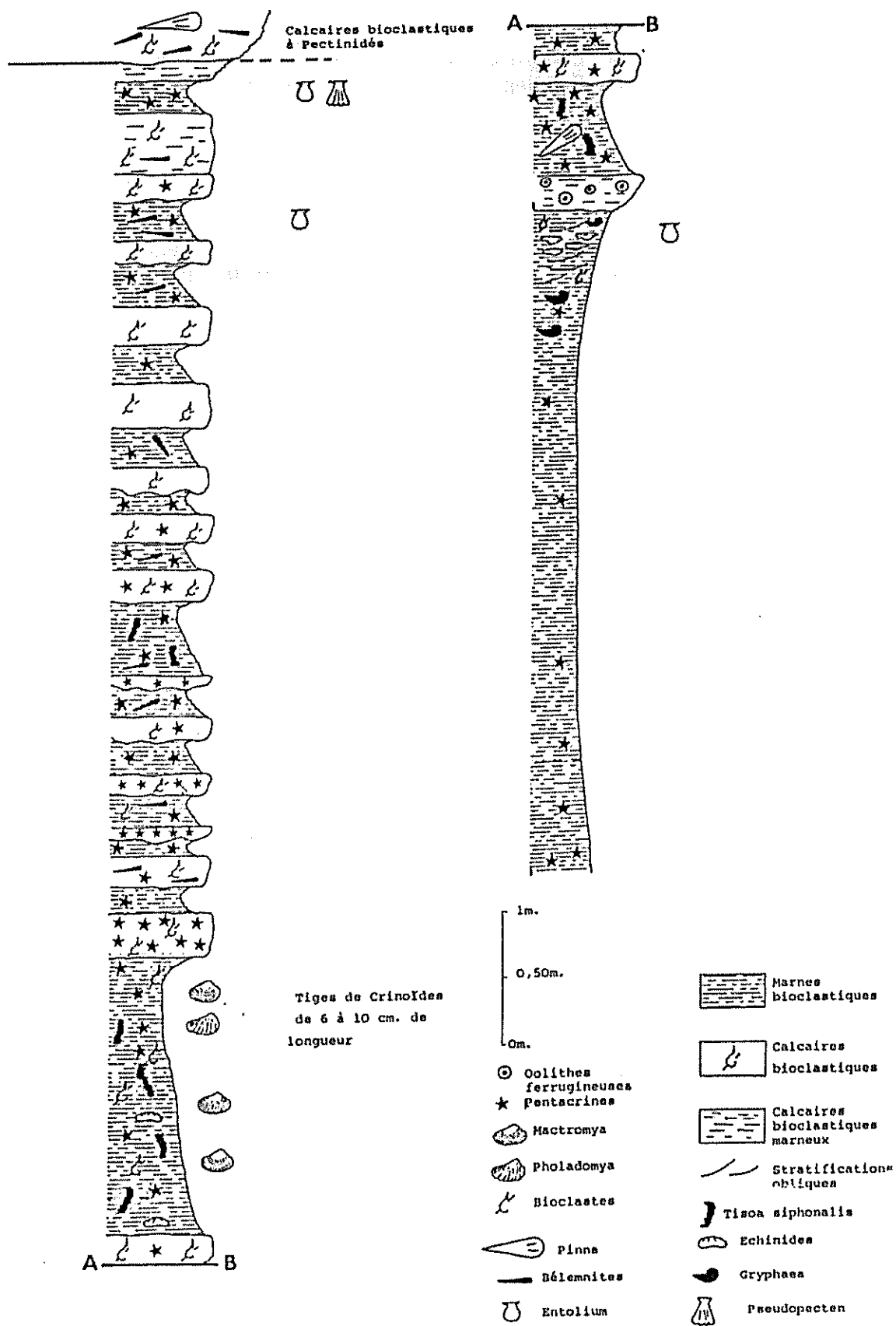


Fig. 108 : Formation des Marnes à Amalthées de Valeyres, coupe du Mas-de-Vaur.

Au sommet, sous une mince croûte ferrugineuse, *Lytoceras* sp., *Fieldingiceras fieldingi* (REYNES) et *P. gr. depressum* (QUENSTEDT) marquent la partie basale de la zone à *Margaritatus*. Ce niveau correspond à celui recoupé par le sondage BA 20 (Fig. 106) et à celui que nous avons rencontré dans la coupe-type de La Boulbène (Fig. 97)

Ces argilites (très faiblement carbonatées), finement micacées et pyriteuses, renferment de nombreux bioclastes de crinoïdes, ophiures, échinides (plaques et radioles), lamellibranches et des dents de poissons.

La microfaune, très pauvre, se réduit à de rares ostracodes et quelques *Spirillina* sp.

Les Lamellibranches sont représentés par de petits Pectinaceae : *Propeamusium* (P.) *pumilus* (LAMARCK) et par des Pholadomyidae : *Pholadomya* et *Mactromya* sp.

2/ 3,50 à 4 m de marnes bioclastiques, détritiques, plus dures, couronnées par un banc de marno-calcaires (0,30 m) et de marnes-cendrées à oolithes.

La biophase resédimentée associe des *Pseudopecten* (P.) *aequivalvis* SOWERBY, *Gryphaea gigantea* SOWERBY, *Pinna* sp., *Mactromya* sp., *Lobothyris punctata* DAVIDSON à de grands *Lytoceras* sp.

Ces niveaux, riches en terriers (Crustacés), correspondent aux marnes détritiques des sondages de Figeac-Bel-Air.

3/ 6 m d'argilites bioclastiques à encrines et à abondants *Mactromya* sp..

Ces argilites riches en *Tisoo siphonalis* se terminent par 1 m à 1,50 m de marnes ocrées à lie-de-vin, à oolithes ferrugineuses très abondantes.

4/ 3 à 4 m d'une alternance de marno-calcaires oolithiques, en bancs décimétriques, et de marnes bioclastiques à *Tisoo siphonalis*.

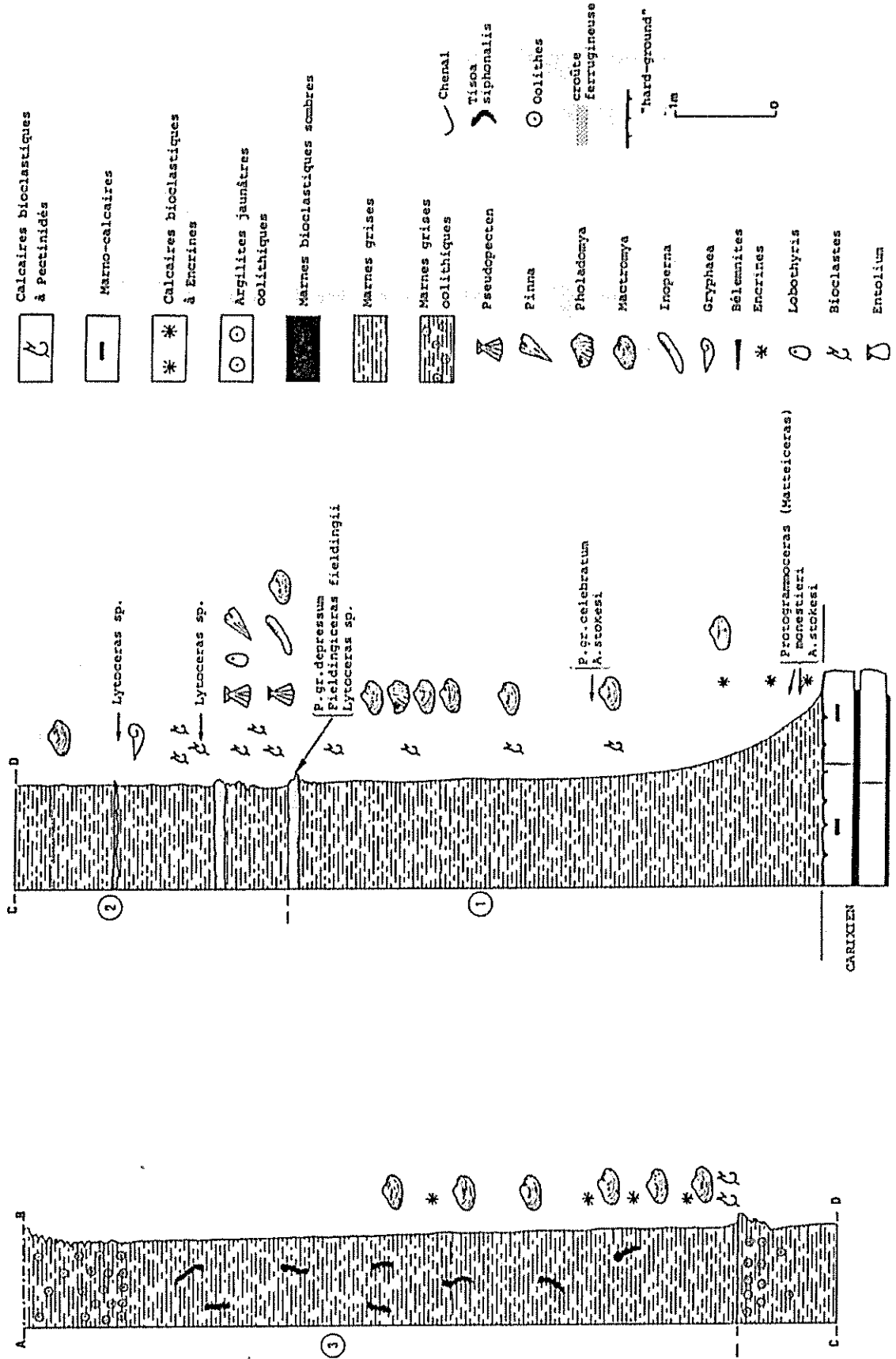
Les marnes bioclastiques renferment de nombreux moules internes pyritisés de lamellibranches et de gastéropodes microscopiques, des radioles et plaques d'échinides, des débris de crinoïdes, des osselets d'ophiures et de rares débris de pinces de crustacés.

La microfaune se réduit à quelques *Lagena* sp., *Ichtyolaria sulcata* (BORNE-MANN), *I. muelensis* (RUGET et SIGAL).

Les faunes de Lamellibranches associent des Pectinaceae : *Entolium* sp. et *Pseudopecten* (P.) *aequivalvis* SOWERBY, des Pholadomyidae : *Pholadomya* et *Mactromya* et de rares Mytiloidae endobysés (*Pinna* sp.).

Ces marnes bioclastiques et pyriteuses, riches en micro-gastéropodes, avec surtout des Pholadomyidae, pourraient correspondre à des faciès à herbiers flottants (GUÉX, 1972).

Fig. 109 : Formation des Marnes à Amalthées de Valeyres, coupe de Capdenac.
Le raccord A-B s'opère avec la figure 121.



6.5. - LES MARNES A AMALTHEES DANS LES SONDAGES DE SAINT-MARTIN-LABOUVAL ET SAINT-IGEST

6.5.1. - Sondage de Saint-Martin-Labouval (Fig. 92 C)

La puissance des Marnes à Amalthées de Valeyres atteint 40 à 45 m dans ce secteur (Fig. 95). Ces marnes grises, pyriteuses, à intercalations bioclastiques, livrent de rares Ostracodes et des Nodosariidés :

- *Bolivina liasica* d'ORBIGNY, *Ichtyolaria sulcata* (BORNEMANN),
l. *bicostata* (d'ORBIGNY), *Lenticulina* pl. sp. mg. *Lenticulina*, L. *matutina*
mg. *Astaculus*, *Lingulina* gr. *tenera-pupa*.

6.5.2. - Sondages de Saint-Igest (Fig. 92 B et 94)

L'épaisseur des Marnes à Amalthées de Valeyres varie de 39-40 m (St-Igest 2), à 37-38 m (St-Igest 3) et à 30 m (St-Igest 1). Elle semble se réduire rapidement du Sud au Nord.

Les sondages 2 et 3 présentent de bas en haut :

- a - 25 à 30 m d'argilites sombres à passées lumachelliques,
- b - 9 à 10 m d'une alternance de biomicrites très bioclastiques et de marnes sombres.

Le sondage 3 apparaît différent avec :

- a - 27 à 28 m d'argilites sombres à lits d'encrines et devenant très lumachelliques à leur sommet,
- b - 1 m de calcaires bioclastiques.

7. - SYNTHESE : LA FORMATION DES MARNES A AMALTHEES DE VALEYRES

Les Marnes à Amalthées de Valeyres représentent la première arrivée massive de colloïdes dans le bassin quercynois.

Ces boues argileuses, pauvres en quartz et faiblement carbonatées, sont de vraies argilites composées d'illites (dominantes), de chlorite puis d'illites, chlorite et kaolinite.

Le terme inférieur (argiles à Stokesi) correspondent à une séquence d'approfondissement régulier, le maximum de profondeur serait atteint dès le milieu de la zone à Stokesi avec la réalisation d'une écozone à *Balanocrinus* sp., *Mactromya* sp., et à Lagénidés déroulés : *Lenticulina* mg. *Astaculus*, L. mg. *Marginulinopsis*, L. mg. *Planularia*, L. mg. *Falsopalmula* (rares) associés à des populations de *Bolivina*.

Après une phase de différenciation carixienne, le développement des vasières circalittorales, parcourues par des courants laminaires, en-dessous de la zone d'action des vagues, marque une période d'homogénéisation du bassin.

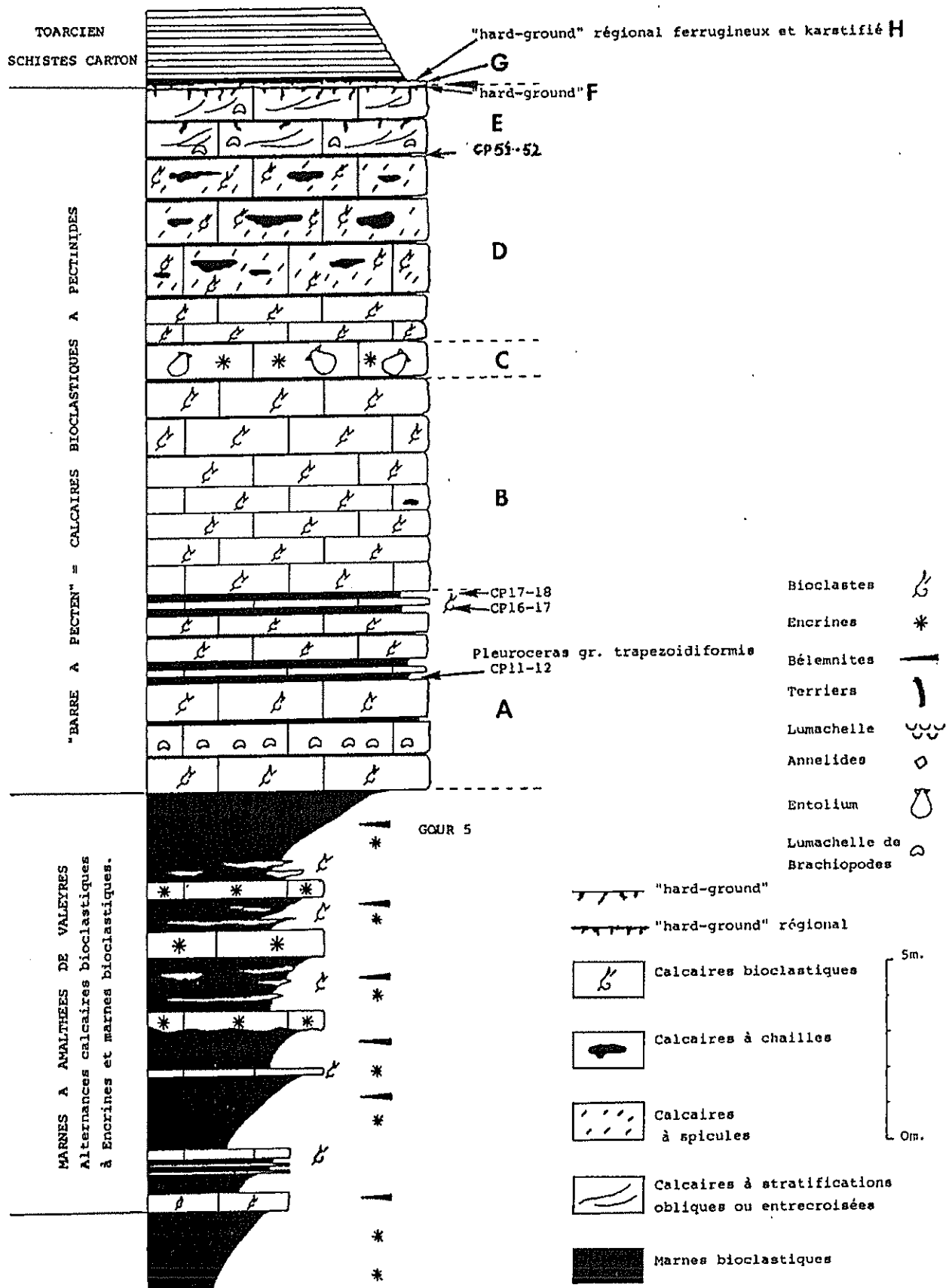


Fig. 110 : Formation de la Barre à Pecten, coupe-type de Penne-château Granier. Les lettres A, B... correspondent aux termes décrits dans le texte.

La plate-forme quercynoise apparaît ainsi faiblement différenciée sur le plan écologique. Les faciès plus réducteurs des régions de Figeac et de Capdenac seraient des milieux d'herbiers flottants.

Plus haut, les marnes à taphoséquences de pente signalent une déstabilisation de la plate-forme avec la destruction périodique des biocénoses par l'arrivée de "turbidites" (sensu lato). La présence de kaolinite (formée par altération superficielle) et de quartz, indique une reprise notable des apports détritiques.

Selon G. BARDOSSY (Budapest, com. orale) ces boues argileuses résulteraient d'apports de grands fleuves, traversant un arrière-pays relativement plat, des plaines avec des sols constitués. En effet, si les illites peuvent provenir de l'érosion de schistes et de micaschistes, la kaolinite témoignerait d'une altération superficielle très poussée sous un climat chaud de type tropical.

8. - LA FORMATION DE LA BARRE A PECTEN

Sur la marge orientale de l'Aquitaine, la séquence L3 est clôturée par un ensemble carbonaté à Pectinidés, Bélemnites et, localement, à oolites, que nous désignerons sous le nom de Barre à Pecten (CUBAYNES et FAURE, 1981).

Bien visible dans la topographie, elle forme un abrupt séparant les marnes du Lias moyen (Domérien) de celles du Lias supérieur (Toarcien).

8.1. - COUPE TYPE : LA BARRE A PECTEN DANS LES CARRIERES DE PENNE-CHATEAU GRANIER

6.1.1. - Situation de la coupe (Fig. 61 A.7)

Carte IGN au 1/50.000e Nègrepelisse x = 399,7, et y = 4881,175. La coupe se situe dans les carrières ouvertes le long de la départementale D 33, au S.SE de Château-Granier.

8.1.2. - Disposition d'ensemble (Fig. 110) PL 10.1

La Barre à Pecten (18 à 19 m d'épaisseur) apparaît comme un ensemble massif de bancs décimétriques, gris ou roux, à stratifications irrégulières, interrompu, à son sommet, par un hard-ground ferrugineux d'extension régionale. Cette dernière discontinuité clôture la séquence L3.

Ces calcaires bioclastiques à Pectinidés présentent 5 unités qui sont, de la base au sommet :

A - 5,5 m, de calcaires bioclastiques avec des alternances de marnes feuilletées sombres.

De véritables biostromes à *Lobothyris punctata* (SOWERBY) et *Lobothyris*

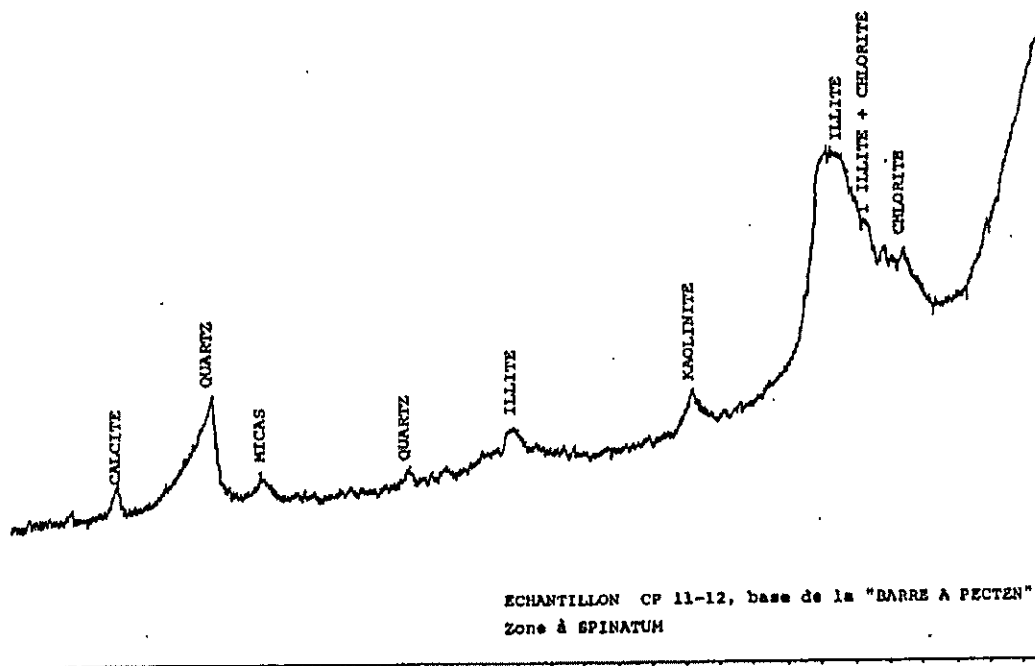
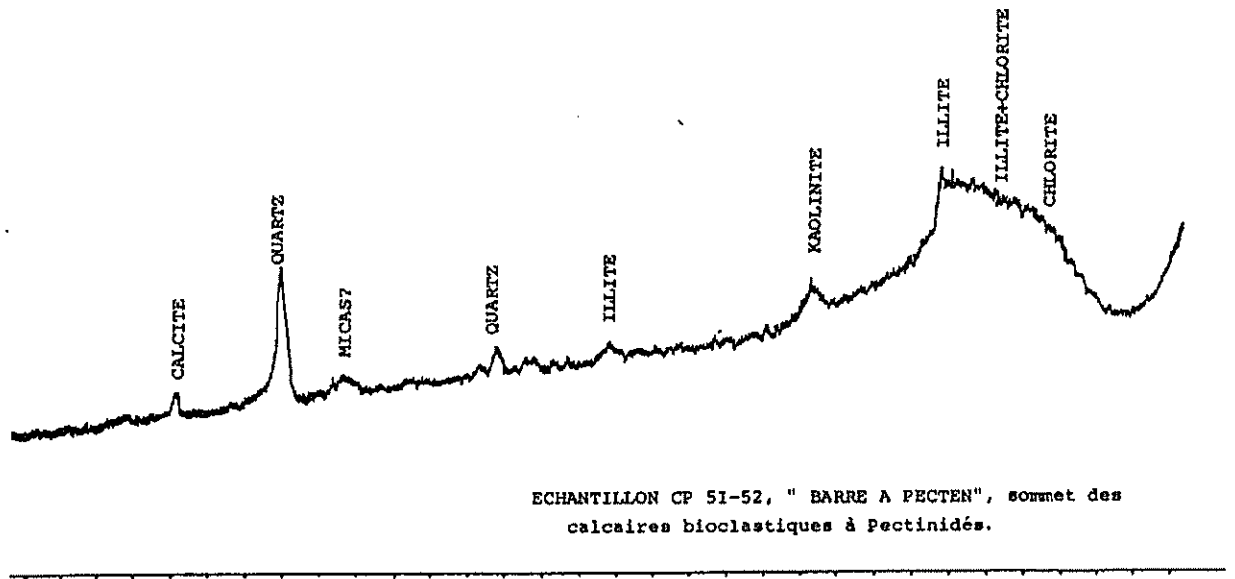


Fig. 111 : Formation de la Barre à Pecten, coupe-type de Penne-château-Granier : diffractométrie RX des argiles.

subpunctata (DAVIDSON) caractérisent la base de ce premier ensemble qui, au-dessus, s'organise en 2 séquences décimétriques à métriques comprenant :

- ↑ - marnes feuilletées sombres à radioles de *Rhabdocidaris* aff. *moralina* (COTTEAU),
- biomicrites à bioclastes d'échinodermes et nodosariidés ravinant les marnes sous-jacentes.

L'état de conservation des *Lobothyris*, avec des valves en connexion, implique un transport post-mortem nul ou très faible. Ces biostromes reflètent probablement des biocénoses pratiquement monogénériques colonisant des fonds de sables calcaires.

Pleuroceras solare (PHILLIPS) puis *P. gr. trapezoidiformis* (MAUBEUGE) datent la base de La Barre à Pecten, de la sous-zone à Solare (CUBAYNES et FAURE, 1981).

B - 6 m de bancs décimétriques bioclastiques, lumachelliques et relativement bien réglés. Les marnes se réduisent à de très minces joints millimétriques à centimétriques. Chaque surface de banc apparaît très bioclastique.  PL 16.1

Les ensembles A et B sont le domaine des grands Pectinidés : *Pseudopecten* (P.) *aequivalvis* SOWERBY, et *Entolium* sp. associés à des formes de taille plus réduite : *Chlamys* sp.

Les *Gryphaea* (rares), les *Plagiostoma* et les *Pinna* complètent, avec les brachiopodes déjà cités, la biocénose typique de la Barre à Pecten.

C - 1 m en bancs plus épais, séparés par des joints centimétriques de marnes sombres. Cet ensemble se caractérise par :

- une lumachelle à *Entolium* sp. ,
- la présence de très nombreux fragments pluricentimétriques de pentacrines : *Isocrinus* cf. *jurensis*,
- le développement de nombreuses rides de courant matérialisées par des dunes grainstone à *Isocrinus*, bryozoaires, grands bioclastes de lamelli-branches, brachiopodes et Bélemnites.  PL 17.7

Ces rides indiquent des courants principaux orientés du SSE vers le NNW et du SSW vers le NNE (Fig. 112), les courants secondaires sont orientés SE-NW.

D - 4 m de bancs à chailles séparés par des lits centimétriques de marnes feuilletées.  PL 16.3

E - 2 m de petits bancs décimétriques à stratifications obliques ou entrecroisées, avec des biostromes à *Lobothyris punctata* (SOWERBY) et *L. subpunctata* (DAVIDSON), *Gibbirhynchia amalthei* (QUENSTEDT), *Tetrahynchia* sp.

Chaque surface de banc, indurée, encroûtée et taraudée par des organismes fousseurs, correspond à un arrêt, ou à un très net ralentissement, de la

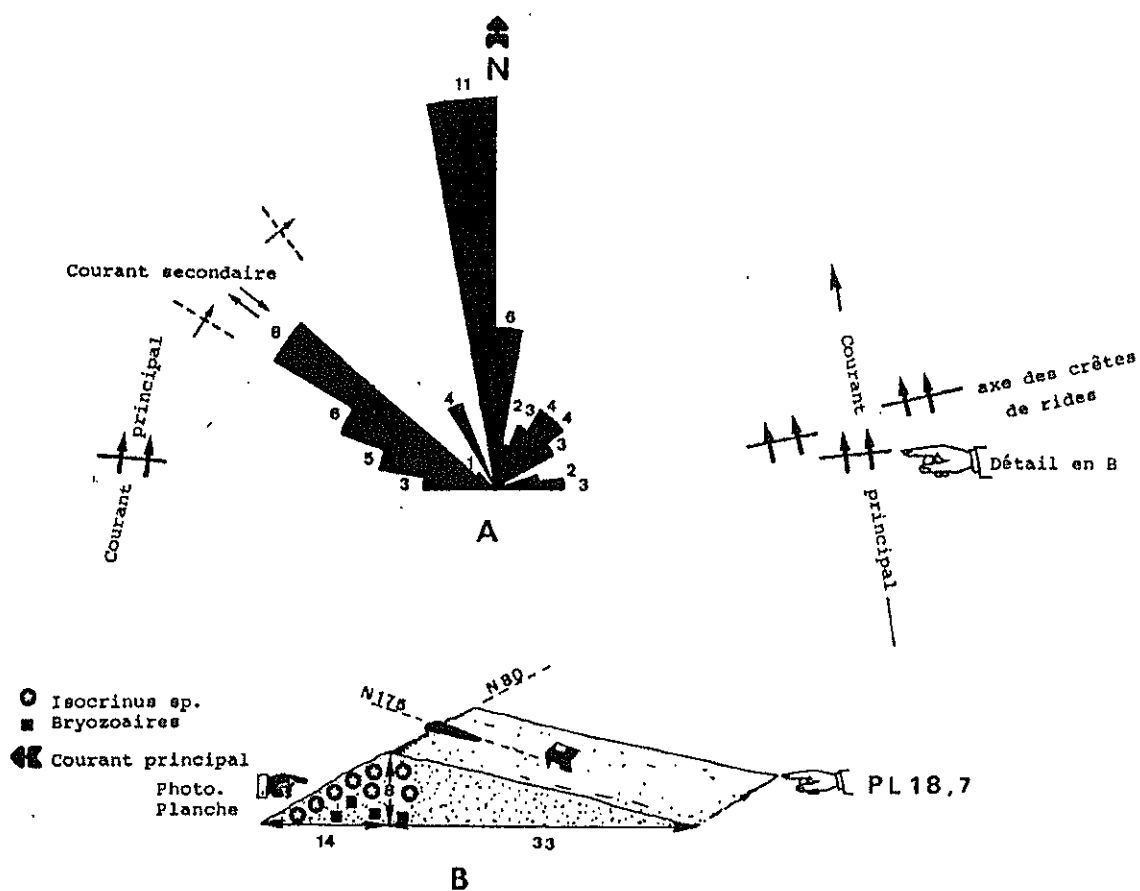


Fig. 112 : Formation de la Barre à Pecten, coupe-type de Penne-château-Granier : orientation des rostrs de Bélemnites (A, 65 mesures) et ride de courant (B).

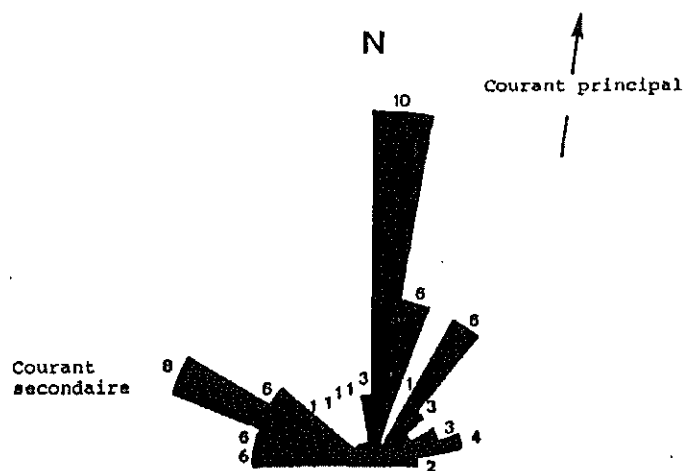


Fig. 113 : Formation de la Barre à Pecten, coupe-type de Penne-château-Granier : orientation des rostrs de Bélemnites (70 mesures) sur le hard-ground G.

sédimentation. L'induration, plus ou moins prononcée, du paléosubstrat permet sa colonisation par des fouisseurs et des populations de Brachiopodes. La reprise de la sédimentation, avec des courants engendrant stratifications obliques ou entrecroisées, détruit les biocénoses de *Lobothyris* qui sont remaniées sur place.

Chaque banc correspond ainsi à une véritable séquence décimétrique couronnée par une surface indurée. Ces phénomènes se répètent, les arrêts de sédimentation devenant de plus en plus fréquents et, probablement, de plus en plus longs. Ils culminent lors de la mise en place des deux ruptures sédimentaires que nous allons voir interrompre la Barre à Pecten.

F - un premier hard-ground ferrugineux, taraudé et encroûté (Fig. 122A)

G - un banc de calcaires marneux et bioclastiques roux (biomicrites mudstone) avec *Paltarpites paltus* BUCKMAN et *Paltarpites* sp. associés aux premiers *Dactylioceratidae* : *D. (Eodactylites) gr. pseudocrassulosum* FUCINI et à *Coenoceras fontanesi* CHOFFAT in TINTANT (CUBAYNES et FAURE, 1981).

Cet horizon correspond au premier horizon toarcien : horizon I [zone à *Tenuicostatum*, sous-zone à *Paltus*, horizon I].

H - un deuxième hard-ground ferrugineux, avec des encroûtements de pyrite, et karstifié (Fig. 122 A)

Les cavités karstiques atteignent 20 cm de diamètre, pour une profondeur de 15 à 20 cm. Elles sont scellées par les marnes grises bioclastiques de l'horizon II (Fig. 122A) et renferment de nombreux bioclastes de pectinidés, de crinoïdes, des Bélemnites.

8.1.3. - Les microfaciès de la Barre à Pecten

a - Microfaciès dominant PL 17, 27 et 18, 1-2

Le microfaciès apparaît relativement monotone sur toute l'épaisseur de la formation : biomicrite wackestone à packstone, sableuse (de 3 à 10 % de grains de quartz anguleux et hétérométriques), à bioclastes d'échinodermes, à Nodosariidés, *Glomospira* sp. et *Spirillina infima* (STRICKLAND).

Les bioclastes et microbioclastes d'échinodermes constituent la masse du sédiment avec des débris épars de lamellibranches, brachiopodes, annélides, bryozoaires, ostracodes... dans un ciment micritique souvent réduit et ferrugineux.

b - Variations du microfaciès

- dans l'unité C, enrichissement en pentacrines et bryozoaires particulièrement abondants au niveau des rides de courant.

- dans l'ensemble D, les spicules de démosponges forment des plages de "spiculites" autour des chailles qui correspondent à des concentrations de spicules, PL 17, 3-4

- le dernier banc (G) est une biomicrite wackestone pyriteuse, sableuse (5 à 7 % de quartz), à bioclastes d'échinodermes, lamellibranches, brachiopodes, épars dans un ciment ferrugineux. Elle marque une diminution de l'énergie des eaux par rapport aux biomicrites packstones de l'ensemble D.

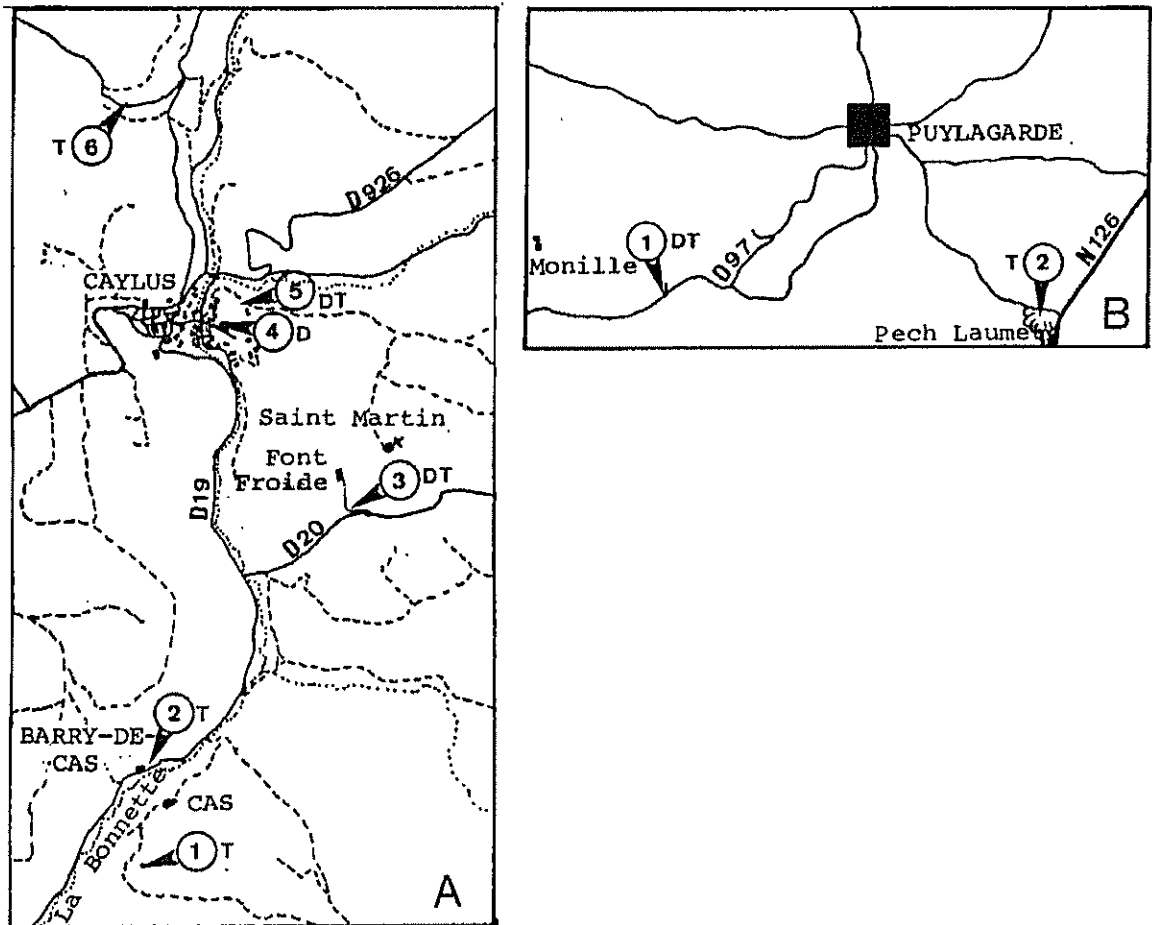


Fig. 114 : Situation des coupes du Domérien et du Toarcien dans les secteurs de Caylus (A) et de Puylagarde (B) avec carton A : 1 : coupe de Cas (Toarcien, Fig. 187) 2 : coupe du Barry-de-Cas (Toarcien, Fig. 146), 3 : coupe de Font-Froide (Domérien-Toarcien inférieur, fig. 115) 4 et 5 : coupes de Caylus (Domérien-Toarcien inférieur, Fig. 117 & 148), 6 : coupe de Caylus (Toarcien supérieur, Fig. 187) carton B : 1 : coupe "VOC" (Domérien-Toarcien inférieur, Fig. 118 et 122), 2 : coupe de Pech-Laumet (Toarcien, Fig. 168).

- Les Foraminifères :

Les sections de Nodosariidés abondent dans toute l'épaisseur de la formation : *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*, L. sp. mg. *Margulinopsis*, *Nodosaria* sp.

Ils sont associés à de très nombreux *Glomospira* sp., *Verneuilinidae* et à *Spirillina infima* (STRICKLAND).  PL 18, 3 à 6

Nous donnons ici une diagnose rapide de cette espèce, citée pour la première fois dans la Barre à Pecten et jusqu'ici confondue avec *Involutina* sp.

SPIRILLINA INFIMA (STRICKLAND) PL 17, 1, 5, 6

- 1846 *Orbis infimus* STRICKLAND, 1846, p. 31 fig.a.
- 1950 *Spirillina infima* (STRICKLAND), BARNARD, p. 376, Fig. 1g.
- 1952 *Spirillina infima* (STRICKLAND), BARNARD, p. 905, fig. 1,2,3.
- 1962 *Spirillina infima* (STRICKLAND), LLOYD, pl. 1, Fig. 2 a,b et fig. 3a,b
- 1981 *Spirillina infima* (STRICKLAND), BARNARD, CORDEY et SHIPP, p. 427, pl. 4, fig. 1, 2.
- 1981 *Spirillina infima* (STRICKLAND), MIRA et MARTINEZ-GALLEGO, p. 322, pl. 1, fig. 6.

Description : test discoïde de petite taille (0,25 à 0,40 mm de diamètre), légèrement biconcave.

Le proloculus sphérique est suivi d'une loge tubulaire enroulée en planispirale de 6 à 11 tours avec une moyenne de 6 à 8 tours. La hauteur des tours augmente faiblement vers l'extérieur.

Cette forme à test calcaire se caractérise par l'absence de perforations de l'épaisseur totale des parois.

Répartition stratigraphique : En Quercy, du Carixien au Toarcien, avec un maximum dans le Domérien moyen et supérieur.

NICOLLIN (1983) décrit cette espèce du Carixien au Toarcien du Bugey. BARNARD (1981) la signale dans le Callovo-Oxfordien et LLOYD (1962) dans le Kimméridgien d'Angleterre.

8.1.4. - Les intercalations marneuses

Les marnes sombres, grumelleuses, détritiques et bioclastiques, intercalées dans La Barre à Pecten, sont essentiellement formées d'illites associées à de la chlorite et à un peu de kaolinite (Fig. 111)

Les Echinodermes fournissent la plus grande partie des bioclastes :

- plaques et radioles d'échinides,
- articles brisés et émoussés de crinoïdes,
- osselets d'ophiures.

Les débris de lamelliibranches, brachiopodes, crustacés (fragments de pinces), sont moins abondants.

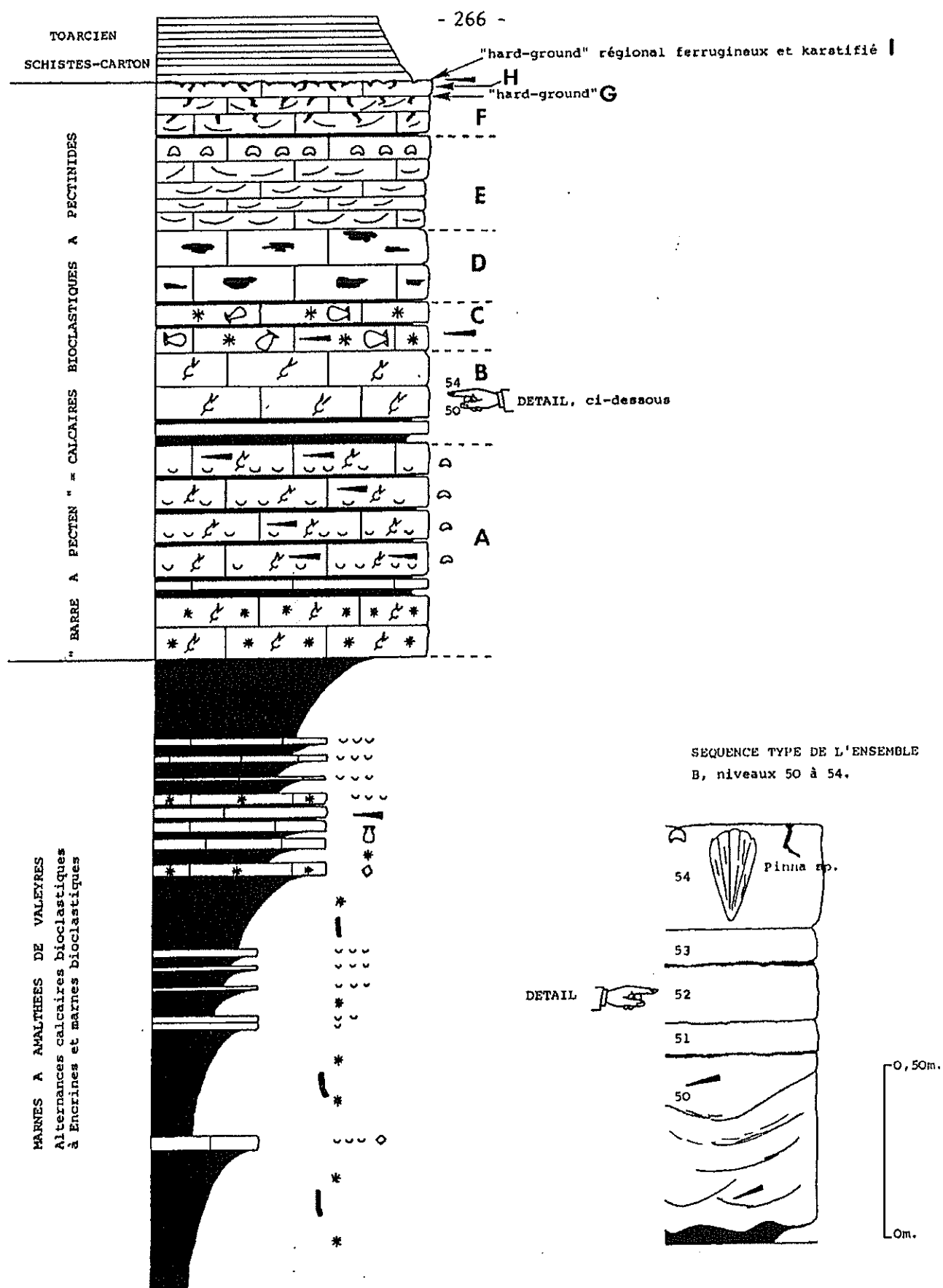


Fig. 115 : Formation de la Barre à Pecten, coupe de Fond-Froide. Les lettres A, B... correspondent aux termes décrits dans le texte.

La microfaune se réduit à quelques exemplaires, souvent mal conservés, de *Dentalina* sp., *D. terquemi* d'ORBIGNY, *Ichtyolaria* sp., *I. bicostata* (d'ORBIGNY) *I. sulcata* (BORNEMANN), *Lenticulina* pl. sp. mg. *Lenticulina*, *L.* sp. mg. *Marginulinopsis*, associés à des Ostracodes lisses : *Ogmoconcha* sp., *Ogmoconcha amalthei* QUENSTED et *Pseudoheldia etaulensis* (APOTOLESCU).

Seuls les niveaux CP 16-17 et CP 17-18 livrent des associations comprenant quelques dizaines d'individus mais leur état suggère beaucoup plus des taphocénoses que le reflet de biocénoses locales.

8.2. - LA BARRE A PECTEN DANS LES COUPES DE FONT-FROIDE ET DE CAYLUS

8.2.1. - Situation des coupes

La Barre à Pecten affleure le long de la vallée de la Bonnette, de Saint-Antonin à Caylus. Les meilleures coupes se situent :

a - sous la gendarmerie de Caylus, dans une petite carrière, au carrefour de la départementale D 97 et de la route conduisant à Caylus (Fig. 114 4&5) carte IGN au 1/50.000e Caussade x = 402,4 y = 4898,95

b - au sud de Font-Froide, le long du chemin menant de la départementale D 20 à cette ferme (Fig. 114.3) Carte IGN au 1/50.000e. Caussade, x = 403,50 et y = 4897,45.

Ces deux coupes présentent une succession et des faciès identiques.

8.2.2. - Disposition d'ensemble de la coupe de Font-Froide (Fig. 115)

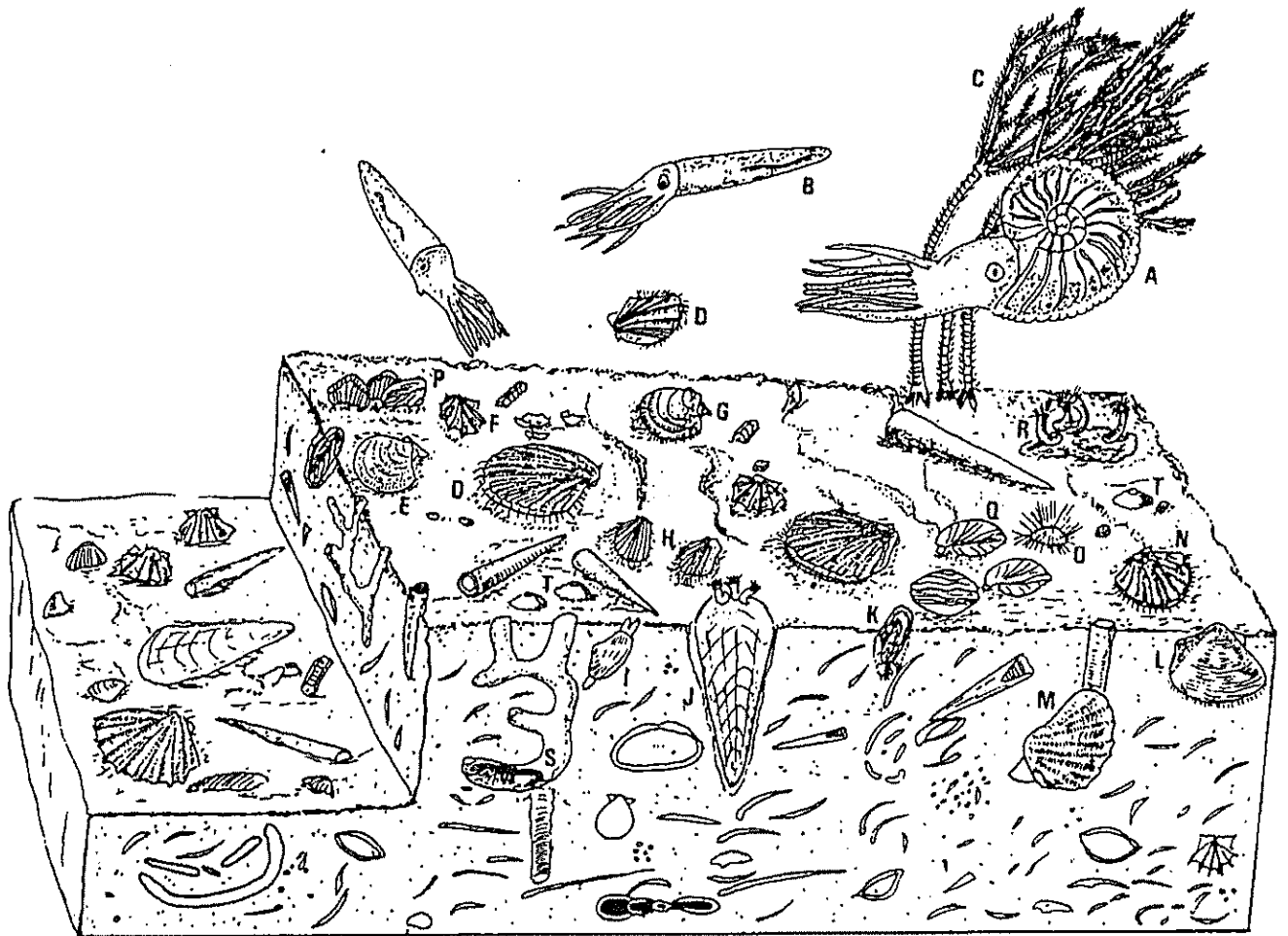
Les bancs, orientés N-S, plongent de 10° vers l'W. La coupe s'observe de l'ESE vers l'WNW et de la base au sommet, le long du chemin menant à la ferme de Font-Froide.

Dans cette coupe, nous avons retrouvé la même organisation d'ensemble et la même succession de microfaciès que sur la coupe de Penne-Château-Granier.  PL 19

A - 7,20 à 7,50 m de calcaires très bioclastiques avec des alternances de marnes feuilletées sombres et bioclastiques. Par rapport à la coupe de Penne-Château-Granier, les différences sont les suivantes :

- le premier mètre de La Barre à Pecten apparaît riche en débris de crinoïdes (pentracines),
- tous les bancs présentent de nombreuses Bélemnites, des biostromes à *Lobothyris punctata* (SOWERBY) et *L. subpunctata* (DAVIDSON).

B - 2 m de bancs décimétriques s'organisant en 2 séquences strato-décroissantes;



- | | | |
|-----------------|-----------------|------------------|
| A= Pleuroceras | F= Oxytoma | K= Modiolus |
| B= Bélemnite | G= Camptonectes | L= Plagiostoma |
| C= Isocrinus | H= Pseudolimea | M= Pholadomya |
| D= Pseudopecten | I= Pleuromya | N= Chlamys |
| E= Entolium | J= Pinna | O= Rhabdocidaris |
| | | P= Zeilleria |
| | | Q= Lobothyris |
| | | R= Annélide |
| | | S= Crustacé |
| | | T= Terriers |

Fig. 116 : Formation de la Barre à Pecten, coupe de Fond-Froide : séquence-type des niveaux 50 à 54, reconstitution d'une biocénose.

- 54 - biomicrites packstone, faiblement sableuses (5 à 7 % de quartz), à petits bioclastes ovalisés, *Nodosariidés* et *Verneuilinidae* - Grande *Pinna* sp. en position de vie, (Fig. 116)
Stratifications planes.
- 50 - biomicrite grainstone, faiblement sableuse (5 % de quartz), à grands bioclastes mal triés de lamellibranches, brachiopodes, serpuliers, crinoïdes, à *Nodosariidés* et *Verneuilinidae*; PL 19, 4-6
stratifications obliques,
base ravinante.

C - 1,50 m de bancs décimétriques à *Isocrinus* et *Entolium* sp. avec des *Pinna* sp. bien conservées mais couchées.

Les Bélemnites atteignent une grande taille, 15 à 20 cm de long.

D - 2,25 m de bancs décimétriques à chailles. Sur la coupe de Caylus, ces bancs apparaissent bien dégagés, en surface structurale, et présentent deux types de rides de courant :

- des rides lingoïdes isolées de packstone-grainstone à *Isocrinus* sp. (Fig.
- un système de rides dissymétriques dont les crêtes sont orientées N 150° E à N 165° E (Fig. 117 A et B) et indiquent des courants principaux se dirigeant du NE vers le SW.

Les mesures systématiques des orientations de rostrés de Bélemnites (cf. Fig. 117) confirment l'orientation des courants :

- sur les crêtes, les rostrés se disposent parallèlement aux courants principaux (flèches noires), entre les crêtes parallèlement aux courants secondaires qui circulent dans les dépressions (flèches blanches).

De rares fragments métriques de lignites (anciennes branches) sont orientés N 130° E.

E - 2,80 m de bancs centimétriques à décimétriques à stratifications obliques ou entrecroisées. Cet ensemble se termine par un biostrome décimétrique à *Lobothyris punctata* SOWERBY et *Zeilleria quadrifida* LAMARCK.

F - 1,40 m de bancs décimétriques à surfaces durcies, encroûtées et taraudées, à stratifications obliques.

G - un premier hard-ground ferrugineux.

H - un banc décimétrique de calcaires roux plus épais que dans la région de Penne et toujours interrompu par un hard-ground ferrugineux (I) et encroûté avec *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) gr. *semicelatum* (SIMPSON) [zone à *Tenuicostatum*, sous-zone et horizon à *Semicelatum*].

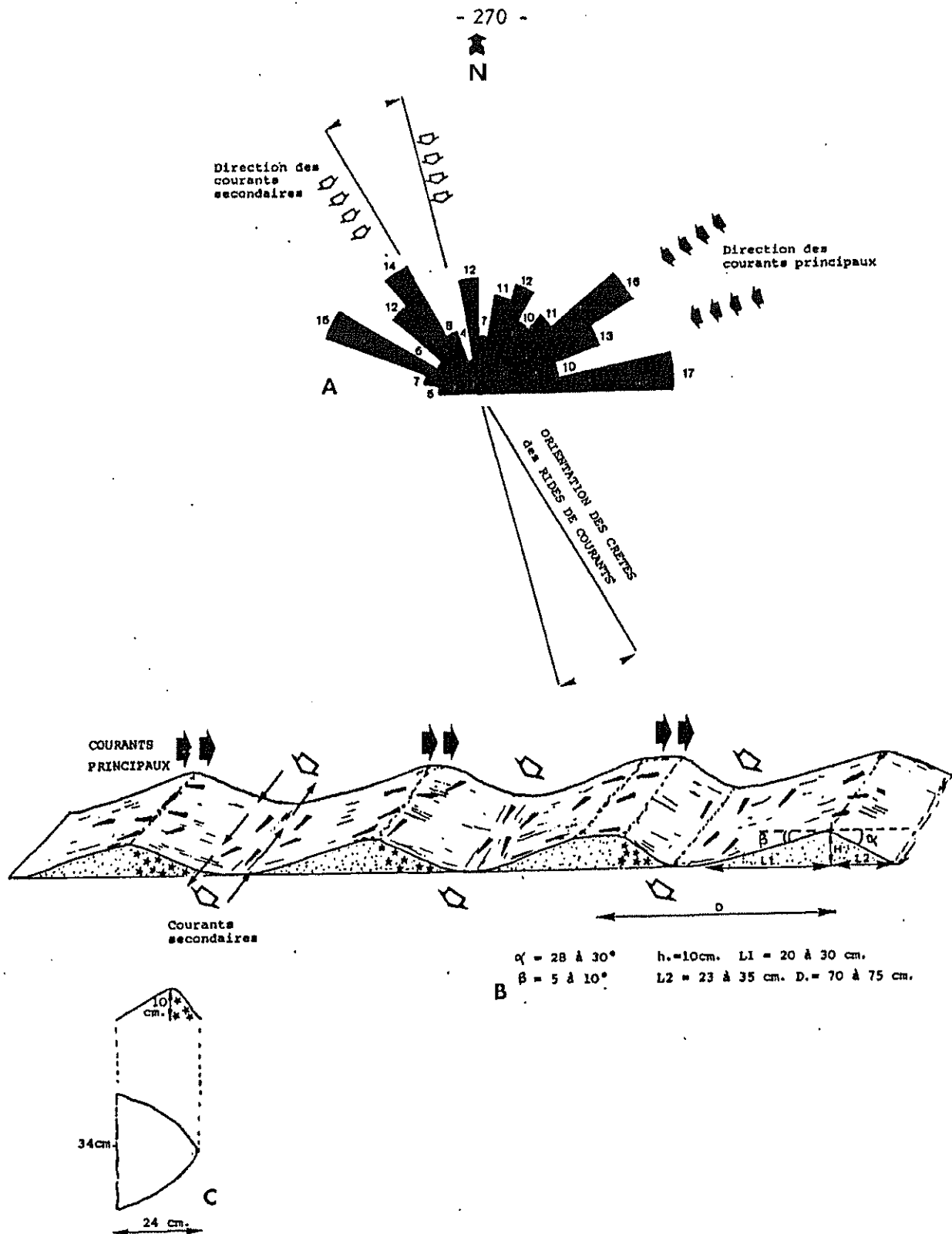


Fig. 117 : Formation de la Barre à Pecten, coupe de Caylus :

A : orientation des rostrs de Bélemnites dans le terme D (190 mesures),

B : rides de courants,

C : ride lingoïde,

Les accumulations d'encrines se situent sur le versant abrupt des rides, là où la turbulence des eaux produit un vanage de la fraction fine ; les rides se déplacent ainsi dans le sens contraire des courants, c'est à dire du NE vers le SW.

8.2.3. - Les intercalations de marnes

Détritiques et bioclastiques, elles livrent des microfaunes très pauvres à *Dentalina* sp., *D. obscura* TERQUEM et *Lenticulina* pl. sp. mg. *Lenticulina*.

8.3. - LA BARRE A PECTEN DANS LA COUPE "VOC"

8.3.1. - Situation de la coupe (Fig. 106 B1)

La Barre à Pecten affleure le long de la départementale D 97, Caylus-Puy-lagarde. La coupe se situe 2,6 km au SW de Puy-lagarde et 7,4 km au NE de Caylus, dans le talus N de la route, à l'amorce d'un tout petit chemin: Carte IGN au 1/50.000e Najac x = 405,3 et y = 4904,35.

8.3.2. - Les hard-grounds

La partie sommitale de la Barre à Pecten présente (Fig. 122 B)

a - un premier hard-ground,
b - un banc décimétrique appartenant à la zone à *Tenuicostatum* (Toarcien basal) avec, de la base au sommet :

- un horizon à *Paltarpites paltus* BUCKMANN (rare),
- un horizon à *Dactyloceras* (*Orthodactylites*) gr. *semicelatum* (SIMPSON) et *Quadratrhyndia* sp.,

c - un banc pluricentimétrique à *D. (O.) semicelatum*,
d - un hard-ground taraudé à *D. (O.) semicelatum* et à thanatocénose de *Bélemnites*,
e - une carapace ferrugineuse (2 à 5 cm d'épaisseur) scellant la surface durcie.

Il semblerait donc qu'une partie de l'horizon II à *Semicelatum* [zone à *Tenuicostatum*, sous-zone à *Semicelatum*] soit ici carbonatée et incorporée à la Barre à Pecten.

Les mesures d'orientation des rostrés de *Bélemnites* de l'horizon D (Fig. 118) indiquent des courants principaux orientés NS à N 20° E et des courants secondaires orientés N 80° E.

8.4. - LA BARRE A PECTEN DANS LA REGION DE VILLEFRANCHE-DE-ROUERGUE

A proximité de la Faille de Villefranche-de-Rouergue, la Barre à Pecten prend un faciès oolithique lie-de-vin caractéristique et devient très lumachel-lique.

Le faciès "Oolithe ferrugineuse de Veuzac" (DUFRENOY, 1848 ; THEVENIN, 1903) se développe parallèlement à la faille sur une largeur de 5 à 6 km (Fig. 119)

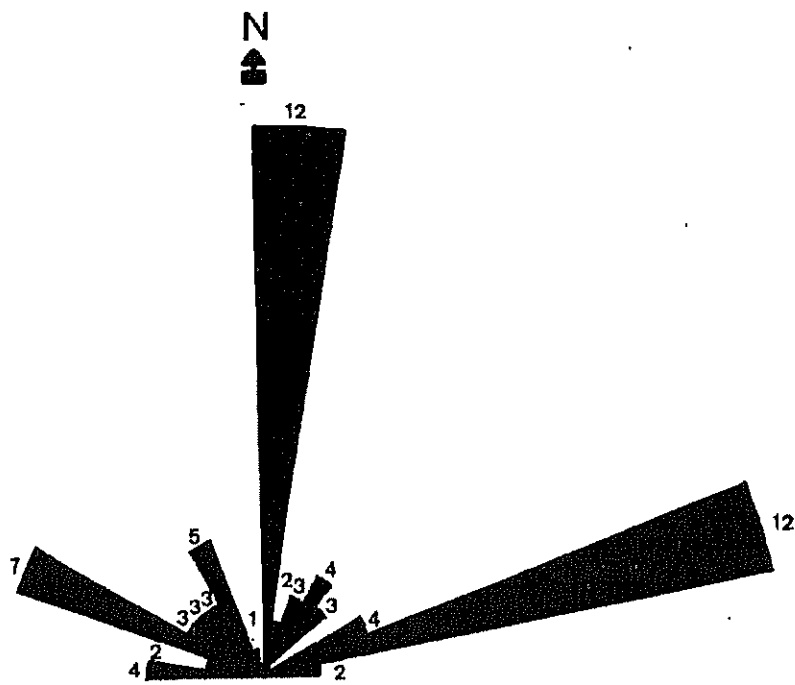


Fig. 118 : Formation de la Barre à Pecten, coupe "VOC", orientation des rostrales de Bélemnites sur le hard-ground sommital (70 mesures).

Au voisinage de la faille, les grainstone oolithiques se développent du sud de Veuzac au château de Manhac, plus au Nord.

L'oolithe ferrugineuse n'est pas mentionnée dans les sondages de Saint-Igest (ROCHEBLAVE, 1977) mais les calcaires bioclastiques très chargés en débris organiques prennent, à certains niveaux, une teinte rouille ("calcaires lie-de-vin").

- Vers l'Ouest, le faciès oolithique apparaît entre la Begonie, Aumières, la nouvelle décharge municipale de Villefranche et Rulhe.

La partie supérieure de la Barre à Pecten présente ici de nombreux débris ligniteux. Les Lamellibranches sont souvent phosphatés.

Les premiers horizons toarciens : l'horizon à Paltus et l'horizon à Semicelatum s'intègrent à telle formation couronnée par un hard-ground ferrugineux karsifié (Fig.

- Plus à l'Ouest, le faciès oolithique s'atténue aux environs de Savignac (Métairie du Théron) et de Sainte-Croix (Château de Gouzou). A l'ouest d'une ligne Salvignac-Sainte-Croix, les calcaires bioclastiques à Pectinidés reprennent leur aspect roux ou gris caractéristique.

Les lignes de faciès s'orientent N 20° E, parallèlement à la Faille de Villefranche, suggérant une activité syn-domérienne de cet accident majeur.

8.5. - LA BARRE À PECTEN DANS LES SONDRAGES DE FIGEAC-BEL-AIR (Fig.

En sondage la Barre à Pecten a une épaisseur variant de 11 à 16 m avec, de la base au sommet :

- a - 3 à 6 m de calcaires dolomitiques plus ou moins vacuolaires localement à "box-work",
- b - 8 à 10 m de calcaires roux à lie-de-vin, localement affectés par la dolomitisation à leur partie supérieure.

8.5.1. - Les calcaires dolomitiques

La base du "banc de roc", appellation locale de la Barre à Pecten, débute par des niveaux lumachelliques où la circulation des eaux a fréquemment dissous les fossiles donnant un aspect de "cargneules".

La dolomitisation secondaire, en gros rhomboèdres bien formés ou en fins cristaux, oblitère le plus souvent la texture primitive des calcaires organogènes. Dans les sondages où cette dolomitisation est moindre, le microfaciès apparaît comme une biomicrite packstone-grainstone, sableuse (7 à 10 % de quartz anguleux et hétérométriques), à bioclastes de crinoïdes (dominants), de brachiopodes, de lamellibranches.

Les bioclastes, le plus souvent hématitisés, voisient avec des oolithes α , épar- ses dans un ciment micritique plus ou moins recristallisé.

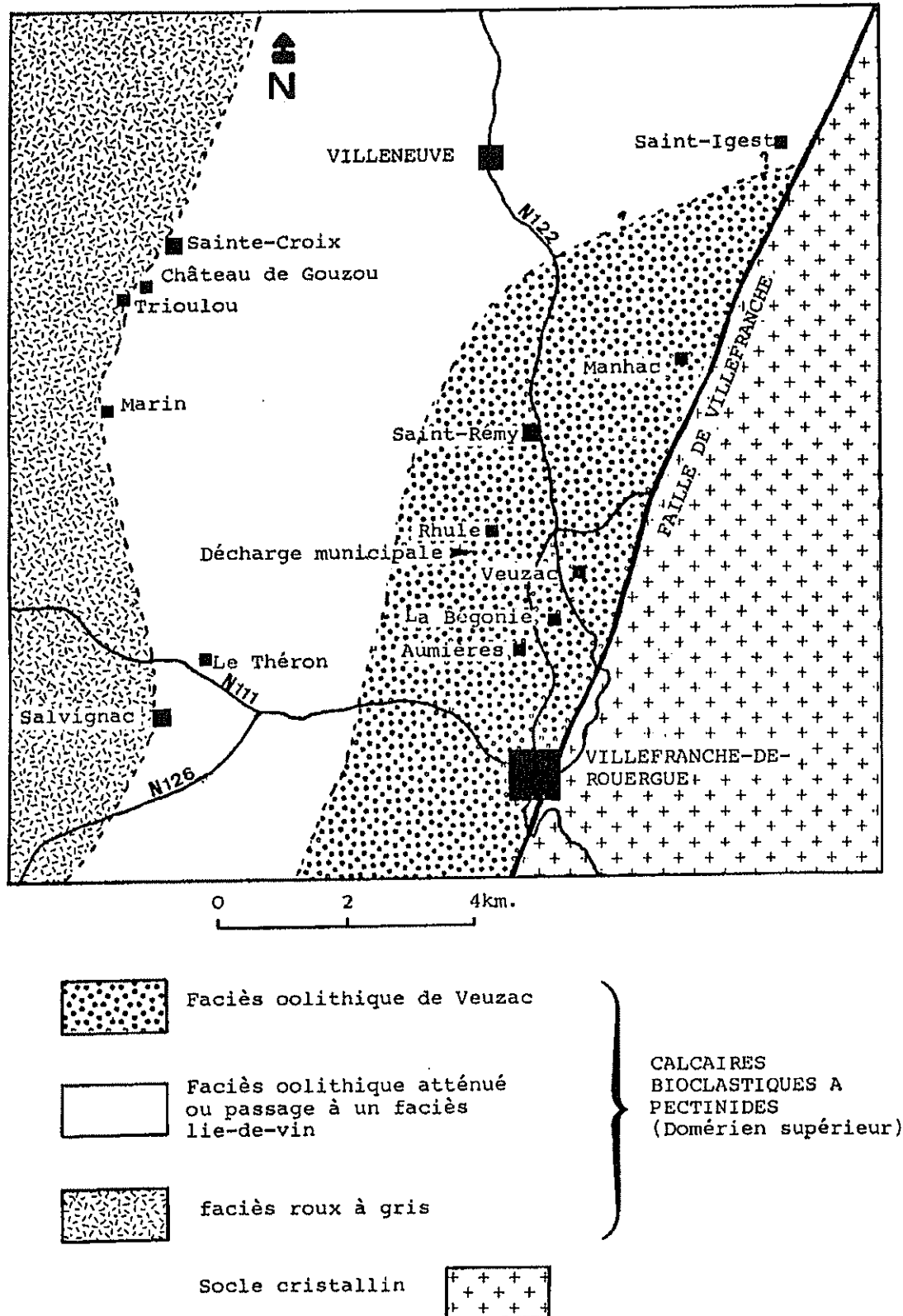


Fig. 119 : Formation de la Barre à Pecten : répartition des faciès du Domerien supérieur, [zone à *Spinatum*] dans la région de Villefranche-de-Rouergue.

8.5.2. - Les calcaires roux à lie-de-vin

Cet ensemble de calcaires détritiques, localement oolithiques (sondage BA 29), très bioclastiques, apparaît globalement granodécroissant avec, de la base au sommet :

a - des calcaires lie-de-vin très ferrugineux : les biomicrites à biosparites grainstone, sableuses, renferment des bioclastes de même nature mais de plus grande taille que dans la Grésigne ou la région de Caylus : bioclastes de crinoïdes (dominants) avec leurs réseaux hématitisés, grands bioclastes épars de lamellibranches, brachiopodes, bryozoaires, gastéropodes et serpuliers.

Les Foraminifères abondent avec *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*, *Glomospira* sp. et des *Verneuilinidae*.

b - Des calcaires roux : Les biosparites grainstone évoluent verticalement en biomicrites grainstone puis packstone.

La nature des bioclastes ne varie guère mais le matériel devient moins grossier tandis qu'apparaissent des agrégats limités par un film algaire limonitisé.

L'association de Foraminifères s'enrichit de *Spirillina infima* (STRICKLAND).

8.6. - LA BARRE A PECTEN DANS LES COUPES DE FAYCELLES ET DE MAS-DE-VAUR

8.6.1. - Situation des coupes (Fig. 107 A)

Coupe de Faycelles : La Barre à Pecten affleure le long de la route nationale N 622 au SW de Faycelles. La meilleure coupe se situe au niveau de la borne kilométrique 55.

Carte IGN au 1/50.000e Figeac, x = 419,25 et y = 4935,35.

Coupe du Mas-de-Vaur (page 252).

8.6.2. - Coupe de Faycelles

L'affleurement permet d'observer, au-dessus de la route, les six derniers mètres de la Barre à Pecten (Fig. 120) avec des bancs subhorizontaux.

Les bancs pluridécimétriques de calcaires bioclastiques lie-de-vin s'organisent en séquences métriques de comblement.

Chaque séquence ravine le niveau de marnes feuilletées sous-jacentes. A la base, elle présente de grandes stratifications entrecroisées puis, à son sommet, des systèmes de rides indiquant des courants principaux se déplaçant du NNE vers le SSW (Fig. 120 B) ~~PL 16,2~~ PL 16,2

Quand la dolomitisation secondaire n'efface pas la texture du sédiment, celui-ci apparaît comme une biosparite grainstone sableuse (7 à 10 % de

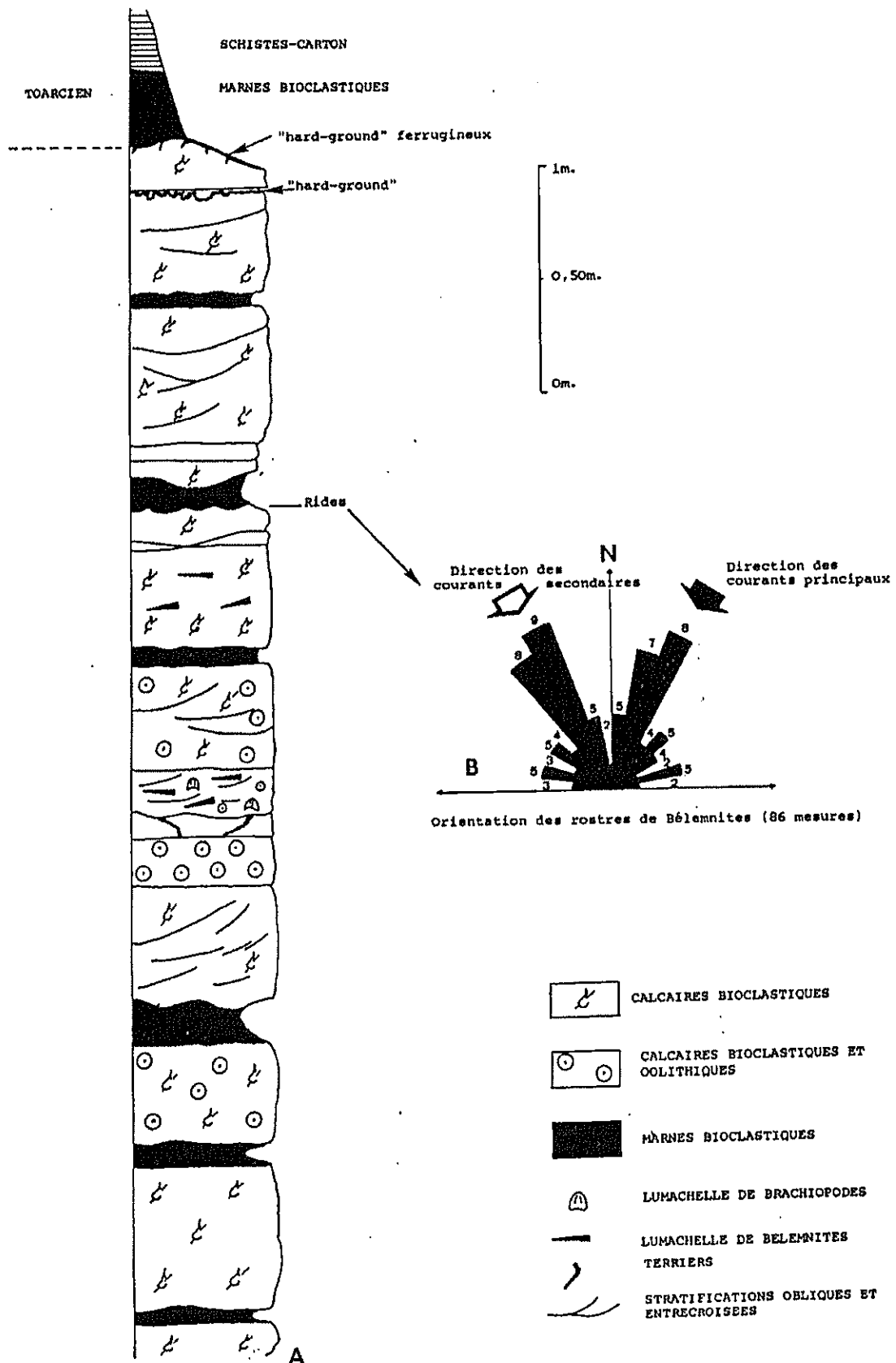


Fig. 120 : Formation de la Barre à Pecten dans la coupe de Faycelles.

quartz), à bioclastes de crinoïdes (dominant) de bryozoaires, de gastéropodes, de brachiopodes. Les Nodosariidés sont accompagnés de *Spirillina infima* (STRICKLAND), *Vidalina* sp. et *Glomospira* sp. (Fig. 15, 3 et 5)

En sommet de barre, les calcaires roux dolomités renferment des bioclastes de plus petite taille. La formation des calcaires bioclastiques à Pectinidés est globalement granodécroissante comme sur les autres coupes.

THEVENIN (1903) signale *Amaltheus spinatus*: *Pleuroceras spinatum* (BRUGUIERE) dans les calcaires à *Pecten aequivalvis*, entre Bédier et Faycelles ainsi qu'à Larroque-Toirac dans la vallée du Lot.

8.6.3. - La Barre à Pecten dans la coupe du Mas-de-Vaur

La Barre à Pecten, ici réduite (12 à 13 m), présente des "calcaires à chailles" à 1 m sous le hard-ground sommital (Fig. 106)

De semblables niveaux se situent en Grésigne à 2 m - 2,50 m au-dessous de la rupture sédimentaire supérieure. Ce seul élément de corrélation suggère, pour la région de Figeac, des taux de sédimentation réduits par rapport à la région grésignole (une différence de 1/2 dans le taux de sédimentation) avec de possibles lacunes.

8.7. - LA BARRE A PECTEN DANS LA COUPE DE CAPDENAC

8.7.1. - Situation de la coupe

La coupe s'observe le long de la route nationale N 594 (Fig. 107B4) avec des bancs subhorizontaux.

8.7.2. - Description de la coupe (Fig. 121)

Peu épaisse (10 m), la Barre à Pecten s'organise en séquences métriques grano-décroissantes de deux types :

a - type A (de haut en bas) :

67. Marnes gréseuses à nodules calcaires et *Tisoo siphonalis*. Oolites ferrugineuses rares, bioclastes d'échinides (plaques et radioles), de crinoïdes, d'ophiures (osselets), de lamellibranches, de gastéropodes (moules internes pyritisés). Rares Nodosariidés, *Ichtyolaria sulcata* (BORNEMANN) et *I. muelensis* (RUGET et SIGAL).

66. Biomicrite packstone à encrines, bioclastes de pélécyropodes - traces de bioturbation - ciment ferrugineux dolomitisé.

65. biosparite grainstone à encrines (dont des pentacrines) avec leurs réseaux hématitisés - grands bioclastes de lamellibranches dans un ciment ferrugineux très réduit et partiellement dolomitisé (grands rhomboédres).

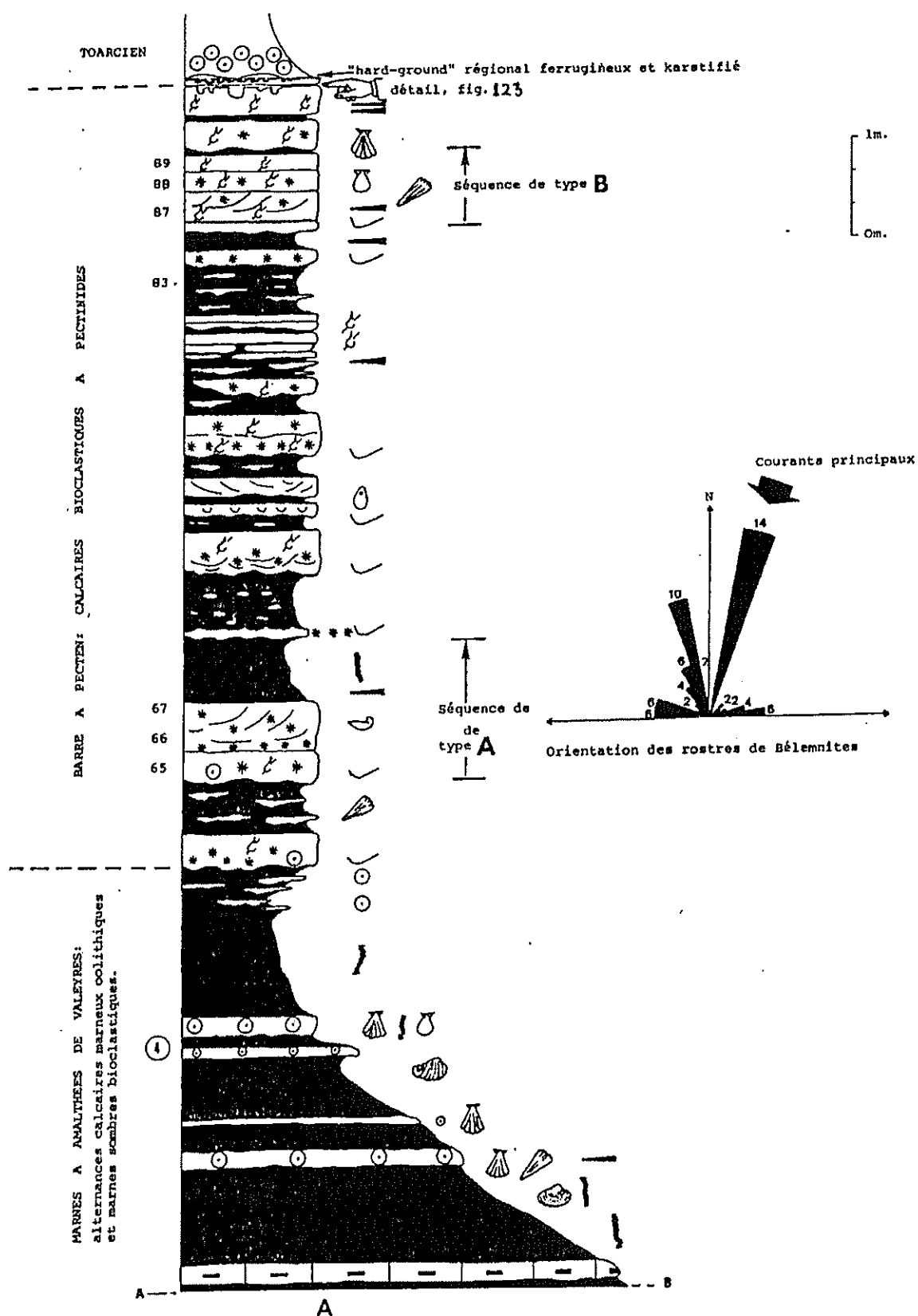


Fig. 121 : Formation de la Barre à Pecten dans la coupe de Capdenac (le raccord A-B s'opère avec la figure 109). Les numéros correspondent à ceux des séquences A et B décrites dans le texte.

b - type B (de haut en bas) :  PL 20, 13,5

90. marnes,

89. biomicrite packstone sableuse (7 à 10 % de quartz anguleux) à bioclastes de pélécy-podes,

88. biomicrite packstone à bioclastes de crinoïdes, de lamellibranches, de brachiopodes, d'échinides (radioles et plaques), pelotons de serpuliers bien conservés - ciment ferrugineux dolomitisé.

Le nombre de bioclastes de crinoïdes diminue nettement par rapport à celui des pélécy-podes. Stratifications obliques et entrecroisées.

87. biosparite grainstone à encrines dont des pentacrines - bioclastes très mal triés de lamellibranches, d'échinides, de brachiopodes (plus rares) dans un ciment de dolomie et d'hématite - Nosodariidés abondants : *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*.

Les séquences de type A apparaissent à la base de la Barre à Pecten. Chaque séquence de chenal ravine les marnes de la séquence précédente. Dans ces marnes, la microfaune, réduite, se compose essentiellement de *Nodosariidés* usés et le niveau 83 livre : *Dentalina pseudocommunis* FRANK E, D. cf. *matutina*, d'ORBIGNY, *Ichtyolaria bicostata* (d'ORBIGNY) et *I. sulcata* (BORNE-MANN).

Les séquences de type B interviennent en sommet de formation et ne présentent aucun terme marneux. Chaque base de séquence ravine les biomicrites sous-jacentes.

Le milieu de dépôt semble être épisodiquement le siège de brusques et fortes augmentations de l'énergie des eaux. Des chenaux divaguant sur la pente d'une plate-forme distale remanient les sédiments (biosparites grainstone) puis le calme revient avec le dépôt de marnes.

Plus à l'Est, TRUMPY (1983) décrit des termes de plus haute énergie dans la coupe de Salles-la-Source : des grainstone à stratifications entrecroisées qui se développent sur toute l'épaisseur de la Barre à Pecten.

Au sommet de la formation, l'horizon à Paltus (Toarcien basal) (Fig. 123A) correspond à une biomicrite mudstone marquant une nette diminution dans l'énergie du milieu de dépôt.

Le hard-ground sommital, taraudé et karstifié, interrompt la Barre à Pecten. Les cavités karstiques atteignent 20 à 25 cm de diamètre et renferment de nombreux bioclastes. Elles sont colmatées par les argilites jaunes de la base du Toarcien.

8.8. - LA BARRE A PECTEN DANS LE SONDAGE DE SAINT-MARTIN-LA-BOUVAL (Fig.

La Barre à Pecten se réduit à 9-10 m de calcaires bioclastiques gréseux avec deux intercalations marneuses à la base de la formation.

Les biomicrites à biosparites packstone-grainstone à bioclastes de crinoïdes (dominants) de lamellibranches et d'annélides présentent une association classique de Foraminifères : *Glomospira* sp. et Nodosariidés dont *Nodosaria* sp. et *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*.

8.9. - LA BARRE A PECTEN DANS LES SONDAGES DE SAINT-IGEST (Fig. 94)

Les calcaires bioclastiques à Pectinidés sont plus épais (19-20 m) que dans la région de Figeac-Capdenac. Leur puissance devient comparable à celle des coupes de la région grésignole.

Le sondage S1 permet de distinguer trois ensembles qui sont, de la base au sommet :

- a - 3,60 m de calcaires roux à entroques avec des intercalations de marnes bioclastiques,
- b - un deuxième ensemble, avec des couches marneuses réduites,
- c - un troisième ensemble avec, en sommet de barre, des lits marneux.

8.10. - CONCLUSIONS ET COMPARAISONS SUR LA BARRE A PECTEN

a - Les Calcaires bioclastiques à Pectinidés sont agencés en séquences positives d'échelle métrique qui soulignent la rythmicité de la sédimentation.

b - Les Calcaires bioclastiques à Pectinidés correspondent à des dépôts infralittoraux peu profonds (environ 50 m) avec une énergie hydrodynamique modérée à moyenne et relativement régulière. Les faciès de haute énergie sont absents dans le bassin quercynois.

c - Les Echinodermes constituent l'essentiel du matériel bioclastique. Ils sont associés aux Lamellibranches et aux Brachiopodes en moindre abondance; tous les stades d'évolution entre le bioclaste ovalisé et le fragment bien conservé figurent dans un même sédiment, signalant une arrivée constante de bioclastes plus ou moins immatures.

d - La présence de biostromes avec des populations monogénériques de *Lobothyris* suggère des périodes d'arrêt ou de ralentissement dans la sédimentation, en particulier en sommet de Barre à Pecten. Ces lumachelles, présentes dans les coupes de la partie sud du bassin, ne semblent pas se développer dans sa partie nord (Figeac-Capdenac).

e - Les sédiments de la Barre à Pecten suggèrent donc le dépôt de sables calcaires à échinodermes dans un domaine infralittoral relativement peu profond (50 m ?). Ces observations confirment celle d'APOSTOLESU (1967) qui estime à 50 m la tranche d'eau vers la fin du Domérien et celles de MOUTERDE (1953) pour qui les caractères lithologiques et la faune indiquent, à la fin du Domérien, des dépôts peu profonds.

f - La Barre à Pecten marque la réinstallation d'une plate-forme distale carbonatée avec des dépôts infralittoraux d'énergie moyenne à faible.

Le retour à de telles conditions est souligné par des données paléocéologiques, telles que :

- l'accroissement en nombre des Bélemnites,
- le remplacement des *Amaltheus* (formes oxycônes de bassin) par les *Pleuroceras* (formes platycônes) mieux adaptés aux plates-formes néritiques (TINTANT, MARCHAND et MOUTERDE, 1982);
- la présence des grands Pectinidés tels *Pseudopecten* (P.) *aequivalvis* qui se retrouvent en excellent état de conservation, valves non dissociées. Dans la nature actuelle, les grands *Pecten* recherchent les eaux profondes du domaine infralittoral (CAMPBELL et NICHOLLS, 1979). Ils vivent, à l'état adulte, dans de petites dépressions sur le sable ou le gravier, au-dessous du niveau des marées dans l'Atlantique du Nord-Est (GEORGE, 1980). Nageurs actifs à l'état adulte, les *Chlamys* fréquentent aussi le domaine infralittoral;
- les grandes *Pinna* sp. Ces endobysés s'installent sur les prairies infralittorales.

g - L'épaisseur de la Barre à *Pecten* croît globalement de la région de Capdenac (10 m) et de Figeac (15 m) vers la Grésigne (20 m), c'est à dire du N au S.

h - Après une phase d'homogénéisation du bassin (dépôt des Marnes à *Amalthees*), la Barre à *Pecten* marque une nouvelle phase de différenciation, moins marquée mais analogue à celle du Carixien.

i - La taille des bioclastes diminue régulièrement du N au S. Le matériel bioclastique s'avérant de plus en plus fin, la polarité des séquences devient alors moins évidente. Très nettes sur les coupes de la région de Figeac-Capdenac, ces séquences positives sont déjà moins perceptibles à Caylus et encore moins marquées à Penne.

Nous retrouvons donc, pour la Barre à *Pecten*, la même polarité N-S que pour la formation des Calcaires de Brian-de-Vère; une tendance plus distale des séquences s'accroissant du Nord au Sud.

j - Les figures de courant, l'orientation des rostrés de Bélemnites, indiquent des courants principaux sensiblement orientés NNE-SSW à NE-SW et des courants secondaires NNW-SSE à NW-SE.

k - Les faciès de haute énergie occasionnelle ou permanente sont absents ou rares dans la quasi-totalité du bassin. Les microfaciès correspondent à des dépôts d'énergie moyenne à modérée ou à la divagation de chenaux à entroques.

Les faciès de haute énergie apparaissent plus à l'Est dans la région de Salles-la-source (TRUMPY, 1983), sur le seuil du Rouergue, où la partie sommitale des "Calcaires de Salles" se caractérise par le développement d'une succession de chenaux à grandes stratifications obliques ou entrecroisées.

Comme au Carixien [zones à *Jamesoni* et à *Ibex*], deux régions s'opposent :

- La région de Figeac-Capdenac avec des chenaux à entroques divagant sur une pente de plate-forme externe,

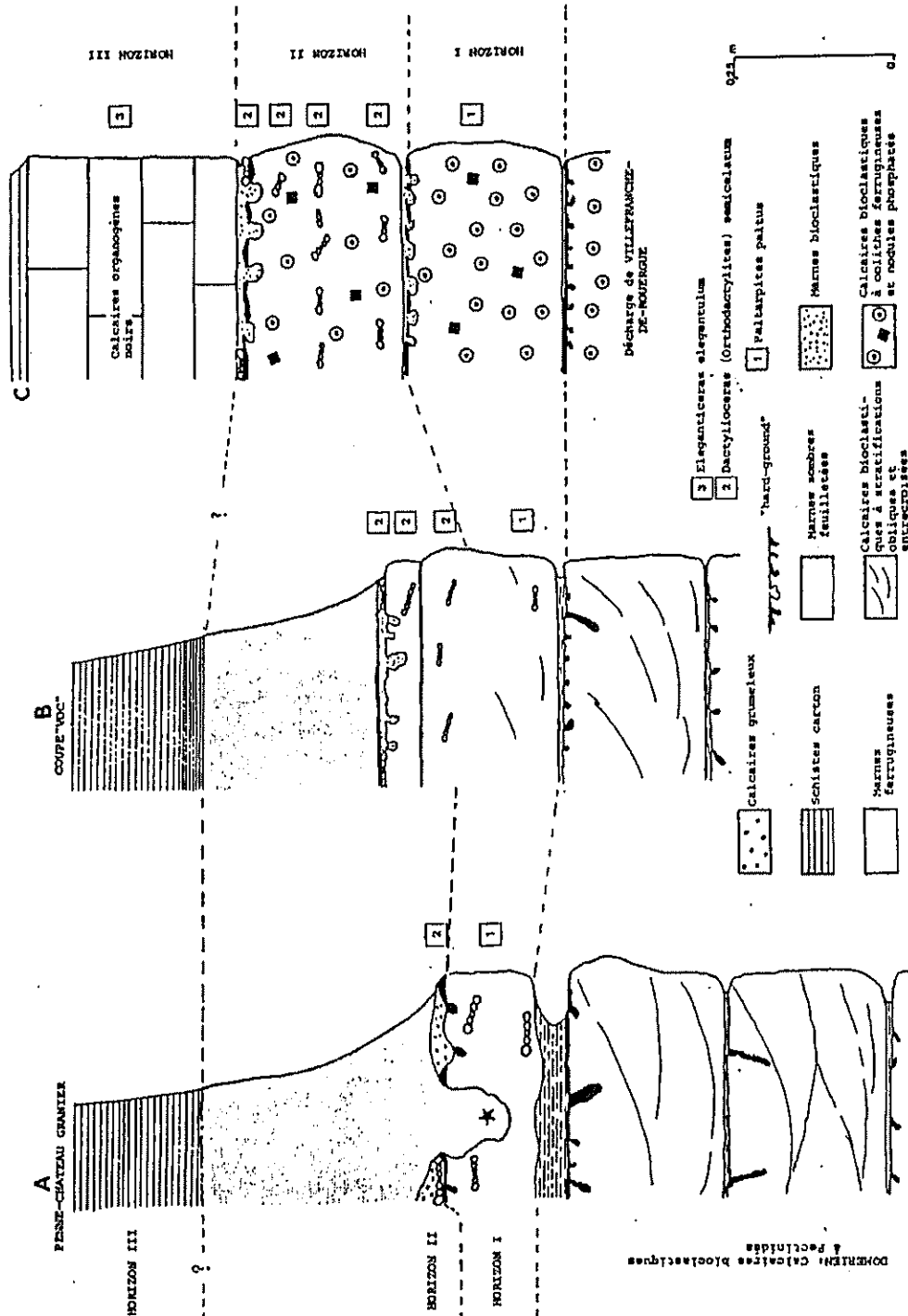


Fig. 122 : La rupture sédimentaire au sommet de la Barre à Pecten dans les coupes de Penne-château-Granier (A), "VOC" (B), et Villefranche-de-Rouergue (C).

- La région de Caylus à la Grésigne, relativement plus profonde, domaine des prairies infralittorales à Pectinidés, *Pinna* sp. et Brachiopodes.

8.11. - LA RUPTURE SEDIMENTAIRE AU SOMMET DE LA BARRE A PECTEN

Le premier horizon toarcien [zone à *Tenuicostatum*, sous-zone à Paltus, horizon I à Paltus] se retrouve sur toutes les coupes, de la région de Penne à celle de Capdenac. Là, comme à Salles-la-Source, il semble se réduire à des flaques de sédimentation (lentilles de biomicrites) et se condenser avec l'horizon II [horizon à *Semicelatum*].

L'horizon II à *Semicelatum* se réduit à un mince niveau centimétrique de calcaires grumeleux dans la coupe de Penne (CUBAYNES et FAURE, 1981).

Sur la coupe "Voc" (région de Caylus-Puyllagarde), cet horizon devient un banc de biomicrites qui fait partie du sommet de la Barre à Pecten. A Villefranche-de-Rouergue, l'horizon II atteint 0,25 m d'épaisseur avec trois niveaux de condensation à *Dactylioceras* (O) *semicelatum* (SIMPSON).

LEFAVRAIS-RAYMOND (1963) signale *Dactylioceras* sp. dans le sondage BA 16 (Fig. 106) et une forme voisine de *D. communis* SOWERBY sur le hard-ground domérien, à Bédier (1961).

A Salles-la-Source nous avons relevé, en compagnie de l'Abbé Mouterde, la succession suivante au sommet de la Barre à Pecten (Fig. 123 B)

- e - hard ground ferrugineux et karstifié. Des *Harpoceratoides kisslingi* sont pris dans la carapace ferrugineuse qui atteint 2 à 4 cm d'épaisseur [zone à *Serpentinum*, sous-zone à *Strangewaysi*]. Des argiles jaunes colmatent les cavités du karst comme dans la coupe de Capdenac,
- d - 18 à 20 cm de grainstone à *D. (O.) semicelatum* (SIMPSON),
- c - un hard-ground ferrugineux,
- b - 10 cm de grainstone à *D. (O.) semicelatum* (SIMPSON),
- a - un hard-ground ferrugineux karstifié avec une thanatocénose à *Pseudopecten*, *Bélemnites* et *D. (O.) semicelatum* (SIMPSON) (découverte de Bernard CUBAYNES).

Du Sud au Nord, l'horizon à *Semicelatum* devient donc carbonaté et s'incorpore à la Barre à Pecten. Vers l'Est (seuil du Rouergue), la base de la zone à *Serpentinum* [horizon III] fait aussi partie du sommet de la Barre à Pecten.

Ainsi, dans la partie la plus profonde du bassin quercynois, la rupture sédimentaire qui clôture la Barre à Pecten interrompt l'horizon I à Paltus. Cette discontinuité se retrouve partout à l'échelle du Lias aquitain, du seuil du Poitou (GABILLY, 1976) aux Corbières (FAURE, 1979). Elle correspond à une discontinuité de 3e ordre pour GABILLY, CARIOU et HANTZPERGUE (1985). Elle pourrait s'accompagner de lacunes de sédimentation pendant la réalisation de karsts sous-marins. L'horizon I à Paltus marque la première avancée des mers toarciennes sur les calcaires bioclastiques de la Barre à Pecten. Cet horizon semble absent sur les régions de seuil ou n'apparaît que comme

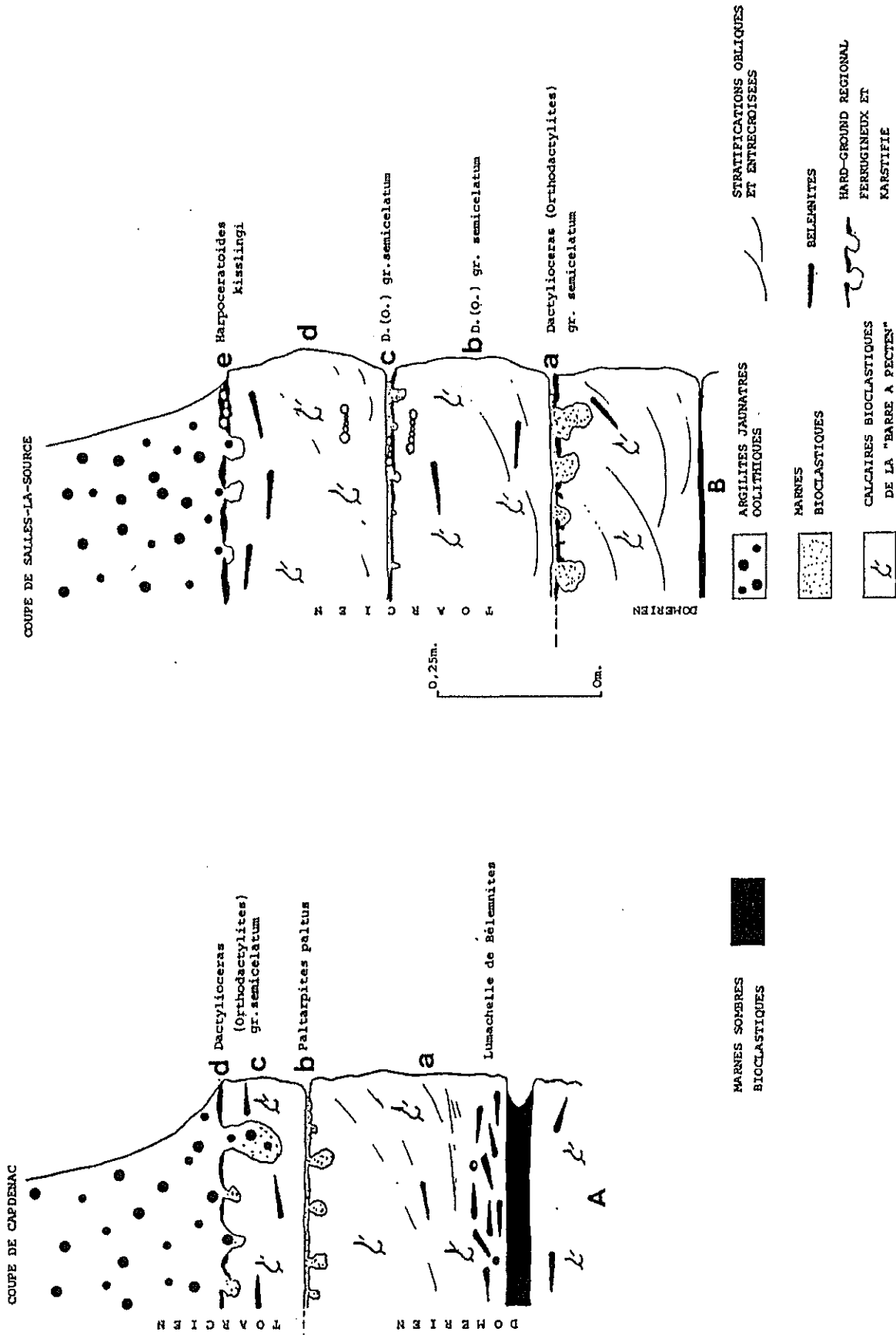


Fig. 123 : La rupture sédimentaire au sommet de la Barre à Pecten dans les coupes de Capdenac (A) et de Salles-La-Source (B).

des lentilles de sédimentation. Dans ce cas, l'intervalle chronologique non enregistré serait inférieur à un horizon (- de 200.000 à 300.000 ans).

Sur les bordures du bassin (Figeac, Capdenac), puis sur les seuils (Salles-la-Source), de nouvelles discontinuités apparaissent et se superposent à la précédente (Fig. 123 B). La rupture sédimentaire correspond alors à une série de discontinuités qui interrompent l'horizon II, puis l'horizon III. Ces discontinuités sont liées à la transgression toarcienne avec :

- des dépôts dans les zones les plus subsidentes, les plus profondes et les plus calmes,
- un balayage des sédiments sur les zones positives.

La présence de fissures ouvertes, orientées N-S à N 20° E, au sommet de la Barre à Pecten, suggère une phase de distension E-W. La transgression eustatique du Toarcien serait alors liée à un enfoncement général du bassin par rapport à ses marges.

9. - CONCLUSIONS : LA SEQUENCE L3 DU LIAS QUERCYNOIS

- La mégaséquence L3 correspond à une séquence cyclique, avec une profondeur maximale des dépôts pour la partie médiane des Marnes à Amalthées. (Fig. 125)
- L'épaisseur des trois formations qui composent cette séquence croît du Nord au Sud (Fig. 124) ; inversement les hard-grounds se multiplient vers le Nord tandis qu'apparaissent les phénomènes de réduction et des oolites ferrugineuses.
- Dans chaque membre, la taille des bioclastes s'amenuise du Nord au Sud tandis que les séquences élémentaires deviennent moins lisibles sur les affleurements, suivant la même direction.

La chronologie des événements pourrait être la suivante :

a - une période de différenciation du bassin liée à une phase de rifting avec la formation d'un hémigraben. Cette phase s'accompagne de dépôts particuliers sur les zones de hauts-fonds (phosphates). Elle correspond à la formation des Calcaires de Brian-de-Vère;

b - une phase d'homogénéisation du bassin quercynois avec l'ennoyage des paléoreliefs sous-marins du Carixien sous un apport massif d'illites (Argillites grises de la zone à Stokesi);

c - une période de destabilisation progressive du bassin (Marnes à taphoséquences de pente);

- dans la Grésigne des taphocénoses de pente (turbidites au sens large) ravagent les populations de Crinoïdes;
- dans la région de Figeac, des chenaux à entroques divaguent sur une pente de plate-forme distale envasée;

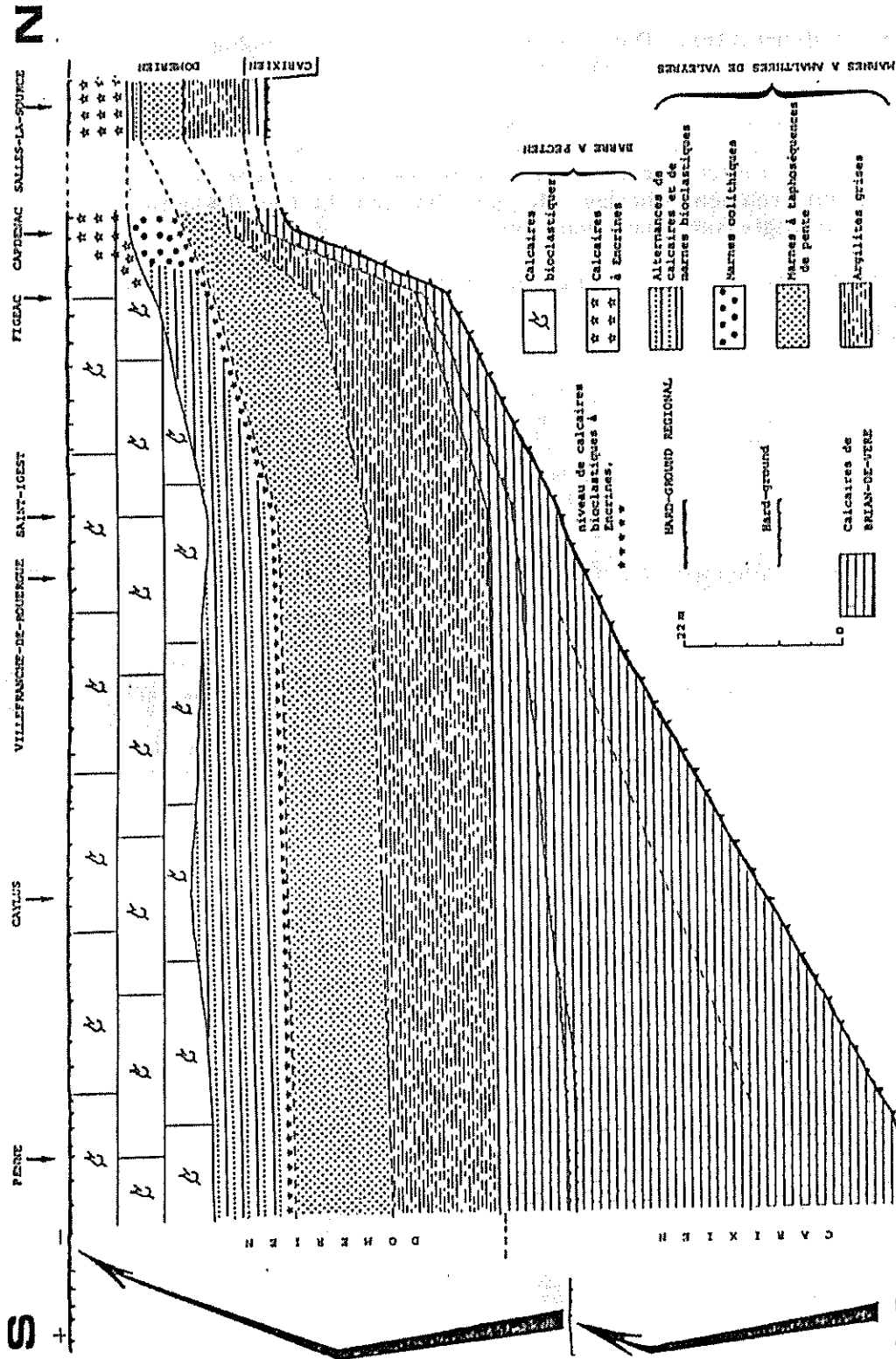


Fig. 124 : Evolution latérale du Nord (Figeac-Capdenac) au Sud (Penne) de la séquence L3 du Lias quercynois : la structure en héli-graben du bassin quercynois est surtout sensible pendant le Carixien.

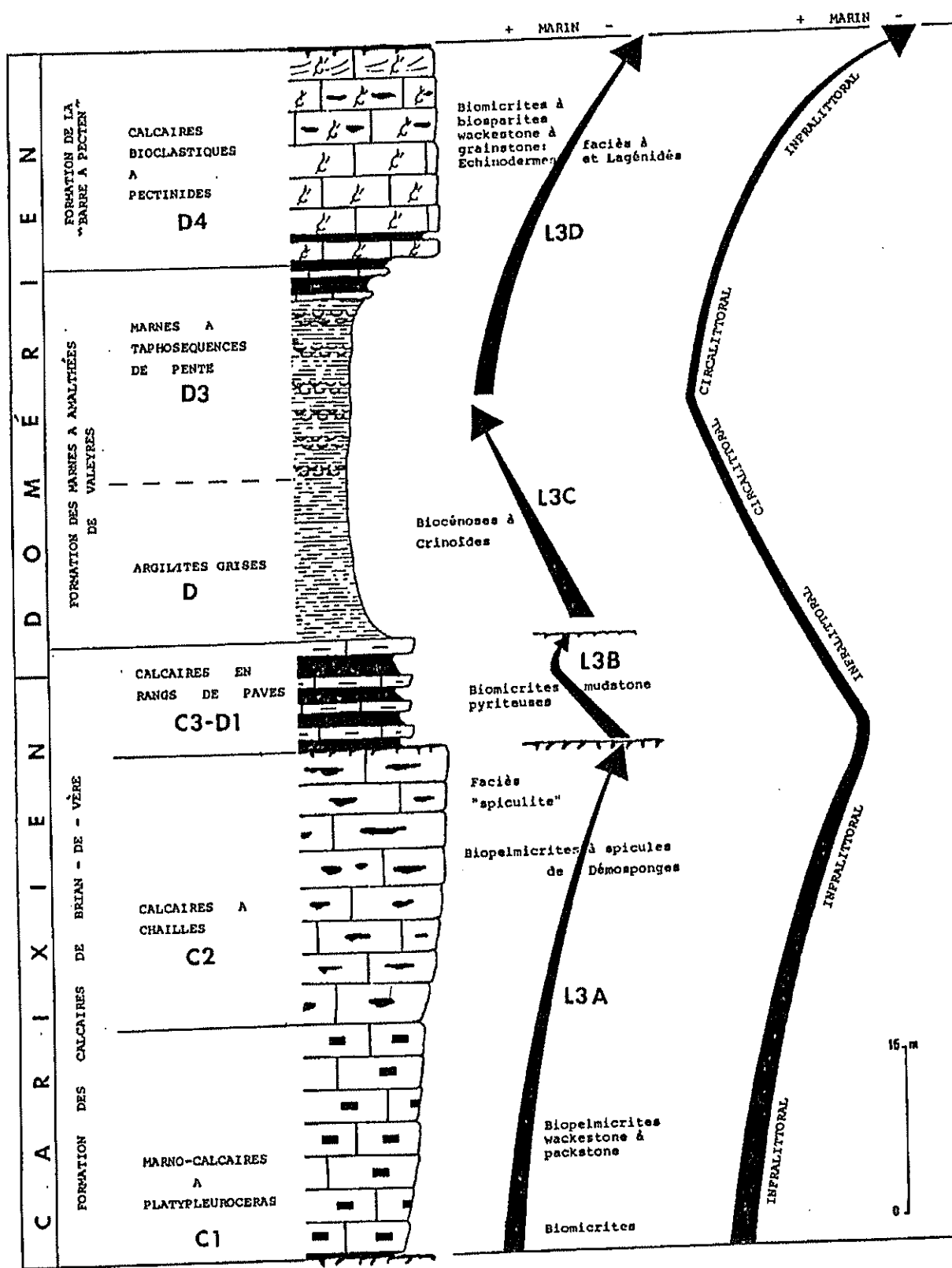


Fig. 125 : Evolution verticale de la séquence L3 du Lias quercynois.

- dans la région de Capdenac, les Marnes à Amalthées se chargent en oolithes ferrugineuses

d - une nouvelle phase de différenciation, moins marquée que la phase carixienne, s'amorce avec le dépôt des Calcaires bioclastiques à Pectinidés et le retour à des conditions plus littorales. La Barre à Pecten passe vers l'Est, sur le seuil du Rouergue, aux "Calcaires de Salles-la-Source" (TRUMPY, 1983);

e - un arrêt de sédimentation pendant les horizons I et II (Toarcien basal). La discontinuité sédimentaire légèrement diachrone du S au N coïncide avec un arrêt des apports dans le bassin quercynois et pourrait correspondre à une restructuration de la pente du bassin.

*
* *
*

CHAPITRE V

SEQUENCE L4

BASE DU TOARCIEEN-AALENIEEN

CHAPITRE V

LA SEQUENCE L4

(base du Toarcien - Aalenien)

La mégaséquence L4 s'inscrit entre une discontinuité majeure de 3e ordre (GABILLY, CARIOU et HANTZPERGUE, 1985), le hard-ground qui interrompt la Barre à Pecten, et la dalle à Gryphées sensu lato (BOUROULLEC, DELFAUD et DELOFFRE, 1979).

Les séries comprises entre le Toarcien et l'Aalénien s'organisent en une mégaséquence régressive débutant par des dépôts de milieu marin ouvert (marnes et calcaires subordonnés) et clôturés par des termes plus littoraux (Calcaires à oncolithes). La succession d'ensemble, de type klüpfélien, présente de bas en haut :

- la formation des Marnes et calcaires à Hildocératidés de Penne,
- la formation des Marnes et calcaires à Dumortierinés de Lexos.

1. - HISTORIQUE DES RECHERCHES

1.1. - EN GRESIGNE

La première description des terrains toarciens avec leurs fossiles remonte à MAGNAN (1869) qui accorde 80 m d'épaisseur à l'étage et distingue, de bas en haut :

1. "les marnes bleuâtres, noirâtres, grisâtres... avec des petits bancs de 0,10 à 0,15 m d'épaisseur, d'une régularité parfaite... avec *Hildoceras bifrons*",
- 2 - "les marnes grises, noirâtres, bleuâtres, sans fossiles",
- 3 - "les marnes grises, noirâtres, jaunâtres... avec des calcaires marneux en couches de 0,10 à 0,20 m d'épaisseur".

MAGNAN place les "calcaires à gryphées" dans le Bajocien de d'ORBIGNY.

MAGNAN cite, parmi de longues listes de fossiles, quelques-unes des formes guides utilisées aujourd'hui pour la zonation : *Hildoceras bifrons*, "*Ammonites*" *serpentinus*, "*A. variabilis*". PERRON (1873) reprend ce canevas stratigraphique déjà bien étayé.

CARAVEN-CACHIN (1898) admet 100 m de puissance pour le Toarcien du Tarn et du Tarn-et-Garonne. Il décrit, dans l'ordre stratigraphique :

- 1 - les marnes grises avec alternances de lits calcaires bleutés en rangs de pavés à *Ammonites serpentinus*,
- 2 - les marnes grises, très argileuses, à *Hildoceras bifrons*,
- 3 - des marnes puissantes, noires, schisteuses avec *Leda rostralis* et *Cerithium armatum*,
- 4 - les marnes noirâtres à lignites.

Comme ses prédécesseurs, CARAVEN-CACHIN place les "Schistes noduleux gris-verdâtre à *Ostrea sublobata* et *Rhynchonella cynocephala* dans le Bajocien, toutefois il souligne, le premier, que ce terme constitue "le vrai plan de séparation entre Toarcien et assises médiojurassiques".

CARAVEN-CACHIN signale l'existence d'une importante veine de jais aux Gardelles (750 m au sud de Larroque-sur-Vère) et attribue ces lignites au Charmouthien (1883 et 1898). FOURNIER (1901) les place dans l'Aalénien comme F. ELLENBERGER (1937) tandis que THEVENIN (1903) les croit toarciens.

THEVENIN (1903) propose la coupe de la vallée de la Bonnette comme coupe-type du Toarcien auquel il accorde 70 m d'épaisseur avec, de la base au sommet :

- 1 - les marnes grises à intercalations de bancs calcaires de 5 à 10 cm avec *Harpoceras falciferum* à la base et *Hildoceras bifrons* dans la partie moyenne,
- 2 - les argiles et marnes noires sans Ammonites,
- 3 - les calcaires bleus, marneux, parfois oolithiques, à *Harpoceras opalinum*.

THEVENIN place dans le Toarcien supérieur le "niveau à *Gryphaea sublobata*" dont il suit les variations latérales jusqu'aux environs de Villefranche-de-Rouergue (Rhule) où ce niveau disparaît. Il remarque, dans ces niveaux, l'apparition d'une oolithe ferrugineuse qui se développe vers le Nord à partir de Saint-Antonin.

Dans la région de Capdenac, THEVENIN confirme l'absence des assises à *Gryphaea sublobata* (FOURNIER, 1896).

THEVENIN propose de distinguer cinq zones d'Ammonites dans le Toarcien :

- la zone à *Harpoceras falciferum*,
- la zone à *Hildoceras bifrons* et *Coeloceras commune*,
- la zone à *Lytoceras jurense*, *H. fallaciosum* et *H. striatulum*,
- la zone à *H. aalense*,
- enfin, tout au sommet, la zone à *H. opalinum*.

Aucun des auteurs précédents ne mentionne la présence de "Schistes à *Posidonomyes*" ou Schistes carton déjà reconnus au Nord, dans le Lot, par FOURNIER (1896).

GEZE et DURAND-DELGA (1943) puis GEZE, DURAND-DELGA et CAVAILLE (1946) modifient, à l'occasion de la révision des feuilles au 1/80.000e de Cahors et de Montauban, la stratigraphie établie par THEVENIN.

Pour ces auteurs, le Toarcien (60 à 80 m d'épaisseur) comprend de la base au sommet :

- 1 - les marnes et bancs calcaires à *H. falciferum* et *Hildoceras bifrons*. Ils citent, les premiers, un niveau à *Posidonomia bronni* VOLTZ (Saint Antonin),
- 2 - les marnes noires peu fossilifères du Toarcien supérieur - Aalénien inférieur,
- 3 - les calcaires gréseux à *Gryphaea sublobata* localement riches en fer oolithique (région de Saint-Antonin) qu'ils attribuent à l'Aalénien.

DURAND-DELGA (1958) replace les lignites des Gardelles à la "partie moyenne des marnes toarciennes, puissantes de 40 m environ, à peu près à égale distance verticale des calcaires gréseux à *Pseudopecten* (P.) *aequivalvis* (Domérien), au-dessous, et des calcaires à *Gryphaea sublobata* de l'Aalénien, au dessus".

FABRE (1971) établit la succession stratigraphique suivante :

- 1 - le hard-ground basal du Lias supérieur avec *Dactylioceras* gr. *semicelatum* (SIMPSON),
- 2 - un petit lit de marnes jaunes à verdâtres, ferrugineuses,
- 3 - 1,50 m de Schistes carton,
- 4 - des niveaux "calcaréo-marneux" (7 m) où il reconnaît la partie supérieure de la zone à *D. tenuicostatum* et la partie inférieure de la zone à *H. bifrons* avec *H. bifrons* (BRUGUIERE), *H. lusitanicum* MEISTER, *Peronoceras subarmatum* (YOUNG et BIRD), *Catacoeloceras dumortieri* DE BRUN et MARCELLIN et *Maconiceras* gr. *soloniaceense* (LISSAJOUS),
- 5 - Environ 50 m. de marnes noires à grises dépourvues de macrofaune,
- 6 - les marno-calcaires à *Gryphaea sublobata* avec une abondante faune de Lamellibranches, *Homoeorhynchia cynocephala* RICHARD et des Ammonites de la zone à *Aalensis* ; *Pleydellia* gr. *mactra* (DUMORTIER) et *P. (Walkericeras)* aff. *arcuata* BUCKMAN.

1.2. - DANS LE LOT

Dans les environs de Capdenac, EBRAY (1862), puis HARLE (1864) et BOISSE (1870), décrivent les "marnes infra-oolithiques du Lias supérieur. BLEICHER (1870 et 1872) mentionne le Lias dans les vallées du Lot et du Célé où MOURRET (1886) reconnaît les zones à *Harpoceras serpentinum* et à "*Harpoceras bifrons*".

Dans le Lot, les travaux de base, comme pour l'ensemble du Lias, restent ceux de LEFAVRAIS-RAYMOND (1961 à 1978).

DEPECHE (1967) décrit à nouveau les affleurements toarciens de la région de Cajarc : Saint-Martin-Labouval, Toirac, Béduer et Faycelles dans la vallée du Lot, Sainte-Eulalie dans la vallée du Célé.

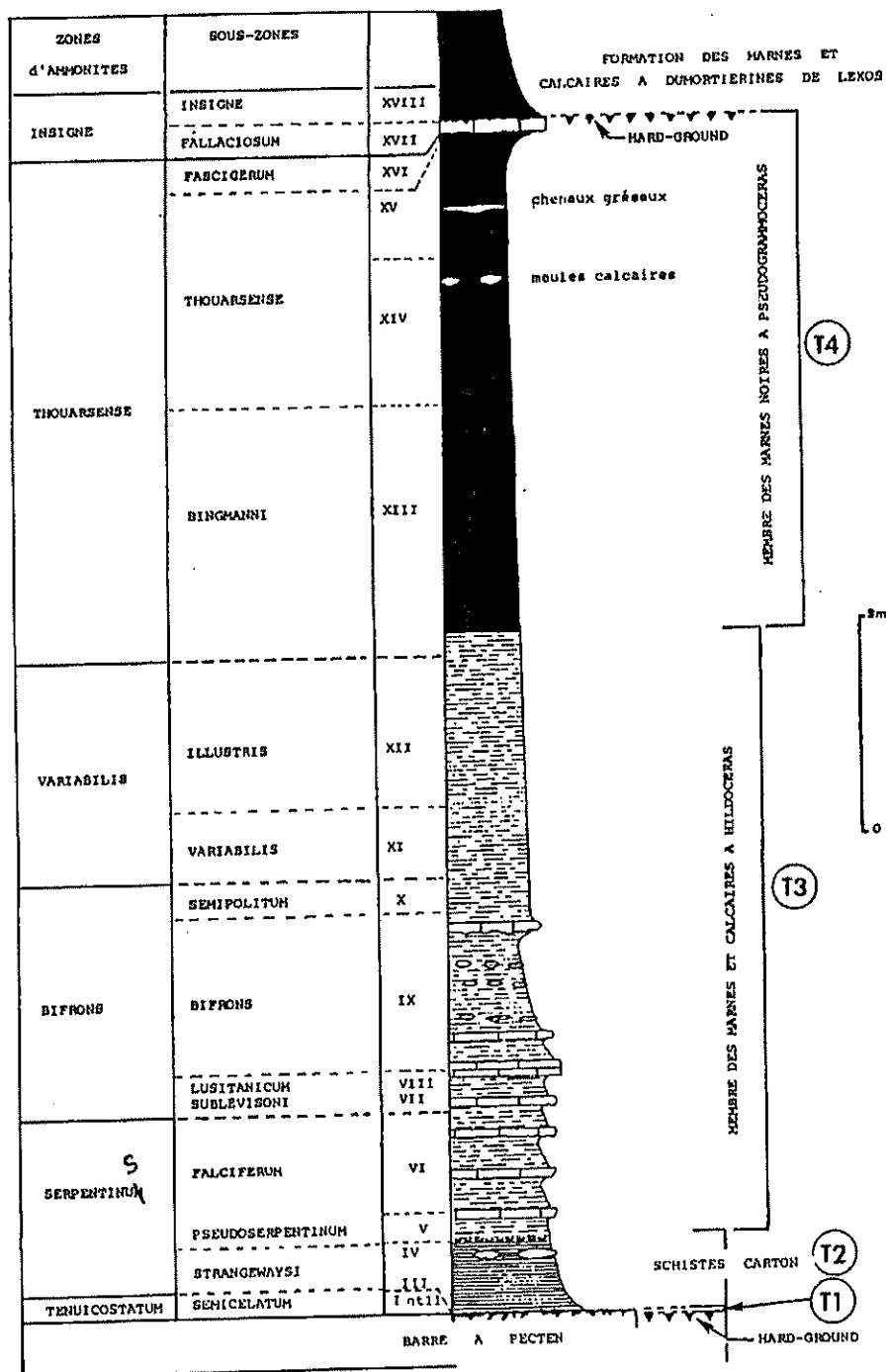


Fig. 126 : Formation des Marnes et calcaires de Penne (le terme T1 est décrit dans le chapitre précédent avec la formation de la Barre à Pecten).

Elle reconnaît, de bas en haut :

- les Schistes carton (1,20 m),
- les "marnes gris bleu du Toarcien moyen" (20 m),
- les "calcaires ferrugineux à *Gryphaea sublobata* et *P. aalense*" (2 m à 2,50 m).

Sur la coupe de l'anticlinal de Toirac, DEPECHE attribue à la base du Toarcien, "une formation d'une quinzaine de mètres de puissance, constituée de calcaires oolithiques et graveleux et de calcaires détritiques organogènes ferrugineux, entrecoupés de marnes gris-bleu". En réalité ces calcaires correspondent à des éboulis de la corniche aalenienne.

CUBAYNES et FAURE (1981) établissent la première analyse biostratigraphique détaillée du Lias supérieur quercynois en reconnaissant 26 des 29 horizons biostratigraphiques toarciens décrits par GABILLY (1976) pour le seuil du Poitou.

FAURE et CUBAYNES (1983) affinent la biozonation locale pour le Toarcien supérieur [zone à Aalensis].

PELISSIE (1982) définit une mégaséquence régressive Toarcien-Bathonien supérieur pour le Causse jurassique de Limogne-en-Quercy.

CUBAYNES, BOUTET, DELFAUD et FAURE (1984) décrivent la succession des terrains et des séquences du Toarcien en tentant une première approche des milieux de dépôt. C'est ce qui va être repris et développé dans les pages qui suivent.

2. - LA FORMATION DES MARNES ET CALCAIRES A HILDOCERATIDES DE PENNE

La formation des Marnes et calcaires à Hildocératidés de Penne est définie par CUBAYNES et FAURE (1981) dans les coupes de Penne (Tarn) et de Lexos (Tarn-et-Garonne). Elle est limitée par deux discontinuités sédimentaires :

- à sa base le hard-ground qui clôture, au sommet de la Barre à Pecten, la séquence L3,
- au sommet un hard-ground à *Pseudogrammoceras fallaciosum* (BAYLE) [horizon XVII].

CUBAYNES et FAURE (1981) reconnaissent 16 horizons d'Ammonites dans cette formation [horizons II à XVI] ; la découverte récente d'un horizon à *Elegantulum* [horizon III] modifie la numérotation proposée dans la note de 1981 et porte le nombre d'horizons à 17.

Cette formation se compose de trois membres qui sont, de la base au sommet (Fig. 126).

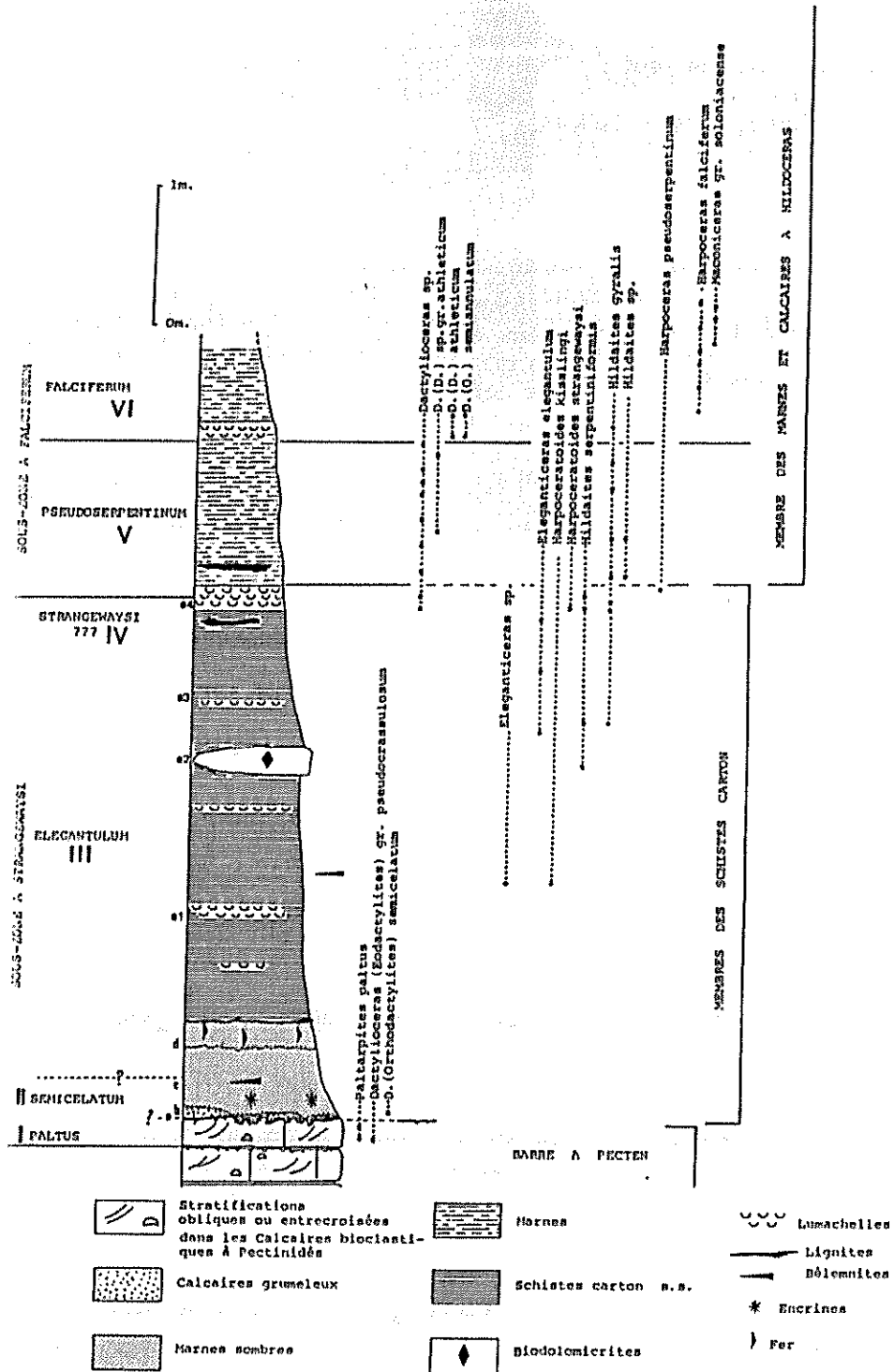


Fig. 127 : Formation des marnes et calcaires de Penne, le membre des Schistes carton sur la coupe-type de Penne-Château-Granier.

- 1/ Le membre des Schistes carton ou T2,
- 2/ Le membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras* ou T3,
- 3/ Le membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* ou T4.

Nous avons décrit le membre T1, incorporé au sommet de la Barre à Pecten, dans le chapitre précédent.

2.1. - LE MEMBRE DES SCHISTES CARTON

2.1.1. - La coupe de Penne-Château-Gravier

La coupe de Penne-Château-Gravier (situation : Fig. 61 et p. 259) présente la succession stratigraphique suivante (Fig. 127).

a - le hard-ground karstifié à *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) gr. *semicelatum* (SIMPSON) [horizon II] (Fig. 122 A).

Ce hard-ground présente des fissures ouvertes orientées N-S à N 20° E.

b - un mince (2 à 5 cm d'épaisseur) niveau lenticulaire de calcaires grumeleux à *D. (O.)* gr. *semicelatum* (SIMPSON) et *D. (O.) anguinum* (REINECKE) [horizon II]. Une abondante thanatocénose comprend des Bélemnites, des Lamellibranches : *Ceratomya* sp., *Plicatula spinosa* SOWERBY, *Pseudolimea* sp., des Brachiopodes : *Gibbirhynchia* cf. *amalthei* (QUENSTEDT), *Spiriferina nicklesi* (CORROY), *Tetrarhynchia* sp. ; des Annélides : *Spirorbis* sp. ; des Crinoïdes : *Isocrinus* sp.

c - 0,30 m de marnes (48 % de Ca CO_3) sombres pyriteuses (Fig. 122 A) sableuses (abondants quartz roulés) et très bioclastiques colmatant les cavités du karst sous-jacent quand l'horizon b manque.

Les lavages (refus du tamis de 250 microns) livrent un matériel émoussé, visiblement remanié : grains de quartz, bioclastes de *Pectinaceae*, de brachiopodes, pinces de crustacés, radioles brisées et plaques d'échinides, osselets d'ophiures, articles de crinoïdes, dents de *Palaeospinacidae*, d'*Orectolobiformes*, de Requins ou de Batoïdes, Ostracodes et *Nodosariidés*.

Les Ostracodes (Fig. 162) représentent près de 20 % de la microfaune avec surtout des formes domériennes lisses *Ogmochonca* sp. et *Ogmochonchella* sp., associées à quelques formes ornées : *Kinkelinella* et *Ektyphocythere* sp.  PL 36.11.13.15.16

Les *Nodosariidés* sont les héritiers directs des espèces du Domérien et même du Lias inférieur avec (Fig. 154) le couple *Dentalina terquemi* d'ORBIGNY - *D. obscura* TERQUEM, *Marginulina burgundiae* TERQUEM, *M.* gr. *prima* d'ORBIGNY, et de nombreuses *Lenticulina* : *L.* pl. sp. mg. *Lenticulina*, *L.* sp. mg. *Marginulinopsis*, *L. aragonensis* RUGET mg. *Saracenella*.  PL 31.8.12

d - 0,25 à 0,30 m de marnes faiblement carbonatées (8,14 % de CaCO_3) riches en hydroxydes de fer, pyriteuses, très faiblement sableuses et micacées. La biophase se réduit à quelques bioclastes d'échinides et de crinoïdes, à de rares Ostracodes (Fig. 162) *Kinkelinella*, *Ogmochonca* et

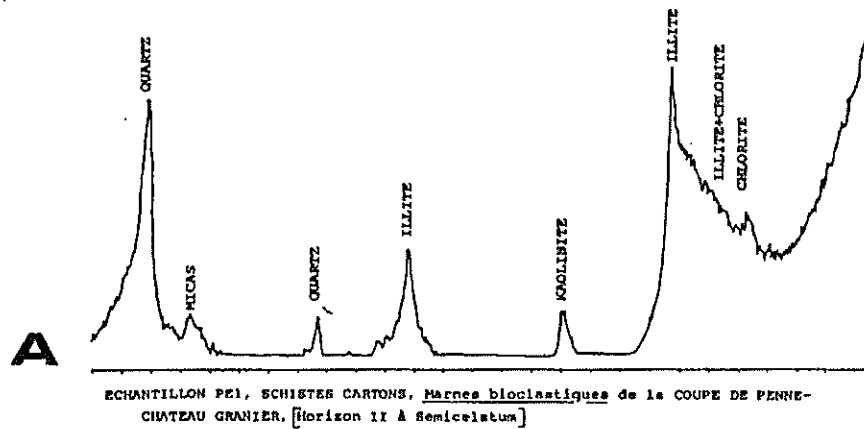
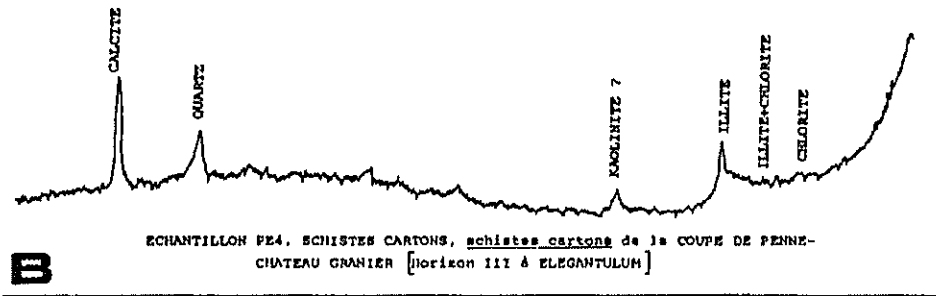
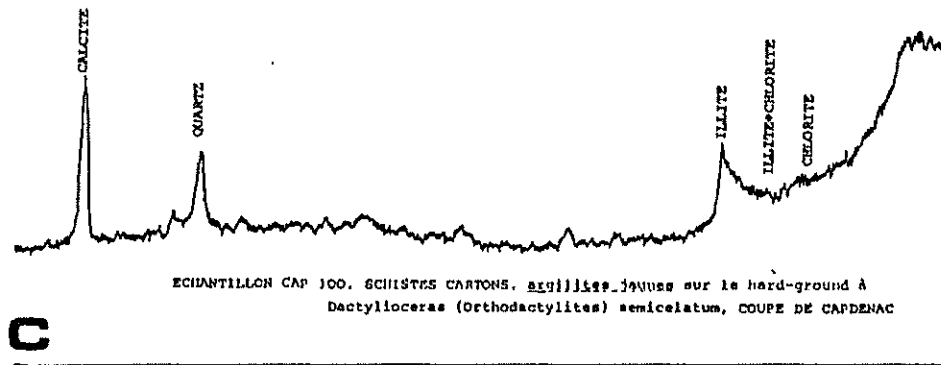


Fig. 128 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, membre des Schistes carton ; diffractométrie RX des marnes bioclastiques (Pe 1 : A) et des Schistes carton (Pe 4 : B) de la coupe-type de Penne-Château-Granier, et des argilites jaunes (C) de la coupe de Capdenac.

Ogmochonchella et à quelques **Nodosariidés** : **Lenticulina** sp. mg. **Lenticulina**, **Pseudonodosaria** sp. (Fig.

e - 3 m de Schistes carton.

Les Schistes carton apparaissent comme des argiles grises à brunes, à phase carbonatée peu abondante (13 à 14 %), essentiellement composées d'illites, de chlorite, et d'une très faible proportion de kaolinite.

Nous avons distingué, dans ces Schistes carton, quatre termes qui sont, de la base au sommet :

e.1. : 1,80 m de Schistes carton gris, criblés de restes de **Leptolepis coryphaenoides** (BRONN) et datés par **Eleganticerias** sp. et **Harpoceratoides kisslingi** (HUG) [horizon III].

Leur varvage parfait est souligné par des lits d'épaisseur millimétrique de fines amygdales blanchâtres. Les analyses réalisées au Museum d'Histoire naturelle par Denise NOEL, sur des échantillons prélevés dans ces feuillets, révèlent leur richesse en coccolithes. Les nannofossiles se détachent très bien du reste de la roche et apparaissent groupés en amas qui pourraient correspondre à des pelotes fécales de Crustacés (GOY, 1979 ; K AELIN, 1980).

 PL 21, 1 à 4

Les feuillets blanchâtres présentent de minces lumachelles à **Lucinaceae**, **Astarte** sp. et **Bositra** sp.

De rares **Pseudomytiloides dubius** (SOWERBY), **Bositra** (**Posidonomya**) **bronni** (VOLTZ), de très rares Bélemnites et dents de Crocodiliens complètent la biophase.

e.2. : un niveau repère de meules carbonatées régulièrement espacées tous les 0,50 m à 1 m. Ces nodules ont une forme lenticulaire parfaite avec une épaisseur pouvant atteindre 0,15 à 0,20 m et un diamètre variant de quelques décimètres à 1 m. Ces meules renferment des débris ligniteux, de rares bioclastes de pélécy-podes, de nombreux restes de **Leptolepis** et des Ammonites : **Hildaites serpentiniformis** BUCKMAN et **H. sp.**

Quelques nodules présentent des condensations de petites **Hildaites** (formes juvéniles de taille inférieure à 5 mm).

Les nodules carbonatés (75 à 80 % de Ca CO_3) sont des biodolomicrites à litage horizontal nettement souligné par des variations de couleur : lits de couleur grise alternant avec des lits sombres. Cette stratification, parfaitement horizontale, est parallèle à celle des Schistes carton encaissants beaucoup plus compactée. Ceux-ci épousent étroitement le contour des meules avec une compaction de l'ordre de 4 à 6 fois plus élevé.

Nos observations s'accordent avec celles de M. HANZO (1978, 1979) sur les Schistes carton du Grand-Duché de Luxembourg : "la stratification des nodules est toujours très bien conservée et se raccorde à celle déformée, mais toujours régulière, des argilites finement feuilletées".

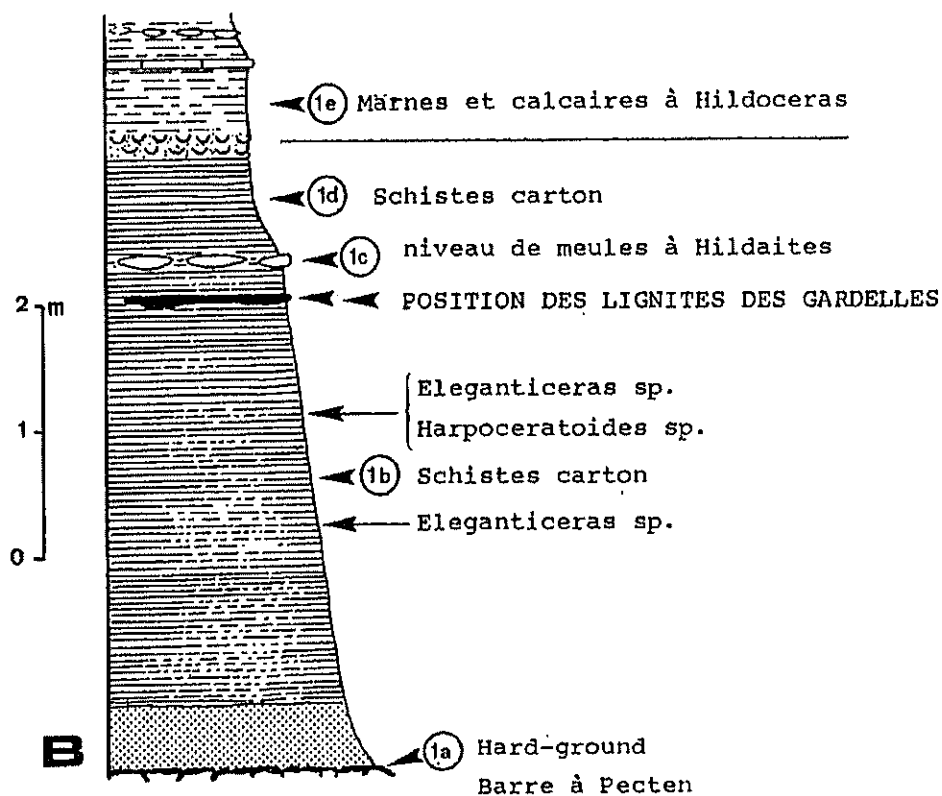
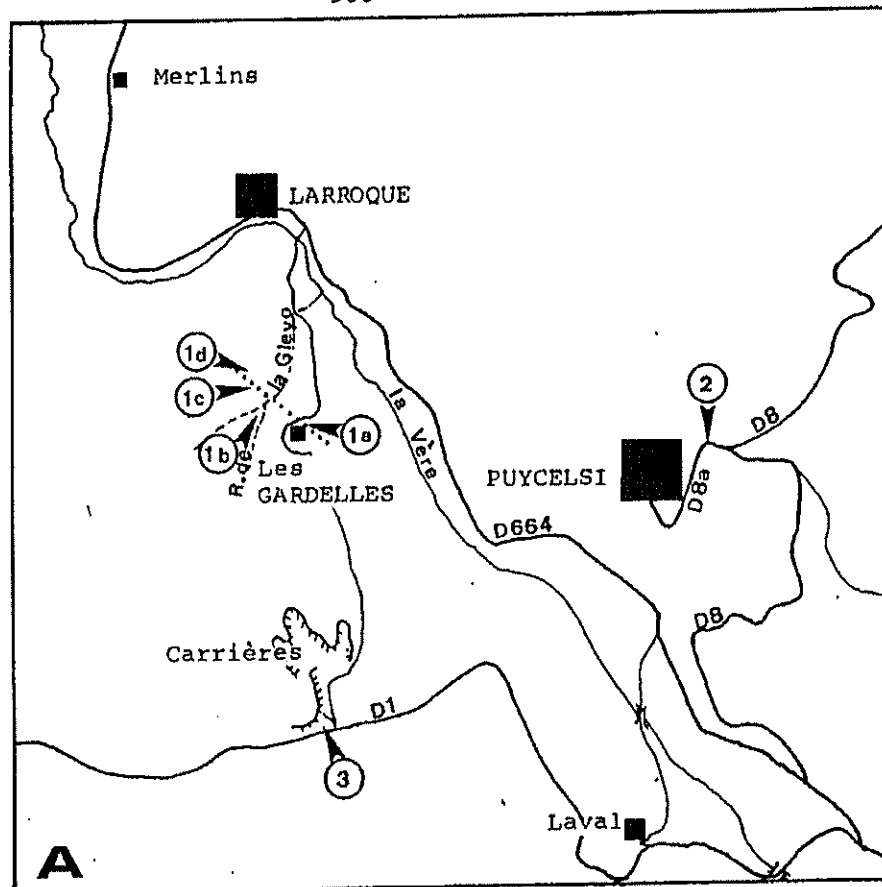


Fig. 129 : Formation des marnes et calcaires de Penne, dans la coupe des Gardelles.

A : carte de situation au 1/25.000e avec 1 : coupe des Gardelles (2 et 3 coupes de Puycelsi, Toarcien supérieur, Fig. 182).

B : coupe des Schistes carton.

e.3. : 1 m de Schistes carton gris à varvage parfait, puis de Schistes carton bruns à litage plurimillimétrique.

Ce terme livre *Eleganticerus elegantulum* (YOUNG et BIRD) *Hildaites gyralis* (BUCKMAN) et *H. serpentiniformis* BUCKMAN [horizon III].

e.4. : Un niveau décimétrique de condensation avec une thanatocénose de Lamellibranches : *Astarte depressa* GOLDFUSS, *Bositra* sp., *Pseudomytiloides dubius* (SOWERBY), *Goniomya rhombifera* (GOLDFUSS), *Propeamussium* (P.) *pumilus* (LAMARCK), *Plicatula* sp., *P. (P.) catinus* DESLONGCHAMPS associés à des poissons du genre *Pachycormus*.

Ce niveau de condensation présente à sa base un horizon à *Harpoceratoides strangewaysi* (SOWERBY) [horizon IV] et, à sa partie supérieure, un horizon à *Harpoceras pseudoserpentinum* GABILLY [horizon V, extrême base].

Les Schistes carton correspondent ainsi aux horizons III et IV.

L'étude palynoplantologique de ces Schistes carton (BOUTET, 1981) souligne la monospécificité d'une microflore terrestre à petits pollens, avec 80 % de *Spheripollenites* associés à des spores trilètes et des *Classopollis*.

Les Acritarches (*Michrystidium* et *Baltisphaeridium*) dominent l'association marine avec des Algues telles *Cymatiosphaera*, *Crassosphaera* et des *Tasmanites*, les *Nannoceratopsis* étant peu représentés. Le microplancton, s'il n'est pas très abondant, apparaît donc très diversifié et le matériel amorphe est ici, pour la seule fois dans tout le Lias quercynois, sapropélique.

2.1.2. - Coupe des Gardelles

a - Situation (Fig. 129 A.1).

Carte IGN au 1/25.000e Nègrepelisse 7-8 en x = 395,08 et y = 4872,525. La coupe est située à 750 m au sud de Larroque-sur-Vère, 150 m à l'est de la ferme des Gardelles, au confluent du ruisseau de la Gleyo et d'un ruisseau.

b - Description de la coupe (Fig. 129 B)

La série stratigraphique peut être observée en continuité de la ferme jusqu'à 100 m au nord du ruisseau de la Gleyo. Nous avons distingué de bas en haut (Fig.

- La Barre à Pecten,
- Les Schistes carton qui semblent légèrement plus épais (3,50 m) que sur la coupe de Penne-Château-Granier,
- Les Marnes et calcaires à *Hildoceras*.

Nous avons réalisé une tranchée dans les Schistes carton, au confluent du ruisseau de la Gléyo, et relevé la coupe suivante :

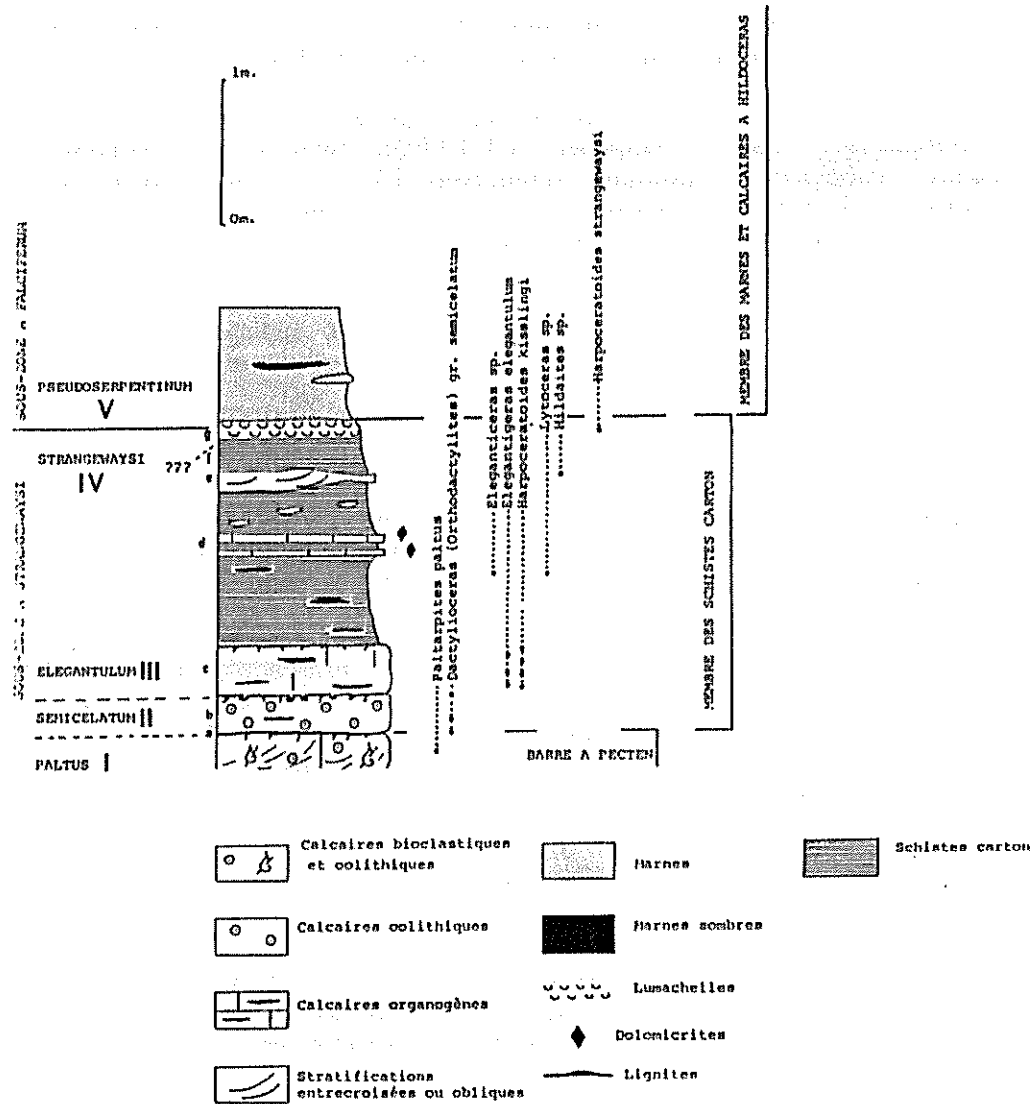


Fig. 130 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, le membre des Schistes carton dans la coupe de Villefranche-de-Rouergue.

- 1a - le hard-ground ferrugineux,
- 1b - 3 m à 3,20 m de Schistes carton à varvage parfait avec *Eleganticer* sp.,
- 1c - le niveau de meules à *Hildaites* sp. Les nodules de dolomicrite renferment de nombreuses Ammonites de petite taille (1 à 5 mm) qui sont des formes juvéniles (*Hildaites* ? sp), des *Eleganticer* gr. *elegantulum* (YOUNG et BIRD) [horizon III], des exemplaires bien conservés de *Leptolepis coryphaenoides* (BRONN),
- 1d - 1 m de Schistes carton,
- 1e - les Marnes et calcaires à *Hildoceras*.

Nous n'avons pu retrouver la veine de jais (2 cm d'épaisseur) signalée par CARAVEN-CACHIN (1898) puis par DURAND DELGA (1958). Toutefois

- la position des anciennes exploitations "près du point de confluence de deux ravineaux descendant vers la Vère" et "contre le mur sud-ouest de la ferme",

- la description des marnes donnée par DURAND-DELGA "dans une série de marnes grises, micacées, finement délitables",

nous conduisent à placer les lignites des Gardelles dans les Schistes carton [horizon III].

2.1.3. - Coupe "VOC"

Cette coupe (situation, Fig. 141 B.1) montre la succession suivante;

- le hard-ground ferrugineux et karstifié (Fig. 122 B).
- 1,80 m de Schistes carton avec des nodules de dolomicrite.

Cette coupe indique une réduction du membre des Schistes carton et apparaît remarquable par la présence de nombreuses fissures ouvertes, orientées N-S à N 20° E, qui affectent les Schistes carton.

2.1.4. - Coupe de Villefranche-de-Rouergue

Nous avons pu relever cette coupe lors de travaux effectués dans la nouvelle décharge municipale de Villefranche-de-Rouergue, au sud de Rhule (Fig. 119) et nous avons distingué, de bas en haut (Fig. 130).

- a - le hard-ground à *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *semicelatum* (SIMPSON),
- b - un horizon (25 cm) d'oobiomicrocrites grainstone lumachelliques et phosphatées à *D. (O.) semicelatum* (SIMPSON) [horizon II]. Cet horizon, interrompu par un petit hard-ground apparaît très riche en lignites,
- c - 35 cm de calcaires organogènes noirs, micacés, très riches en lignites avec *Eleganticer* *elegantulum* (YOUNG et BIRD), *Harpoceratoides kisslingi* (HUG).

Un hard-ground interrompt ce niveau calcaire qui correspond à l'horizon à *Elegantulum* [horizon III].

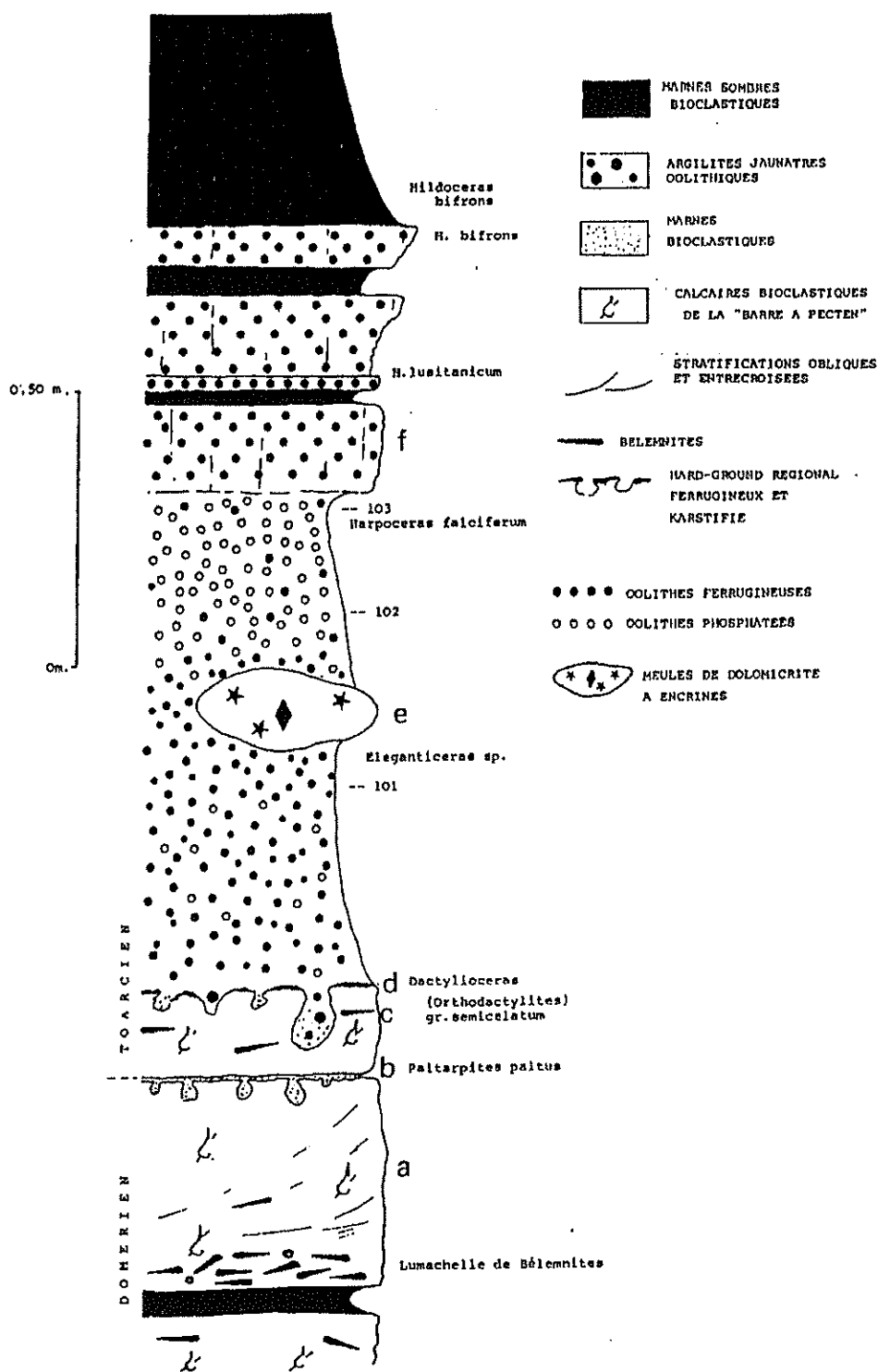


Fig. 140 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, le membre des Schistes carton dans la coupe de Capdenac et la base du membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras*. Les lettres et les numéros correspondent à ceux employés dans le texte.

d - 1 à 1,20 m de Schistes carton avec de fines alternances de dolomicrites se résolvant latéralement en nodules.

Ces Schistes carton très pyriteux, riches en grands fragments ligniteux, sont datés par *Harpoceras* gr. *strangewaysi* (SOWERBY) [horizon IV],
~~foldes~~

e - un niveau repère de meules de dolomicrite à *Hildaites* sp. avec des traces de chenalisations (stratifications entrecroisées),

f - 25 cm de Schistes carton bruns bien varvés,

g - un niveau décimétrique de condensation à *Astarte depressa* (GOLD-FUSS), *Plicatula* (P.) *catinus* (DESLONGCHAMPS) et *Propeamussium* (P.) *pumilus* (LAMARCK).

Le membre des Schistes carton apparaît ici plus condensé (1,50 m) que dans la région de Penne (4-5 m) mais nous y avons retrouvé les mêmes horizons stratigraphiques.

A la base du membre, la multiplication des hard-grounds témoigne de fréquents ralentissements ou arrêts de la sédimentation. L'horizon II à *Semicelatum*, entièrement carbonaté, s'incorpore à la Barre à *Pecten*.

2.1.5. - Les sondages de Figeac-Bel-Air (Fig. 150 et 151)

Les Schistes carton apparaissent dans tous les sondages (sauf BA 20) avec une épaisseur variant de 1,30 m (BA 30) à 3,20 m (BA 15). Ils se caractérisent par :

- la présence, à leur base, d'un niveau de marnes sombres détritiques et bioclastiques avec des bioclastes de lamellibranches, de gastéropodes, d'échinides, de crinoïdes (pentacrines) et des dents de poissons ;
- des alternances centimétriques à décimétriques de biodolomicrites, se résolvant latéralement en petits nodules ;
- l'existence de passées gréseuses décimétriques (BA 14, 17, 35 et 38) dans lesquelles les Schistes carton s'enrichissent en éléments détritiques et bioclastiques grossiers ;
- l'abondance des lignites ;
- le développement de lumachelles à *Astarte* sp., *Bositra* sp. et *Pseudomytiloides* sp. (BA 14, 16, 17, 19, 20 et 25) et de niveaux à encrines (BA 15, 23 et 35).

2.1.6. - Coupe de Faycelles (Fig. 152)

Sur cette coupe (situation Fig. 107A) nous avons distingué de bas en haut (Fig.

- a - le hard-ground ferrugineux karstifié,
- b - 1,80 m de Schistes carton bien varvés,
- c - le niveau repère de meules de dolomicrites,
- d - 0,40 m de Schistes carton passant aux marnes à patine jaune du membre sus-jacent des Marnes et calcaires à *Hildoceras*.

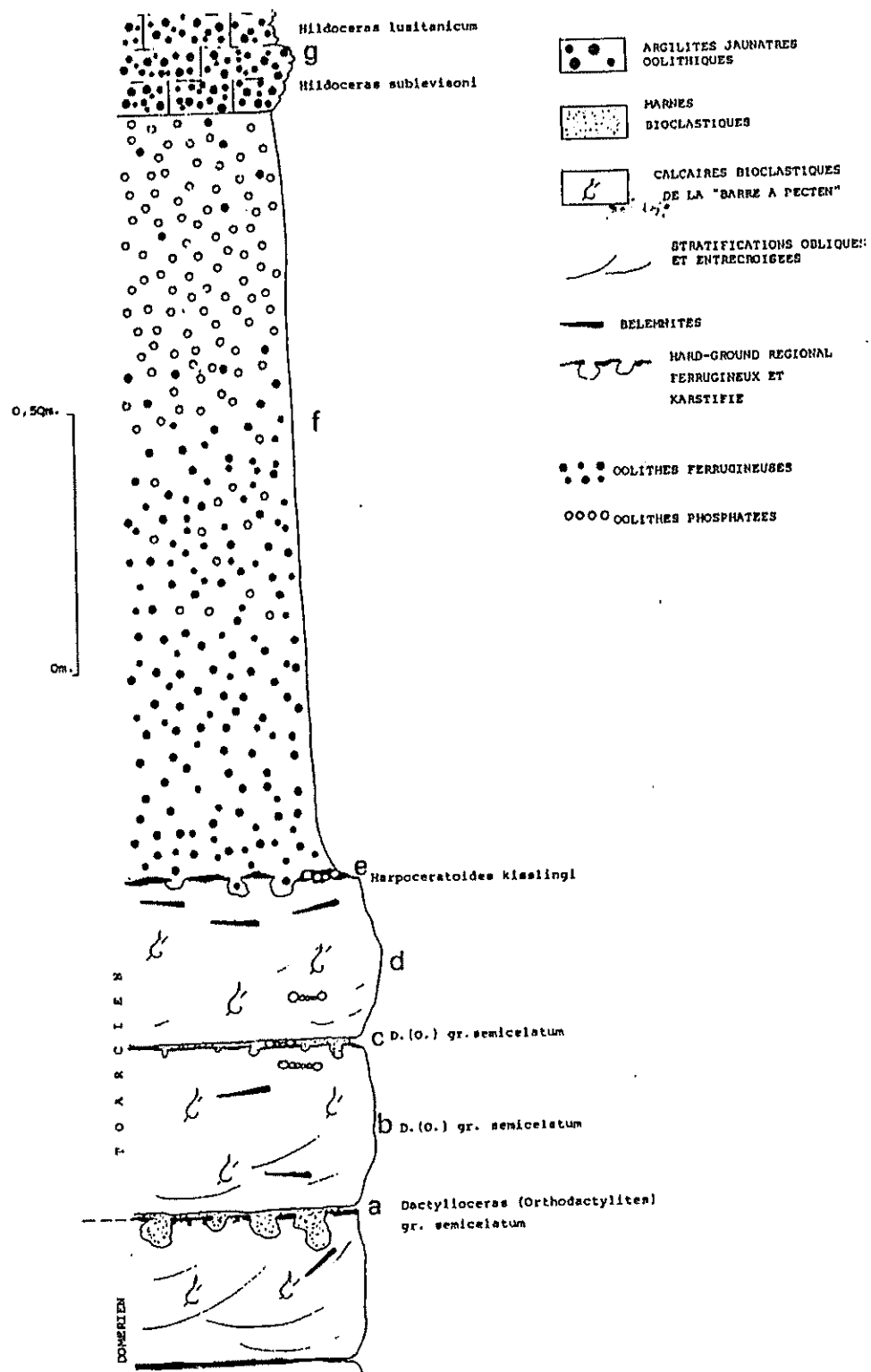


Fig. 141 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, le membre des Schistes carton dans la coupe de Salles-la-Source (Aveyron).

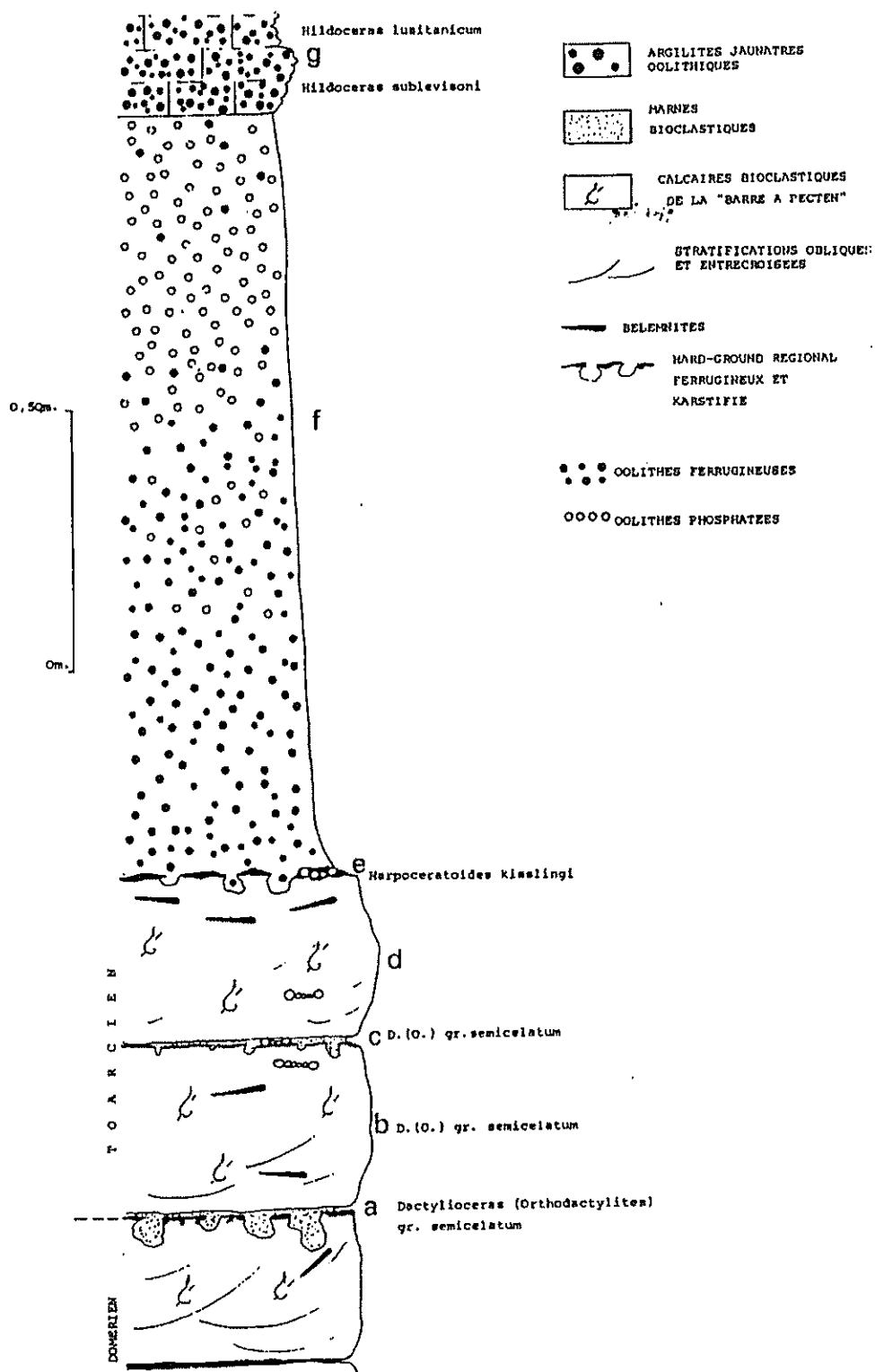


Fig. 141 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, le membre des Schistes carton dans la coupe de Salles-la-Source (Aveyron).

2.1.7. - Coupe de Capdenac

Sur la coupe de Capdenac (situation Fig. 107), nous avons observé, de la base au sommet, la succession suivante (Fig. 140).

- le hard-ground karstifié (Fig. 123 A).
- 0,65 à 0,70 m d'argilites jaunâtres avec la présence sporadique de meules ovoïdes de biodolomicrites mudstone à encrines.

Ces argilites à oolites phosphatées et ferrugineuses sont datées, à leur base, par **Dactylioceras (Orthodactylites) semicelatum** (SIMPSON) puis par **Eleganticeras sp.** et **Harpoceratoides kisslingi** (HUG) (n° 101 - [horizon III]. Elles livrent une biophase marine réduite à l'état de bioclastes ou de moules internes : bélemnites, lamellibranches, gastéropodes, crinoïdes, dents de poissons infirmant l'hypothèse d'une origine lacustre (TRUMPY, 1983),

- une oolithe ferrugineuse et phosphatée à **Dactylioceras sp.** et **Hildoceras lusitanicum** MEISTER.

2.1.8. - Coupe de Salles-la-Source

TRUMPY (1983) mentionne :

- une "surface karstifiée, taraudée, égalisée par des marnes jaunes à lignites",
- "les marnes jaunes à lignites, probablement faciès hétéropique des Schistes carton",
- "des horizons à oolites ferrugineuses, puis phosphatées", datés par **Hildoceras sublevisoni** SIMPSON [horizon VII].

Nos observations nous ont permis de mettre en évidence (Fig. 141)

- b - l'horizon à **Semicelatum** entièrement carbonaté et incorporé à la Barre à Pecten,
- c - un hard-ground karstifié à **D. (O.) semicelatum** (SIMPSON),
- d - un banc (30 cm) de grainstone interrompu par un hard-ground
- (e) karstifié et encroûté par une carapace ferrugineuse emprisonnant **Harpoceratoides kisslingi** (HUG). Ce niveau correspondrait à la condensation de l'horizon III à **Elegantulum** avec de probables lacunes de sédimentation,
- f - 1 à 1,20 m d'argilites jaunes à oolites ferrugineuses et phosphatées,
- g - une oolithe ferrugineuse à **Hildoceras lusitanicum** MEISTER et **H. tethysi** GECZY [horizon VIII].

La coupe de Salles-la-Source montre une condensation des horizons II à VIII sur une épaisseur de 1,50 à 1,70 m. Les argilites jaunes correspondent vraisemblablement, comme à Capdenac, aux horizons III et IV.

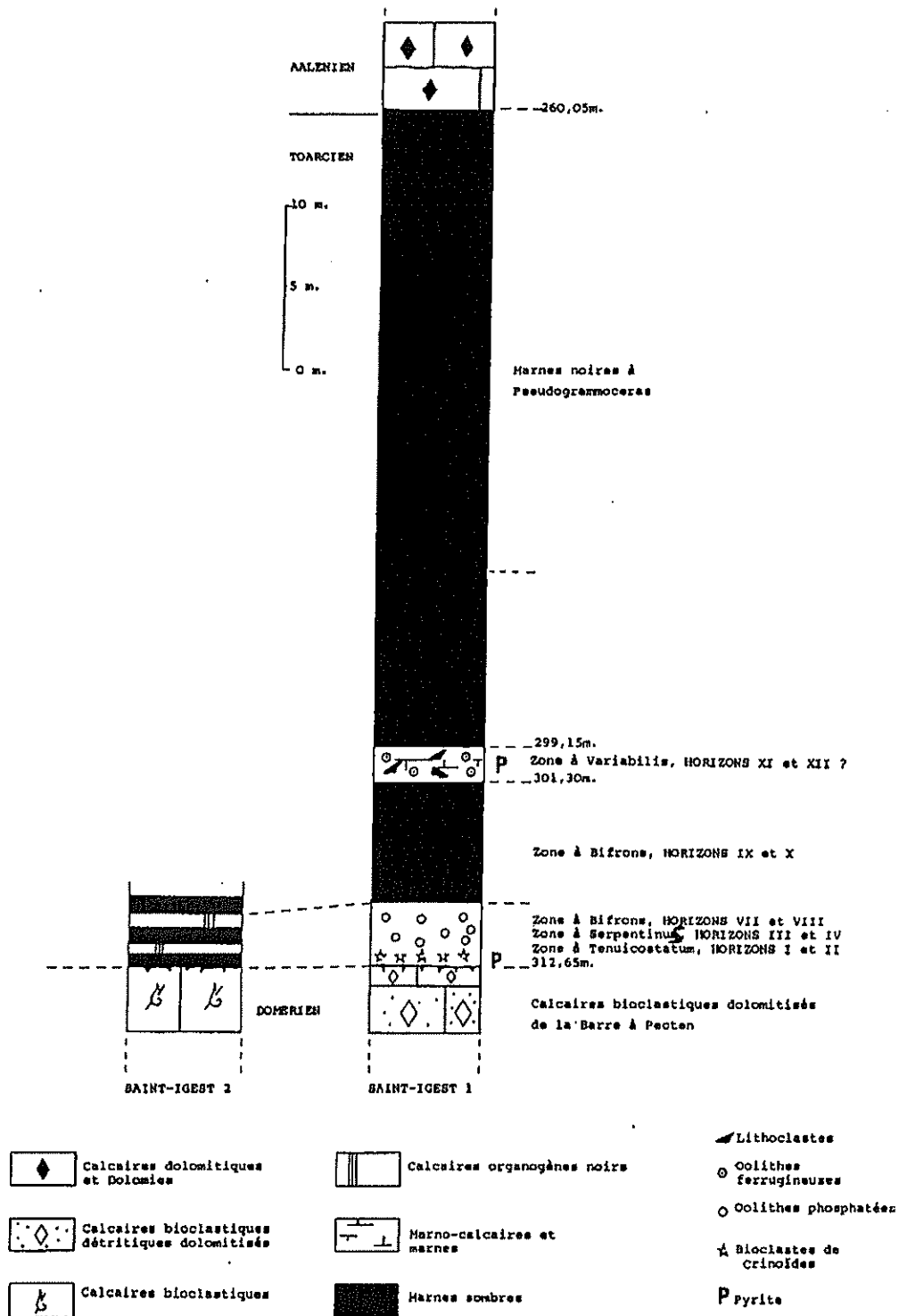


Fig. 142 : Le Toarcien dans les sondages de Saint-Igest (Aveyron).

2.1.9. - Les sondages de la région de St-Igest

Dans les sondages de la région de St-Igest (situation Fig. 27) le faciès des Schistes carton n'apparaît pas.

La base du Toarcien est formée par un calcaire noir organogène et des argiles noires (Sondage Saint-Igest 2, Fig. 142) ou des argiles noires (a) sans mica, à oolites phosphatées et bioclastes de crinoïdes (Sondage Saint-Igest 1, Fig.

Ces faciès nous rappellent ceux observés dans la région de Villefranche-de-Rouergue, 10 km plus au Sud, et pourraient correspondre à l'horizon III à *Elegantulum*, les horizons I à Paltus et II à *Semicelatum* étant probablement intégrés à la Barre à Pecten.

2.1.10. - Sondage de Saint-Martin-Labouval

Dans ce sondage (situation Fig. 92 C) des argilites noires (a) remplacent le faciès "schiste-carton" (Fig. 143). Les données de sondages ne permettent pas d'évaluer l'épaisseur exacte de ces dépôts.

2.1.11. - Récapitulation

Le membre des Schistes carton correspond aux horizons II (?) à *Semicelatum*, III à *Elegantulum* et IV à *Strangewaysi*.

Le faciès "schiste-carton" *sensu-stricto* semble se limiter aux horizons III et IV. Nos observations concordent avec celles de RIOULT (1967) qui signale des *Eleganticeras* en place dans les Schistes carton de Normandie et avec celles de GABILLY (1976) qui les attribue à l'horizon à *Elegantulum*, sur le Seuil du Poitou.

Le membre des Schistes carton se réduit progressivement de 4-5 m en Grésigne à 1,50 m - 2 m dans la région de Figeac. Il présente des variations latérales :

- à la base du membre, un niveau de marnes sombres [horizon II à *Semicelatum*] devient carbonaté et s'incorpore progressivement vers le Nord à la Barre à Pecten. La multiplication des petits hard-grounds ferrugineux suggère des arrêts fréquents de la sédimentation.
- la base de l'horizon III à *Elegantulum* devient carbonatée dans la région de Villefranche-de-Rouergue et de Villeneuve-Saint-Igest.
- le faciès "schiste carton" est totalement remplacé par des argilites noires dans la région de Saint-Igest et de Saint-Martin-Labouval.
- enfin, à l'est d'une ligne Capdenac-Fréjorques et sur le Seuil du Rouergue, des argilites jaunes oolithiques, à biophase marine, représentent la totalité du membre.

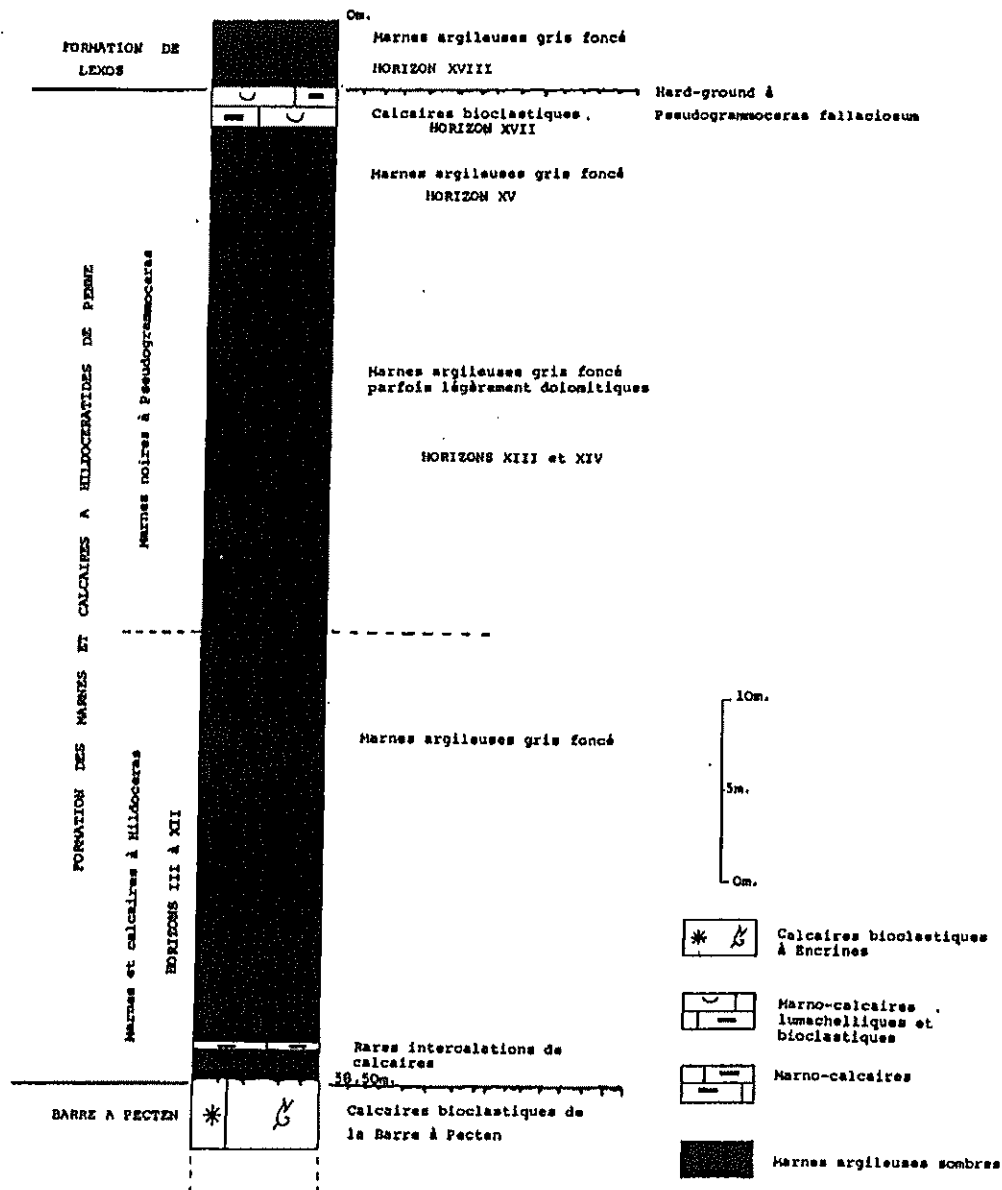


Fig. 143 : Le Toarcien dans le sondage de Saint-Martin-Labouval (Lot).

2.1.12. - Conditions de dépôt des Schistes carton

a - Bathymétrie du milieu de dépôt

Les faciès de la Barre à Pecten suggèrent des milieux de dépôt dans le domaine infralittoral, sous une tranche d'eau maximum de 50 m.

Au sommet de la Barre à Pecten, des biomicrites wackstone marquent une légère diminution de l'énergie des eaux puis un hard-ground karstifié sépare les calcaires bioclastiques du premier niveau de marnes toarciennes.

Ces marnes bioclastiques, à éléments roulés, sont les premiers témoins de la transgression toarcienne, transgression connue à l'échelle planétaire (HAL-LAM 1967 et 1981 ; VAIL, 1980). Aucun indice ne permettant d'envisager ici un approfondissement considérable et brutal des fonds marins, il nous semble logique d'envisager, pour expliquer le dépôt des Schistes carton, un approfondissement modéré des milieux de sédimentation combiné avec un changement total dans les conditions d'oxygénation des fonds marins.

Au-dessus des Schistes carton, dans les Marnes et Calcaires à **Hildoceras** (Fig. 124), les indicateurs biologiques s'accordent avec des milieux relativement peu profonds du domaine infralittoral : dominance des Ostracodes ornés et surtout présence de Dasycladales du genre **Tersella** (CUBAYNES et DELOFFRE, 1984).

Dans la région de Villefranche-de-Rouergue (Coupe de la décharge municipale Fig.), nous avons retrouvé des "prairies" de **Tersella quercyensis** CUBAYNES et DELOFFRE, en place, avec leurs pédoncules bien conservés. Ces Dasycladales vivent dans la zone photique ce qui, même en supposant des eaux très claires, implique des profondeurs maximales de 60 à 70 m.

L'étude du Carixien et du Domérien nous a conduit à proposer, pour ces époques, un modèle de bassin (Fig. 124) plus profond et plus subsident dans la région grésignole que dans les régions de Villefranche, Figeac ou Capdenac. La même organisation générale se retrouve lors du dépôt des Schistes carton.

Nous proposons donc une profondeur de 50-70 m maximum, probablement moins, dans la région de Villefranche-de-Rouergue et de 100 m maximum dans la région grésignole pour le dépôt des Schistes carton.

APOSTOLESCU (1967) estime à environ 100 m l'épaisseur de la tranche d'eau, au moment du dépôt des Schistes carton. FUSE (1960), VOILLOT (1965), RIOULT (1967) suggèrent des dépôts de mers peu profondes et calmes. HAL-LAM (1967) estime la profondeur à 15-30 m.

b - Conditions de dépôt

Le faciès "schiste-carton" se caractérise par :

- son varvage,
- sa richesse en Nannofossiles,
- un microplancton diversifié,
- un matériel amorphe sapropélique,

- la rareté ou l'absence de faunes benthiques,
- la présence d'organismes nectoniques : Poissons, (très abondants), Ammonites et Bélemnites (très rares),
- son extension géographique puisque ce faciès marque la base du Toarcien sur la plus grande surface du bassin quercynois,
- son synchronisme avec une transgression marine connue à l'échelle planétaire,
- enfin la présence constante de fissures ouvertes orientées N-S à N 20° E témoignant d'une extension E-W à ESE-WNW.

Le faciès "schiste-carton" apparaît ainsi comme un faciès confiné probablement lié à une transgression marine et à des phénomènes extensifs.

Dans la nature actuelle, le plus typique des bassins confinés est la mer Noire. Pour expliquer les conditions particulières qui y règnent sur 80 % des fonds et imposent une sédimentation uniforme depuis 3000 ans, DEUSER (1974) propose le modèle suivant :

- a - une montée générale du niveau marin (9000 ans A.C.) provoque le passage, par le Bosphore, d'une grande quantité d'eau salée de la Méditerranée à la mer Noire.
- b - Ces eaux salées franchissent le seuil et, plus denses, s'écoulent vers les fonds marins. Elles provoquent l'établissement graduel d'une stratification des eaux par densité.
- c - Les phénomènes de circulation verticale des eaux marines étant perturbés, l'approvisionnement en oxygène des eaux de fond se limite à celui des eaux provenant de la Méditerranée.
- d - Le flux de matière organique atteignant les fonds marins devient alors trop important par rapport à la quantité d'oxygène disponible pour sa dégradation. Toutes les conditions se trouvent ainsi réunies pour que cette matière organique se fossilise dans des conditions anaérobies.

Dans les 3000 dernières années se sont déposés, sur ces fonds de la mer Noire, de 0,20 m (à l'Ouest) à 1 m (à l'Est) de sédiments varvés : une alternance de lits calcitiques riches en coccolithes et de lits sombres riches en matière organique (jusqu'à 100 lits/cm d'épaisseur). Le taux de cette sédimentation saisonnière (ROSS et al., 1970), pourrait atteindre localement de 0,06 à 0,30 m par 1000 ans.

Une telle séquence d'événements fournit un modèle qui nous paraît applicable au bassin quercynois.

La limite Domérien-Toarcien se caractérise par des mouvements extensifs. Cette nouvelle phase de "rifting" est soulignée, dans la partie la plus subsidente du bassin, par l'existence de fissures ouvertes N-S à N 20° E au toit de la Barre à Pecten [horizons I et II] et dans la formation des Schistes carton [horizon III].

La distension E-W à ENE-WSW (probablement couplée avec un faible allongement de direction N-S) provoque un encaissement du bassin par rapport à ses marges (marge rouergate, région de Capdenac) avec toujours une tectonique en blocs basculés (Fig. 96) qui crée des dépressions subsidentes séparées par des zones hautes moins subsidentes. Cette topographie irrégulière des fonds marins perturbera la circulation des courants de fond et contribuera à isoler des secteurs du bassin où le renouvellement des eaux de fond ne pourra s'effectuer.

En même temps, le bassin quercynois se trouverait momentanément séparé des mers épicontinentales par une ligne de seuils Nègrepelisse - Castelsarrasin qui fonctionnait déjà au Carixien (faciès réduits du Carixien):

Dans un tel contexte, l'arrivée des eaux toarciennes provoquerait d'abord une sédimentation marneuse normale [horizon II - base de l'horizon III], puis la stratification des eaux s'opérant, les conditions de dépôt des Schistes carton seraient obtenues.

Sur les bordures du bassin et sur les "zones-hautes", les conditions euxiniques sont moins bien réalisées. Après un épisode carbonaté se développe une sédimentation argileuse réductrice ou semi-réductrice, les apports en matière organique ne dépassant guère les possibilités d'oxydation des eaux de fond (Saint-Martin-Labouval, Saint-Igest).

Sur les seuils (Capdenac, Salles-la-Source) où circulent des eaux bien oxygénées, se déposent des argilites jaunes à oolites phosphatées et oolites ferrugineuses.

c - Signification des faunes des Schistes carton

En Grésigne nous avons retrouvé de minces lumachelles à *Astarte* et *Lucinaceae* dans le faciès "schiste-carton". Il est difficilement concevable que ces fouisseurs légers, s'installant dans la pellicule superficielle du sédiment, aient pu se développer dans des conditions strictement euxiniques.

Il faut admettre une oxygénation sporadique, même limitée, du milieu de dépôt puis la destruction brutale de ces populations d'individus de petite taille avec le retour à de strictes conditions anaérobies.

L'oxygénation sporadique des eaux de fond et de l'interface eau-sédiment peut être due soit à un apport d'oxygène par des courants, soit à une nette réduction du flux de matière organique arrivant sur le fond.

L'absence de toute trace de courant, la dispersion des restes de *Leptolepis* sur 15 à 20 cm², soulignent le calme extrême du milieu de dépôt et nous poussent à retenir la deuxième hypothèse.

Le mode de vie des *Bositra* [*Posidonomya*] est discuté. JEFFERIES et MINTON (1965) considèrent ces représentants des *Pterioideae* comme des nageurs libres mais la morphologie de la coquille, la musculature, indiqueraient, selon KAUFFMAN (1969), un mode de vie benthique.

Les *Pseudomytiloides* peuvent vivre fixés par leur byssus à des bois flottés : leur présence s'explique donc facilement, les lignites étant fréquents dans les Schistes carton.

L'essentiel des faunes se concentre à la partie supérieure des Schistes carton, dans les niveaux bruns où le varvage devient moins net. Tout se passe comme si, après un épisode euxinique, les fonds marins devenaient de plus en plus souvent et de mieux en mieux oxygénés.

Les *Leptolepis* forment des populations abondantes mais monospécifiques. Les Ammonites sont représentées par des formes juvéniles abondantes et par des individus écrasés, les Bélemnites restent extrêmement rares. Ces observations concordent avec l'image de milieux confinés isolés des mers épicontinentales par des "barrières écologiques" empêchant une colonisation par les organismes nectoniques.

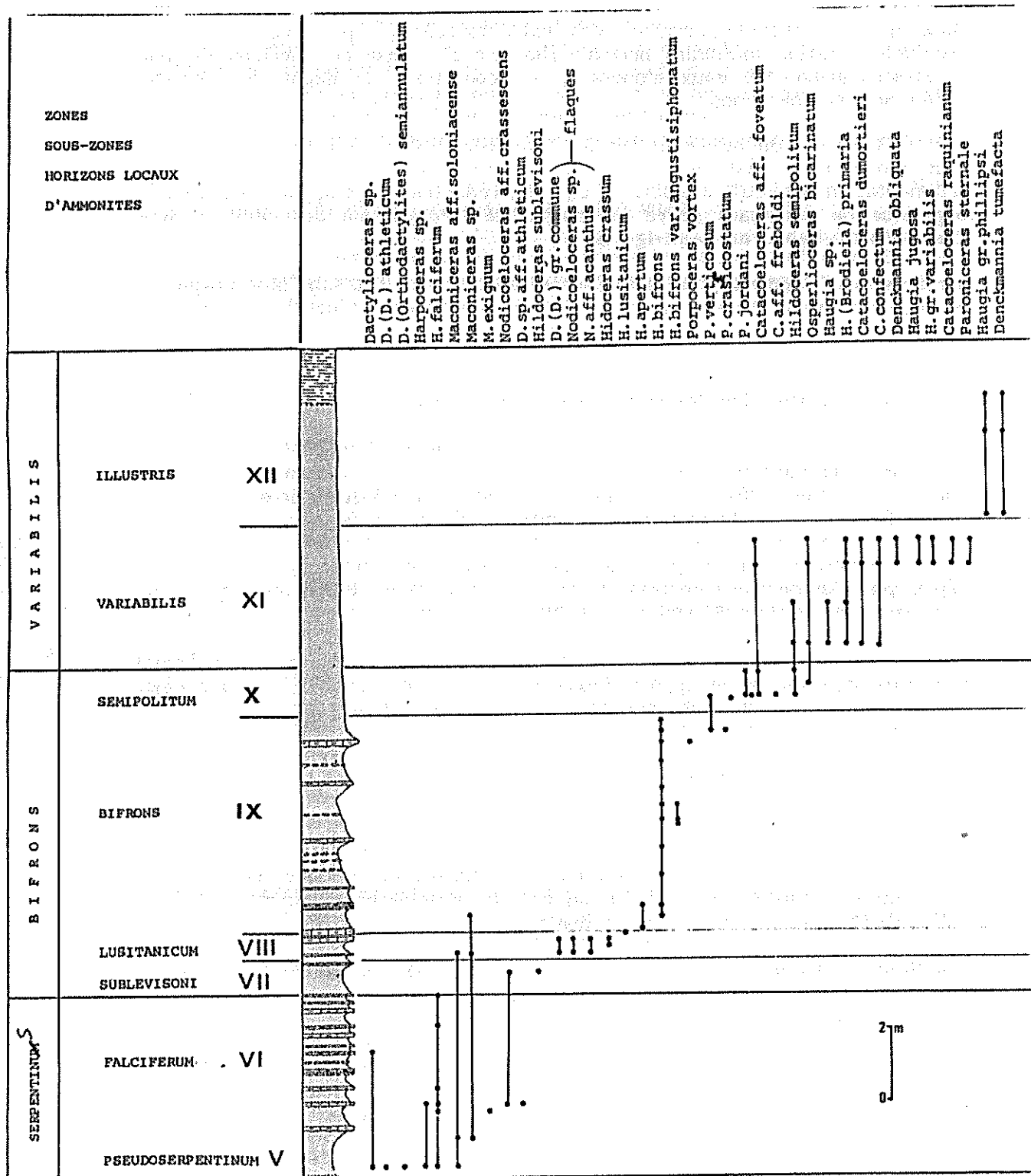


Fig. 144 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, le membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras* dans la coupe-type de Penne. Répartition stratigraphique des Ammonites et biostratigraphie.

Ces barrières peuvent être des seuils mais aussi de vastes algueraies flottantes, denses, à l'image de l'actuelle mer des Sargasses (ROGER, 1977).

d - Taux de sédimentation

Le faciès "schiste-carton" s'inscrit en totalité dans les horizons III et IV, soit une durée d'environ 400.000 ans (comm. orale de Mr. l'Abbé MOUTERDE).

M. HANZO (1979) attribue aux Schistes carton un facteur de décompaction voisin de 8.

En Grésigne, l'épaisseur des Schistes carton atteint 3 m, elle est de 1,60 m à Villefranche-de-Rouergue, de 1,30 m à 3,20 m dans la région de Figeac.

Les Schistes carton auraient donc pu se déposer sur une épaisseur initiale de 10 à 24 m en 400.000 ans, soit un taux de sédimentation variant de 0,025 à 0,06 m/1000 ans (ce dernier chiffre étant comparable avec les taux de sédimentation actuels à l'ouest de la mer Noire).

e - Conclusion :

Le faciès "schiste-carton" traduirait l'avancée des mers toarciennes sur la plate-forme quercynoise dans un contexte général distensif.

Ce faciès euxinique resulterait d'un encaissement du bassin par rapport à ses marges et du rehaussement (relatif) de seuils et de horsts isolant des parties du bassin et empêchant une circulation normale des eaux. La mauvaise oxygénation des eaux de fonds et de la partie superficielle du sédiment provoquerait alors des modifications dans l'activité des populations de Bactéries (une activité anaérobie remplaçant une activité aérobie et donc des fermentations de type méthanique remplaçant les processus respiratoires).

Le climat humide et chaud, de type tropical, qui régnait sur une partie de l'Europe au Toarcien, aurait favorisé le maintien de conditions euxiniques dans ces mers épicontinentales (APOSTOLESU, 1967).

2.2. - LE MEMBRE DES MARNES ET CALCAIRES A HILDOCERATIDES

Dans cette partie nous étudierons successivement :

- la coupe-type de Penne,
- l'évolution latérale du membre, de la Grésigne à la région de Capdenac,
- la composition et la signification des macrofaunes puis des microfaunes.

2.2.1. - Coupe-type de Penne

a - Situation de la coupe (Fig. 62 A.8).

Carte IGN au 1/50.000e, Nègrepelisse en $x = 399,325$ et $y = 4881,012$. La coupe se situe à 950 m au SE de Penne, le long de la route reliant la départementale D 33 à Penne. Cette coupe s'observe du SE au NW.

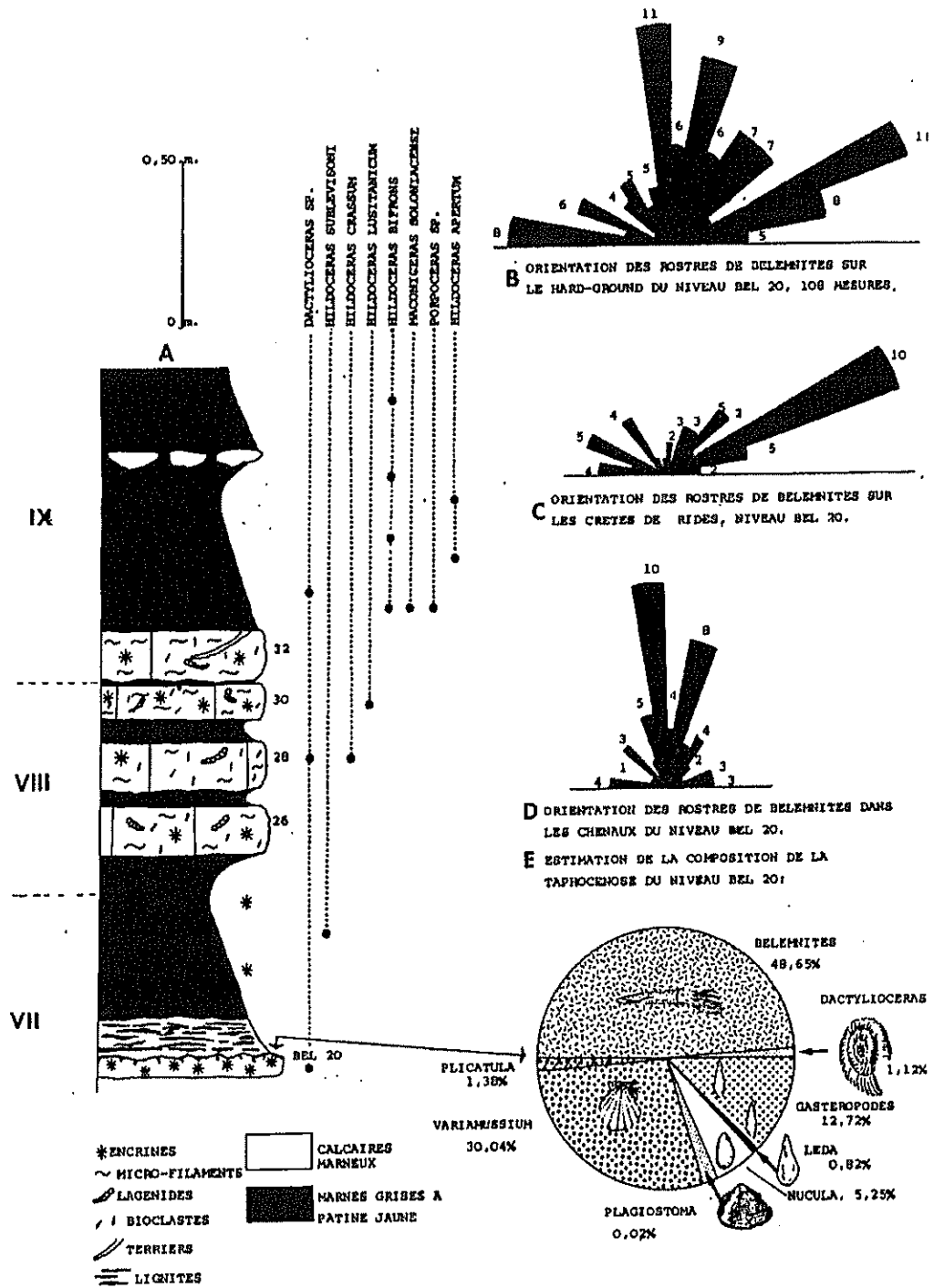


Fig. 145 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, le membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras* dans la coupe de Belaygue.

b - Description de la coupe PL 21.6

Le membre des Marnes et calcaires à **Hildoceras** comprend, de bas en haut (Fig. 144).

Horizon IV : le niveau de condensation à *Pseudoserpentinum*,

Horizon V : 1,50 m de marnes grises,

Horizon VI : 11,5 à 12 m d'une alternance marnes grises - bancs calcaires décimétriques,

Horizon VII : 12 m de marnes grises à patine jaune.

Dès la base de l'horizon VI, les marnes présentent des marno-calcaires gris en petits bancs de 0,10 cm à 0,15 cm, d'une régularité parfaite.

La régularité et l'étendue de ces bancs, de la vallée de la Vère (Bruniquel) jusqu'à la région de Caylus et de Puylagarde, souligne l'uniformité de la sédimentation dans cette partie du bassin.

Les bancs centimétriques se résolvent latéralement en lits de nodules tandis que les bancs décimétriques prennent l'aspect en "rangs-de-pavés" (CARAVENCHIN, 1898). La base des bancs présente de nombreuses figures de charge et de rares chenaux (N-S à N 20° E).

Du sommet de l'horizon VI à l'horizon VIII, les bancs calcaires se développent, prenant localement une importance comparable à celle des marnes [horizon VI] mais cependant ne deviennent jamais prépondérants.

A la limite des horizons VII et VIII, un double banc de marno-calcaire à **Hildoceratidae** forme un niveau repère qui se suit, en affleurement, de Bruniquel à Caylus et à Villefranche-de-Rouergue.  PL 21.5-6

Synchrone sur cette partie du bassin, il permet d'évaluer la condensation progressive des horizons IV à VIII, du SSW vers le NNE (Fig. 148).

Dans l'horizon IX, la sédimentation marneuse devient prépondérante. Les bancs calcaires subordonnés s'espacent ou sont remplacés par des lits réguliers de nodules calcaires renfermant le plus souvent des bioclastes ou un **Hildoceras**. Le dernier banc calcaire décimétrique de l'horizon IX ravine légèrement les marnes sous-jacentes.

Au sommet de cet horizon, puis dans les horizons X, XI et XII, la sédimentation devient exclusivement marneuse.

c - Les microfaciès

Les bancs calcaires présentent deux types de microfaciès qui ne diffèrent que par la présence ou l'absence de microfilaments :

- des biomicrites mudstone et pyriteuses, à très rares quartz silteux, sections circulaires de tubulures remplies de pyrite (terriers de micro-Annélides ?) ; bioclastes de crinoïdes à réseau pyritisé, de lamellibranches, rares filaments, *Nodosariidés* très bien conservés, à remplissage pyriteux (10 à 20 par lames). Le nombre de bioclastes de crinoïdes diminue progressivement de la base au sommet (il passe de 30 à 5 par lame), les bioclastes de lamellibranches restent rares (2 à 3 par lame) comme ceux de gastéropodes.  PL 22.

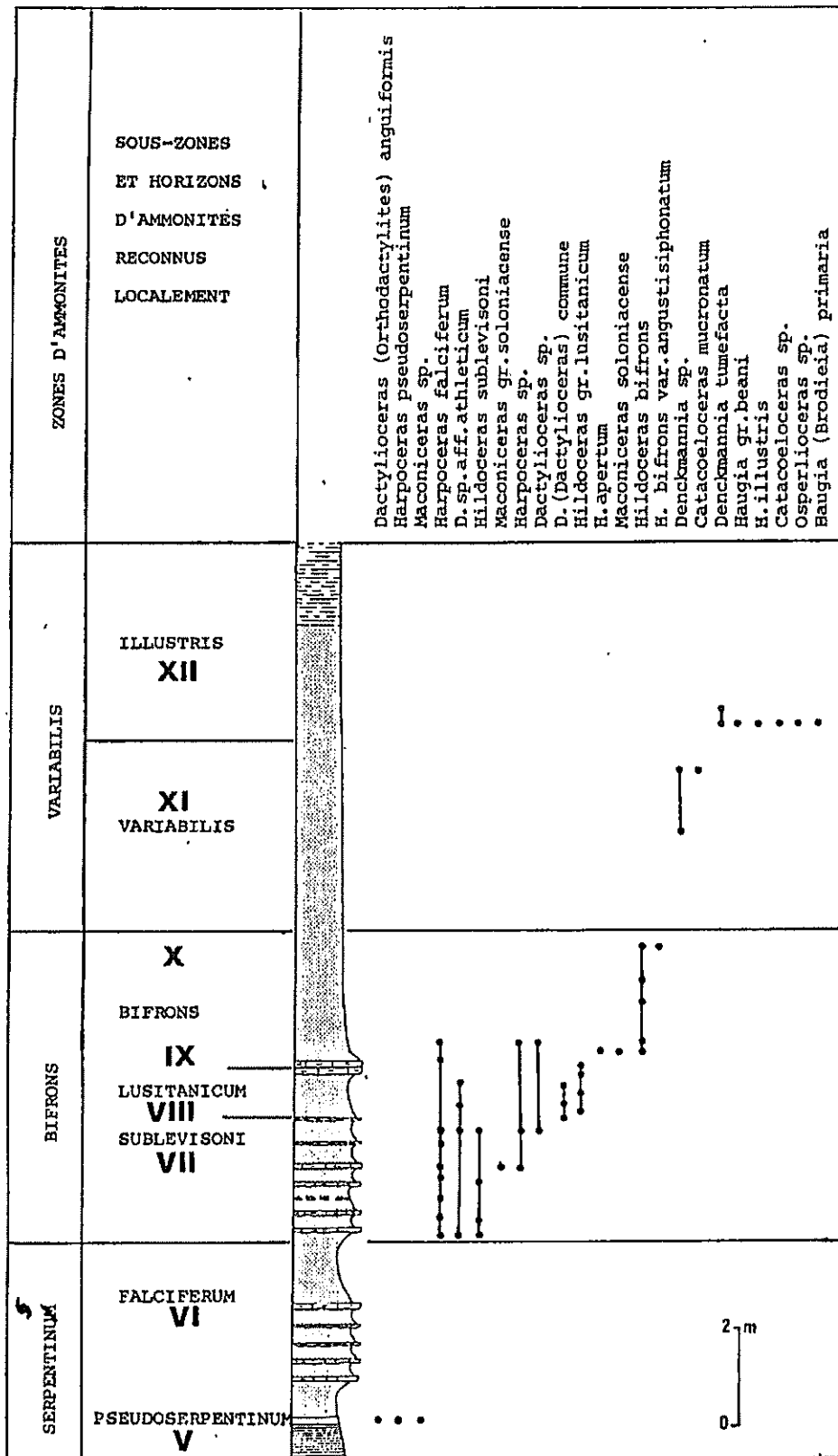


Fig. 146 : Formation des Marnes et calcaires de Penne : le membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras* dans la coupe du Barry-de-Cas et de Caylus.

- des biomicrites mudstone-wackestone, pyriteuses et bioturbées, à rares quartz silteux, sections circulaires de tubulures à remplissage pyriteux et microfilaments (niveaux 30, 32, 38 et 42). Les traces de fouissage disposent les "filaments" en rhéoglyphes.  PL 22.4

2.2.2. - La coupe de Belaygue

a - Situation de la coupe :

Carte IGN au 1/50.000e Nègrepelisse en x = 402 et y = 4883. La coupe est observable, 25 m à l'est de la départementale D 168, au lieu dit "le Combal", 450 m au nord du village de Belaygue.

b - Description de la coupe :

Cette coupe montre une organisation particulière, avec de bas en haut (Fig.

- horizon VII à Sublevisoni :

. un banc calcaire de 15 à 20 cm d'épaisseur s'achève par un hard-ground local (BEL 20) ferrugineux, à riche taphocénose.

Ce niveau est, en base de banc, une biomicrite packstone passant à une biosparite grainstone dans la partie médiane, puis à une biomicrite wackestone ferrugineuse en sommet de banc (remplissage des interstices d'un "sable" bioclastique par le dépôt d'une vase fine). Il s'agit d'une accumulation d'articles de crinoïdes (dominants) et de Bélemnites, avec des bioclastes de gastéropodes, brachiopodes, lamellibranches et annélides. Les Nodosariidés restent rares.  PL 23.

- . 10-15 cm de marnes ferrugineuses à lignites,
- . 30 cm de marnes grises.

Le hard-ground sommital présente un système de petits chenaux de largeur décimétriques, irréguliers et d'axe N-S à N 20° E (Fig. 145 B, C et D).

Les rides et crêtes mamelonnées, d'axe N 60° - N 80° E, portent des Bélemnites orientées en majorité N 70° - N 80° E.  PL 23

Une estimation de la taphocénose, accumulée par les courants à cet endroit, est reportée sur la planche (Fig. 145). L'épifaune, avec *Propeamussium* (P.) *pumilus* (LAMARCK), *Plagiostoma gigantea* (SOWERBY), P. sp., *Purpurina* (*Pseudalaria*) *patroclus* (d'ORBIGNY), domine une endofaune de fouisseurs légers composée de *Nucula* et de *Leda*.

Une telle taphocénose reflète des biocénoses locales et indique l'existence de courants locaux relativement compétents pour transporter post-mortem, puis accumuler, les coquilles dans des dépressions ou des chenaux.

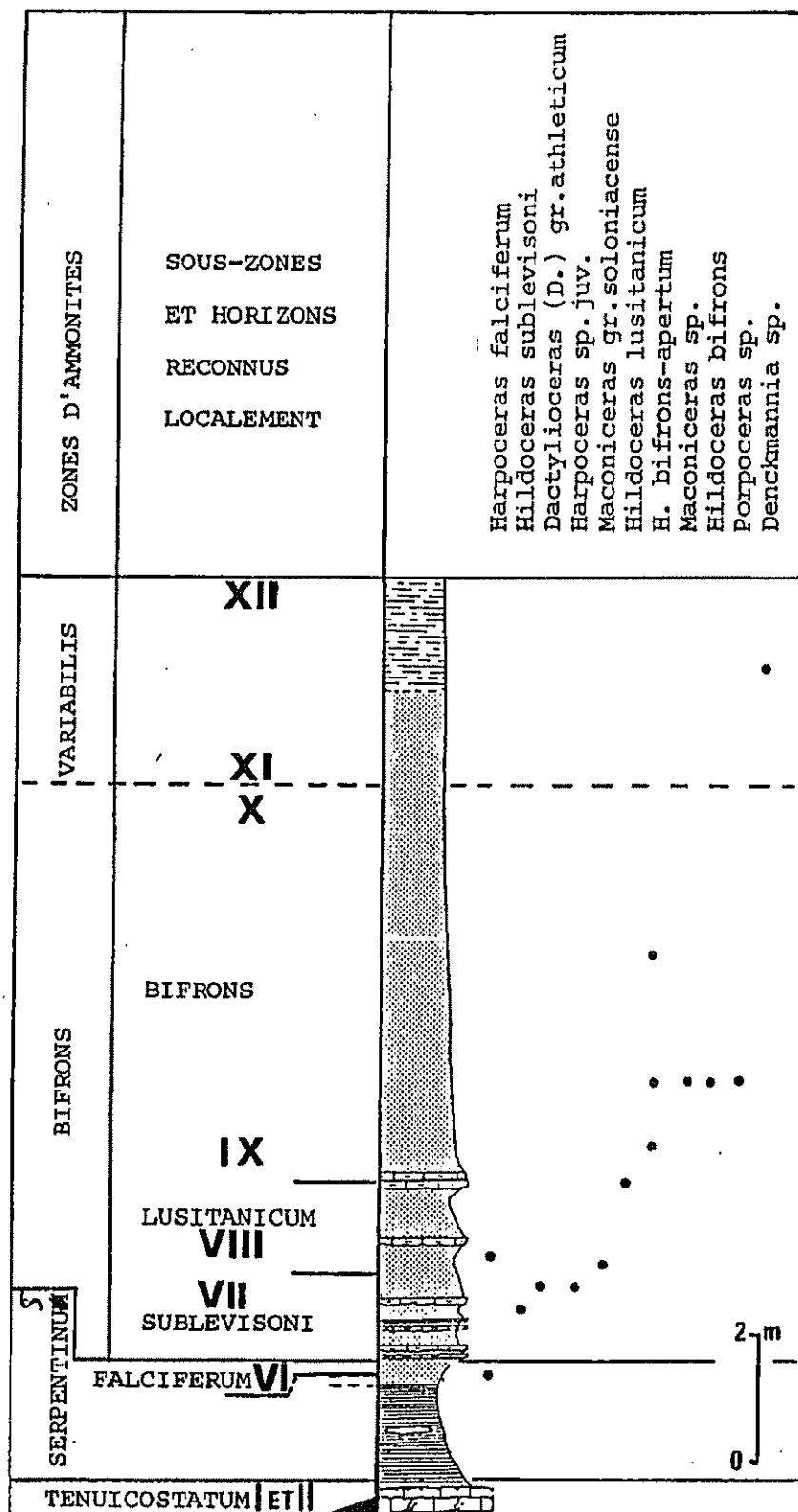


Fig. 147 : Formation des Marnes et calcaires de Penne dans la coupe "VOC".

- horizon VIII à Lusitanicum :

. trois bancs calcaires décimétriques dont l'épaisseur maximale cumulée atteint 50 cm.

Les bancs 26 et 28 ont une épaisseur de 14 à 15 cm et une forme lenticulaire. Latéralement leur épaisseur diminue rapidement, puis ils disparaissent.

Ce sont des biomicrites pyriteuses, bioturbées, à très rares quartz silteux, à microfilaments, avec des sections circulaires de tubulures remplies de pyrite.

Les bioclastes, épars et rares, sont des débris sparitisés de lamellibranches ou de rares articles de crinoïdes à réseau pyritisé. Les Nodosariidés, abondants, sont représentés par *Lenticulina* sp. s.s.

- horizon IX à Bifrons :

. 15 cm de biomicrites pyriteuses à "microfilaments" avec des terriers subverticaux (Crustacés) (32),

. 1 m de marnes grises à lits réguliers de nodules calcaires.

2.2.3. - Coupe de la départementale D 9

a - Situation

Carte IGN au 1/50.000e Nègrepelisse en x = 399,07 et y = 4881,625. La coupe se situe 650 m au NNE de Penne le long de la D 9, sur la ligne droite précédant le carrefour des départementales D 9 - D 33.

b - Description de la coupe :

Elle est identique à la coupe-type relevée au SE de Penne mais :

- l'horizon à Sublevisoni présente ici, au sein des marnes grises, des meules calcaires métriques. Elles apparaissent comme des biomicrites packstone pyriteuses à *Dactylioceras* (D.) gr. commune, avec une accumulation de bioclastes souvent sparitisés de lamellibranches, annélides, brachiopodes, gastéropodes et bryozoaires (rares). Les Nodosariidés, dont *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*, sont associés à des Lituolidés comme *Haplophragmoides* sp.  PL 22.1

Les biomicrites présentent de rares intraclastes qui pourraient provenir de l'érosion des bords de chenaux et de petites oolithes α à gros nucleus (8 à 15 par lame).

Cette sédimentation suggère l'image de courants balayant les fonds marins, assez forts pour déplacer les débris puis les accumuler dans de petites dépressions mais sans pouvoir les remobiliser par la suite.

Ce dispositif semble l'équivalent de celui observé à Belaygue dans le même horizon.

- dans l'horizon à Lusitanicum [VIII] apparaît un banc lenticulaire

d'étendue décamétrique et de 0,15 m d'épaisseur, comme sur la coupe de Belaygue (chenal d'axe N 20°E).

2.2.4. - Evolution latérale du membre le long de la vallée de la Bonnette

De la région de Penne à celle de Puylagarde-Memer, les horizons VI à X se condensent progressivement du S au N comme le montrent les coupes de Penne (Tarn), du Barry-de-Cas, de Caylus et la coupe "Voc".

a - Situation des coupes

Coupe de Penne : (Fig. 62 A.8)

Coupe du Barry-de-Cas : Carte IGN au 1/50.000e Caussade (Fig. 114 A.2) en x = 402,075 et y = 4895,375. La coupe s'observe au NE de la route départementale D 9 - à 5 km au SSW de Caylus.

Coupe de Caylus : Fig. 114 A.5

Coupe "Voc" (Fig. 114 B.1)

b - Evolution latérale de Penne à Caylus

Les horizons VI, VII et VIII ne présentent aucune variation significative d'épaisseur mais, vers le Nord, les biomicrites mudstone deviennent wackestone et s'enrichissent en bioclastes d'animaux benthiques, avec de 20 à 30 articles de crinoïdes par lame dont 0 à 5 articles de pentacrines.

Les *Nodosariidés* deviennent également plus abondants avec un minimum de 20 à 25 individus par lame.

Les biomicrites à "filaments" du double blanc [passage de l'horizon VIII à l'horizon IX] deviennent franchement wackestone avec des oolithes α (5 par lame, en moyenne, à Caylus).

L'horizon IX [horizon à Bifrons] présente, dans la région de Penne, une alternance marnes-calcaires qui n'apparaît pas sur les coupes de la vallée de La Bonnette.

Sur la coupe du Barry-de-Cas, 0,60 m au-dessus du double banc, apparaît un niveau (FCAS 58) irrégulier de miches calcaires à surface ferrugineuse et à riche taphocénose de *Bélemnites*, *Propeamussium (P.) pumilus* (LAMARCK), *Astarte* sp., *Plagiostoma gigantea* (SOWERBY) et *P. sp.* Il pourrait s'agir là d'une condensation de l'horizon à Bifrons, beaucoup plus développé dans la région grésignole.

c - Evolution latérale de Caylus à "Voc"

La diminution d'épaisseur, d'Ouest en Est, des horizons VI à VIII devient beaucoup plus sensible.

Au niveau du double banc, les biomicrites wackestone pyriteuses à "microfilaments" sont plus riches en bioclastes sparitisés de lamellibranches et brachiopodes, en encrines à réseaux pyritisés et en oolithes. Celles-ci apparaissent soit à l'état de fantômes sparitisés, soit avec leur structure lamellaire concentrique bien conservée autour d'un nucleus (débris de crinoïde ou de lamellibranches).

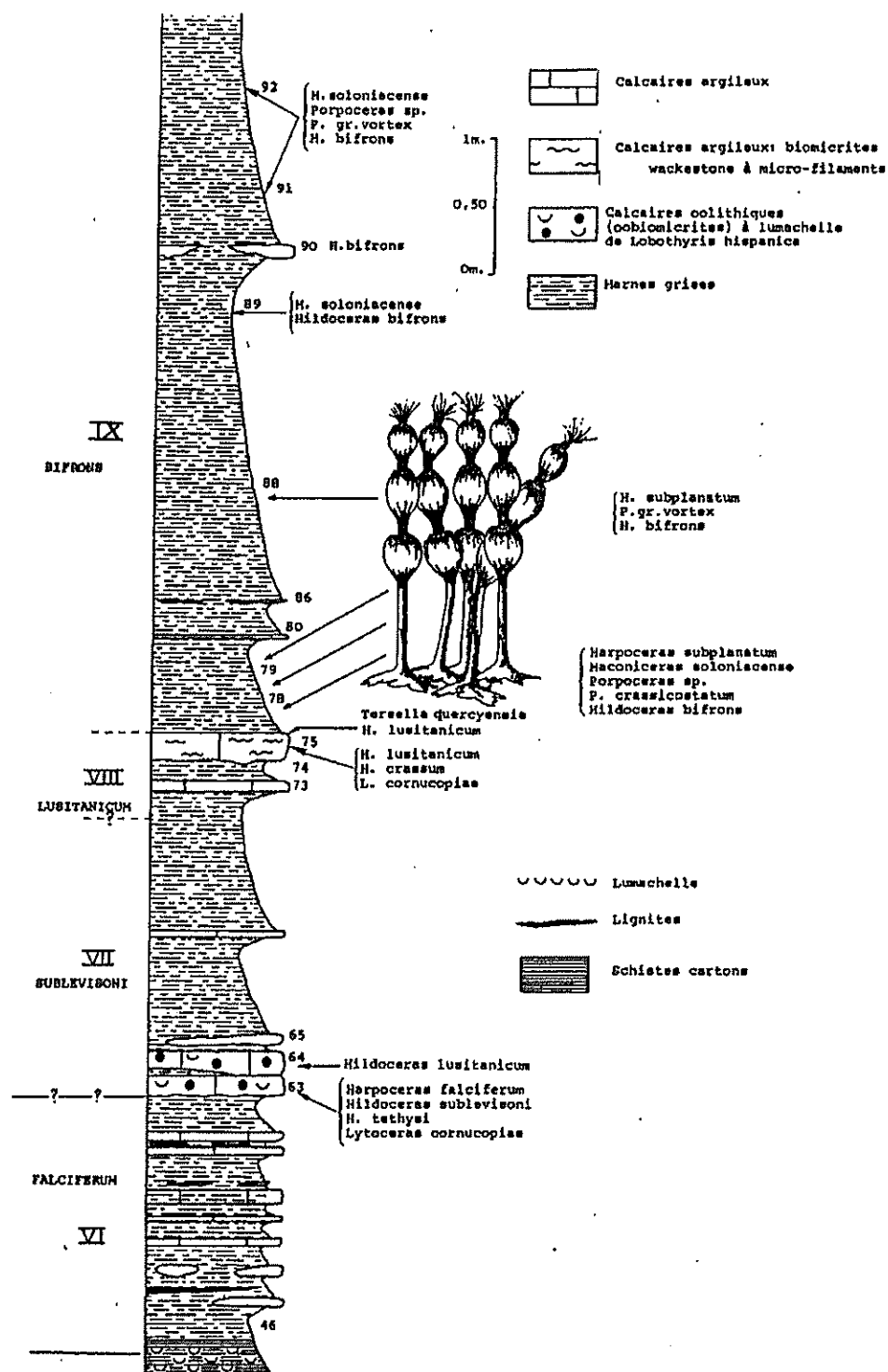


Fig. 149 : Formation des Marnes et calcaires de Perne : le membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras* dans la coupe de Villefranche-de-Rouergue.

2.2.5. - Coupe de Villefranche-de-Rouergue

a - Situation de la coupe (Fig. 119)

Carte IGN au 1/50.000e Villefranche-de-Rouergue en $x = 422,6$ et $y = 4914,75$ - la coupe est observable dans la nouvelle décharge municipale, 500 m au sud de Rulhe (Fig. 119).

b - Description de la coupe

Nous avons profité de travaux dans cette décharge pour relever la coupe d'une partie des Marnes et calcaires à *Hildoceras* [horizons VI à IX pro-parte].

Nous avons observé, au-dessus des Schistes carton, la succession stratigraphique suivante (Fig. 149)

- niveaux 46 à 63 : 1,80 m de marnes grises à bancs subordonnés de calcaires gris avec *Harpoceras falciferum* (SOWERBY) [horizon VI].

Les marnes sont riches en bois flottés : débris ligniteux métriques souvent épais de 3 à 5 cm.

- niveaux 63-64 : 0,30 m d'oobiomicroite packstone à oolites ferrugineuses et phosphatées, avec des biostromes à *Lobothyris hispanica* (DUBAR), *Harpoceras falciferum* (SOWERBY) (formes E et X), *Hildoceras sublevisoni* FUCINI, *H. tethysi* GECZY et de très abondants *Lytoceras cornucopiae* (YOUNG et BIRD), puis *H. lusitanicum* MEISTER, indiquent le passage de l'horizon VI à l'horizon VII, avec une légère condensation probable, à la limite de ces deux horizons,

- niveaux 65 à 74 : 1,90 à 2 m de marnes grises à rares bancs calcaires,

- niveau 75 : 0,20 m de biomicrites wackestone à microfilaments avec *Lytoceras cornucopiae* (YOUNG et BIRD), *Hildoceras crassum* MITZOPoulos et *H. lusitanicum* MEISTER [horizon VIII pars]. La surface supérieure du banc 75 présente une population monospécifique de *H. lusitanicum*,

- niveaux 76 et sq : 5,50 m de marnes grises à patine jaune, à rares bancs subordonnés de calcaires gris. Ces marnes renferment :

- niveau 78 à 79 : de nombreuses *Tersella quercyensis* CUBAYNES et DELOFFRE (1984) avec leurs pédoncules fins, épigenés en pyrite. Elles sont associées à de nombreux *Sphaeroidothyris decipiens* (DESLONGCHAMPS) et à *Harpoceras subplanatum* (OPPEL) juv., *Maconiceras soloniacense* (LISSAJOUS), *Porpoceras crassicostatum* GUÉX, *P. gr. vortex* (SIMPSON), *Hildoceras bifrons* (BRUGUIÈRE) [horizon IX],

- niveau 88 : biocénoses à *Tersella quercyensis* et à *Sphaeroidothyris decipiens*, *Harpoceras subplanatum*, *Porpoceras gr. vortex* et *Hildoceras bifrons*,

- niveau 89 : biocénoses à *T. quercyensis* et *S. decipiens* avec *Maconiceras soloniacense* (LISSAJOUS) et *H. bifrons*,

- niveau 90 : meules de biomicrites packstone à *H. bifrons* avec d'abondantes Bélemnites,

- niveaux 91 et 92 : *T. quercyensis*, *S. decipiens* avec *M. soloniacense*, *Porpoceras sp.*, *P. gr. vortex* et *H. bifrons*.

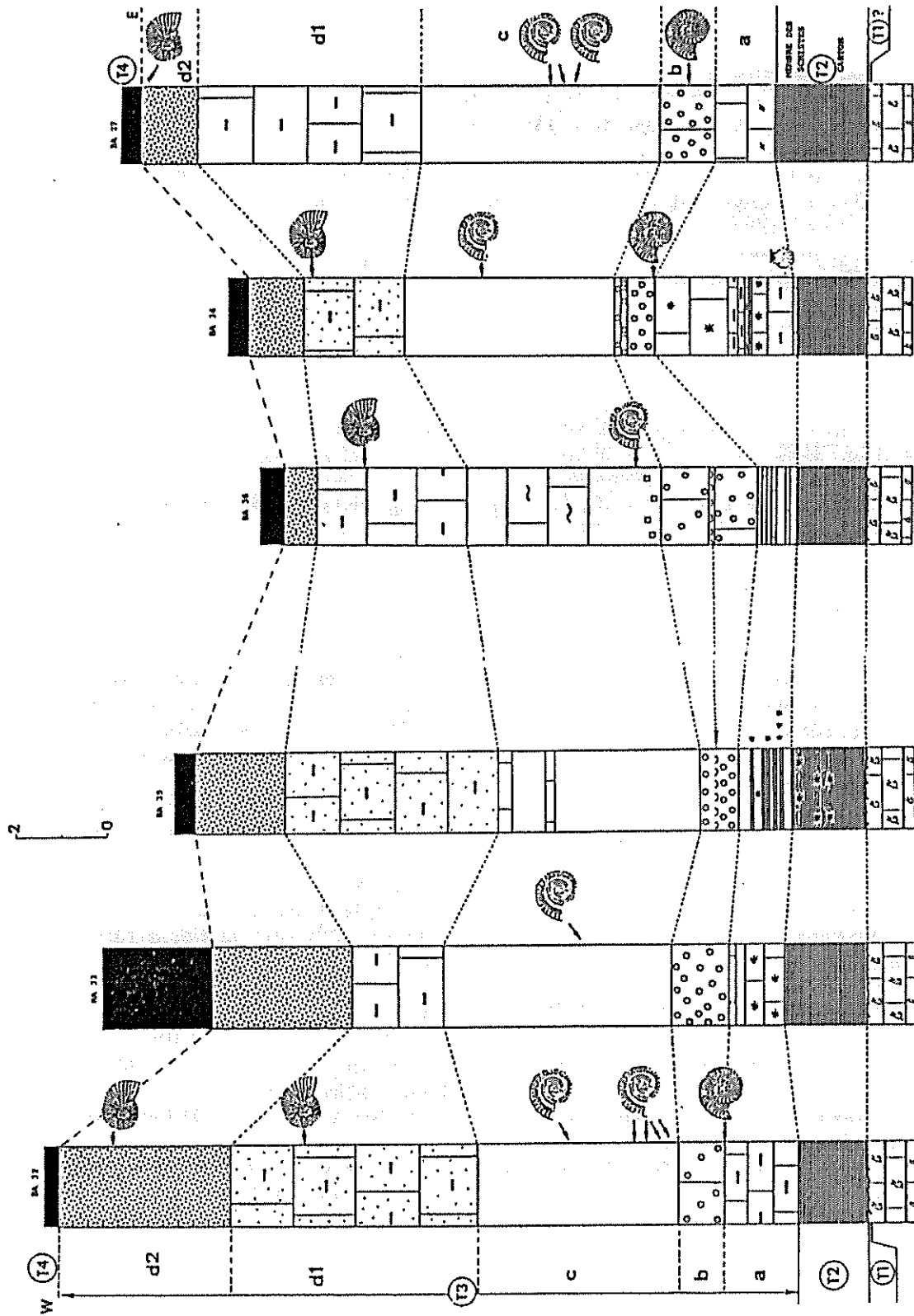


Fig. 150 bis: Formation des Marnes et calcaires de Penne dans les sondages de Figeac-Bel-Air (sondages BA 32, 33, 35, 36, 34 et 27, situation Fig. 54, axe III).

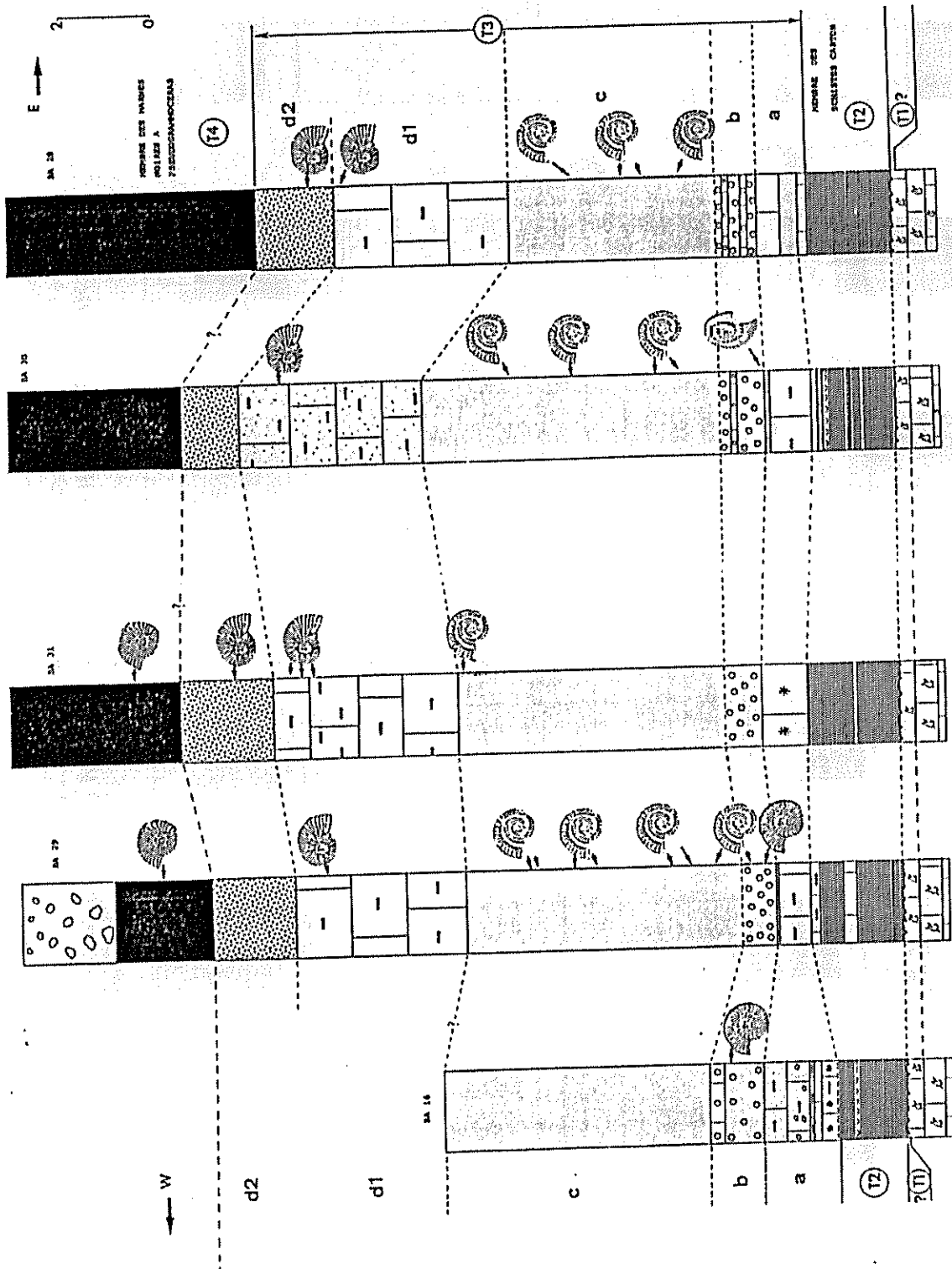


Fig. 150 : Formation des Marnes et calcaires de Pennes dans les sondages de Figeac-Bel-Air (sondages BA 16-29-31-30 et 28, situation Fig. 54, axe IV).

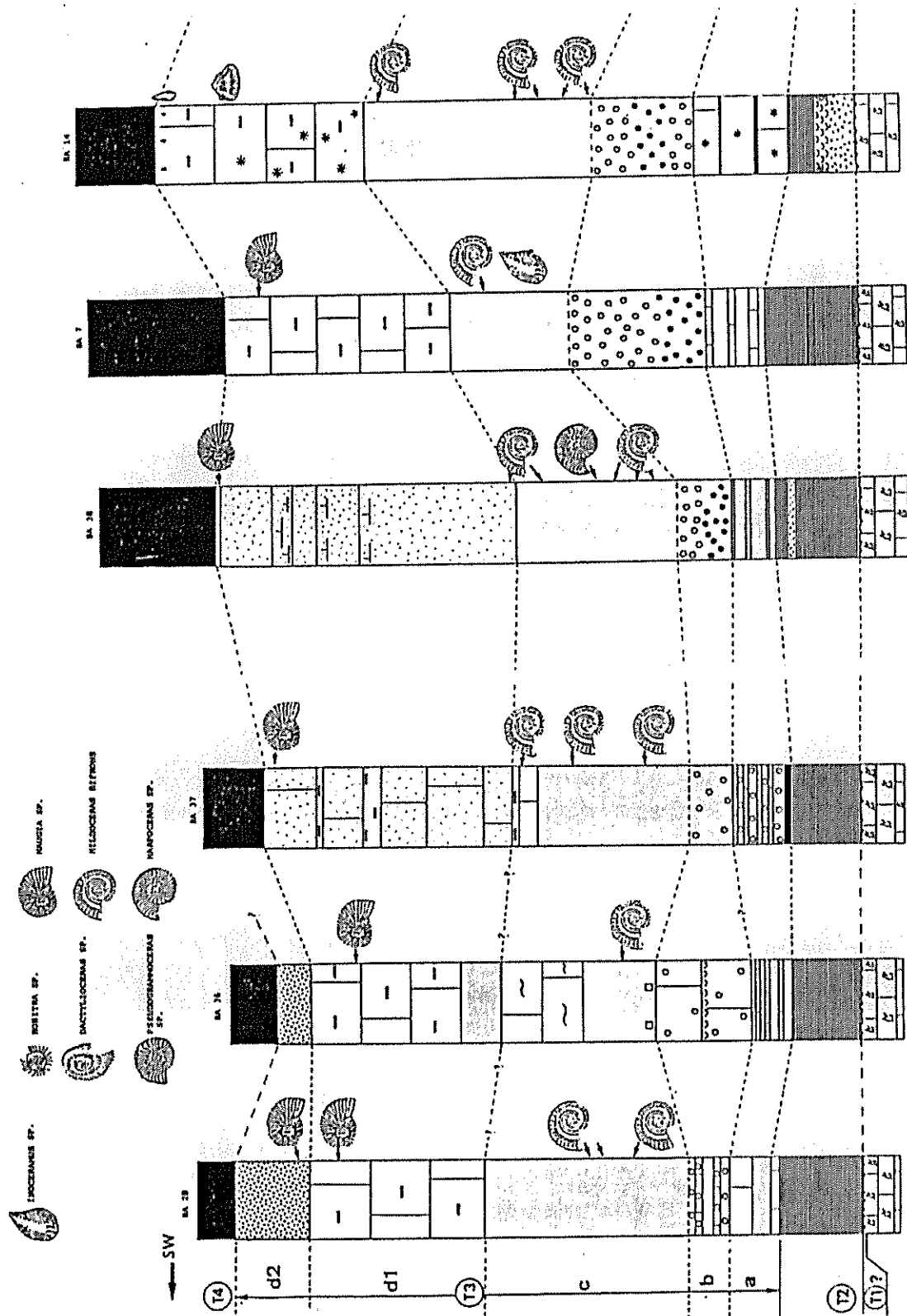
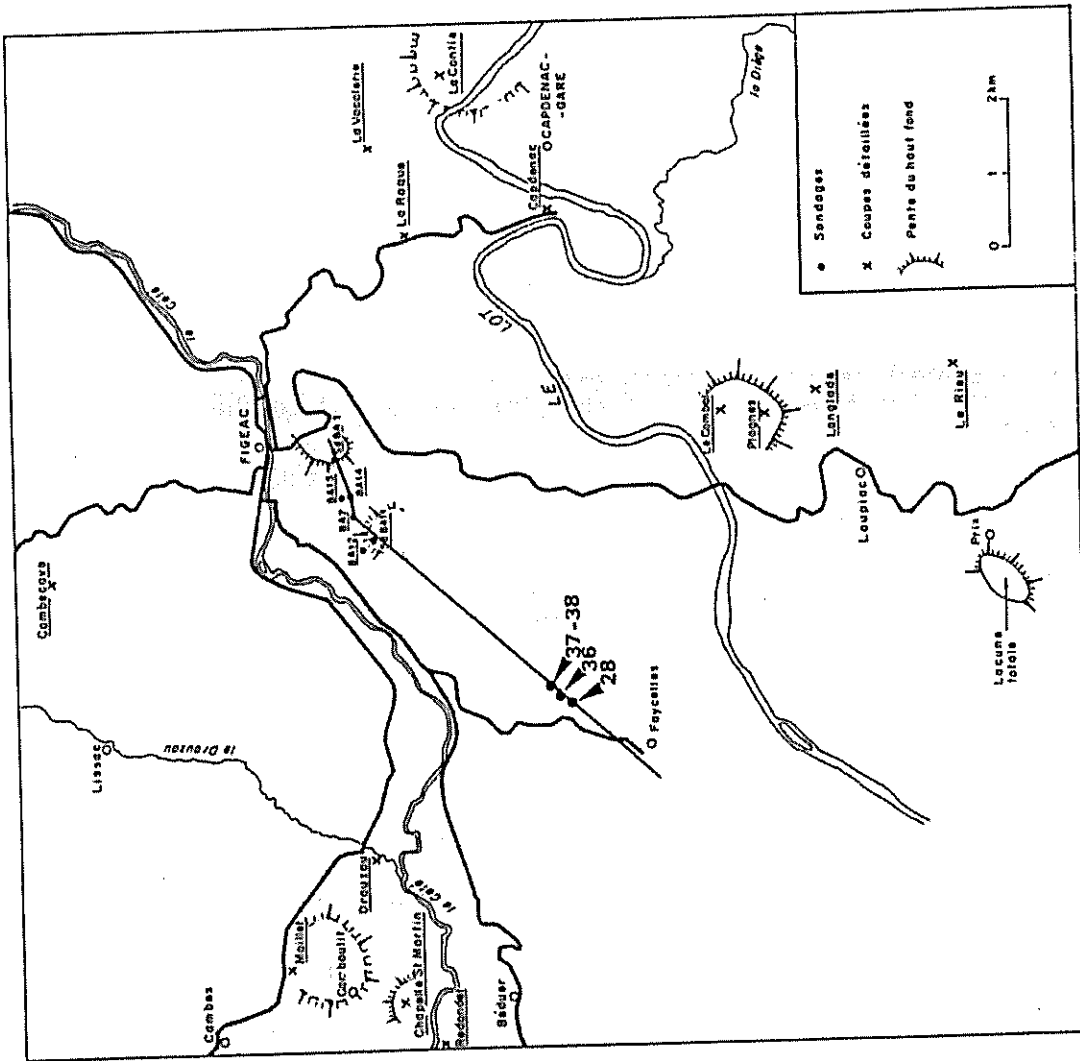
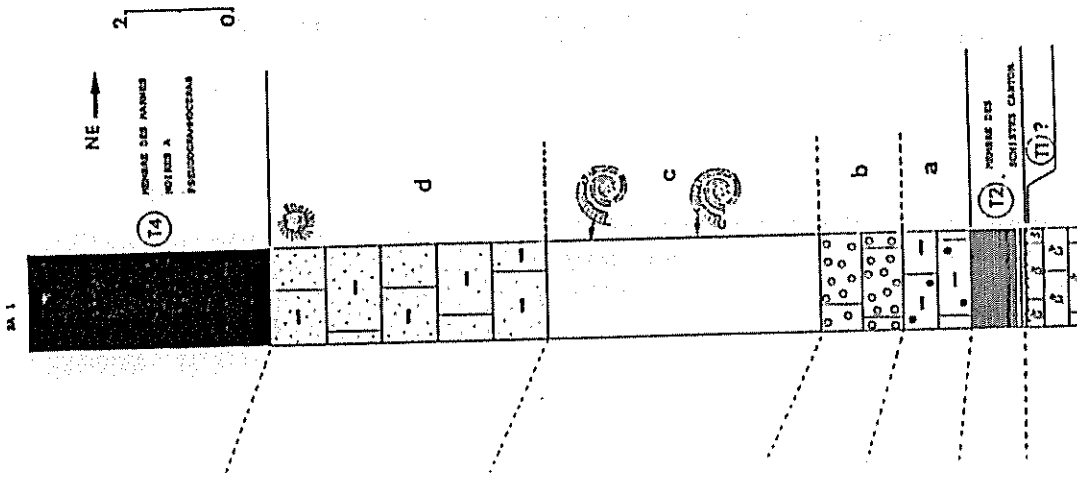


Fig. 151 : Formation des Marnes et calcaires à Hildocératidés de Penne dans les sondages de Figeac-Bel-Air (sondages BA 28, 36, 37, 7, 14 et 1).



- □ MOULLES PROPRIETES
- ○ ○ CALCAIRES ENCLAVES DE LA SARRA A PECTEN.
 - ○ ○ CALCAIRES ENCLAVES
 - ○ ○ CALCAIRES MARNEUX GRESSE
 - ○ ○ CALCAIRES MARNEUX A DOULITES PROPRIETES
 - ○ ○ CALCAIRES MARNEUX A DOULITES FERROUGINEUX
 - ○ ○ CALCAIRES MARNEUX A ENCLAVES
 - ○ ○ CALCAIRES MARNEUX
 - ○ ○ NIVEAUX PLUS CALCAIRES DANS UNE MARNE STERILE
 - ○ ○ CALCAIRES A ENCLAVES
 - ○ ○ CALCAIRES A PRODIGES
 - ○ ○ SCHISTES CARBONS
 - ○ ○ MARNE A DOULITES FERROUGINEUX
 - ○ ○ MARNE A DOULITES PROPRIETES
 - ○ ○ MARNE GRESSE A PATINE JAUNE
 - ○ ○ MARNE SOMBRE
 - ○ ○ MARNE DETRUITES DE LA ZONE A MAUCIA
 - ○ ○ MARNE-GRAND
 - ○ ○ LUNACHELLE
 - ○ ○ LESA SP.
 - ○ ○ FLACOSTOVA SP.



2.2.6. - Les sondages de Saint-Igest

Les sondages S1 et S2 (situation Fig. 27) présentent, de la base au sommet (Fig. 142).

. Sondage S2 : le hard-ground pyriteux, puis :

a - 4,30 m de calcaires organogènes noirs, localement envahis par des argilites noires.

. Sondage S1 : le hard-ground pyriteux, puis :

a - 3,70 m d'argiles noires à lithoclastes calcaires et oolithes phosphatées avec, à la base, une lumachelle à bioclastes de crinoïdes,

b - 7,50 m d'argiles micacées noires, homogènes et compactes,

c - 2,15 m d'argiles noires à lithoclastes calcaires, oolithes et pyrite abondante.

Cet ensemble, de 9 à 10 m d'épaisseur, correspondrait aux membres des Schistes carton et des Marnes et calcaires à *Hildoceras*.

2.2.7. - Le Sondage de Saint-Martin-Labouval (Fig. 92 C)

Les données de sondage ne permettent aucune subdivision dans les 58,5 m de marnes sombres (Fig. 143). La microfaune se réduit à quelques Foraminifères : *Lenticulina d'Orbigny* (ROEMER) et *Rheinholdella* sp, et de rares Ostracodes : *Kinkelinella sermoisensis* (APOSTOLESU).

2.2.8. - Les sondages de Figeac-Bel-Air

Afin de définir la succession des termes du Toarcien, nous avons choisi d'étudier :

- une ligne S-N passant par les sondages BA 28, 36, 37, 38, 7, 14 et 1 (Fig. 151) ;
- une ligne E-W avec les sondages BA 16, 29, 31, 30 et 28,
- une deuxième ligne E-W passant par les sondages BA 32, 33, 35, 36, 34, 27, (Fig. 150 et 151 bis).

Les Marnes et calcaires à *Hildoceras* présentent la succession stratigraphique suivante :

a - 1 à 3 m (suivant les sondages) d'une alternance calcaires argileux-marnes bioclastiques à entroques (BA 16, 31, 33, 34 et 35) ou oolithiques (BA 1, 36, 37 et 39). Localement, ces niveaux présentent l'habituelle lumachelle à Brachiopodes (BA 35 et 36), caractéristique de l'horizon à *Lusitanicum* en Grésigne.

Un seul sondage, BA 32, a livré *Harpoceras falciferum* (SOWERBY).

b - 0,80 à 1 m de marnes et calcaires oolithiques avec, de la base au sommet, le remplacement progressif des oolithes phosphatées par les oolithes ferrugineuses. Ce niveau qui apparaît dans tous les sondages présente, à sa base, une association à *Dactylioceras* sp., *Harpoceras* sp., *H. falciferum*, puis, au sommet, *H. falciferum* et les premiers *Hildoceras bifrons* (BRUGUIERE).

Ces niveaux (a et b) seraient ainsi les équivalents latéraux des horizons VI à VIII, déjà condensés dans la région de Villefranche-de-Rouergue (Fig. L'oolithe ferrugineuse et phosphatée, située à la limite des horizons VI et VII à Villefranche, envahit les horizons VI à VIII (partie inférieure). La condensation progressive des faciès, du S au N, s'effectuerait donc d'abord dans les horizons à *Falciferum* [VI] et à *Sublevisoni* [VII], puis gagnerait la totalité des horizons VI, VII, VIII [à *Lusitanicum*] ainsi que la base de l'horizon à *Bifrons* [IX].

c - 2,30 m à 3,30 m de marnes grises à nombreux *Hildoceras bifrons* (BRUGUIERE). Peu sableuses, pyriteuses, ces marnes renferment de rares bioclastes d'échinides, crinoïdes, lamellibranches, gastéropodes, ammonites et des dents de poissons.

La seule microfaune rencontrée sur l'ensemble de ces sondages consiste en de petites populations d'*Ammobaculites fontinensis* TERQUEM.

Le sondage BA 36 présente deux particularités:

- la présence de nodules phosphatés dans la base de l'horizon à *Bifrons*,
- celle de 2 m de calcaires à fucoïdes au sommet de la zone à *Bifrons*.

d - 5 à 6 m de marno-calcaires (d1) et de marnes détritiques (d2) à *Haugia* avec des bioclastes d'échinides, crinoïdes, gastéropodes, lamellibranches et des dents de poissons.

La macrofaune comprend: *Leda rostralis* LAMARCK, *Bositra* sp. (BA 1), *Nucula* sp. (BA 14), *Plagiostoma* sp. (BA 14), *Astarte* sp. et *Propeamussium* (P.) *pumilus* (LAMARCK). La microfaune se réduit à *Ammobaculites fontinensis*.

2.2.9. - La coupe de Faycelles

La coupe de Faycelles (situation Fig. 152) présente, au dessus des Schistes carton, la succession suivante de bas en haut :

- 0,40 m de marnes ocre (Fay 55),
- 2 m à 2,50 m de marnes grises à patine jaune avec de rares bancs décimétriques de biomicrites,
- 3 à 4 m de marnes grises à patine jaune dans lesquelles nous avons prélevé deux échantillons Fay 81 et Fay 80.

La biophase des marnes de la zone à *Bifrons* apparaît intéressante par ses caractères :

- Fay 55 : très abondants bioclastes de crinoïdes avec des pièces d'*Isocrinus* sp., radioles, rotules et plaques d'échinides, osselets d'ophiures, rares moules internes pyritisés de gastéropodes, bioclastes de lamellibranches.

Ce niveau est remarquable par l'abondance des dents de *Paleospinacidae*, d'*Orectolobiformes*, de Requins ou de Batoloïdes.

Niveaux 80 et 82 : même biophase avec un grand nombre de moules internes pyritisés de gastéropodes.

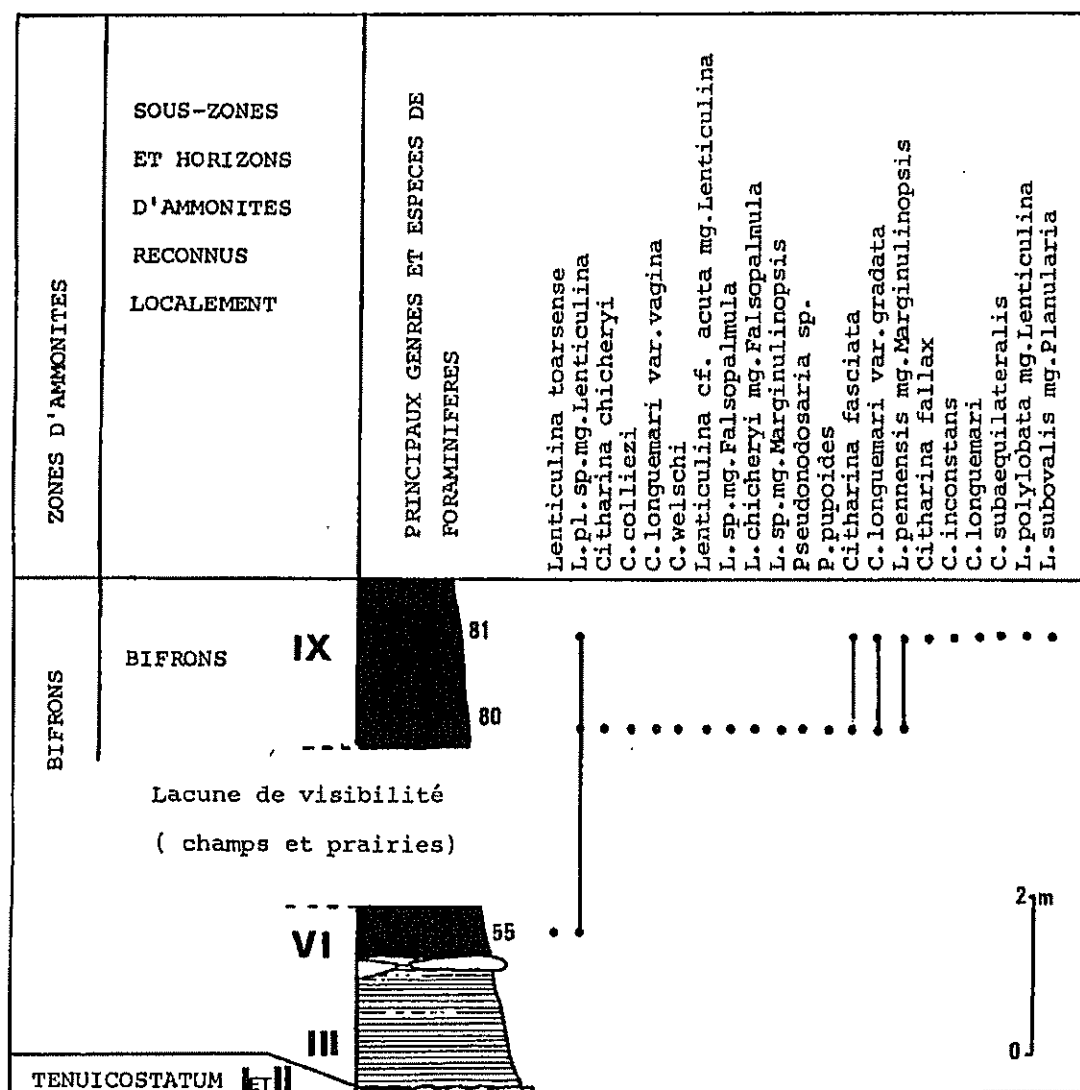


Fig. 152 : Formation des Marnes et calcaires de Penne dans la coupe de Faycelles. Les numéros correspondent à ceux de la figure 150.

Ces marnes très micacées, faiblement sableuses, présentent de rares oolites. Leur macrofaune comprend *Gryphaea* sp., *Leda rostralis* (LAMARCK), *Propeamussium* (P.) *pumilus* (LAMARCK).

L'association de *Nodosariidés* est, sur cette coupe, comparable à celles des autres coupes de la région de Caylus ou de la Grèsigne.

Les populations de *Citharines*, bien conservées, mêlent formes juvéniles et adultes. Les *Lenticulines* déroulées apparaissent surtout dans l'horizon à Bifrons.

Les lavages effectués par Y. LE CALVEZ (1963), sur les marnes de la zone à Bifrons des sondages de la région de Figeac-Bel-Air (12 échantillons pour les sondages BA 1 et BA 7), ne signalaient qu'une seule espèce de Foraminifères : *Ammobaculites fontinensis* TERQUEM. Ces résultats contrastent singulièrement avec les nôtres.

2.2.10. - La coupe de Capdenac

Dans la coupe de Capdenac (situation Fig. 107), nous avons observé, au-dessus des argilites jaunes, la succession suivante (Fig.

f - 0,70 à 0,80 m de marnes et marno-calcaires gris-cendre à oolites avec, à la base, une association *Harpoceras falciferum* (SOWERBY)-*Hildoceras lusitanicum* MEISTER [horizon VI] puis au sommet *H. bifrons* (BRUGUIERE) [horizon IX].

Cette oolithe, que nous proposons d'appeler oolithe de Capdenac, semble donc correspondre à la condensation des horizons VI à IX (pro-parte). Elle représente le maximum d'une condensation déjà bien amorcée sur la coupe de Villefranche et reconnue dans les sondages de la région de Figeac-Bel-Air.

Trois lavages nous ont permis de remarquer le remplacement rapide des oolites ferrugineuses par les oolites phosphatées :

Niveau	Oolites ferrugineuses	Oolites phosphatées
106	5 à 10 %	90 à 95 %
104		70 à 80 %
103	95 à 96 %	4 à 5 %

g - 2 à 3 m de marnes sombres à *Ammobaculites fontinensis* TERQUEM [horizon IX].

h - 5 m de marnes sombres à *Haugia* sp. et à passées oolithiques, s'organisant en séquences décimétriques, terminées chacune par un arrêt de sédimentation :

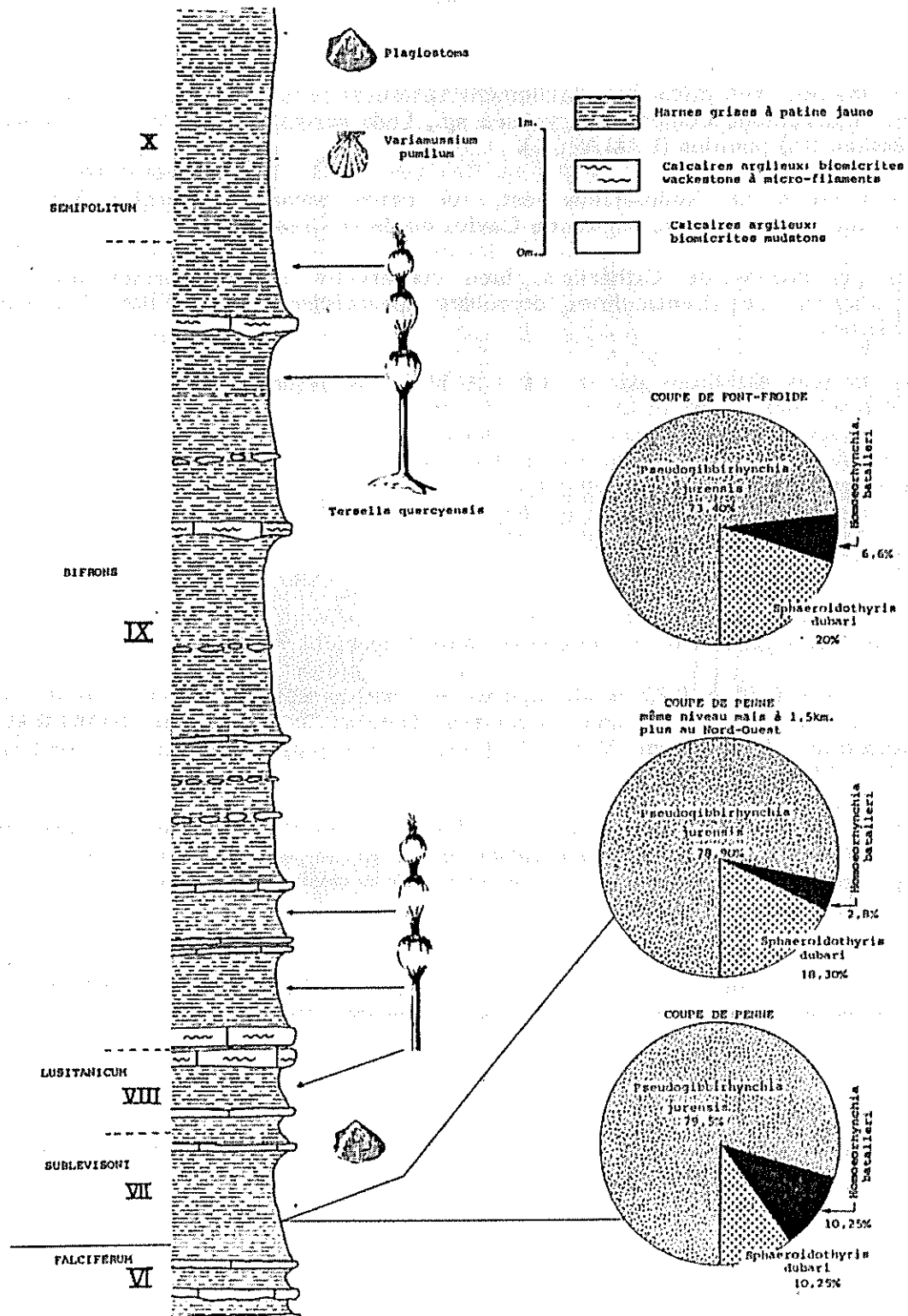


Fig. 153 : Formation des Marnes et calcaires à Hildoceratidés de Penne, membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras* : les populations de Brachiopodes dans les coupes de Penne et de Font-Froide.

↑ petite surface durcie,
marnes à oolithes ferrugineuses,
marnes sombres.

Ces marnes de la zone à Variabilis [horizons XI à XII] apparaissent très bioclastiques, avec de nombreux débris de lamellibranches dont *Plagiostoma* sp., *Pseudomytiloides* sp. et *Propeamussium* (P.) *pumilus* (LAMARCK). L'oolithe ferrugineuse qui se retrouve de Capdenac jusqu'à Salles-la-Source marque, dans cette série condensée la "crise de la zone à Variabilis" enregistrée sur les seuils comme celui du Poitou (GABILLY, 1976).

2.2.11 - Les biocénoses et leur signification (macrofaunes)

Nous examinerons successivement les biocénoses :

- a - dans les horizons VI à IX,
- b - dans les horizons X et XII,
- c - au sommet de l'horizon XII.

a - Les biocénoses des horizons VI à IX

Les organismes nectoniques sont représentés par de nombreuses Ammonites de toute taille qui ont permis d'établir une zonation précise (CUBAYNES et FAURE, 1981), par des Bélemnites essentiellement représentées par *Acrocoelites unisulcatus* BLAINVILLE et *Dactylioteuthis irregularis* SCHLOTHEIM et par des Nautilés (*Coenoceras* sp.).

- L'endofaune

Ce sont surtout des fouisseurs légers qui vivent sous la surface des sédiments qu'ils labourent avec leur pied : *Leda rostralis* LAMARCK, *Nucula* sp., *Astarte voltzi* ROEMER.

Les marnes renferment de nombreuses tubulures à remplissage pyriteux, de diamètre millimétrique, et le plus souvent parallèles à la stratification. Ces "chondrites" pourraient être l'oeuvre de petites Annelides.

- L'épifaune

L'association de Lamellibranches comprend : *Plagiostoma gigantea* SOWERBY et *Plagiostoma* sp., de rares *Gryphaea* sp. et *Nanogyra* sp., des *Plicatula*, et des *Propeamussium* (P.) *pumilus* (LAMARCK).

Les Plagiostomes se présentent avec leurs deux valves en connexion, parfois légèrement entrebaillées. Les *Propeamussium* ont ainsi leurs deux valves en connexion, ce qui suggère un transport post-mortem négligeable.

Les Brachiopodes n'apparaissent que dans les horizons VI à VIII. Ce sont des espèces de petite taille, à affinités ibériques nettes, avec des individus soit isolés, soit en petits groupes, soit en lamelles dans l'horizon à Lusitanicum : *Pseudogibberhynchia jurensis* (QUENSTEDT), *Homoeorhynchia batallieri* (DUBAR), *Sphaeroidothyris dubari* DELANCE et *Telothyris jauberti* (DESLONGCHAMP). Les comptages opérés à Penne et à Font-Froide (Caylus) montrent une certaine stabilité dans cette association (Fig. 153).

Les Gastéropodes sont essentiellement du type herbivore brouteur comme *Purpurina* (*Pseudalaria*) *patroclus* (d'ORBIGNY), *Procerithium* (*Rhabdocolpus*) *pseudocostellatum* (d'ORBIGNY) et *Bathrotomaria* sp.

Les Crinoïdes (Pentracines) : *Isocrinus* aff. *jurensis* et l. cf. *scalaris*, suggèrent un approfondissement relatif des milieux de dépôt. Les *Tersella quercyensis* CUBAYNES et DELOFFRE seraient alors situées à la limite inférieure de leur répartition bathymétrique.

Ces communautés sont indicatrices de milieux marins francs, peu profonds (zone photique), sur substrats fins. La prédominance d'espèces phytodétritivores modérément fousseuses ou phytophages directes suggère des substrats fins, plus ou moins algaires et des milieux de faible énergie hydrodynamique. La présence des Brachiopodes, dans l'horizon à Lusitanicum, pourrait indiquer de légères tendances à une diminution d'épaisseur de la tranche d'eau.

Dans la région de Villefranche-de-Rouergue, l'horizon IX présente des biocénoses à *Tersella*. L'état de conservation des pédoncules, dont le diamètre ne dépasse pas 3 mm pour une longueur de 10 à 15 cm, et qui sont en connexion avec les massues, la densité de ces massues (tous les quatre cm environ), infirment toute idée de transport post-mortem et indiquent ici l'existence de véritables prairies à *Tersella*.

Ces niveaux, particulièrement riches en *Hildoceratidae* et en Brachiopodes tels *Sphaeroidothyris decipiens* (DESLONGCHAMPS), correspondent donc à des fonds bien oxygénés et éclairés de l'étage infralittoral (50-60 m de profondeur maximum).

b - Les biocénoses des horizons X à XII

Dans les marnes de la zone à Variabilis la composition des biocénoses subit des modifications :

- disparition des Brachiopodes,
- développement des populations de Gastéropodes avec *Amberleya subduplicata* (d'ORBIGNY) et *Procerithium* (*Xystrella*) *armatum* (GOLDFUSS),
- présence de *Pygaster reynesi* DESOR (Echinide carnivore fousseur).

Des valves de grands *Plagiostoma* et de *Pinna* se retrouvent couchées dans les marnes. Elles forment de petits obstacles contre lesquels des courants locaux abandonnent des débris de crinoïdes (dont des pentacrines), des Bélemnites, des *Propeamussium* (P.) *pumilus*.

L'endofaune se développe avec une augmentation des fousseurs légers : *Leda*, *Nucula*, *Astarte*.

Dans ces sédiments, la présence d'*Isocrinus* aff. *jurensis* indique un approfondissement par rapport aux alternances de marnes et marno-calcaires des horizons VI à IX : des biotopes de 300 m de profondeur seraient envisageables en se référant aux données actuelles mais nous penchons pour des eaux moins profondes (100 m ?).

Au sommet des marnes à Variabilis, apparaissent des accumulations de *Propeamussium* (P.) *pumilus*, de petits *Plagiostoma* sp., de *Camptonectes* sp. et de *Plicatula* sp. ce qui suggère des eaux calmes.

Les *Amussium* (*Pectinaceae*) sont connus aujourd'hui dans l'océan Indien et les mers du Japon comme des espèces d'eaux profondes et colonisant les fonds argileux; toutefois CATZIGRAS, SAUBADE, CAHUZAC et ARNAUD (1984) font remarquer que ces espèces s'implantent également dans des biotopes peu profonds. Ils soulignent que les facteurs les plus importants, pour ces *Pectinaceae*, sont une salinité normale des eaux, le calme relatif, des substrats vaso-sablonneux, soit en eau profonde, soit dans des vasières protégées, soit dans des lagons.

c - Les biocénoses au sommet de l'horizon XII

Tout au sommet de l'horizon XII à Illustris, la composition des biocénoses se modifie une nouvelle fois en s'enrichissant encore en Gastéropodes : *Purpurina* (*Rhabdocolpus*) *patroclus* (d'ORBIGNY), *Procerithium* (*Xystrella*) *armatum* (GOLDFUSS), *Bathrotomaria* sp. (plus rare) et en grandes Plicatules : *Plicatula* (*Plicatula*) *catinus* (DESLONGCHAMPS).

L'épifaune est réduite à des Gastéropodes et aux Plicatules, l'endofaune se développe avec toujours des fouisseurs légers : *Leda*, *Nucula*, *Astarte*.

La modification des biocénoses est probablement due à une augmentation du taux de sédimentation, avec le passage de vases oxygénées à des faciès de type semi-confinés.

d - Conclusions

Ainsi l'étude des biocénoses des Marnes et calcaires à *Hildoceras* révèle une variation spatiale des biocénoses avec des milieux infralittoraux de la zone photique, dans la région de Villefranche-de-Rouergue, et des eaux relativement plus profondes, dans la région grésignole (présence d'*Isocrinus scalaris* et d'*Isocrinus* sp.).

Elle souligne une modification de la sédimentation qui devient exclusivement argileuse vers le haut et une accélération de la vitesse de sédimentation des horizons VI à XII avec successivement :

- l'existence de fonds oxygénés caractérisés par une macrofaune benthique. Une oxygénation convenable des sédiments peut se faire jusqu'à 0,10 à 0,40 m sous l'interface eau-sédiment (MORRIS, 1978).
- le dépôt de vases moins bien oxygénées, semi-réductrices.
- l'existence de faciès plus confinés où la lamination des sédiments est préservée, l'endofaune limitée à des fouisseurs légers, l'épifaune dominée par les Gastéropodes et, à un moindre degré, par les Plicatules.

2.2.12. - Etude et signification des microfaunes

Nous étudierons successivement :

- a - les associations de Foraminifères,
- b - l'Ostracofaune,
- c - les rapports écologiques.

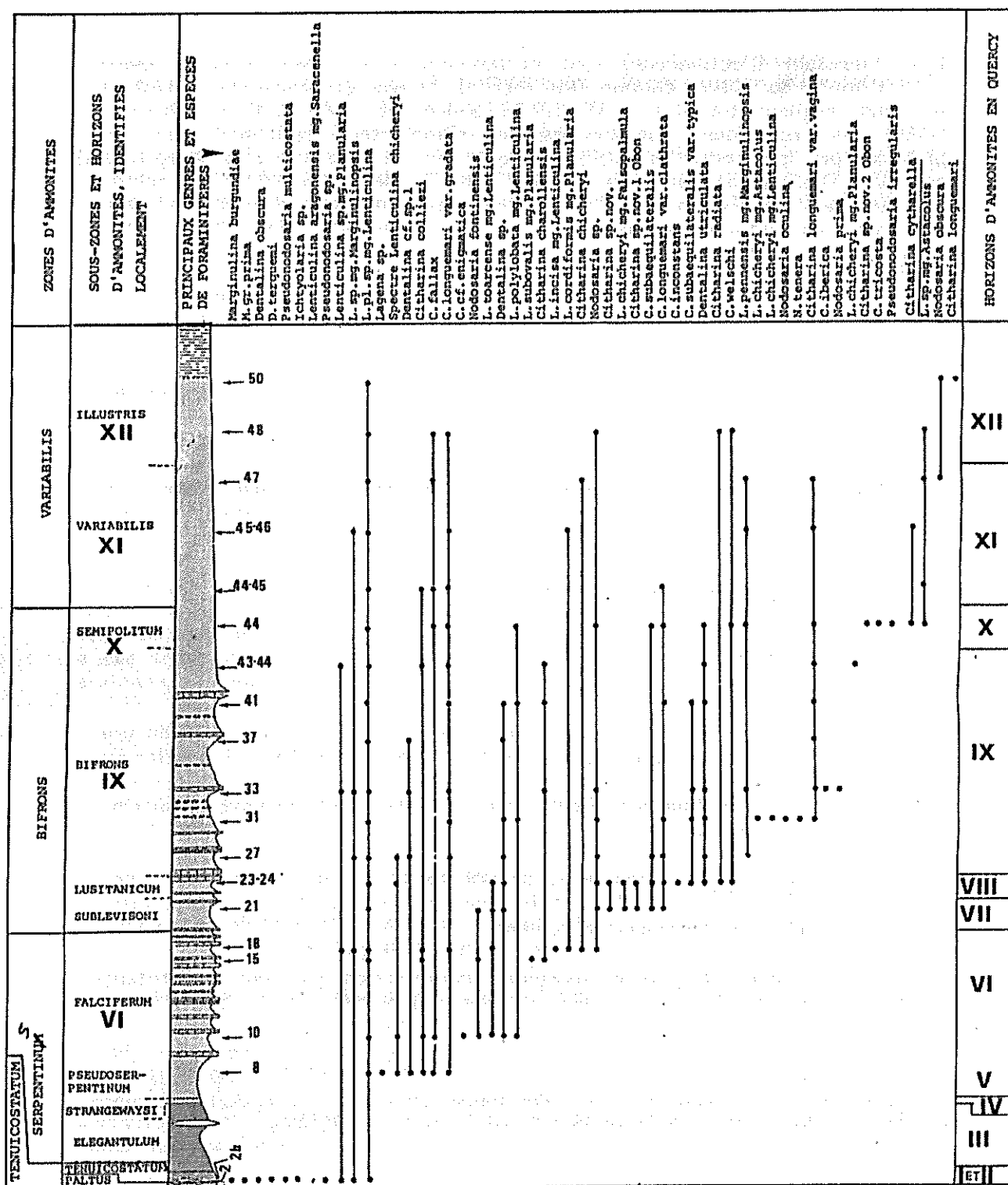


Fig. 154 : Formation des Marnes et calcaires de Penne : répartition stratigraphique des Foraminifères dans la coupe-type de Penne. Les numéros correspondent à ceux des figures 155 et 163.

a - Foraminifères PL 32 à 35

Pour chaque coupe étudiée nous donnerons :

- une répartition biostratigraphique précise de chaque genre et de chaque espèce de Foraminifères,
- un tableau de variation absolue de chaque genre (refus du tamis de 250 microns),
- un tableau de fréquence relative de chaque genre par rapport aux autres.

En conclusion, nous dresserons un tableau synoptique de répartition, horizon par horizon, de chaque genre et de chaque espèce afin de suivre leur apparition et leur disparition.

Les associations de Foraminifères sont dominées par le genre **Lenticulina** et ses morphogénères : **Astacolus**, **Falsopalmula**, **Marginulinopsis** et **Planularia**.

Les **Dentalina**, **Nodosaria**, **Pseudonodosaria** représentent une très faible part des populations, les **Lagena** restent très rares. Seules les **Citharina** sont bien représentées dans les horizons VI à VIII.

Les **Epistomina** n'apparaissent que sur la coupe du Barry-de-Cas où elles constituent une part significative des populations de Foraminifères (jusqu'à 17,50 %).

- Les **Dentalina** PL 33.9 à 11

Elles sont toujours représentées par un petit nombre d'individus (rarement plus de 1 % des populations) avec **D. utriculata** TERQUEM et **Dentalina** sp. cf **pseudocommunis** proche de l'espèce actuelle **D. communis**.

Des espèces comme **D. obscura** TERQUEM, **D. torta** TERQUEM et **D. subliqua** sont des reliques du Lias moyen.

- Les **Nodosaires** (10 espèces) PL 34.8

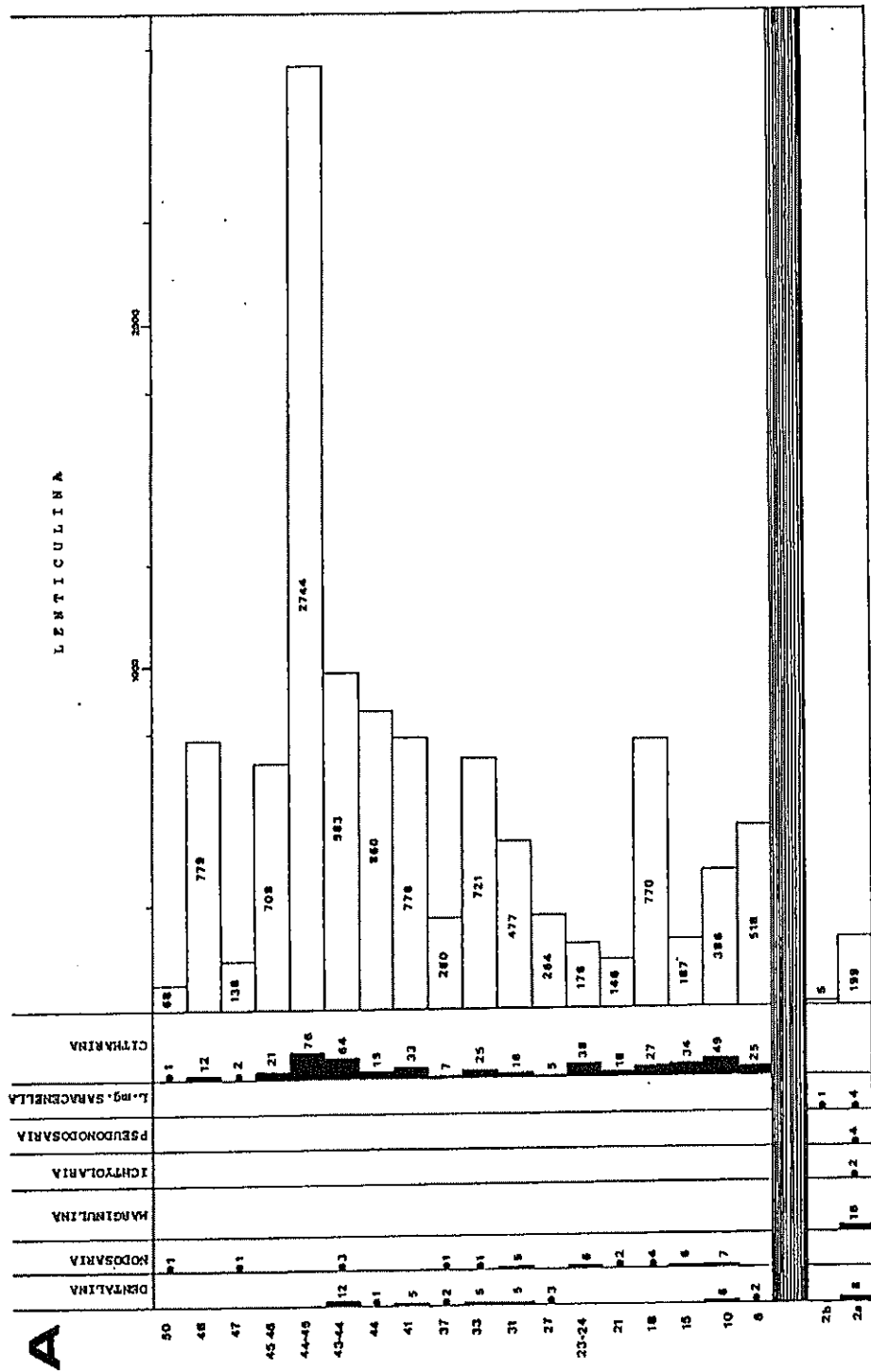
Les Nodosaires ornées du Lias moyen **Nodosaria fontinensis** TERQUEM, **N. hortensis** TERQUEM, **N. mutabilis** TERQUEM, **N. prima** d'ORBIGNY, **N. sexcostata** TERQUEM, **N. tenera** FRANKE sont associées à une Nodosaire héritée du Lias inférieur : **N. oculina** FRANKE et à une Nodosaire toarcienne **N. obscura** REUSS.

Ces populations ne se développent que dans la zone à Bifrons, horizons VII, VIII et IX, en particulier dans l'horizon VIII [à Lusitanicum] où elles forment de 2,45 à 2,76 % des associations, sur les coupes de Penne, du Barry-de-Cas et de Caylus.

La persistance de formes carixiennes ou domériennes, pendant le Lias supérieur, a déjà été soulignée dans le Lias d'Obon (province de Terruel) par RUGET (1985) et dans le Toarcien des deux Sèvres (NICOLLIN 1983).

- Les **Pseudonodosaires**

Limitées à 1 ou 2 espèces : **Pseudonodosaria irregularis** (FRANKE) et **P. sp.**, elles restent très rares.



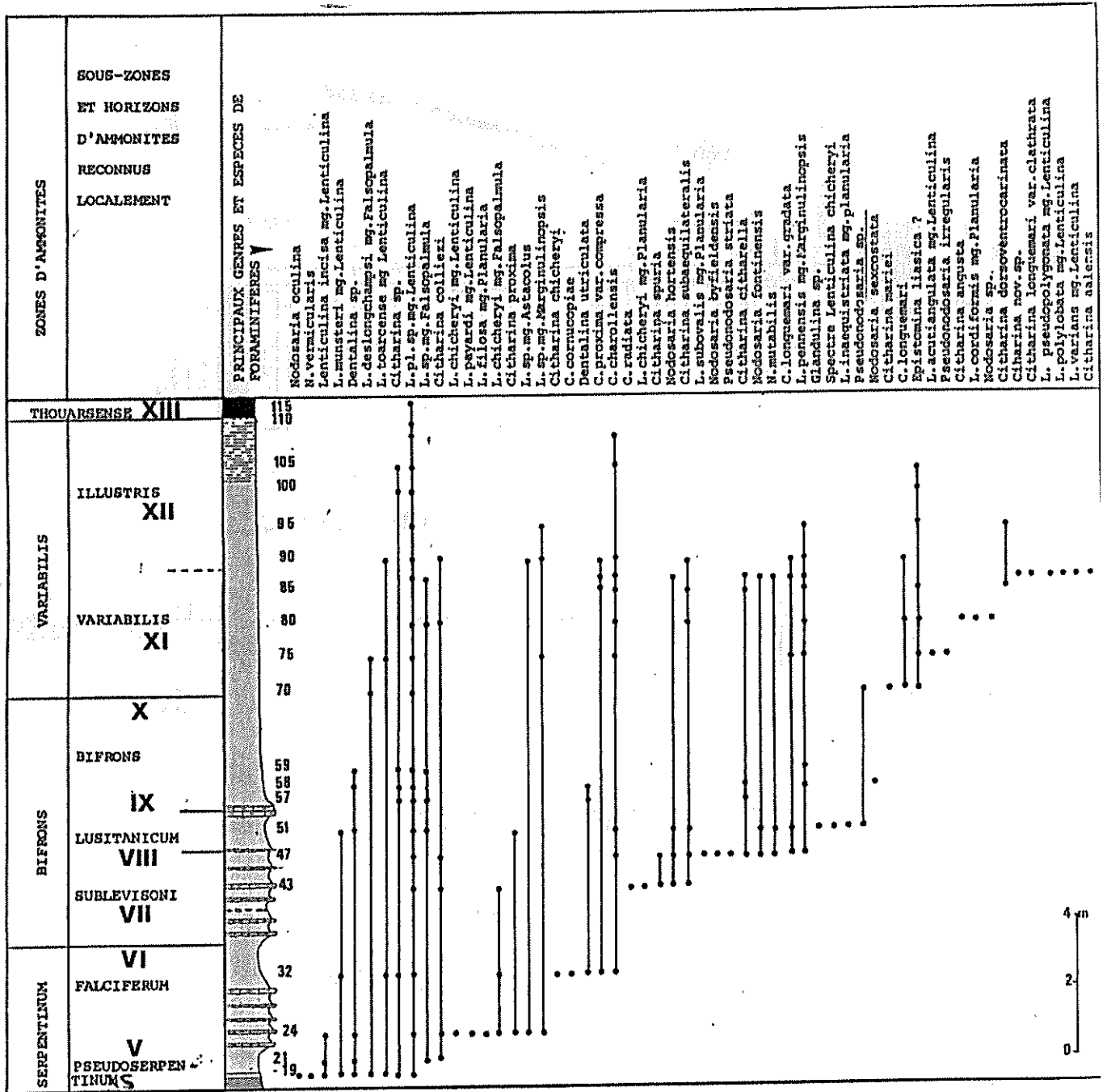


Fig. 156 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras* : répartition des Foraminifères dans les coupes du Barry-de-Cas et de Caylus.
Les numéros correspondent à ceux de la figure 157.

- Les Citharines Pl 33, 34, 1, 2, 5, 9 et 10

Abondantes dans la zone à Bifrons, elles ne forment ensuite qu'une faible part des populations, ne dépassant jamais 4 à 5 %.

Elles apparaissent dès la base de l'horizon VI avec *Citharina colliezi* (TER-QUEM), puis elles sont représentées par une grande variété de formes (11 espèces).

Elles atteignent, tant en fréquence qu'en diversité, un maximum dans l'horizon à Lusitanicum (16 espèces) où elles constituent de 17 à 19 % des associations (coupe de Penne et coupe "VOC"). Leur épanouissement semble coïncider avec un développement relatif des Nodosaires.

Les Citharines sont des formes typiques du Toarcien et nous retrouvons en Grésigne la plupart des formes décrites par RUGET (1983), avec la même répartition stratigraphique globale. Seule *Citharina chicheryi* (PAYARD) (comme dans le Lias d'Espagne) et *C. fasciata* (PAYARD) semblent plus précoces.

- Les Lenticulines Pl 32, 33, 3, 4, 6, 7, 11, 12

Le genre *Lenticulina* et ses morphogenres domine largement le spectre faunique avec un minimum de 79 % des effectifs dans l'horizon à Lusitanicum, au moment où Citharines et Nodosaires atteignent pourtant le maximum de leur développement.

On peut corréler, du Sud (région de Penne) au Nord (région de Bédrier-Faycelles) les horizons VI à VIII et étudier la proportion du genre *Lenticulina*.

Horizons	Penne	Caylus	"Voc"	Faycelles
VIII	79,71 %	89,60 %	90,36 % à 81,44 %	-
VII	89,02 %	89,35 % à 86,58 %	100 % à 99,78 %	-
VI	79,71 %	89,60 %	100 %	100 %

- Evolution latérale des populations de Nodosariidés

De la région de Penne à celle de Puylagarde-Mémer, tout se passe comme si les populations de Nodosariidés devenaient plus abondantes numériquement mais nettement moins diversifiées.

Cette abondance résulte du développement des Lenticulines qui apparaissent comme des formes ubiquistes, à très forte potentialité, capables de coloniser rapidement toutes les niches écologiques après l'épisode des Schistes-carton.

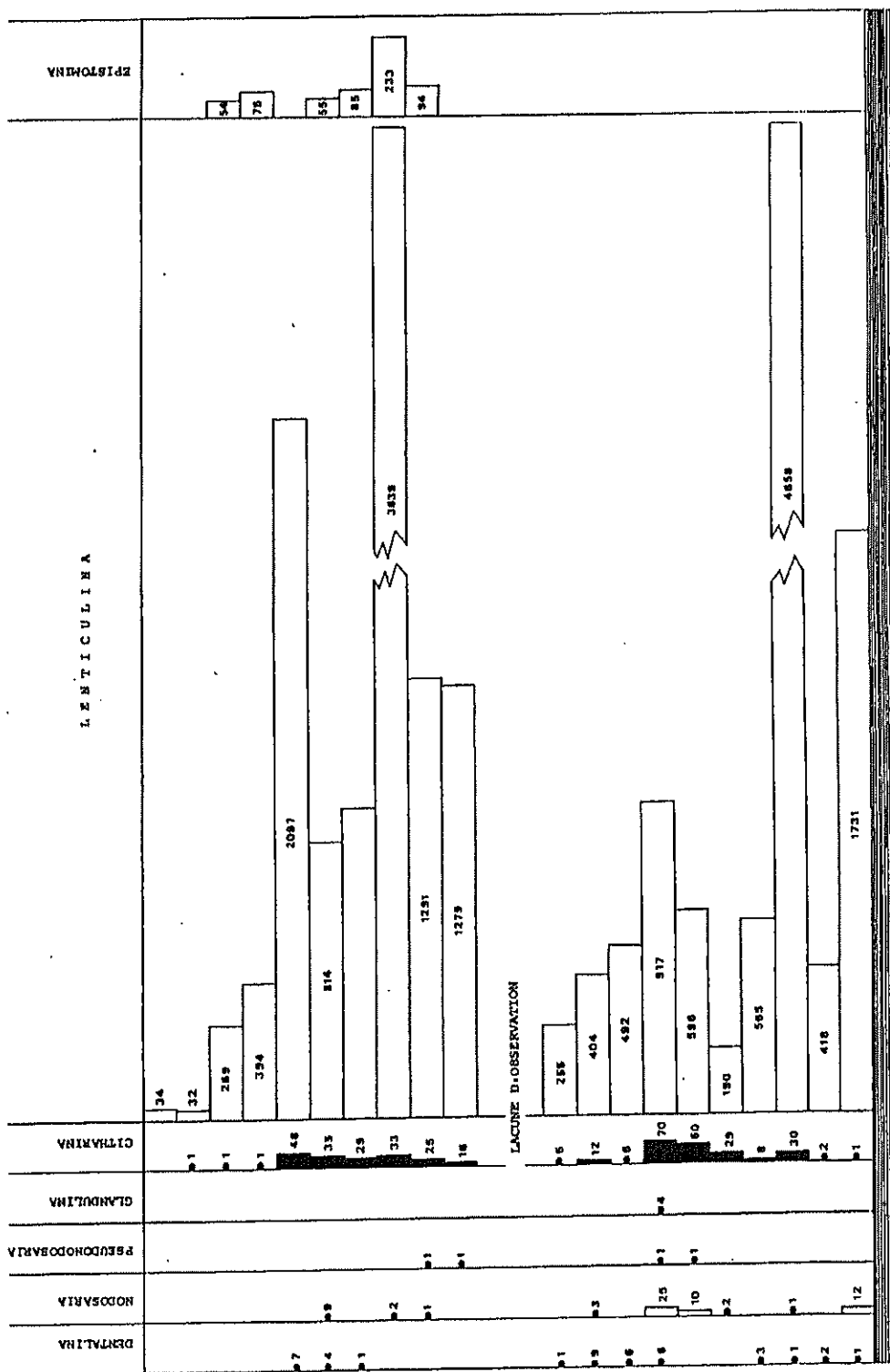
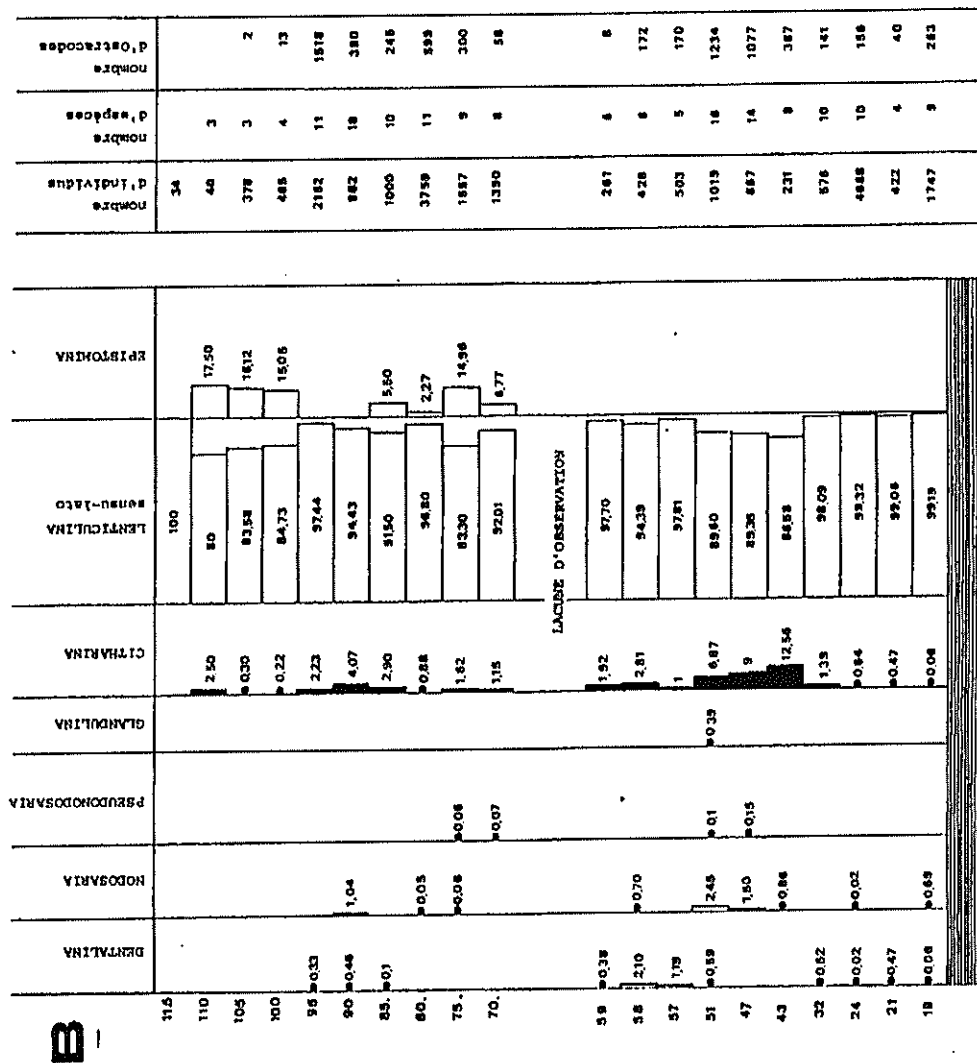


Fig. 157 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras* : associations de Foraminifères dans la coupe du Barry-de-Cas et de Caylus.

A : tableau de fréquence absolue des différents genres,

B : tableau de fréquence relative des différents genres.

Les numéros correspondent à ceux de la figure 156.



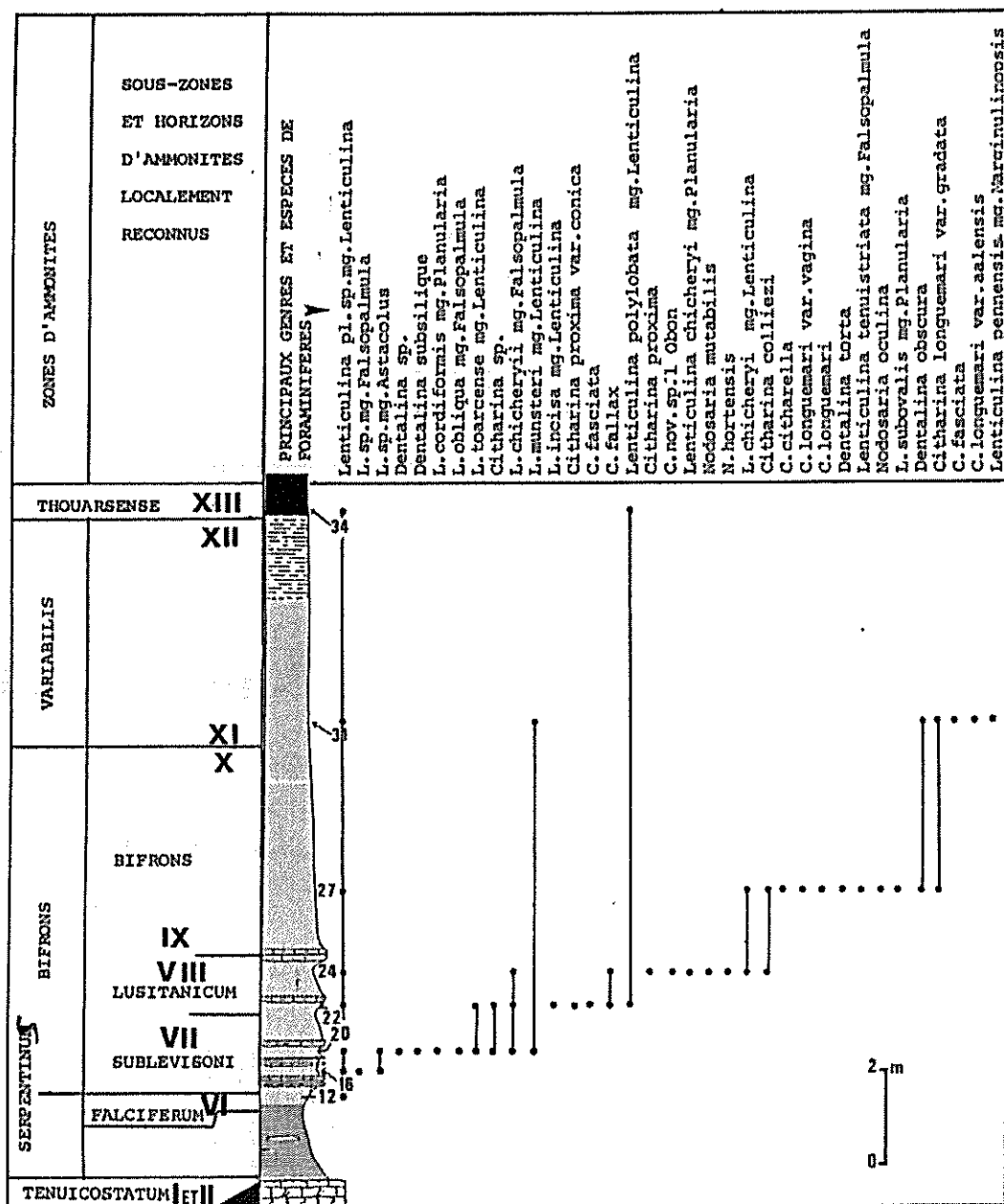
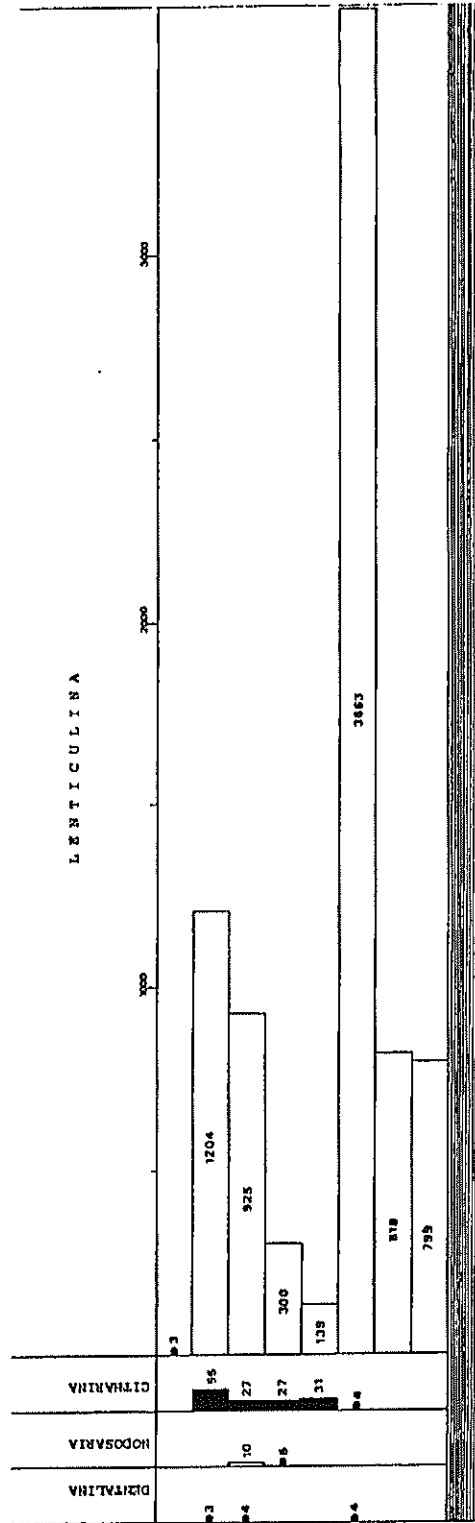


Fig. 158 : Formation des Marnes et calcaires de Penne : répartition des Foraminifères dans la coupe "VOC". Les numéros correspondent à ceux de la figure 159.

nombre d'individus	nombre d'espèces	nombre d'ocraocodes
3	1	7
1262	7	22
986	12	200
332	10	314
167	8	151
3474	10	237
814	3	16
799	1	8

DELTALINA	HODOSARIA	CITRININA	LENTICULINA
38			100
31	0,24	4,36	95,40
27	0,41	2,80	96,78
24		8,14	90,38
22	1,5	18,58	81,44
20	0,11	90,11	99,78
18			100
12			100

A



B

Fig. 159 : Formation des Marnes et calcaires de Penne : associations de Foraminifères dans la coupe "VOC".
A : tableau de fréquence absolue des différents genres,
B : tableau de fréquence relative des différents genres.
Les numéros correspondent à ceux de la figure 158.

A

	PSEUDONODOSARIA	CITHARINA	LENTICULINA
82	1,93%	98,07%	
81	2,75%	97,21%	
55		100%	

NOMBRE DE NODOSARIIDES	NOMBRE D'ESPÈCES	NOMBRE D'OSTRACODES
2181	10	359
2333	14	219
637	2	843

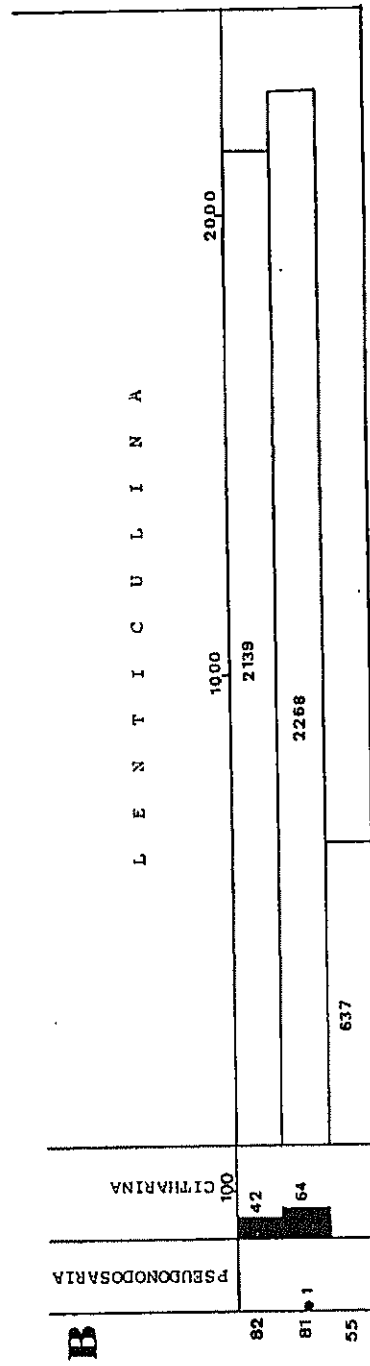
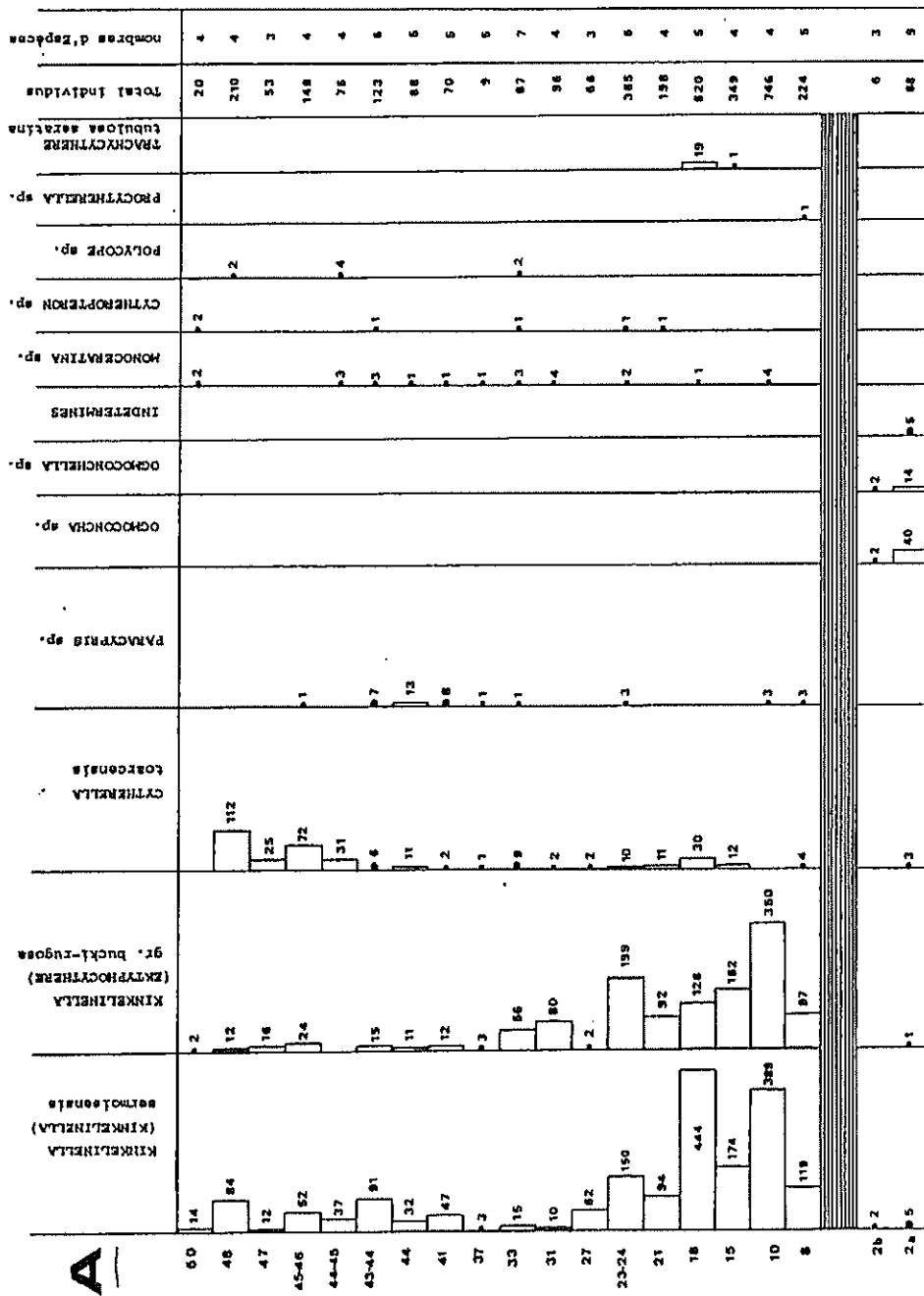


Fig. 160 : Formation des Marnes et calcaires de Penne : associations de Foraminifères dans la coupe de Faycelles.
A : tableau de fréquence absolue des différents genres,
B : tableau de fréquence relative des différents genres.
Les numéros correspondent à ceux de la figure 152.

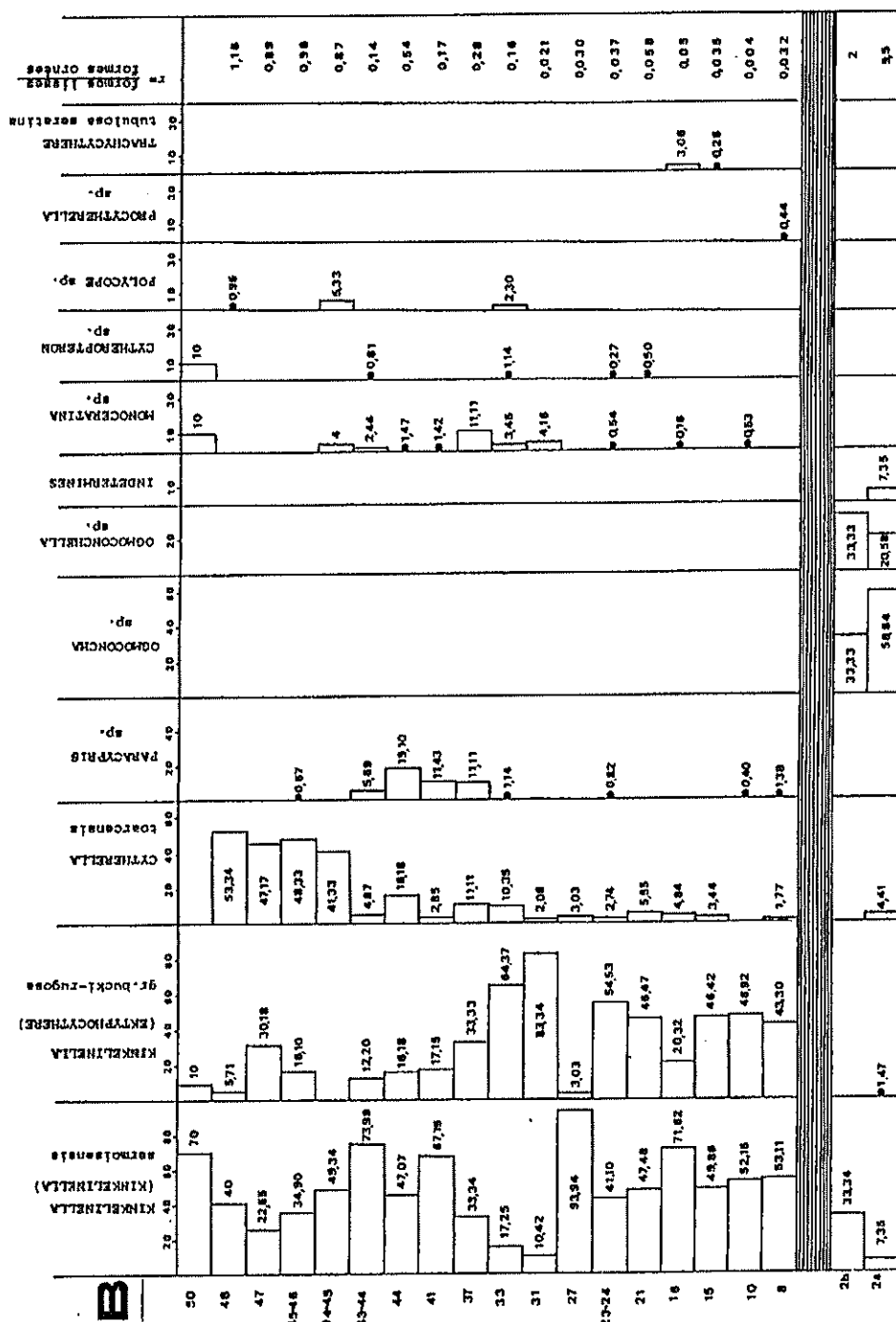
[illegible]

Fig. 161 : Formation des Marnes et calcaires de Penne : répartition stratigraphique des Nodosarités. Cette synthèse est réalisée à partir des coupes de Penne (Fig. 154) du Barry-de-Cas et de Caylus (Fig. 156), de "VOC" (Fig. 158) et de Faycelles (Fig. 160).



A : tableau de fréquence absolue des différents genres et espèces,

B : tableau de fréquence relative des différents genres et espèces. Les numéros correspondent à ceux des figures 154, 155 et 163.



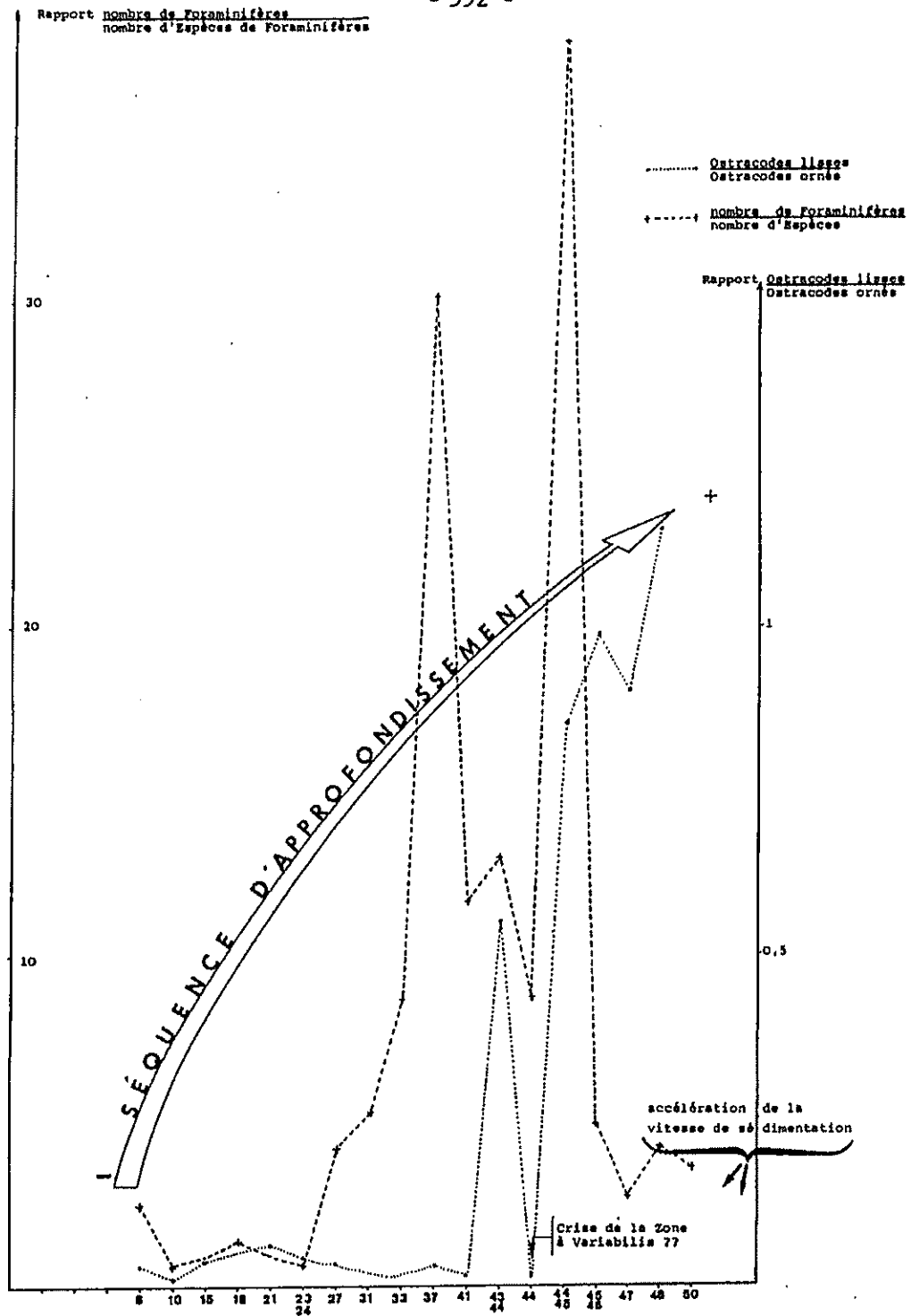


Fig. 163 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras* : évolution verticale des paramètres écologiques concernant les microfaunes. Les numéros correspondent à ceux des figures 154, 155 et 162.

On constate que les Lenticulines occupent de plus en plus de place, au fur et à mesure que les horizons VI à VIII se condensent et que les dépôts deviennent plus littoraux.

- à la base le morphogénre *Lenticulina*, avec des formes à fort ombilic, domine mais les morphogénres *Astacolus* (rares), *Falsopalmula*, *Marginulinopsis* et *Planularia* sont présents en tout petit nombre,

- l'apparition du spectre *chicheryi*, avec tous ses éléments, se fait dès la base de l'horizon VI [à *Falciferum*],

- les morphogénres déroulés atteignent leur plein développement avec la sédimentation marneuse, comme dans le Domérien, mais en ne formant qu'une faible part des associations de Lenticulines, ainsi *L. pennensis* CUBAYNES et RUGET mg. *Marginulinopsis*.

- Les écoséquences de *Nodosariidés*

Dans les horizons VI à VIII, tout se passe comme si se répétaient des écoséquences où s'opposent essentiellement les genres *Lenticulina* et *Citharina*. Cette disposition particulièrement nette sur la coupe de Penne, se retrouve sur les autres coupes mais de façon moins évidente (CUBAYNES et RUGET, 1984).

b - L'ostracofaune PL 36

Nous avons bénéficié, pour la coupe de Penne (Fig. 154), d'une étude (inédiée) très détaillée menée par J. LE FEVRE (SNEA(P) de PAU). Nous proposerons donc un tableau de fréquence absolue et un tableau de fréquence relative pour cette seule coupe.

. Horizons VI à VIII

La base de la zone à Bifrons se caractérise par la très nette prédominance des espèces ornées *Kinkelinella* (K) *sermoisensis* (APOSTOLESCU) et K. (*Ektypocythere*) gr. *bucki-rugosa* BIZON, *Trachycythere tubulosa seratina* TRIEBEL et KLINGLER.

. Horizons IX à XII

Cytherella toarcensis BIZON voit ses effectifs augmenter progressivement au détriment des *Kinkelinella*. Les autres formes lisses, telles *Paracypris* sp. et *Monoceratina* sp., se développent tandis que les Ostracodes pélagiques, *Polycope* sp., font leur apparition mais restent relativement rares.

Les *Cytherellidae* dominent dans les faciès plus profonds. La présence de *Cytheropteron* sp., au sommet de la zone à *Variabilis* (PE 50), suggère également un approfondissement; les *Cytheropteron* apparaissent de 100 à 200 m dans les biocénoses actuelles (GUILLAUME, PEYPOUQUET et TETART, 1985).

. c - Les paramètres écologiques

L'évolution du rapport Ostracodes lisses/Ostracodes ornés reste stable jusqu'à la base de l'horizon IX, puis ce rapport croît d'une manière globale soulignant l'approfondissement des milieux de dépôt (LOWMAN, 1949, REY, 1984).

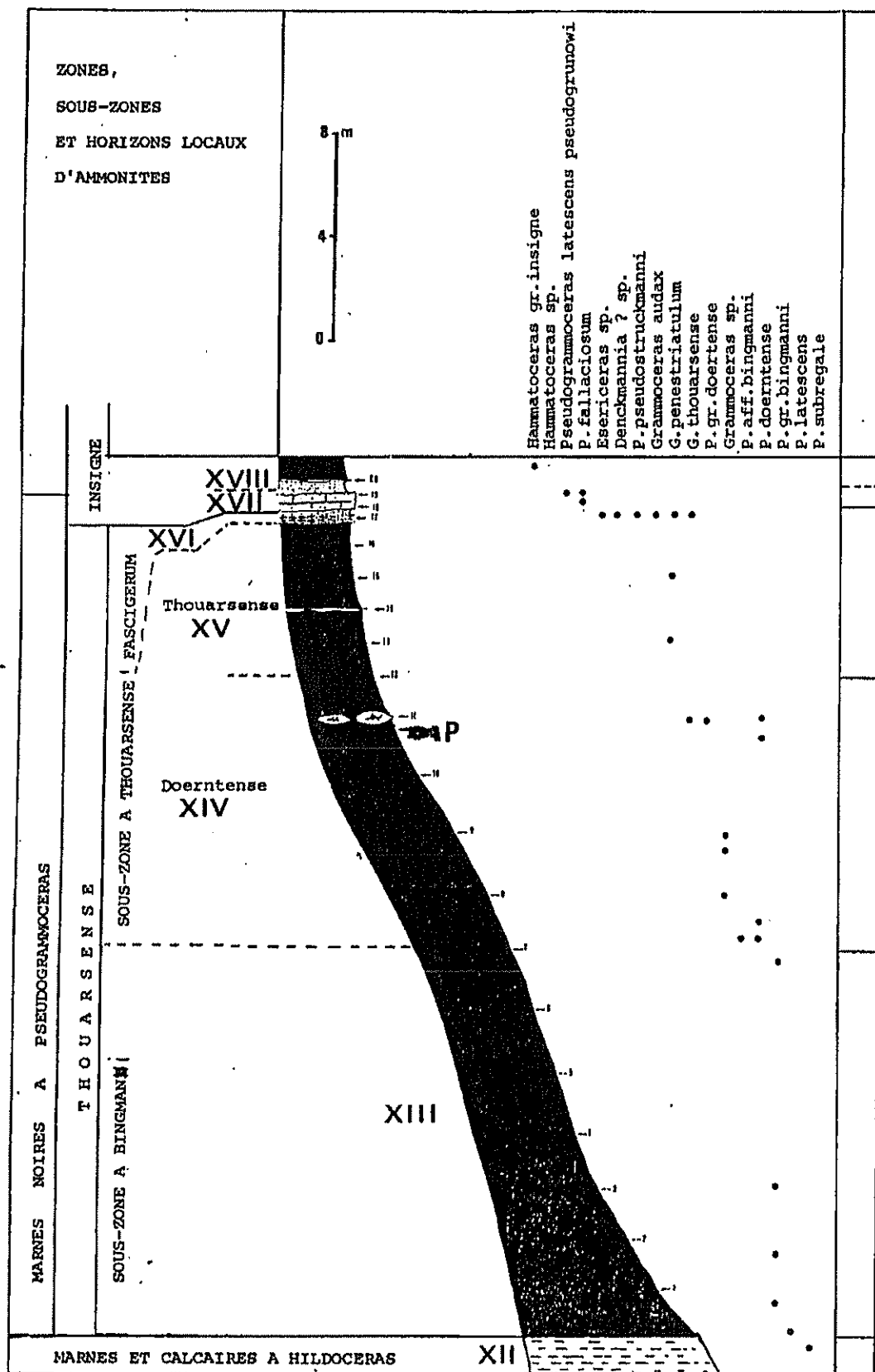


Fig. 164 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, le membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* dans la coupe-type de Lexos : biostratigraphie.

L'évolution du rapport nombre d'exemplaires de Foraminifères-nombre d'espèces, apparaît irrégulière mais sa croissance générale indique un approfondissement relatif des biotopes.

L'évolution générale de ces deux paramètres écologiques appelle trois remarques :

1 - la légère baisse de ces deux rapports dans l'horizon à Lusitanicum [VII] (niveau PE 23-24) indiquerait de légères tendances régressives, déjà soulignées par le développement des populations de Brachiopodes.

2 - la brusque chute des deux paramètres, dans la partie supérieure de l'horizon à Bifrons (Pe 37 à 43-44) et dans l'horizon à Sempolium (Pe 44), pourrait indiquer à nouveau des biotopes moins profonds avec le développement des *Tersella quercyensis*. Cet événement enregistré dans les microfaunes, traduirait la "crise de la zone à Variabilis".

3 - dans les horizons X et XI (Pe 45-46 à 50), la chute du rapport nombre de Foraminifères/nombre d'espèces serait due à une accélération de la sédimentation argileuse. Cette accélération provoquerait une nette diminution du taux d'oxygène sur les fonds, d'où une réduction spectaculaire des microfaunes benthiques avec, à la fois, très peu d'individus et une diversité spécifique faible.

L'évolution des paramètres biologiques concernant les microfaunes souligne donc :

- l'approfondissement général des biotopes malgré quelques très légères et passagères tendances régressives,
- l'accélération notable de la vitesse de sédimentation à certains moments (niveau 50),
- une diminution du taux d'oxygène sur les fonds marins, liée à la vitesse de sédimentation.

2.3. - LE MEMBRE DES MARNES NOIRES A PSEUDOGAMMOCERAS

Nous étudierons d'abord la coupe-type de Lexos, puis l'évolution latérale de ce membre, du Sud vers le Nord, avant d'envisager les conditions de dépôt des Marnes noires à *Pseudogammoceras* et leur signification à l'échelle du bassin quercynois.

2.3.1. - La coupe-type de Lexos

Nous avons choisi comme coupe-type, la coupe des carrières des cimenteries Lafarge à Lexos. La biostratigraphie détaillée des marnes noires a été établie par CUBAYNES et FAURE (1981) (Fig. 164) Les autres coupes de la région (Penne, Saint-Antonin, Puycelsi...) offrent la même succession stratigraphique.

a - situation de la coupe

Carte IGN au 1/50.000e Najac en x = 411,35 et y = 4888,8.
La coupe s'observe d'Est en Ouest, le long de la tranchée située au nord de la route départementale D 958 (Fig. 180 B.5).

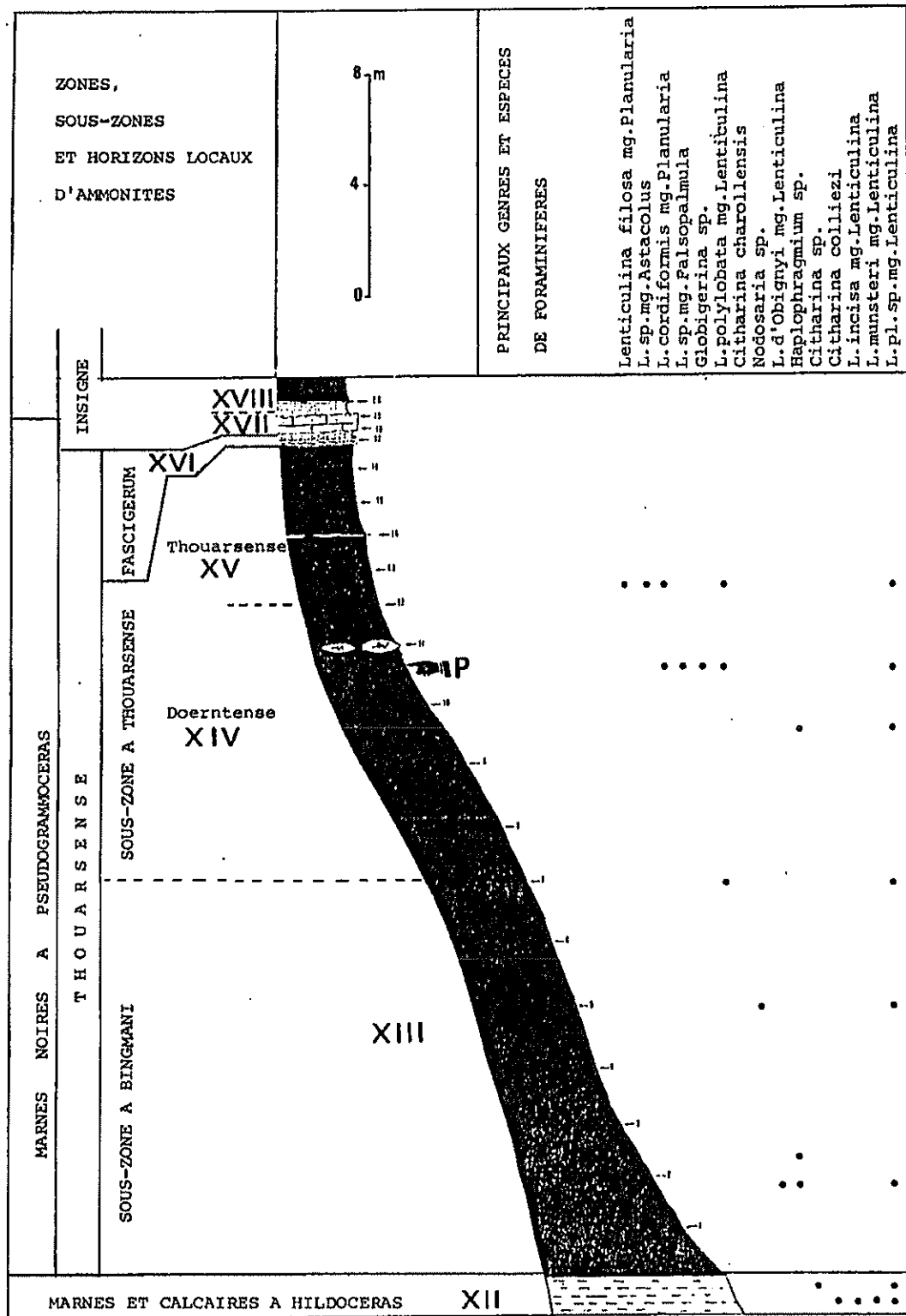


Fig. 165 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* : répartition stratigraphique des Foraminifères dans la coupe-type de Lexos.

b - description de la coupe

Nous avons reconnu de bas en haut (Fig. 164 et 165)

Niveaux 0 à 10 : 20 à 21 m d'argilites noires faiblement carbonatées (3 à 6 % de Ca CO_3), avec un litage millimétrique qui n'est jamais dérangé.

Les faunes de Lamellibranches se réduisent à des individus isolés ou à de minces lumachelles d'*Astarte* sp., *Leda rostralis* LAMARCK, *Nucula* sp., *Propeamussium* (P.) *pumilus* (LAMARCK).

Les Bélemnites ne sont représentés que par *Dactylioteuthis irregularis* SCHLOTHEIM, avec des rostrés de grande dimension (8 à 10 cm de long). Les Ammonites, nombreuses, datent ce premier ensemble des horizons XIII à XIV.

A leur partie sommitale, ces argilites se disposent en couches pluridécimétriques (30 à 50 cm) séparées par des liserés ferrugineux centimétriques.

Niveau 11 : un niveau (P*) de concrétions pyriteuses brun-rouge, puis un niveau de meules calcaires ovoïdes dont le grand axe atteint 0,60 m. Ces biomicrites à biodolomicrites, à rares bioclats épars, forment un niveau repère qui se suit de la région de Penne jusqu'à Pech-Laumet (Fig. 169), au SSW de Villefranche-de-Rouergue.

- Niveaux 12 à 16 : 6 à 7 m d'argilites noires à niveaux de lentilles calcaréo-gréseuses (14).

Ces lentilles de biomicrites gréseuses (30 à 40 % de quartz hétérométriques anguleux à subanguleux) correspondent à des remplissages de petits chenaux à granoclassement décroissant et à fines stratifications obliques; localement les micas soulignent un litage horizontal.  PL 24,1

La surface des chenaux présente de nombreuses traces de courants (N-S à N 20° E), des pistes et des orifices de terriers. Les rostrés de Bélemnites indiquent des courants orientés N-S.

Ces arrivées bioclastiques, repérables sur toutes les coupes, marquent de profonds changements dans la sédimentation avec le retour d'apports détritiques plus grossiers.

Dans les marnes noires sommitales (niveaux 15 et 16), les orifices de terriers, les terriers obliques ou verticaux, les traces de clapotis et de courants, des petites surfaces durcies, suggèrent un ralentissement de la vitesse de sédimentation.

Des stratifications entrecroisées ou obliques perturbent fréquemment le litage des argilites et indiquent une augmentation relative de l'énergie des eaux.

Niveau 17 : 0,30 à 0,50 m de marnes sombres, oolithiques, à nodules centimétriques de calcaire oolithique, avec un niveau de condensation à Bélemnites, Lamellibranches et Ammonites [horizon XVI].

Ces nodules calcaires sont des oobiosparites grainstone à oolithes ferrugineuses mal triées, avec de gros nucleus et des laminations concentriques bien déve-

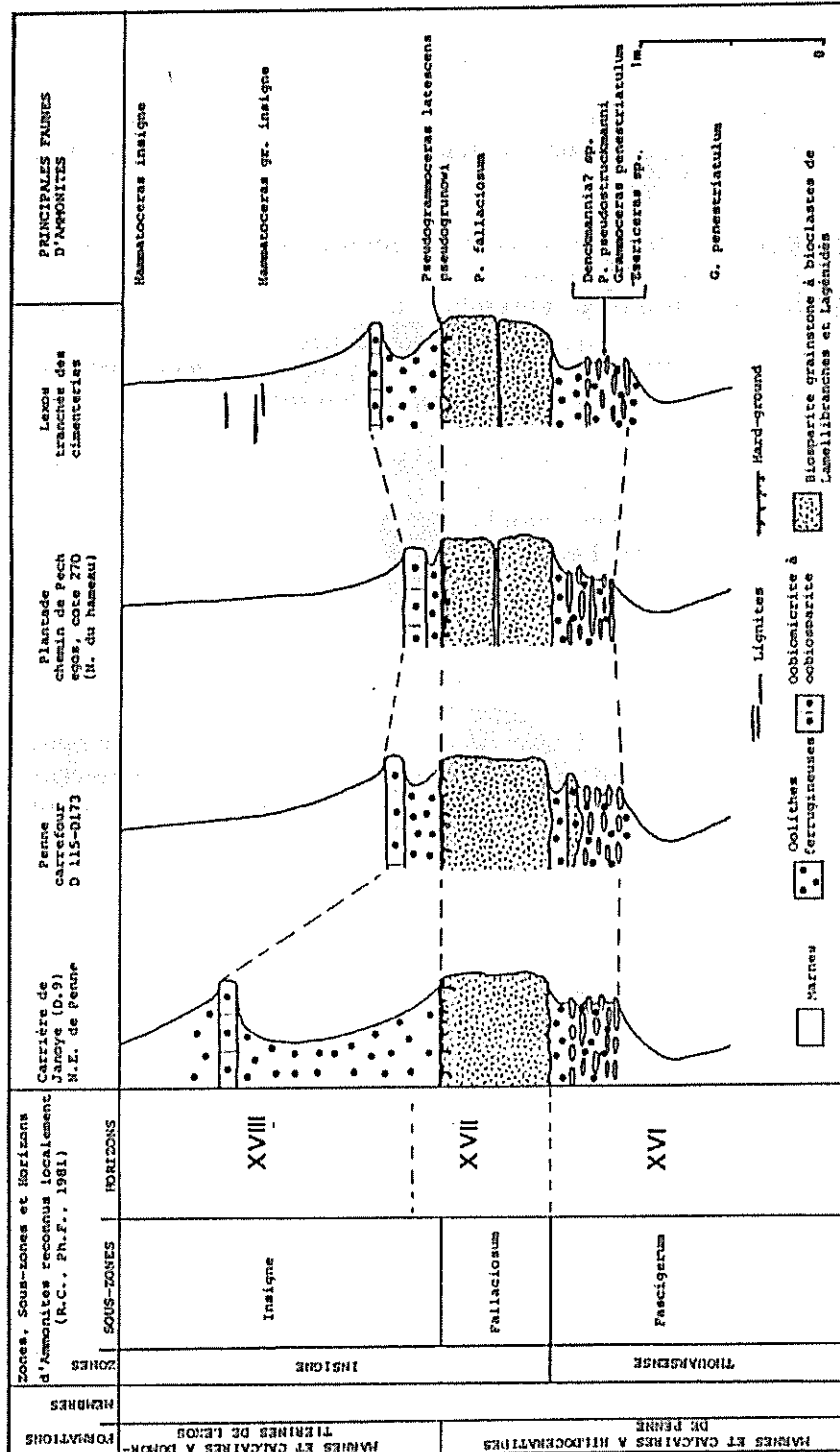


Fig. 166 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* : l'horizon XVII à *Fallaciosum* dans la région de la Grésigne, biostratigraphie de la limite entre la formation des Marnes et calcaires de Penne et celle des Marnes et calcaires de Lexos.

loppées, à bioclastes très mal triés de lamellibranches, échinodermes, gastéropodes, annélides et nodosariidés (rares).

Certaines oolithes présentent des traces de perforations (Algues ou Spongiaires ?).

La sparite se dispose en frange granulaire autour des oolithes et en mosaïque entre les éléments.

Niveaux 18 à 19 : 0,50 à 0,60 m de calcaires bioclastiques localement oolithiques et plus ou moins ferrugineux; ce banc calcaire est interrompu par le hard-ground ferrugineux, encroûté et taraudé, à très abondants *Pseudogrammoceras fallaciosum* (BAYLE) [horizon XVII] qui clôture la formation des Marnes et calcaires de Penne (Fig. 126 et 166)

Les biomicrites packstone à grainstone, pyriteuses, faiblement sableuses (1 à 2 % de quartz anguleux et hérérométriques) renferment des fantômes sparitisés d'oolithes, des bioclastes mal triés de lamellibranches, échinides, crinoïdes, brachiopodes, ostracodes et nodosariidés. La taille de ces bioclastes croît vers le sommet du banc, révélant une légère augmentation de l'énergie des eaux.

2.3.2. - Les sondages de Lacour et de Lauzerte (Tarn-et-Garonne)

a - Sondage de Lacour

Carte IGN au 1/50.000e de Penne d'Agenais, en x = 338,15 et y = 4905,92. Le sondage est situé à 2,1 km à l'est de Lacour.

Dans ce sondage, réalisé en 1982, des dolomies cristallines beiges (e), vacuolaires, reposent sur 3,70 m de marnes noires (a) pyriteuses (Fig. 167 A). Nous proposons de rattacher ces marnes au membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras*.

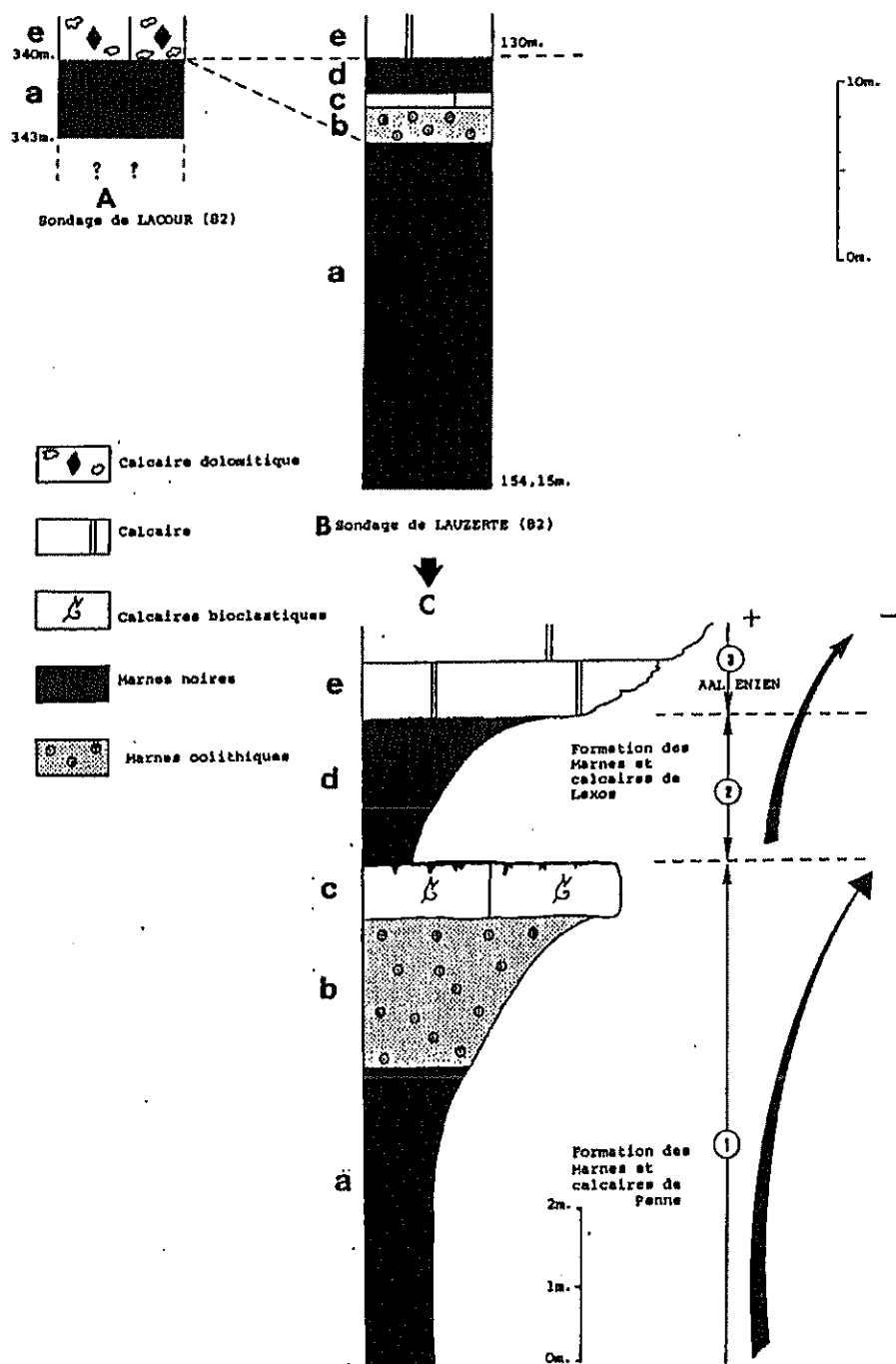
b - sondage de Lauzerte

Carte IGN au 1/50.000e de Moissac, en x = 354,42 et y = 4903,22. Le sondage a été implanté à 3,1 km au N.E de Lauzerte.

Ce sondage, effectué en 1978, présente de la profondeur 154,15 à la cote 120 (Fig. 167 B et C) :

- a - 19,15 m d'argiles gris foncé,
- b - 2 m de marnes micacées pyriteuses à pisolithes,
- c - 0,80 à 1 m de calcaires marneux,
- d - 2 m de marnes bleu-gris,
- e - les calcaires rosés du Bajocien.

Nous proposons d'attribuer ces 24,15 m de Toarcien au sommet des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* (a et b) avec le banc calcaire à *P. fallaciosum* (BAYLE) couronné par un hard-ground (c) puis à l'extrême base de la formation des Marnes et calcaires de Lexos (d).



2.3.3. - Coupe de Saint-Antonin

a - situation de la coupe :

Carte IGN au 1/50.000e de Caussade en x = 401,2 et y = 4889,57. La coupe s'observe dans le lotissement situé au nord-est du groupe scolaire, entre les lots n° 24 et 13 (Fig. 168 A)

b - description de la coupe (Fig. 168 B)

L'implantation de maisons et les nombreux travaux rendent cette coupe difficile à observer. Nous avons en particulier suivi le contact entre les marnes grises à patine jaune de la zone à *Variabilis* [horizon XII] et les marnes sombres de la zone à *Thouarsense* [horizon XIII] et nous avons reconnu de la base au sommet :

a - 4 m de marnes grises à patine jaune avec *Catacoeloceras confectum* BUCKMAN, *C. mucronatum* (d'ORBIGNY), *Pseudogrammoceras aratum* (BUCKMAN) et *Haugia* gr. *illustris* (DENCKMANN) [horizon XII]. Ces marnes renferment des meules calcaires décimétriques très bioclastiques concrétionnées autour de *Pinna* couchées ou de valves de *Plagiostoma gigantea* SOWERBY. Ces dernières ont formé des obstacles contre lesquels les courants locaux ont abandonné de nombreux bioclastes de *Propeamussium* (P.) *pumilus* (LAMARCK), *Astarte* sp., *Isocrinus* sp.,

b - 3 m de marnes grises finement litées à niveaux de *septaria* avec *Pseudogrammoceras subregale* PINNA. Ces marnes se caractérisent par une abondante épifaune (Fig. 170) dominée par *Procerithium* (*Xystrella*) *armatum* (GOLDFUSS) associé à *Amberleya subduplicata* (d'ORBIGNY), *Propeamussium* (P.) *pumilus*, *Plicatula* (*Plicatula*) *catinus* DESLONGCHAMPS et de très rares Brachiopodes. De rares *Nucula* sp. et *Leda* sp. constituent toute l'endofaune.

Les *Procerithium* forment une population *in situ* avec des individus de toute taille, des adultes aux plus jeunes. Ces derniers se retrouvent nombreux, lors des lavages, sur le refus du tamis de 250 microns.

c - 23 m de marnes noires avec, dès la base, *Grammoceras bingmanni* (DENCKMANN) [horizon XIII] puis *Grammoceras* sp.. Dans leur partie supérieure, ces marnes présentent de nombreux liserés ferrugineux centimétriques

d - un niveau de meules calcaires,

e - 4 à 5 m de marnes sombres plus sableuses.

Nous avons retrouvé en éboulis des blocs de calcaires bioclastiques à *Pseudogrammoceras fallaciosum* (BAYLE) [horizon XVII].

La coupe de Saint-Antonin présente donc une succession stratigraphique comparable à celle de la coupe-type de Lexos.

Les marnes noires à *Pseudogrammoceras* renferment de très rares oolites ferrugineuses, des bioclastes de lamellibranches, d'échinodermes, de crustacés et de très abondants moules internes pyritisés de gastéropodes.

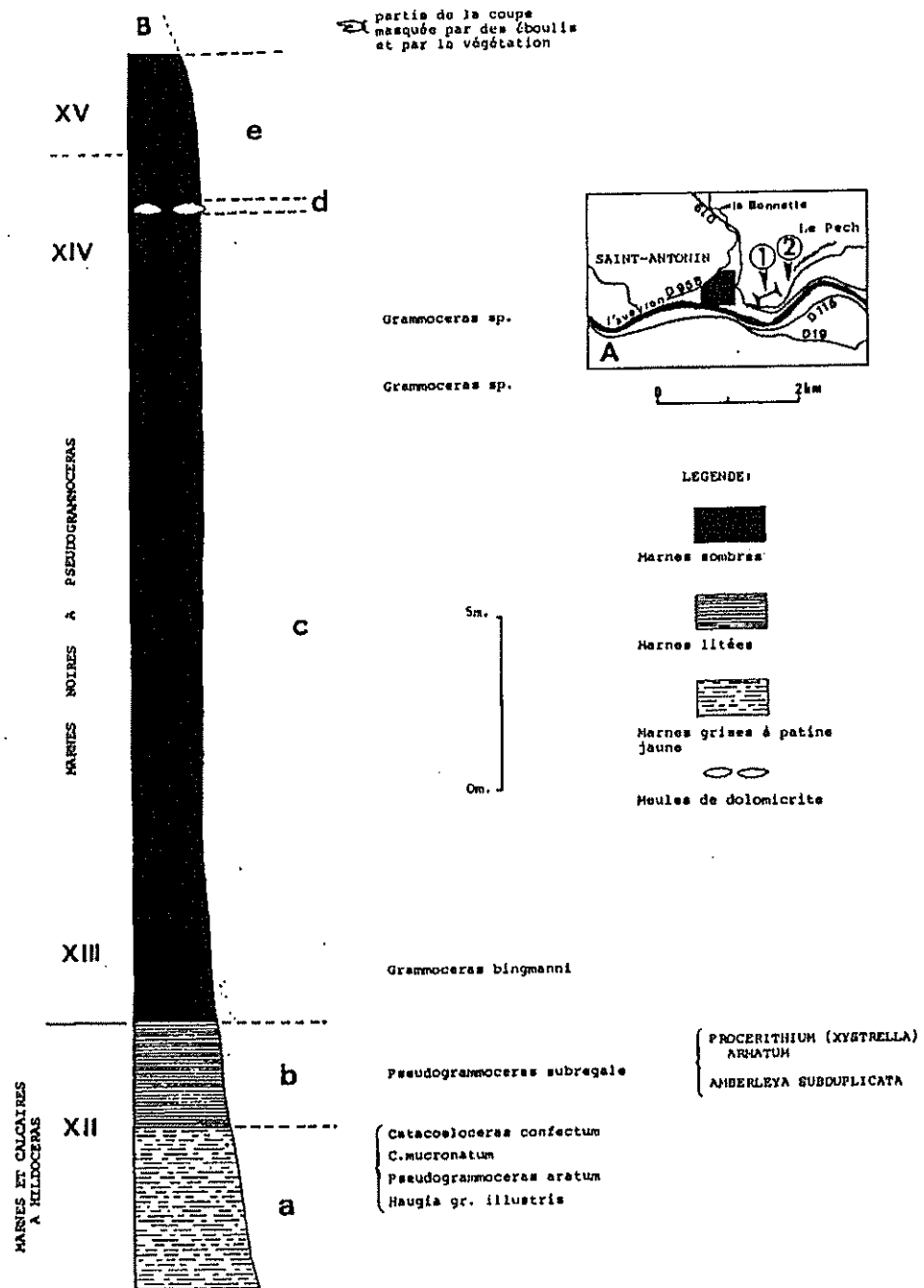


Fig. 168 : Formation des Marnes et calcaires de Penne : le membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* dans la coupe de Saint-Antonin.
A : situation des coupes 1 - Marnes noires à *Pseudogrammoceras*, 2 - formation des Marnes et calcaires de Lexos (Fig. 185).

La microfaune se limite à quelques *Ammobaculites fontinensis* TERQUEM, des *Lenticulina* pl. sp. mg. *Lenticulina* et de très rares *Citharina colliezi* (TERQUEM).

2.3.4. - Les coupes de Pech-Laumet et de Memer

a - Situation des coupes

Coupe de Pech-Laumet : Carte IGN au 1/50.000e de Villefranche-de-Rouergue en x = 408,72 et y = 4904,15. La coupe s'observe dans les carrières situées immédiatement à l'ouest du carrefour, entre la route nationale N 126 et la route départementale D 33 (Fig. 169 A C)

Coupe de Memer : Carte IGN au 1/50.000e de Villefranche-de-Rouergue en x = 412,05 et y = 4908,37. La coupe s'observe dans les carrières situées immédiatement à l'est du carrefour, entre la nationale N 126 et la départementale D 514 (Fig. 169 A B)

b - Description des coupes

La coupe de Memer, située à 5,1 km au nord-est de celle de Pech-Laumet, présente le passage des marnes de la zone à Variabilis aux marnes sombres de la zone à Thouarsense. Nous y avons observé, de bas en haut (Fig. 169) : 5 à 6 m de marnes grises litées avec, à leur sommet, *Pseudogrammoceras latescens* (SIMPSON) [zone à Thouarsense, sous-zone à Bingmanni, horizon XIII].

Les biocénoses (Fig. 170 B, C D) sont dominées par des Gastéropodes brouteurs, phytophages plus ou moins directs : *Procerithium* (*Xystrella*) *armatum* (GOLD-FUSS) et par des formes détritivores à coquille plus épaisse : *Amberleya subduplicata* (d'ORBIGNY). De nombreux *Propeamussium* (P.) *pumilus* (LAMARCK) et d'abondantes *Plicatula* (*Plicatula*) *catinus* (DESLONGCHAMPS) complètent l'épifaune.

L'endofaune se réduit à des *Nuculanidae* : *Leda rostralis* LAMARCK, *Nucula* sp. et *Astarte* sp. qui sont des fouisseurs légers, cosmopolites.

La microfaune, pauvre, se compose de *Lenticulina münsteri* mg. *Lenticulina* (ROEMER) de *L. incisa* mg. *Lenticulina* (TERQUEM) et de rares *Citharina colliezi* (TERQUEM).

La coupe de Pech-Laumet complète celle de Memer avec (Fig. 169 C)

a - 12 m de marnes noires sombres, micacées et finement litées. Ces marnes renferment, dès leur base, *Pseudogrammoceras bingmanni* (DENCKMANN) et *P. sp.* juv. [horizon XIII] puis *P. doerntense* (DENCKMANN) associé à *P. sp.* juv. [horizon XIV], enfin *Grammoceras* sp.

L'endofaune se limite à l'association *Astarte* sp., *Nucula* sp., qui apparaît, sous forme de petits lits lumachelliques dispersés, de couleur blanche.

b - un niveau centimétrique de concrétions pyriteuses gris à brun rouge avec *P. gr. doerntense* (DENCKMANN), *Grammoceras* aff. *thouarsense*

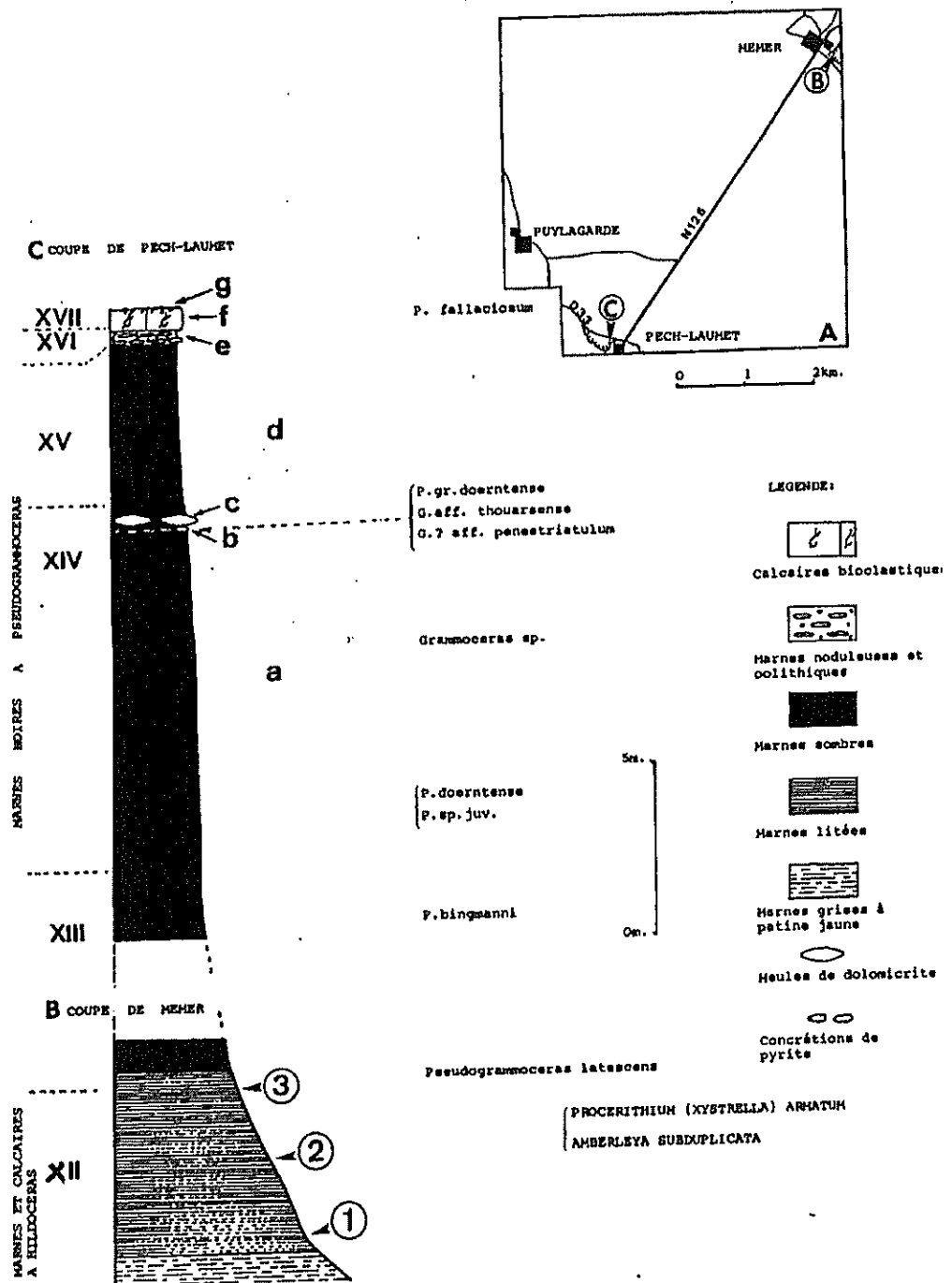


Fig. 169 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, le membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* dans les coupes de Mémer (B) et de Pech-Lauhet (C). Les numéros correspondent à ceux de la figure 169 (diagrammes circulaires).

(d'ORBIGNY) et *Grammoceras* ? aff. *penestriatum* BUCKMAN, [horizon XIV, partie supérieure]. Ce niveau présente une condensation de Bélemnites : *Acrocoelites unisulcatus* BLAINVILLE et *Dactylioteuthis irregularis* SCHLOTHEIM,

c - un niveau de miches calcaires décimétriques (0,60 m de diamètre),

d - 5 m de marnes sombres micacées, litées, avec de petites stratifications obliques [horizon XV]. Les surfaces indurées, fréquentes, à clapotis, traces de défécation et orifices de terriers (Crustacés ?), suggèrent un net ralentissement de la sédimentation.

e - 0,30 à 0,40 m de marnes à oolites ferrugineuses et nodules de calcaires oolithiques, avec *Pseudogrammoceras penestriatum* BUCKMAN [horizon XVI],

f - 0,40 m de calcaires ferrugineux très bioclastiques, souvent lumacheliques, avec une condensation de Bélemnites, *Entolium* sp., *Gryphaea* sp., *Propeamussium* (P.) *pumilus* (LAMARCK), *Exogyra* sp., de rares *Trigonia* sp. et *Pseudogrammoceras fallaciosum* (BAYLE) [horizon XVII],

g - un hard-ground ferrugineux et karstifié, particulièrement net, avec une abondante thanatocénose de Bélemnites, Lamellibranches et *P. fallaciosum*.

Ces deux coupes mettent en évidence l'uniformité du membre des marnes noires à *Pseudogrammoceras*, entre les régions de Lexos et de Villefranche-de-Rouergue.

2.3.5. - Les sondages de Saint-Igest

Le sondage de Saint-Igest SI (Fig. 142) traverse un Toarcien épais de 52 à 53 m, donc nettement plus réduit que celui de la région grésignole (70 à 80 m). En l'absence de tout argument biostratigraphique, nous proposons d'attribuer la plus grande partie des 39 m de marnes noires (b) au membre des marnes noires à *Pseudogrammoceras*.

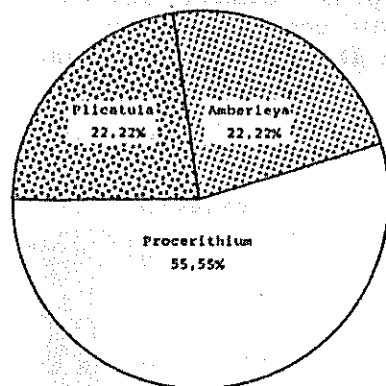
2.3.6. - Les sondages de Figeac-Bel-Air

Les sondages BA 11, 12, 13, 16, 17, 18, 22, 23, 24 et 25 ne recoupent par les Marnes noires à *Pseudogrammoceras*, ils sont implantés sur des termes sous-jacents.

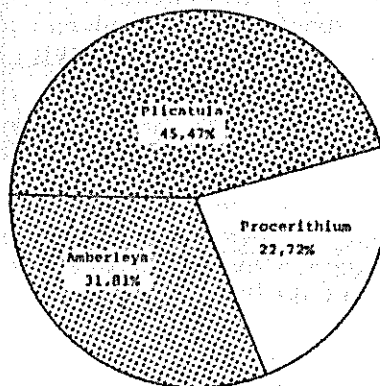
Les sondages 1, 7, 19, 20, 26, 29, 30, 31 et 40, directement implantés sur les Marnes noires à *Pseudogrammoceras*, n'en traversent que 2 à 17,5 m.

Enfin, les autres sondages : BA 14, 15, 27, 28, 32 à 39 ont recoupé la plus grande partie ou la totalité de ce membre dont l'épaisseur, variant de 23 à 28,50 m, est comparable à celle qu'il atteint dans la région grésignole.

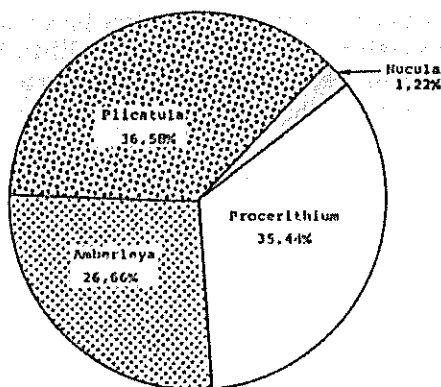
Nous avons donc choisi pour décrire les Marnes noires à *Pseudogrammoceras* deux lignes :



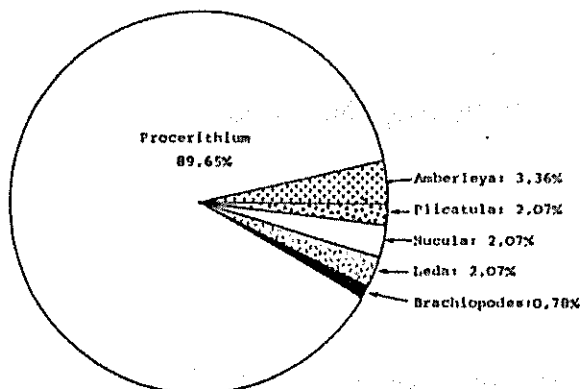
D= MEMER 3



C= MEMER 2



B= MEMER 1



A= SAINT-ANTONIN

Fig. 170 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, évolution verticale des biocénoses, passage des Marnes et calcaires à *Hildoceras* aux Marnes noires à *Pseudogramoceras*. Les numéros correspondent à ceux de la figure 168.

- une ligne SSW-NNE passant par les sondages BA 28, 36, 37, 38, 14 et 15 (Fig. 171)
- une ligne E-W avec les sondages BA 32, 33, 35, 36 et 34 (Fig. 172)

a - la coupe-type dans la région de Figeac-Bel-Air.

Le sondage BA 14 (Fig. 171) fournit la coupe-type du membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* avec, de la base au sommet :

- a - 18 m de marnes noires,
- b - 5,50 à 6 m de marnes sableuses,
- c - 2 à 2,50 m de marnes noires,
- d - 0,50 à 0,60 m de calcaires bioclastiques.

La dolomitisation oblitère le faciès originel mais il est possible de reconnaître un biomicrite packstone à grands bioclastes de pélecypodes et oolithes ferrugineuses éparses.

Nous proposons d'assimiler ce banc calcaire à celui qui, avec le hard-ground à *P. fallaciosum* (BAYLE) [horizon XVII], clôtüre la formation des Marnes et calcaires à *Hildoceratidés* de Penne dans la coupe de Lexos (niveaux 18-20, Fig. 164 et 165)

Cette succession stratigraphique (26 à 28 m) est tout à fait analogue à celle de Lexos (Fig. 164 et 165)

b - Comparaison avec les autres sondages

Dans tous ces sondages, le membre présente les termes suivants de bas en haut :

a - de 15,80 à 21 m de marnes noires micacées, pyriteuses, fines et litées, avec de rares bioclastes de lamellibranches et crinoïdes (pentacrines), des dents de poissons, des moules internes pyritisés de gastéropodes. Le Sondage BA 7 a fait l'objet d'une investigation poussée avec 11 lavages sur 12 m d'épaisseur (cotes - 4, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 14, 15 et 16). Y. Le CALVEZ n'y retrouve qu'une seule espèce de Foraminifères arénacés : *Ammobaculites fontinensis* TERQUEM, représenté le plus souvent par quelques individus, rarement abondant (cote - 9 m), associé à des débris de crinoïdes (dont pentacrines).

Ces marnes, homogènes sur toute leur épaisseur, livrent une macrofaune composée de *Pseudogrammoceras*, *Grammoceras*, *Trigonia* (BA 28), *Pseudomytiloides* (BA 14), *Bositra* (BA 39), *Propeamussium* (P.) *pumilus* (LAMARCK).

b - 4,30 à 8,35 m de marnes gréseuses avec dans leur partie sommitale des lentilles sableuses, gréseuses, voire des lentilles de grès blanc (BA 15). La taille et le nombre de ces lentilles diminuent vers le sommet de ce terme qui correspondrait aux marnes à chenaux gréseux de la coupe de Lexos (niveaux 12 à 16, Fig. 164 et 165).

La microfaune est toujours réduite à quelques exemplaires d'*Ammobaculites fontinensis* TERQUEM.

Les sondages BA 14, 15, 32, 33, 34, 37 et 38 présentent en plus :

c - 1,50 à 2 m de marnes noires micacées et pyriteuses, fines et litées, avec pour toute microfaune *A. fontinensis* TERQUEM.

Le Dogger repose directement sur ces marnes sauf dans les sondages BA 14 et BA 15.

L'épaisseur cumulée marnes noires - marnes sableuses est comparable dans tous ces sondages :

N° du sondage	Epaisseurs			Total
	a marnes noires	b marnes sableuses	c marnes noires	
14	17,5 m	5,5 m	2 m	25 m
38	18,30 m	5,50 m	2,20 m	26 m
37	15,80 m	8,10 m	1,90 m	25,80 m
36	16,50 m	7,50 m	?	24 m
34	17,50 m	4,50 m	2 m	24 m
32	18-19 m	4,30 m	1,50 m	23,8 à 24,8 m
33	18,50 m	5 m	2 m	25,5 m
35	16,50 m	7,80 m	?	24,30 m

Les marnes sableuses passent latéralement aux marnes noires pyriteuses, nettement moins détritiques. Elles représenteraient des chenaux, orientés N 20° E, apportant un matériel sableux important sur une pente de plateforme distale entièrement envasée (vasière circalittorale).

2.3.7. - Sondage et affleurements de la vallée du Lot

Le long de la vallée du Lot, du Sud-Ouest au Nord-Est, le sondage de Saint-Martin-Labouval, les affleurements de Saint-Martin-Labouval, de Larroque-Toirac, permettent de reconnaître la partie supérieure des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* et de suivre le banc à *P. fallaciosum* (BAYLE).

a - Sondage de Saint-Martin-Labouval

Il est très difficile de proposer une stratigraphie détaillée dans les marnes argileuses gris foncé de ce sondage.

La formation des marnes et calcaires de Penne y atteint 53 à 54 m d'épaisseur (Fig. 143)

Puisque l'épaisseur des marnes noires à *Pseudogrammoceras* semble relativement constante de Lexos (25-26 m) à la région de Figeac (25 à 26 m), nous proposons :

- d'attribuer au moins les 25 à 26 m supérieurs des marnes argileuses gris foncé aux horizons XIII à XVI.

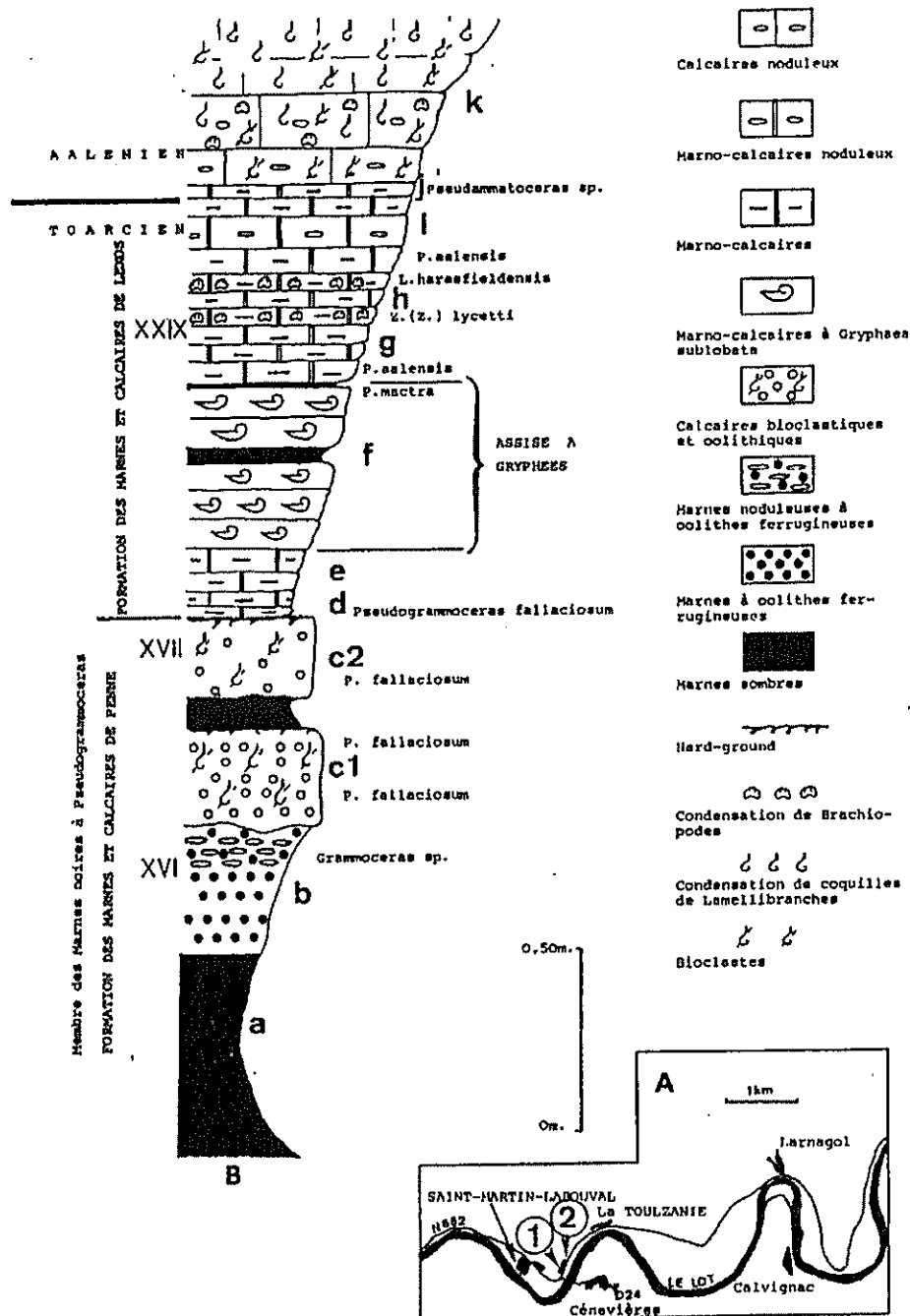


Fig. 173 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, le membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* dans la coupe de Saint-Martin-Labouval puis, au sommet, la formation des Marnes et calcaires de Lexos.
A : situation des coupes : le long de la N 662 (2) et dans les caves des maisons (1).
B : coupe. les lettres correspondent aux différents termes décrits dans le texte.

- d'assimiler le banc de calcaires bioclastiques à celui de l'horizon XVII de Lexos, interrompu par le hard-ground à *P. fallaciosum* (BAYLE).

b - Affleurement de Saint-Martin-Labouval.

Le sommet des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* peut s'observer dans les caves des maisons bordant la route départementale D 662, au NNE du carrefour D 24 - D 662 (Fig. 173 A)

Nous avons observé (Fig. 173 B)

- a - 3-4 m de marnes noires litées à *Pseudogrammoceras* sp.,
- b - 0,30 à 0,35 m de marnes oolithiques ferrugineuses à nodules calcaires (oobiomicrites), avec une condensation de Bélemnites, Lamellibranches et *Grammoceras* sp.,
- c - 0,60 à 0,65 m de calcaires à *P. fallaciosum* (BAYLE), [horizon XVII] avec deux bancs calcaires séparés par une très mince couche marneuse.

- le banc inférieur (c1) est une oobiomicrite à oobiosparite grainstone, peu sableuse (1 % de quartz), à bioclastes très mal triés d'échinodermes (dominants), lamellibranches, annélides, gastéropodes (rares) et Nodosariidés dont *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*. La texture devient pelletoidale par place.

- le banc supérieur (c2) est une biomicrite packstone à grainstone plus sableuse (2 à 3 % de quartz) et à oolithes plus rares.

d - le hard-ground à *P. fallaciosum* (BAYLE), avec une surface nettement moins encroûtée et karstifiée que sur la coupe-type de Lexos. Il est surmonté par la formation des Marnes et calcaires à Dumortierinés de Lexos (1,20 m).

c. - Affleurement de Larroque-Toirac

Juste sous les fondations du château de Larroque-Toirac (Fig. 174), l'émergence d'un ruisseau affluent droit du Lot, entaille successivement l'extrême base du Dogger, la formation des Marnes et calcaires de Lexos et la partie supérieure de la formation des Marnes et calcaires de Penne.

Pour accéder à cette coupe il faut,

- soit remonter le ruisseau en partant du pont situé sur la route départementale D 662,
- soit monter au château par la route et, à 50 m de la porte d'entrée, prendre sur la droite un sentier qui longe les fondations du château.

Nous avons observé, de la base au sommet :

a - 20 m de marnes noires pyriteuses, finement litées. Très peu sableuses, ces marnes renferment de rares bioclastes de lamellibranches, d'échinides, des moules internes pyritisés de gastéropodes, de très rares dents de poissons et une microfaune réduite de *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina* et *Citharina toarcense* (PAYARD),

b - 0,30 à 0,35 m de marnes à oolithes ferrugineuses et nodules calcaires oolithiques avec *Grammoceras* sp.,

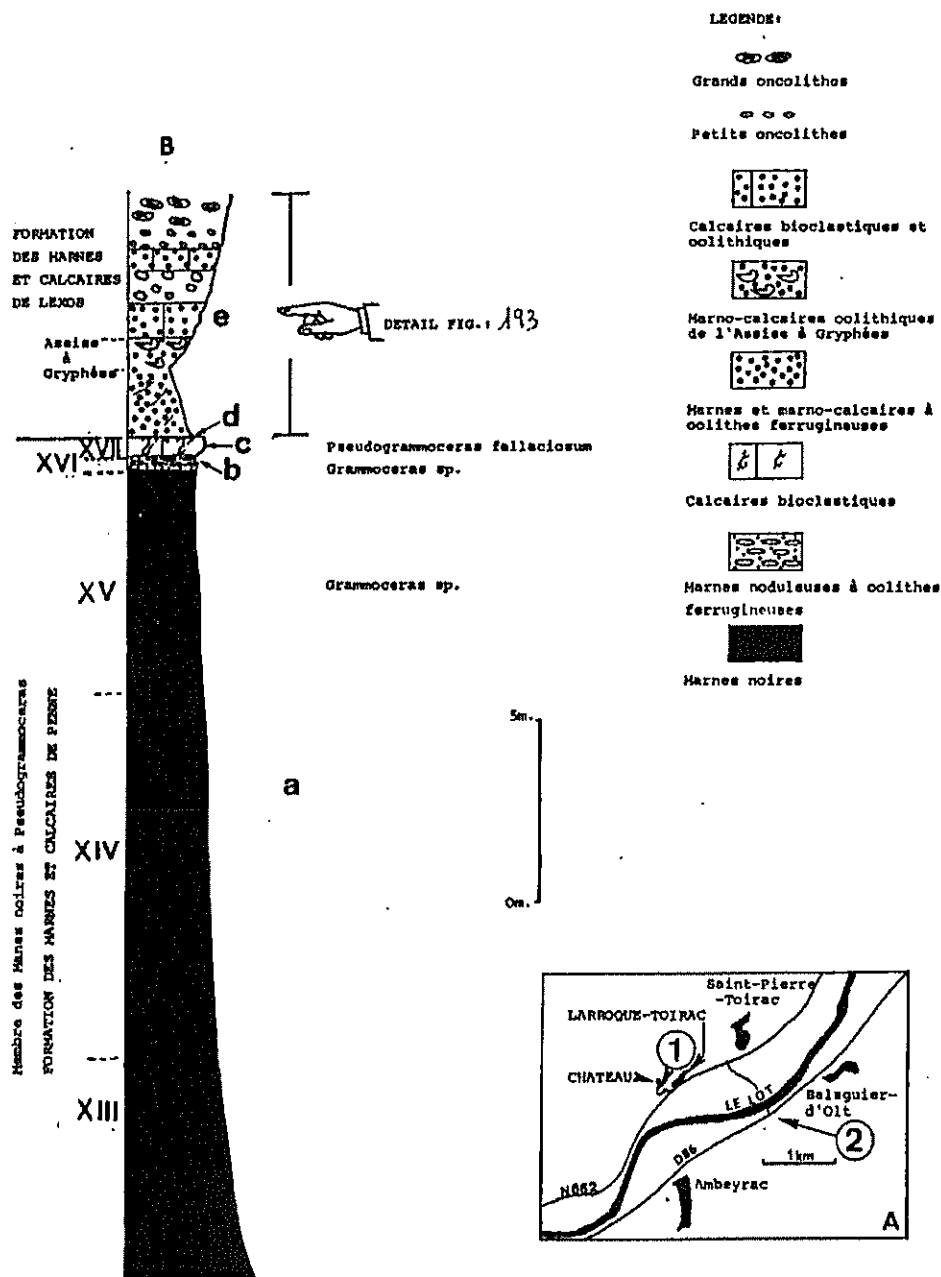


Fig. 174 : Coupe de Larroque-Toirac : Formation des Marnes et calcaires de Penne : le membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* dans la coupe de Larroque-Toirac.

A : situation des coupes de Larroque-Toirac (1) et du carrefour des départementales D 38 - D 86 (2, Fig. 194).

B : coupe de Larroque-Toirac, les lettres correspondent aux termes décrits dans le texte.

c - 0,40 à 0,45 m de calcaire bioclastique ferrugineux (biomicrites grain-tone) à très abondants *Entolium* sp. et *Pseudogrammoceras fallaciosum* (BAYLE),

d - le hard-ground ferrugineux à *P. fallaciosum* interrompt ce banc calcaire que recouvre la formation des Marnes et calcaires de Lexos (3,5 m).

2.3.8. - Les affleurements de la vallée du Célé et de Fontieu-Beduer

a - Coupe du château de Roquefort

Carte IGN. 1/50.000e Figeac en x = 411,5 et y = 4940.

La coupe s'observe à l'est du château, entre la falaise et le château lui-même (Fig. 175). Nous avons distingué de bas en haut :

a : 15 m de marnes noires,

b : 0,35 à 0,40 m de calcaires gris ferrugineux et très bioclastiques avec une abondante faune de *P. fallaciosum* (BAYLE),

c : le hard-ground à *P. fallaciosum* qui clôtüre la formation des Marnes et calcaires de Penne,

d : la formation des Marnes et calcaires de Lexos (5 m).

b - Affleurement de Fontieu-Béduer

Carte IGN 1/50.000e de Figeac en x = 416 et y = 4936,925, 500 m au sud-sud-ouest de Béduer.

Cet affleurement présente le sommet des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* et nous avons retrouvé, de la base au sommet :

a : 1,50 m de marnes noires,

b : 0,30 cm de marnes oolithiques à nodules de calcaire oolithique et à *Grammoceras* sp.,

c : 0,35 à 0,40 cm de calcaires ferrugineux bioclastiques à très abondants *P. fallaciosum* (BAYLE),

d - le hard-ground à *P. fallaciosum*,

e : la formation des Marnes et calcaires à Dumortierinés de Lexos.

Sur cet affleurement, les *Pseudogrammoceras* atteignent, comme dans toute la région, des diamètres de 20 à 25 cm.

2.3.9. - Les affleurements au nord de la vallée du Célé

a - Affleurement au carrefour des D 13 et D 48.

Carte IGN 1/50.000e Figeac en x = 414,42 et y = 4941,87.

La coupe s'observe le long de la départementale D 13, au carrefour de la D 13 avec la départementale D 48, 2 km au nord-ouest de Cambes (Fig. 175) Cette coupe présente de la base au sommet :

a : 10 m de marnes noires à *Grammoceras penestriatum* (BUCKMANN) [horizon XV à Thouarsense],

b : 0,30 cm de marnes à oolithes ferrugineuses et nodules de calcaires oolithiques,

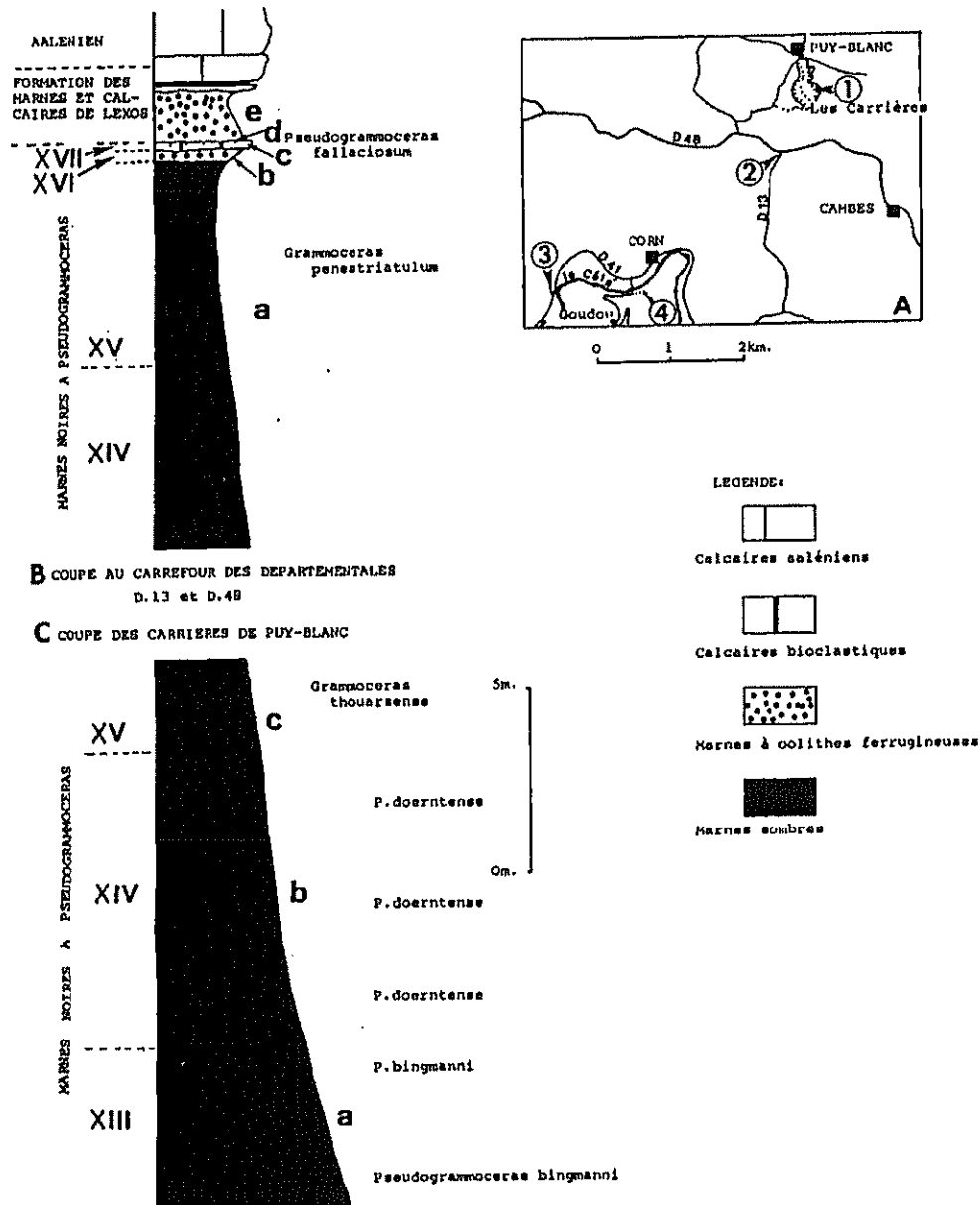


Fig. 175 : Formation des marnes et Calcaires de Penne ; le membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* dans les coupes du carrefour des départementales D 13 et D 48, et dans la coupe des carrières de Puy-Blanc.

A : carte de situation,

B : la coupe présente de la base au sommet, la partie supérieure des Marnes noires à *Pseudogrammoceras*, puis la formation des Marnes et calcaires de Lexos.

C : coupe des carrières de Puy-Blanc.

c : 0,25 à 0,30 m de calcaires bioclastiques ferrugineux à **P. fallaciosum** (BAYLE). Ces oobiomicrocrites packstone renferment des bioclastes très mal triés de lamellibranche et des *Nodosariidés*,

d : hard ground ferrugineux à **P. fallaciosum**,

e - formation des Marnes et calcaires à Dumortierinés de Lexos (3 à 3,50 m).

b - Affleurement de la briqueterie de Puy-Blanc

Carte IGN au 1/50.000e Figeac en x = 415 et y = 4942,62. La coupe s'observe dans les carrières, immédiatement au sud de la briqueterie (Fig. 175) Dans les 15 m visibles de marnes noires, fines et bien litées, nous avons reconnu (Fig.

a : l'horizon XIII avec d'abondants **Pseudogrammoceras bingmanni** (DENCKMANN) [zone à Thouarsense, sous-zone à Bingmanni].

Les marnes renferment de belles associations de fousseurs légers : **Nucula** sp., **Leda rostralis** LAMARCK, d'épibiontes : **Amberleya subduplicata** d'ORBIGNY et **Plicatula (Plicatula) catinus** DESLONGCHAMPS - ces fossiles sont dans un excellent état de conservation.

Les Bélemnites, de grande taille (12 à 13 cm de long), appartiennent à deux espèces : **Acrocoelites unisulcatus** BLAINVILLE et **Dactylitheuthis irregularis** SCHLOTHEIM.

b : l'horizon XIV avec **P. doerntense** (DENCKMANN) [sous-zone à Thouarsense, horizon à Doerntense],

c : la base de l'horizon XV avec **Grammoceras thouarsense** (D'ORBIGNY).

La microfaune se réduit à de rares Ostracodes : **Kinkelina (K.) sermoensis** APOSTOLESCU et **Cytherella toarcensis** BIZON, associés à des Foraminifères arénacés : **Ammobaculites fontinensis** (TERQUEM) et à des *Nodosariidés* : **Lenticulina munsteri** mg. **Lenticulina** (ROEMER), **L. d'orbignyi** mg. **L. ROEMER** **Nodosaria oculina** (TERQUEM et BERTHELIN). F. DEPECHE (1967) signale en plus : **L. matutina** (d'ORBIGNY) et **L. prima** (d'ORBIGNY).

Cette coupe, située à 9,5 km au nord-ouest de Figeac-Bel-Air, nous permet d'attribuer l'ensemble des Marnes noires à **Pseudogrammoceras** aux horizons XIII à XVI, comme dans la coupe-type de Lexos.

2.3.10. - La coupe de Capdenac

Carte au 1/50.000e de Figeac en x = 426,25 et y = 4937,37. La meilleure coupe s'observe au carrefour de la route nationale N 594 et de la route départementale D 208 menant à Capdenac-le-Haut (Fig. 107 B.6)

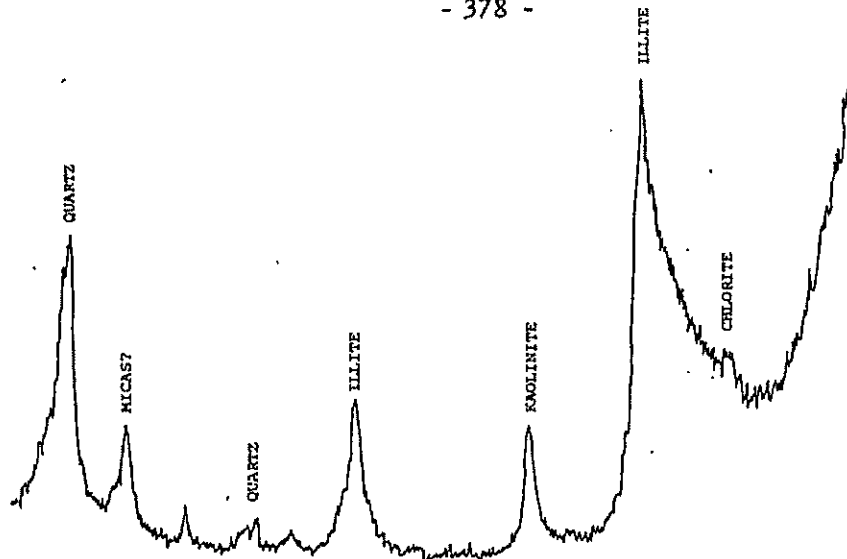
Au-dessus des marnes oolithiques à **Haugia** sp. (Fig. 148) nous avons observé :

a : 20 à 21 m de marnes noires, finement litées, à très rares bioclastes,

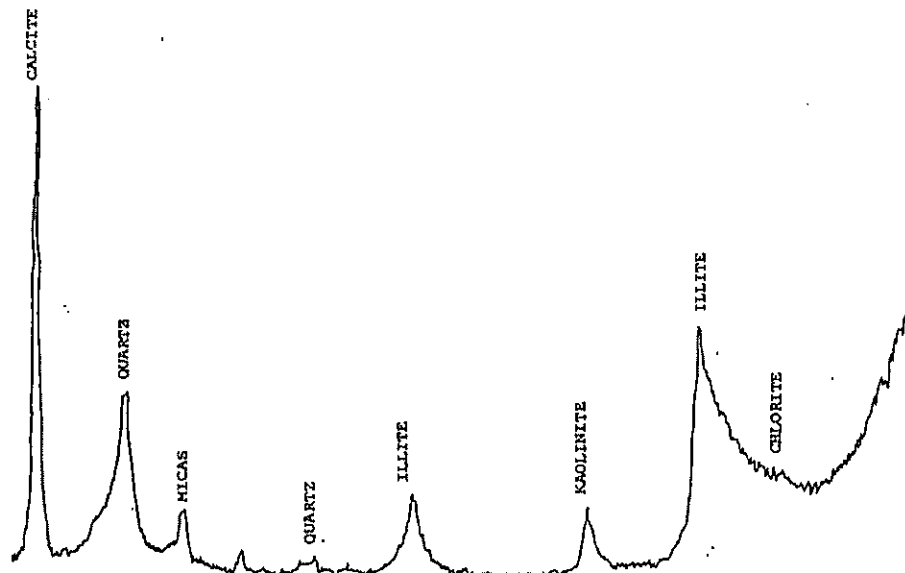
b : 1,50 m de marnes gris-cendre à oolithes ferrugineuses,

c : les calcaires du Jurassique moyen qui forment la corniche.

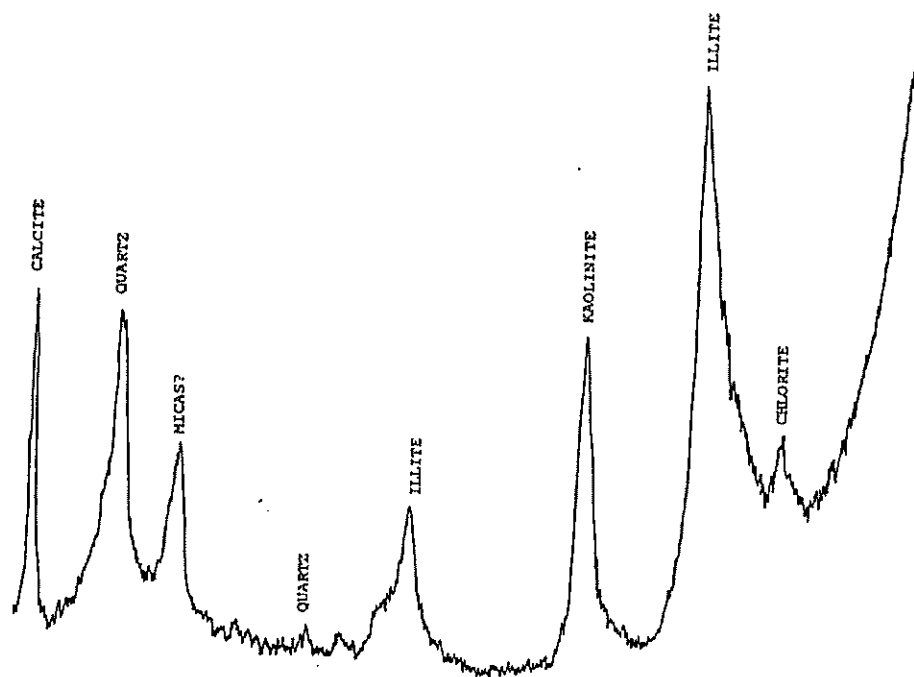
Ce dernier repose directement sur les Marnes noires à **Pseudogrammoceras** dont la partie supérieure, avec le banc calcaire à **P. fallaciosum** (BAYLE) et le hard-ground qui le couronne, ont disparu.



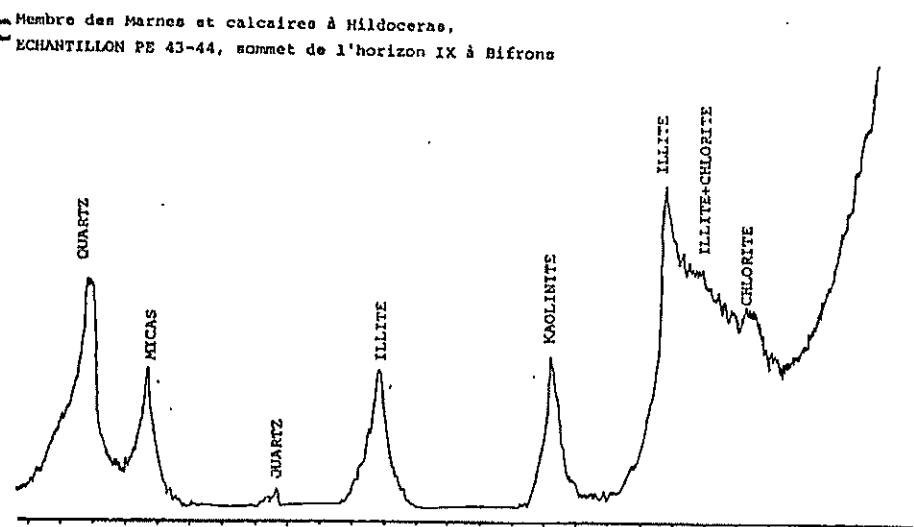
B Membre des Marnes et calcaires à Hildoceras.
ECHANTILLON PE 21, horizon VII à Sublevisoni



A Membre des Marnes et calcaires à Hildoceras:
ECHANTILLON PE 18, sommet de l'horizon VI à Palciferum



D Membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras*,
ECHANTILLON PE 47, sommet de l'horizon XI à Variabilis



C Membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras*,
ECHANTILLON PE 43-44, sommet de l'horizon IX à Bifrons

Fig. 176 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras* ; diffractométrie RX des argiles. Les numéros correspondent à ceux de la figure 154.

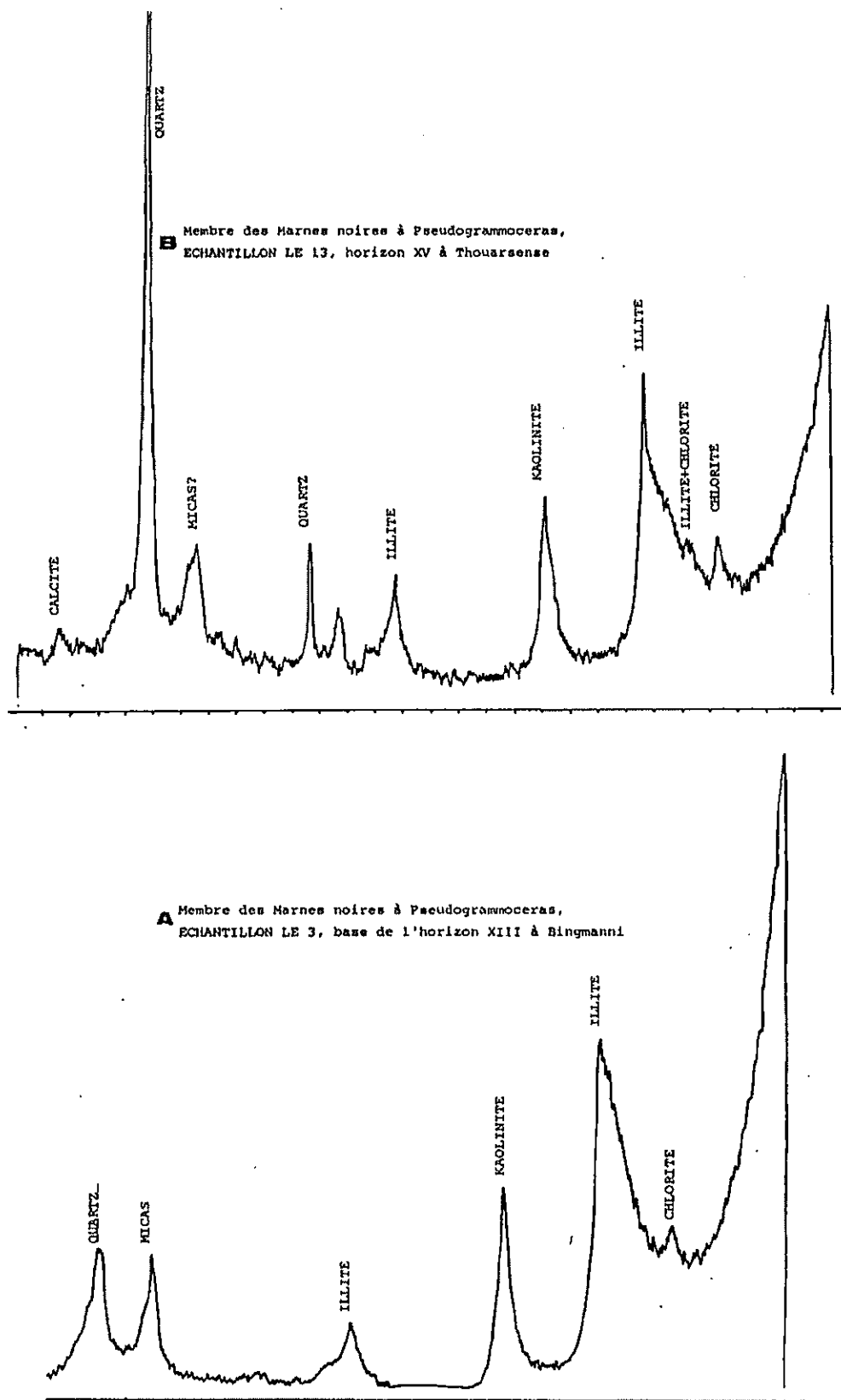


Fig. 177 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* : diffractométrie RX des argiles. Les numéros correspondent à ceux de la figure 164.

2.4. - SYNTHESE

2.4.1. - Membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras* horizons V à XII

Après l'épisode anoxique des Schistes carton, le membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras* apparaît d'abord comme une alternance rythmique de bancs calcaires décimétriques et de marnes [horizons V à VIII pro parte] puis comme une série exclusivement marneuse [horizons VIII pro-parte à XII].

La calcimétrie des marnes des horizons VI à X apparaît bien constante (30 à 40 % de Ca CO_3), elle tombe à 25 % dès la base de l'horizon XI ; à 20 % au sommet de cet horizon, puis à moins de 10 %, dès la base de l'horizon XII.

Ces marnes sont formées d'illites, de chlorite et de kaolinite : la proportion d'illites passe de 78 à 80 % à la base des Marnes et calcaires à *Hildoceras* [horizon V et VI] à 60 % au sommet de ce membre [horizon XI et XII]. Inversement la proportion de kaolinite augmente, soulignant une reprise progressive des apports détritiques. (Fig. 176)

Les illites proviendraient d'une altération superficielle très poussée sur des reliefs peu accidentés : les cratons septentrionaux recouverts par des sols de type prairie et partiellement occupés par une végétation composée de Cycadales, de Ptérydophytes, de Cheirolépidiacées, de Coniférales de type Tsugales, qui suggèrent un climat de type tropical, chaud et humide (BOUTET, 1981).

Les microfaciès et les biocénoses caractérisent des milieux de plate-forme distale, largement ouverte, à la base du domaine infralittoral en Grésigne et dans l'étage photique pour la région de Villefranche-de-Rouergue (algues-raies). La profondeur des eaux diminue du Sud vers le Nord. Trois régions s'individualisent alors (Fig. 178) :

- une région Grésigne (Penne) où la sédimentation marneuse plus développée enregistre tous les événements du bassin quercynois,
- une région Quercy (Villefranche-Figeac) à sédimentation plus réduite, plus carbonatée et plus détritique, avec déjà une condensation des horizons V à VII, soulignée par des oolites ferrugineuses et phosphatées,
- une région de seuil (Capdenac-Salles-la-Source), avec deux niveaux importants de condensation : l'oolithe ferrugineuse de Capdenac [horizons VI à IX pro-parte] et l'oolithe de la zone à *Variabilis* [horizons XI et XII].

2.4.2. - Membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras*, horizons XIII à XVII

Les Marnes noires à *Pseudogrammoceras* sont des argilites faiblement carbonatées (3 à 10 % de Ca CO_3), constituées d'illites (59 à 60 %), de kaolinite (10 à 20 %) et de chlorite. (Fig. 177)

Leur épaisseur est constante sur toute l'étendue du bassin quercynois (25 à 28 m). Elles appartiennent aux horizons XIII à XVII, avec de la base au sommet :

- 20 à 23 m d'argilites noires [zone à Thouarsense, horizons XIII et XIV],
- un niveau repère de meules calcaires,

MEMBRES	HORIZONS	TERMES LITHOLOGIQUES	VIE BENTHIQUE	OXYGENATION DU FOND	ECOSEQUENCES DANS LES MARNES TOARCIENNES
MARNES NOIRES	XVI ↑ XIII	MARNES NOIRES	- Endofaune réduite à des fouisseurs légers (Nucula, Leda, ...). - Epifaune réduite (Plicatulus) ou développée (Propeamussium). - Microfaunes de Nodosariidés et d'Ostracodes généralement réduites, rarement abondantes.	Oxygène +ou- abondant conditions réduites	couche de surface bien oxygénée aérobie picnocline dysaérobie couche profonde peu oxygénée ECOZONE 4: MARNES NOIRES
MARNES ET CALCAIRES A HILDOCERAS	XII ↑ V IV	MARNES CLAIRES A BANCS CALCAIRES SUBORDONNES	- Epifaune et endofaune bien développées. - Microfaunes de Nodosariidés et d'Ostracodes abondantes. - Traces de fouissage fréquentes	Oxygène abondant conditions réduites	couche de surface bien oxygénée aérobie picnocline dysaérobie couche profonde oxygénée ECOZONE 3: MARNES CLAIRES
SCHISTES CARTON	III	SCHISTES CARTON	- Epifaune. - Absence d'endofaune - Absence de traces de fouissage - Lignite abondant	fond anoxique conditions réduites	couche de surface bien oxygénée aérobie picnocline dysaérobie couche profonde anoxique ECOZONE 2: SCHISTES CARTON couches laminées riches en matière organique
SCHISTES MARNES SOMBRES BIOCLASTIQUES	II	MARNES SOMBRES BIOCLASTIQUES	- Epifaune et endofaune - Terriers - Microfaunes de Nodosariidés et d'Ostracodes peu développées	Oxygène +ou- abondant conditions réduites	aérobie picnocline dysaérobie couche profonde peu oxygénée ECOZONE 1: MARNES SOMBRES BIOCLASTIQUES
CALCAIRES BIOCLASTIQUES A PECTINIDES OU BARRE A PECTEN [ET]					

Fig. 179 : Formation des marnes et calcaires de Penne : les écozones dans les marnes toarciennes.

- 5 à 8 m de marnes sableuses, à chenaux gréseux ou lentilles gréseuses [horizon XVI],
- 0,30 à 0,50 m de marnes à oolites ferrugineuses et nodules de calcaires oolithiques [horizon XVI],
- 0,30 à 0,50 m de calcaires bioclastiques à *P. fallaciosum* (BAYLE) [zone à Insigne sous-zone à Fallaciosum],
- un hard-ground à *P. fallaciosum* [horizon XVII].

Ces marnes noires des horizons XIII à XVII forment des unités stratigraphiques d'étendue régionale, comme sur le Seuil du Poitou (GABILLY, 1976), et traduisent une homogénéisation presque parfaite du bassin quercynois. La transgression eustatique du Toarcien atteint alors son maximum et favorise l'étalement des vases sur la plate-forme distale.

Dès l'horizon XV, l'uniformité de la sédimentation commence à s'atténuer et la polarité N-S du bassin se manifeste à nouveau : les Marnes noires s'enrichissent en éléments détritiques, plus abondants dans la région de Figeac (Fig. 171) que dans la Grésigne. Ces apports de quartz correspondent à une reprise de l'érosion sur un arrière pays (légers mouvements de surrection ? enfoncement du bassin par rapport à ses marges ?).

La subsidence cesse ensuite et la sédimentation se ralentit, avec le dépôt d'une oolithe ferrugineuse [horizon XVI] puis d'un banc calcaire [horizon XVII] interrompu par le hard-ground régional à *Pseudogrammoceras fallaciosum* (BAYLE).

2.4.3. - Les milieux de dépôt

Nous avons pu mettre en évidence la succession de trois types de dépôts sur des fonds de nature bien différente (Fig. 179) :

a - Membre des Schistes carton : dépôt de sédiments varvés sur des fonds anoxiques [horizons III et IV],

b - Membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras* : dépôt de vases carbonatées sur des fonds bien oxygénés et éclairés de l'étage infralittoral avec des faunes benthiques développées [horizons V à X], puis accélération du taux de sédimentation et passage à des sédiments laminés sur des fonds semi-réducteurs [horizons XI et XII].

c - Membre des Marnes noires à *Pseudogrammoceras* : dépôt d'argilites laminées sur des fonds semi-réducteurs [horizons XIII à XV] avec un fort taux de sédimentation, ces faciès confinés étant peu propices au développement de la vie benthique.

Dans la formation des Marnes et calcaires de Penne, la sédimentation apparaît pour l'essentiel liée à des milieux confinés. La nature des fonds, d'abord conditionnée par la transgression toarcienne, est ensuite liée au couple subsidence-apport de colloïdes.

Nous retrouvons, dans le Toarcien du Quercy, une succession d'environnements de dépôt comparable à celle mise en évidence par MORRIS (1978) dans le Toarcien du Nord-Yorkshire.

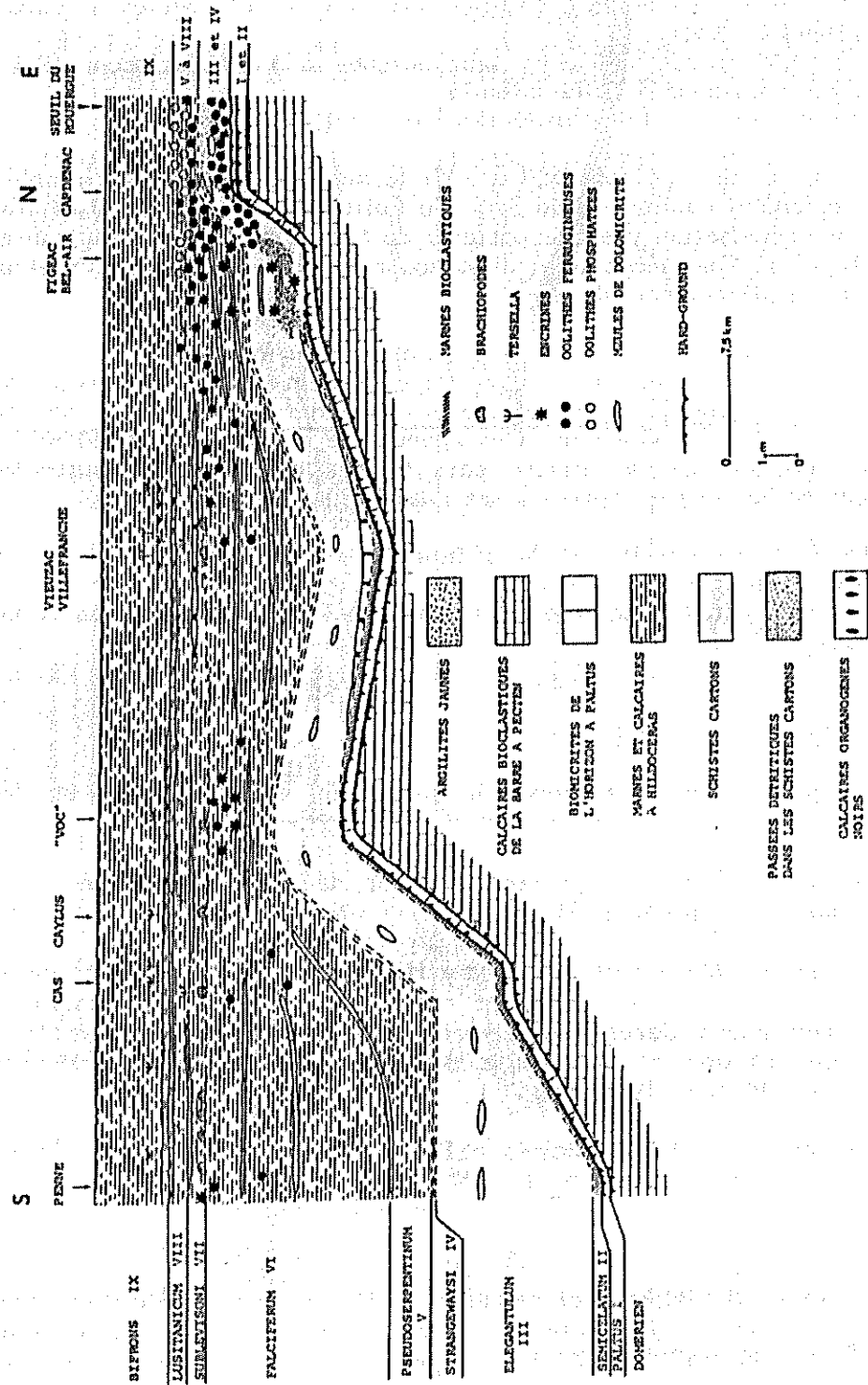


Fig. 178 : Formation des Marnes et calcaires de Penne : l'évolution latérale du S au N, des horizons I à IX, souligne la disposition en hémigraben du bassin quercynois.

3. - LA FORMATION DES MARNES ET CALCAIRES DE LEXOS

La formation des Marnes et calcaires de Lexos a été définie par CUBAYNES et FAURE (1981) dans les carrières des cimenteries Lafarge à Lexos (Tarn-et-Garonne, Fig. et). Cette formation s'inscrit entre le hard-ground à *Pseudogrammoceras fallaciosum* (BAYLE) [horizon XVII], à sa base et les calcaires aaléniens à *Leioceras opalinum* (REINECKE) et *Pseudammatoceras* sp. au sommet.

CUBAYNES et FAURE (1981) puis FAURE et CUBAYNES (1983) établissent une biostratigraphie fine de cette formation dans les coupes de Lexos (Fig.), de Janoye, de Penne, de Bruniquel et de Puycelis (Fig.). La formation des Marnes et calcaires de Lexos correspond au Toarcien supérieur, de la zone à Insigne [sous-zone à Insigne, horizon XVII] au sommet de la zone à Aalensis [horizon XXX].

Ils mettent en évidence, pour la première fois dans la région, la présence de l'Aalénien avec la découverte de *L. opalinum* (REINECKE). L'Aalénien n'est pas signalé dans les cartes de faciès (ENAY et al., 1980).

Nous nous proposons d'étudier cette formation entre la vallée de la Vère (Bruniquel-Puycelis) et Lexos où elle est le plus développée, puis de suivre son évolution suivant trois directions :

- du Sud au Nord, le long de la vallée de la Bonnette,
- du Sud-Ouest au Nord-Est, en suivant la vallée du Lot, de Saint-Martin-Labouval à Figeac,
- du Sud-Ouest au Nord-Est, le long de la vallée du Célé, de Roquefort à Figeac.

3.1. - COUPES DE LA REGION GRESIGNOLE

3.1.1. - Situation des coupes

Diverses coupes s'observent dans la vallée de la Vère (coupes de Puycelis, Fig. 180 Q) et le long de la vallée de l'Aveyron (du Sud-Ouest au Nord-Est : coupe de Bruniquel, coupes de Penne et coupes de Lexos, Fig. 180 A et B).

Coupe de Puycelis 6 : Carte IGN au 1/50.000e Nègrepelisse en $x = 397,05$ et $y = 4872,3$. La coupe s'observe le long de la route départementale D8a, du Nord vers le Sud, (Fig. 180 C.6).

Coupe de Puycelis 7 : en $x = 395,27$ et $y = 4871,02$ d'Ouest en Est le long de la route départementale D1, en bordure des carrières de la "Côte de Sire", (Fig. 180 C.7).

Coupe de Bruniquel : en $x = 393,37$ et $y = 4879,12$ juste au nord-ouest du carrefour, entre les routes départementales D.115 et D1.E, (Fig. 180 A.1).

Coupe de Penne-St-Paul-de-Mamiac : en $x = 398,27$ et $y = 4880,27$. La coupe s'observe du Sud au Nord, le long de la route départementale D9, (Fig. 180 A.2)

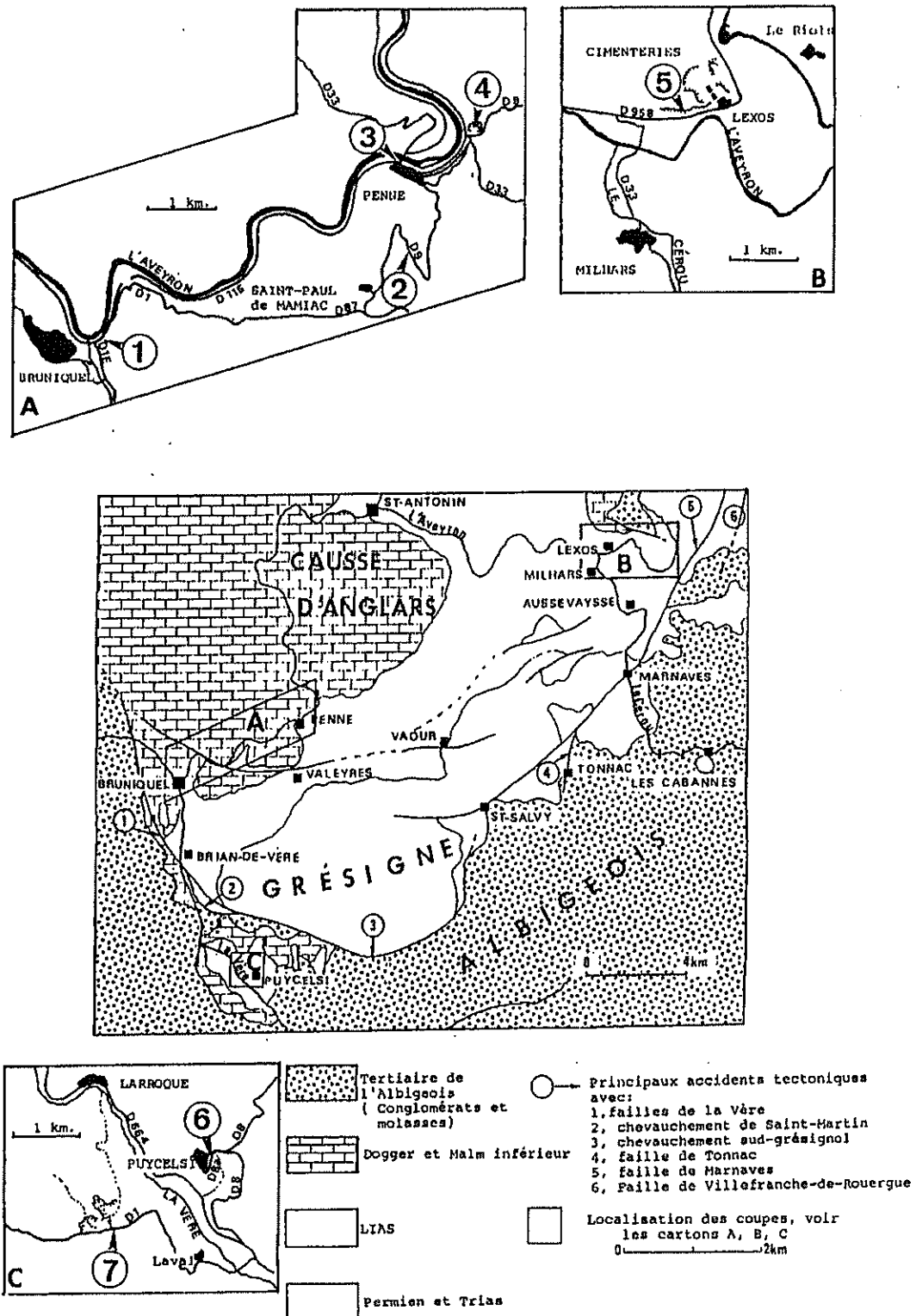


Fig. 180 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : situation des coupes dans la région grésignole.

Coupe de Penne : en $x = 398,17$ et $y = 4881,57$. La coupe peut être analysée juste au sud du carrefour, entre les routes départementales D.115 et D.173, du carrefour à l'extrême base de la falaise portant le château de Penne (pour cette partie de la coupe qui rend accessible le sommet de la zone à Aalensis, le plus simple est de pénétrer dans le village, de suivre la rue du château et de s'arrêter à la base du surplomb, juste avant le porche).

Coupe de Penne-Janoye : en $x = 399,27$ et $y = 4882,12$. Cette coupe est visible dans les carrières, 200 m au nord-ouest du carrefour, entre les routes départementales D.115 et D.9, (Fig. 180 A.4).

Coupe de Lexos : Carte IGN au 1/50.000e Najac en $x = 411,35$ et $y = 4888,8$. Cette coupe est accessible le long de la tranchée située au nord de la route départementale D.958. La coupe peut être levée directement à l'entrée de la tranchée ou à son extrémité est, (Fig. 180 B.5).

3.1.2. - Organisation séquentielle des coupes

Les sept coupes citées présentent la même succession stratigraphique, la même biostratigraphie et la même organisation séquentielle avec la succession de quatre séquences klüpféliennes notées T5-S1 à T5-S4 (Fig. 184). Nous donnerons pour ces coupes une description commune avec, pour référence, la coupe-type de Lexos (Fig. 181) :

Séquence T5-S1.

Cette première séquence comprend de la base au sommet :

- a - 0,50 m (Lexos) à 1,30 m (Janoye) de marnes noduleuses sombres à oolithes ferrugineuses et à condensation de faune (Lamellibranches, Serpuliens) avec *Hammatoceras gr. insigne* (SCHUBLER) et *H. speciosum* JANENSCH
- b - 0,10 à 0,20 m de calcaires (oobiosparite grainstone à oolithes ferrugineuses) interrompus par un hard-ground.  PL 24.2

La reprise de la sédimentation marneuse se caractérise par un épandage d'oolithes ferrugineuses qui marque une condensation à la limite des horizons XVII et XVIII [zone à Insigne, sous-zone à Insigne]. Cette première séquence se présente comme une réplique du dispositif sous-jacent avec les marnes noduleuses à oolithes ferrugineuses de l'horizon XVI [horizon à Fascigerum], les calcaires bioclastiques et le hard-ground à *P. fallaciosum* (BAYLE) de l'horizon XVII [horizon à Fallaciosum].

Séquence T5-S2 :

La deuxième séquence, décimétrique, comprend, de la base au sommet :

- c - 0,15 à 0,30 m de marnes sombres à oolithes ferrugineuses ;
- d - 4 à 5 m de marnes noires finement litées à *Hammatoceras gr. insigne* (SCHUBLER), *H. speciosum* JANENSCH et *Phlyseogrammoceras dispansum* (LYCETT).

Ces marnes micacées, légèrement sableuses, riches en lignites renferment des bioclastes de crinoïdes (A.), d'échnides (plaques et radioles), d'ophiures,

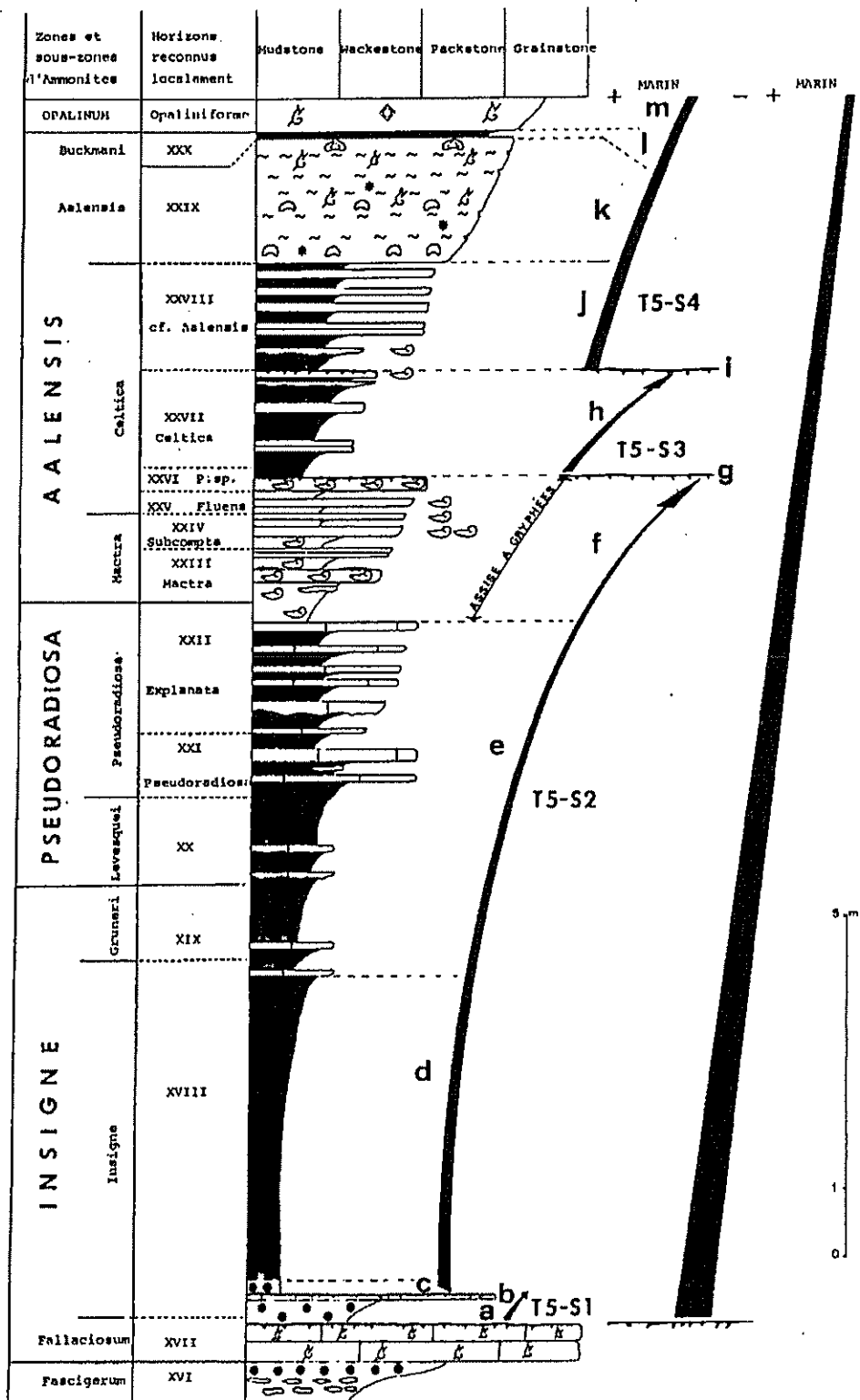


Fig. 181 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : la coupe-type de Lexos, biostratigraphie et organisation séquentielle. Les lettres correspondent aux termes décrits dans le texte.

de lamellibranches, de brachiopodes, de gastéropodes, de nodosariidés et d'ostracodes. Les Nodosariidés se réduisent à quelques exemplaires, le plus souvent mal conservés, de *Lenticulina*, *Nodosaria* et *Citharina* (Fig. 390). La composition des microfaunes s'avère remarquablement constante, comme le montre le tableau ci-dessous :

Coupe	Lexos	Puycelsi
Nodosariidés	42,01 %	44,38 %
Ostracodes	58,09 %	55,6 %
<i>Lenticulina</i> s.l.	96,04 %	95,78 %
<i>Citharina</i>	2,97 %	2,40 %
<i>Nodosaria</i>	0,99 %	1,80 %

Une telle stabilité des microfaunes serait l'indice d'une très grande homogénéité des milieux de sédimentation dans toute la région grésignole.

e - 5 à 6 m d'une alternance de bancs calcaires décimétriques (0,08 à 0,15 cm d'épaisseur) de couleur grise et de marnes grises litées [partie supérieure de l'horizon XVIII, horizons XIX à XXI, horizon XXII pro-parte]. L'épaisseur des couches marneuses décroît de la base (0,60 à 1 m) au sommet (0,20 à 0,30 m), les bancs calcaires devenant légèrement plus épais et bien réglés (0,10 à 0,15 m) d'où une alternance calcaires-marnes plus serrée.

Les biomicrites mudstones évoluent rapidement vers des biomicrites wackestone, pyriteuses, légèrement sableuses (2 à 3 % de quartz hétérométriques, subanguleux à anguleux), à bioclastes de lamellibranches, crinoïdes (R), échinides, annélides (R), ostracodes, nodosariidés, et à Nodosariidés.  PL 24.3

La macrofaune se réduit à quelques *Entolium* sp. et *Inoperna* sp.. Les Ammonites, d'abord rares dans l'horizon XIX, deviennent abondantes dans les horizons XXI et XXII. Des terriers subverticaux à verticaux, d'un diamètre de 5 à 6 cm, pourraient être l'oeuvre de Crustacés.

f - 2 à 3 m d'une alternance serrée de bancs calcaires décimétriques et de marnes grises. Cet ensemble bien caractérisé par la présence d'abondantes *Gryphaea sublobata* (DESHAYES) forme l'"assise à Gryphées".

Elle débute par une couche marneuse épaisse (0,60 m), au sommet de l'horizon XXI [zone et sous-zone à *Pseudoradosa*, horizon à *Explanata*], où apparaissent en position de vie les toutes premières *G. sublobata*, de petite taille, peu nombreuses et bien conservées.

L'assise à Gryphées se développe ensuite dans les horizons XXIII à XXVI et se caractérise par :

- l'explosion de l'espèce *G. sublobata* qui représente 85 à 90 % des associations de Pélécy-podes. Les Gryphées, de taille très variable (de 2

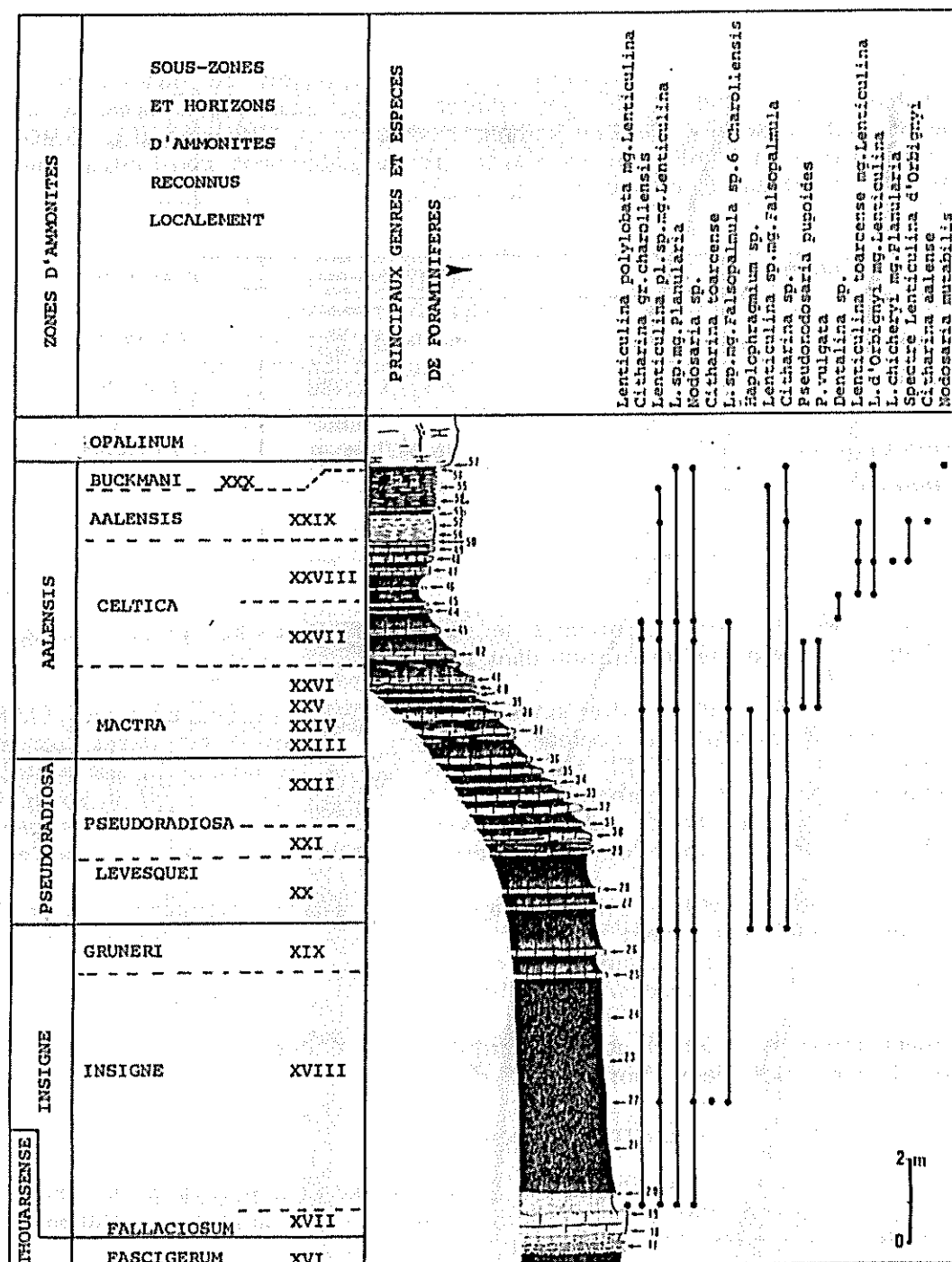


Fig. 182 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : répartition stratigraphique des Foraminifères dans la coupe-type de Lexos.

à 8-10 cm) apparaissent soit en position de vie, reposant sur le sédiment par leur valve gauche, soit inclinées ou plus rarement retournées. L'état de conservation des coquilles, les deux valves en connexion, l'absence de tri indiquent un transport post-mortem nul ou négligeable; les individus morts étant simplement couchés ou retournés sur place. L'assise à Gryphées apparaît donc comme le reflet d'une biocénose avec une épifaune de *G. sublobata* associée à des Pectinaceae : *Entolium* sp., *Entolium* (E) *demissum* (PHILLIP), E. (E.) *costantulum*, *Plicatula* sp., *Propeamussium* (P.) *pumilus* (LAMARCK). L'endofaune comprend essentiellement des *Pholadomyidae* tels *Pholadomya* sp., *Pleuromya* sp., *Gresslya* sp., des *Mytiloidae* comme *Inoperna* sp., *Modiolus* sp. et *Pinna* sp. (Endobysées), des *Limaceae* tels *Plagiotoma* sp.. Cette association de Lamellibranches semble caractériser des milieux marins francs, sans désalure, dans le domaine infralittoral (25-30 m de profondeur ?). Les paléosubstrats meubles permettent le développement d'une endofaune diversifiée mais peu nombreuse où dominent nettement les *Pholadomyidae*.

- la réapparition des Brachiopodes avec *Homoeorhynchia cynocephala* (RICHARD) dans toute l'assise puis, au sommet, *Lobothyris haresfieldensis* (DAVIDSON), *Zeilleria* (Z.) *lycetti* DELANCE et "*Terebratula*" sp. La diversification et le développement des Brachiopodes confirme l'image de fonds relativement stables, avec des sédiments à faible mobilité et une vitesse de sédimentation réduite.

Le microfaciès dominant est une biomicrite wackestone puis packstone, sableuse (5 à 10 % de quartz), à bioclastes mal triés de lamellibranches, brachiopodes, crinoïdes (TR) et annélides. Le cortège de Foraminifères comprend de nombreux *Nodosariidés*, associés à des *Glomospira* sp. et à *Vidalina* sp. (Fig. 182).  PL 24,4 - PL 26,2 à 5

g - un hard-ground qui interrompt l'assise à Gryphées dans l'horizon XXVI [zone à *Aalensis*, sous-zone à *Celtica*, horizon à *Pleydellia* sp.].

Les termes de la séquence T5-S2, s'organisent en une séquence klüpfélienne décamétrique qui évolue des marnes circalittorales vers des faciès infralittoraux peu profonds. L'assise à Gryphées, interrompue par une discontinuité régionale, marque la fin de cette deuxième séquence.

. Le faciès à gryphées débute plus précocément [horizon XXII] au SW qu'au NE [horizon XXIII], (Fig. 183),

. L'horizon XXV diminue rapidement d'épaisseur du SW au NE,

. En tenant compte de la présence au sommet de l'assise à Gryphées, dans la coupe de Lexos, de l'horizon XXVI, l'assise à Gryphées apparaît diachrone du SW au NE.

Ces faits suggèrent une rétrogradation de l'assise à Gryphées, du SW au NE, vers la bordure du bassin, ce qui est logique avec une organisation en séquences klüpféliennes.

Séquence T5-S3 :

La troisième séquence, d'échelle métrique, correspond à l'horizon à *Celtica* (FAURE et CUBAYNES, 1983). Clôturée par un banc à *Gryphaea sublobata*

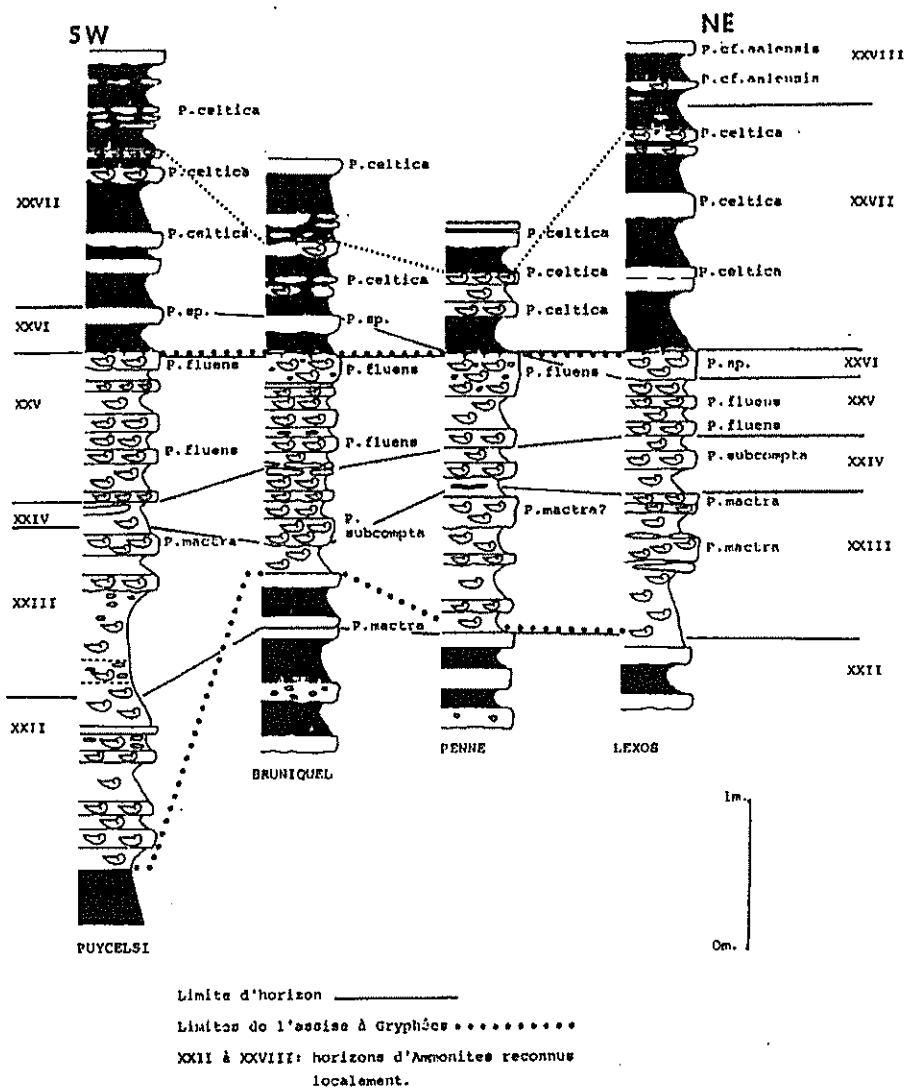


Fig. 183 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : la biostratigraphie de l'assise à Gryphées et son évolution latérale, du SW au NE, dans la région grésignole.

(h) et interrompue par un hard-ground (i), elle apparaît comme une réplique de la séquence précédente.

Le microfaciès dominant est une biomicrite pyriteuse, mudstone à wackestone, sableuse (7 à 10 % de quartz).

Séquence T5-S4 :

La quatrième séquence présente la succession :

j - une alternance serrée de bancs calcaires décimétriques de couleur grise et de marnes sombres avec, à la base, de rares *Gryphaea sublobata* [horizon XXVIII]. L'association de Lamellibranches comprend *Entolium* sp., *Pleuromya* sp., *Gresslya* sp. et *Inoperna* sp.,

k - un ensemble de calcaires marneux, nettement noduleux, à très fines alternances marneuses (généralement infracentimétriques ou centimétriques) [horizon XXIX]. Ce terme se caractérise par le développement des Brachiopodes qui apparaissent isolés ou en groupes pouvant atteindre une dizaine d'individus, ce sont *Homoeorhynchia cynocephala* (RICHARD), *Lobothyris haresfieldensis* (DAVIDSON), *Zeilleria* (Z) *lycetti* DELANCE et, tout au sommet de ce terme, *Lobothyris* cf. *ingens* (ROLLIER),

Le microfaciès dominant est une biomicrite packstone, faiblement sableuse (2 à 3 % de quartz hétéroimétriques, subanguleux à anguleux), à bioclastes de brachiopodes, gastéropodes, annélides, lamellibranches, échinides et à Foraminifères abondants : *Glomospira* sp. et *Vidalina* sp.,  PL 24, 5, 6 - PL 26, 6

l - une couche marneuse décimétrique, à *Pleydellia buckmani* MAUBEUGE avec des Echinides: *Heterocidaritis* aff. *bruni* LAMBERT,

m - les calcaires bioclastiques à *Leioceras opalinum* (REINECKE). #

Ces biomicrosparites à biosparites grainstone, à bioclastes mal triés de brachiopodes, échinodermes, lamellibranches et bryozoaires, présentent des niveaux à pelotons de serpuliers : *Serpula* (*Tetraserpula*) *quadricostata* PARSH. Les Foraminifères abondent, avec des *Ophthalmiidae*, *Glomospira* sp., et *Vidalina* sp.. Ces calcaires bioclastiques passent, vers le haut, aux calcaires à oncolithes (12,5 m sur la coupe de Bruniquel, Fabre 1971).  PL 26, 7

La séquence T5-S4 débute au Toarcien supérieur [horizon XXVIII] et se poursuit pendant l'Aalénien. Elle évolue, dans le domaine infralittoral, de milieux bien oxygénés, relativement calmes et à sédimentation réduite (Brachiopodes), à des biotopes immédiatement situés sous la limite de balancement des marées (oncolithes).

3.1.3. - Synthèse et conclusions concernant la formation des Marnes et calcaires de Lexos

Avec ses quatre séquences klüpféliennes successives, la formation des Marnes et calcaires de Lexos représente la base d'une mégaséquence régressive englobant les séries comprises entre le Toarcien supérieur et l'Aalénien :

cette mégaséquence débute par des dépôts marins ouverts (marnes sombres circalittorales), puis se poursuit par des faciès infralittoraux de moins en moins profonds (assise à Gryphées, calcaires à oncolithes).

Nous avons pu ainsi :

- définir la formation de Lexos,
- reconnaître son organisation séquentielle détaillée,
- établir une biostratigraphie fine en datant pour la première fois avec précision l'assise à Gryphées (Fig 184),
- affirmer la présence de l'Aalenien avec la découverte de *L. opalinum* (REINECKE),
- tenter enfin une première approche des milieux de dépôts qui se situent dans le domaine infralittoral.

3.2. - EVOLUTION DE LA FORMATION DE LEXOS LE LONG DE LA VALLEE DE LA BONNETTE

Nous avons suivi cette évolution, du Sud au Nord, sur les coupes de Saint-Antonin, du Barry-de-Cas, de Cas, de Caylus, de Loze, de Saint-Projet et du Cros. Nous décrirons chaque coupe avant de proposer une synthèse.

3.2.1. - Situation des coupes (Fig. 185)

Coupe de Saint-Antonin : Carte IGN au 1/50.000e de Caussade en $x = 401,5$ et $y = 4889,7$. La coupe s'observe au pied de la corniche du lieu dit Al-Pech et au-dessus des dernières maisons du lotissement.

Coupe du Barry-de-Cas : Carte IGN au 1/50.000e de Caussade en $x = 402,075$ et $y = 4895,375$. Cette partie de la coupe s'observe au pied de la corniche située au-dessus et au nord-est de la départementale D 9.

Coupe de Cas : même carte en $x = 402$ et $y = 4894,55$. La coupe peut se lever à l'est et au-dessus de la route qui mène de Cas au Bouysset (chemin vicinal V2).

Coupe de Caylus : Carte au 1/50.000e de Caussade en $x = 402,05$ et $y = 4900,72$ le long et au nord de la départementale D 85.

Coupe de Loze : Carte au 1/50.000e de Cahors en $x = 403,77$ et $y = 4905,17$. La meilleure coupe apparaît au nord et au-dessous du village de Loze, dans la lère épingle à cheveux de la petite route menant aux grottes de St-Géry.

Coupe de Saint-Projet : Carte au 1/50.000e de Cahors en $x = 403,6$ et $y = 4906,85$. La coupe se situe à la sortie nord du village, immédiatement à l'est et en contrebas de la départementale D 33.

Coupe du Cros : Carte au 1/50.000e de Cahors en $x = 402,9$ et $y = 4908,85$, le long et à l'est de la départementale D.52.

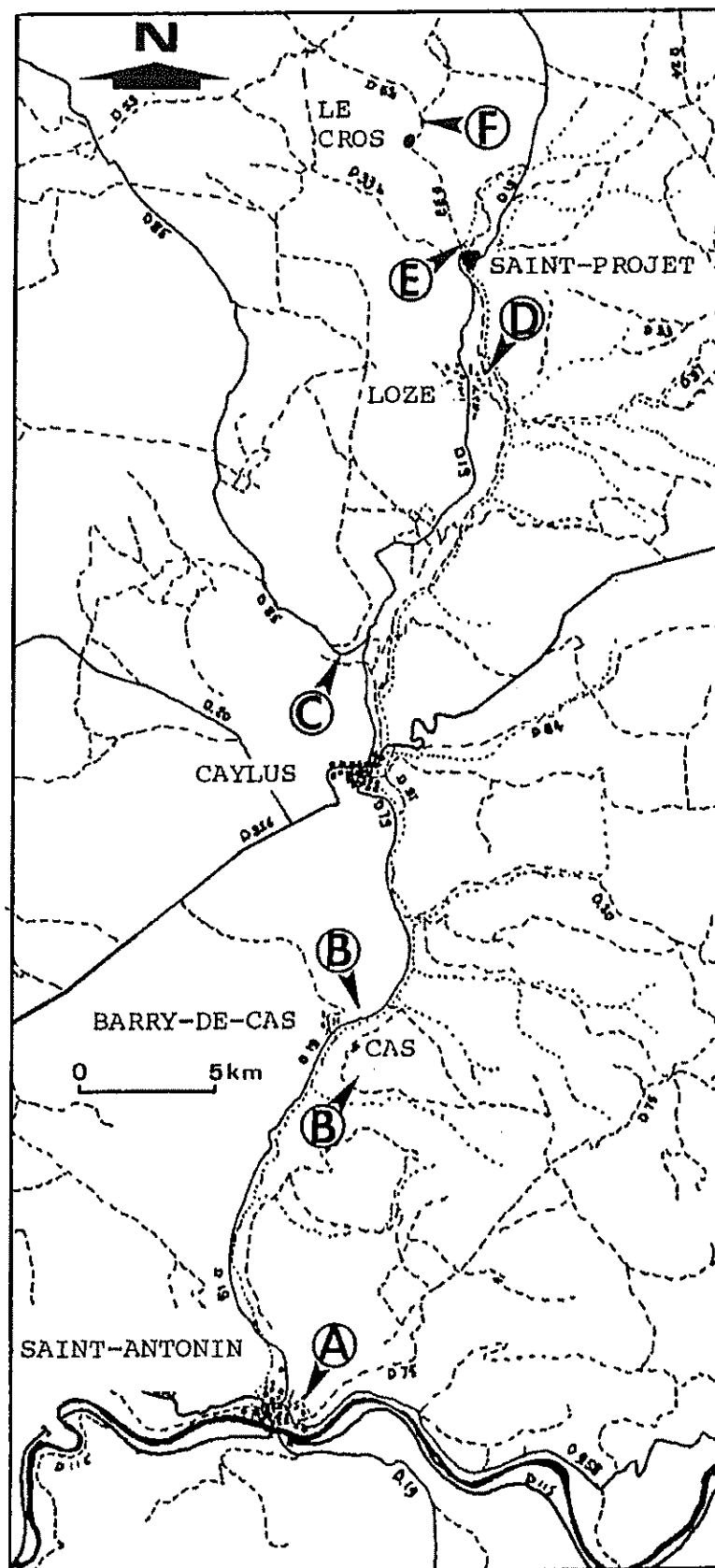


Fig. 185 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : situation des coupes le long de la vallée de la Bonnette.

- A : coupe de Saint-Antonin (Fig. 186),
- B : coupes de Cas et du Barry-de-Cas (Fig. 187)
- C : coupe du camp militaire de Caylus (Fig. 188),
- D : coupe de Loze (Fig. 189),
- E : coupe de Saint-Projet (Fig. 190),
- F : coupe du Cros (Fig. 191).

3.2.2. - Description des coupes

A - Coupe de Saint-Antonin

Les éboulis et la végétation masquent la première séquence (T5-S1) et toute la base de la seconde (les marnes noires et la plus grande partie de l'alternance calcaires-marnes). Nous avons reconnu de la base au sommet (Fig. 186)

a - 1 m d'une alternance de bancs calcaires décimétriques de couleur grise et de marnes sombres. Les biomicrites packstone à grainstone, sableuses (5 % de quartz hétérométriques et anguleux), à bioclastes mal triés de crinoïdes (dominant), lamellibranches, brachiopodes, annélides (R), nodosariidés, renferment des oolithes de petite taille, éparses (4 à 5 par lame).

b - assise à Gryphées (3 à 3,50 m) avec une alternance de bancs calcaires décimétriques bien réglés (8 à 16 cm) et de marnes sombres (8 à 20 cm).

Associées à quelques *Pholadomya* sp., *Pinna* sp. (en position couchée), et à *Homoeorhynchia cynocephala* (RICHARD), les Gryphées abondent donnant aux bancs une structure nettement lumachellique, avec une lithophase réduite.

Le microfaciès dominant est une biomicrite packstone sableuse (5 à 7 % de quartz anguleux et hétérométriques), à rares oolithes (1 par lame) et à bioclastes mal triés de brachiopodes, lamellibranches, échinodermes (dominants), gastéropodes, annélides (R), ostracodes et nodosariidés. Ces derniers deviennent abondants et sont accompagnés de *Glomospira* sp., *Spirillina* sp. et *Vidalina* sp.  PL 25, 1

Les marnes noires, micacées et pyriteuses, bioclastiques, livrent une abondante microfaune roulée et usée. Le genre *Lenticulina* (94,8 à 96,4 %) et ses morphogénères *Falsopalmula* et *Planularia* (1,75 %) dominent une association de Nodosariidés qui se diversifie dans l'assise à Gryphées avec *Dentalina* sp., *Citharina* sp. 1 et *C. longuemari* (TERQUEM) (3,6 %), *Lagena* sp., *Lenticulina* pl. sp. mg. *Lenticulina*, *L. chicheryi* (PAYARD) mg. *Falsopalmula*, *L. polylobata*, (PAYARD) mg. *Lenticulina*, *L. subovalis* (MAMONTOVA) mg. *Planularia*, *Pseudonodosaria* sp. et *P. vulgata* BORNEMANN.

Les Ostracodes sont essentiellement représentés par le genre *Kinkelinella* sp.

c - hard-ground qui interrompt l'assise à Gryphées.

Séquence T5-S3 :

d - plus réduite en épaisseur (0,60 à 0,70 m) que sur les coupes de Grésigne, elle correspond toujours à l'horizon à *Celtica* et ne comprend pas le terme "marnes sombres".

Séquence T5-S4 :

e - 1,70 à 1,80 m d'une alternance de bancs calcaires décimétriques bien réglés (13 à 17 cm) et de couches de marnes sombres dont l'épaisseur décroît, de la base (30 à 35 cm) au sommet (8 à 15 cm). A la base de ce terme apparaissent de rares Gryphées dans la première couche marneuse et le premier banc de calcaires noduleux.

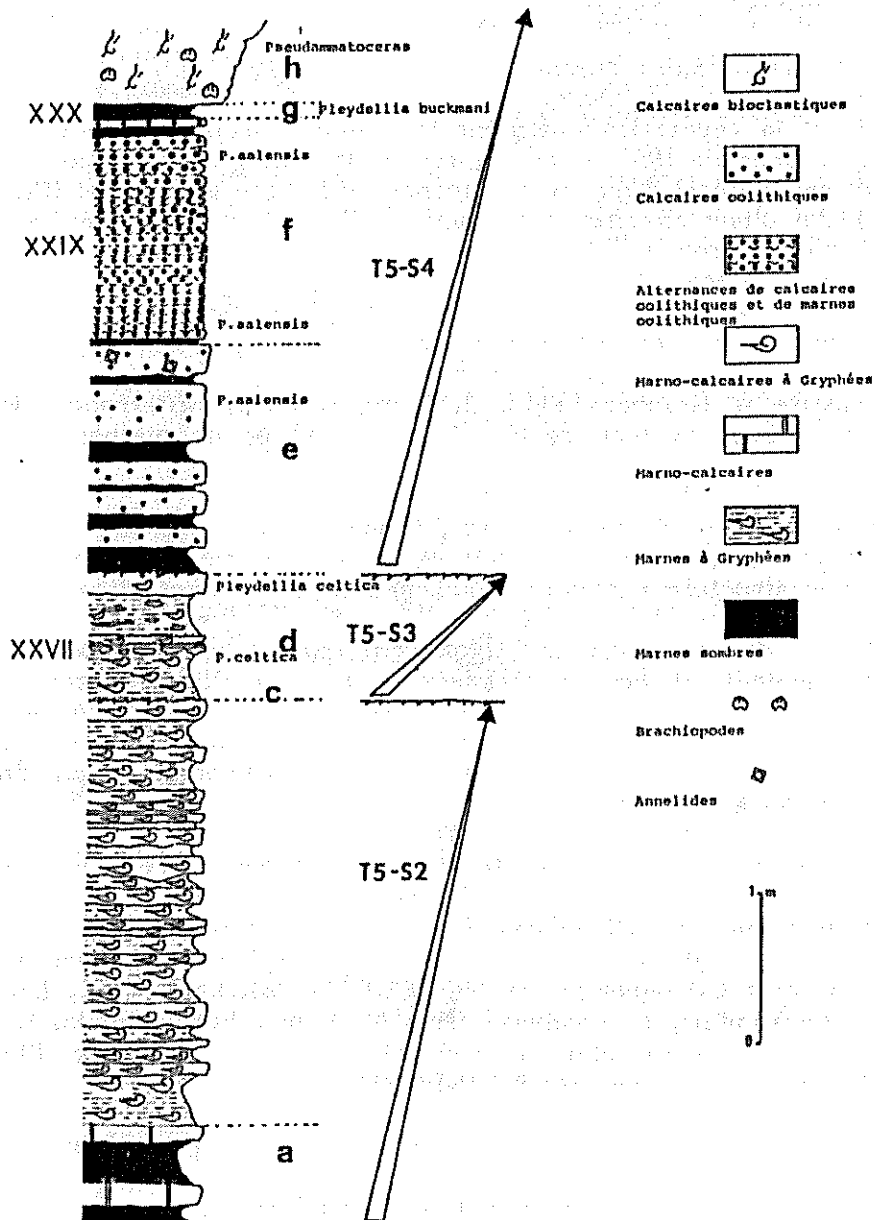


Fig. 186 : Formation des marnes et calcaires de Lexos ; la coupe de Saint-Antonin (Tarn-et-Garonne). Les lettres correspondent aux termes décrits dans le texte.

f - 2 à 2,50 m de calcaires et calcaires marneux noduleux à fines alternances marneuses centimétriques [horizon XXIX à Aalensis]. Dès le premier mètre, les marnes se réduisent à des lits centimétriques ou millimétriques donnant à l'ensemble un aspect relativement massif tandis que les calcaires se chargent d'oolithes ferrugineuses.

Ces calcaires oolithiques et très bioclastiques correspondent à un niveau de condensation de faune : Ammonites (*Pleydellia*), Lamellibranches (*Pectinaceae* et *Pholadomyidae*), Bélemnites.

L'orientation préférentielle des coquilles de Lamellibranches et des Bélemnites indique des courants N-S à N.20°E. Les Brachiopodes : *Homoerhynchia cynocephala* (RICHARD), *Lobothyris haresfieldensis* (DAVIDSON) et *Zeilleria* (Z.) *lycetti* DELANCE apparaissent isolés ou en petits groupes de quelques individus.

g - 0,10 m de marnes grises à *Pleydellia buckmani* MAUBEUGE [horizon XXX à Buckmani].

h - 0,50 m de calcaires roux bioclastiques avec, à la base, *Lobothyris* cf. *ingens* (ROLLIER) puis un niveau à *Pseudammatoceras* qui se retrouve sur toutes les coupes, le long de la vallée de La Bonnette. Ces calcaires bioclastiques passent rapidement (1,50 à 2 m) vers le haut aux calcaires à oncolithes.

Dans les termes f à h les biomicrites grainstone passent progressivement aux oobiomicrites grainstone, puis à des oobiosparites grainstone par enrichissement en oolithes dont le nucleus est le plus souvent constitué par un débris d'échinoderme. Les débris de lamellibranches, de gastéropodes, de brachiopodes et d'échinodermes forment la plus grande partie d'un matériel bioclastique très mal trié.  PL 25, 2 à 5

En sommet de séquence apparaissent d'abord le faciès à *Serpula* (*Tetraserpula*) *quadricostata* PARSH, puis les premiers oncolithes de petite taille.  PL 25, 6

Les termes décrits sur cette coupe s'organisent en une séquence klüpfélienne décamétrique, analogue à celle de la région grésignole. Cette séquence, déjà plus condensée à son sommet avec l'apparition d'une oolithe ferrugineuse, assure le passage des marnes noires circalittorales à des tapis bioclastiques et oolithiques du domaine infralittoral, puis aux oncolithes : passage rapide d'un environnement de vasière, plus ou moins confinée, à des biotopes situés immédiatement sous la zone de balancement des marées, là où l'immersion est continue mais où l'incidence du ressac entretient une agitation vive et régulière des eaux (FISCHER, 1969).

B - Coupes du Barry-de-Cas et de Cas

Dans ces deux coupes, les éboulis et une épaisse végétation masquent la moitié inférieure de la formation des Marnes et calcaires de Lexos. Nous avons pu observer le sommet de la séquence T5-S2 et la séquence T5-S4 avec, de la base au sommet (Fig. 187).

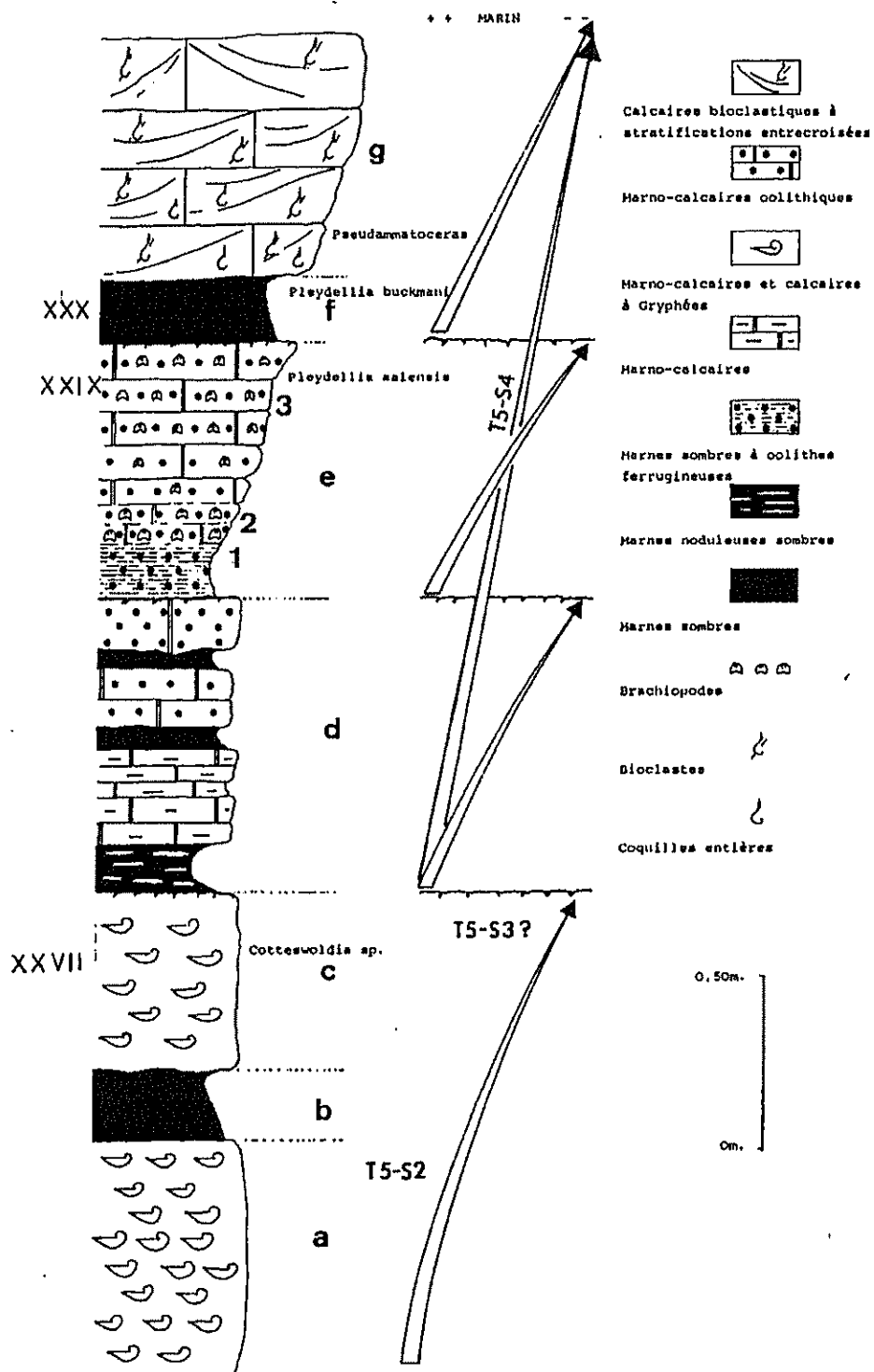


Fig. 187 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : les coupes de Cas et du Barry-de-Cas (Tarn-et-Garonne). Les lettres correspondent aux termes décrits dans le texte.

Séquence T5-S2

a - 0,70 à 0,80 m de calcaires marneux massifs à *Gryphaea sublobata* et *Homoeorhynchia cynocephala*.

Séquence T5-S3 ?

b - 0,20 à 0,25 m de marnes grises litées sans Gryphées,

c - 0,50 m de calcaires marneux à *Gryphaea sublobata*, *Homoeorhynchia cynocephala* et *Cotteswoldia* sp. [horizon à Celtica ?].

L'assise à Gryphées apparaît ainsi scindée en deux par une couche marneuse sans Gryphées. Le hard-ground qui l'interrompt n'apparaît pas nettement sur cette coupe.

Les biomicrites packstone, peu sableuses (1 % de quartz), à bioclastes mal triés d'échinodermes, brachiopodes, lamellibranches, gastéropodes, ostracodes et nodosariidés renferment des fantômes épars d'oolithes sparitisées.

Séquence T5-S4 :

d - 0,90 m de bancs de calcaires marneux alternant avec de rares couches peu épaisses (4 à 8 cm), de marnes noduleuses.

Les biomicrites grainstone évoluent rapidement vers des oobiomicrites grainstone à bioclastes mal triés. Le dernier banc, interrompu par un hard-ground, est un niveau de condensation de faune avec *Inoperna* sp., *Trigonia* sp., *Entolium* sp. et de nombreux Brachiopodes : *Homoeorhynchia cynocephala*, *Lobothyris haresfieldensis*.

Ainsi constitué, ce terme correspond à une petite séquence klüpfélienne, couronnée par un niveau de condensation et interrompue par un hard-ground.

e - 0,70 à 0,80 m de marnes puis de calcaires à oolithes ferrugineuses [horizon XXIX à Aalensis] avec, de bas en haut : e1 : 20 cm de marnes ferrugineuses ; e2 : 8 à 10 cm d'une lumachelle à *Lobothyris haresfieldensis* (DAVIDSON) ; e3 : 40 cm de calcaires oolithiques à condensation de Lamellibranches : *Entolium* sp., *Inoperna* sp., *Myopholla* sp., *Pholadomya* pl. sp., *Pinna* sp., *Pleuromya* sp. et à Brachiopodes : *Lobothyris haresfieldensis*, *Homoeorhynchia cynocephala* et *Zeilleria* (Z.) *lycetti*. Les oobiomicrites grainstone, à bioclastes très mal triés, se caractérisent par la présence de pelotons de serpules. Les oolithes, hétéromorphes et hétérométriques, ont de gros nucleus formés par des bioclastes d'échinides ou de brachiopodes.

 PL 26.8

Cet ensemble correspond, comme le précédent, à une petite séquence klüpfélienne se terminant par un nouveau niveau de condensation de faune et encore interrompue, à son sommet, par un hard-ground.

f - 15 à 20 cm de marnes à *Pleydellia buckmani* MAUBEUGE avec *Pygaster* sp. [horizon XXX à Buckmani].

g - les calcaires bioclastiques aaléniens avec *Lobothyris* cf. *ingens* (ROLLIER) puis *Pseudanimatoceras* sp.

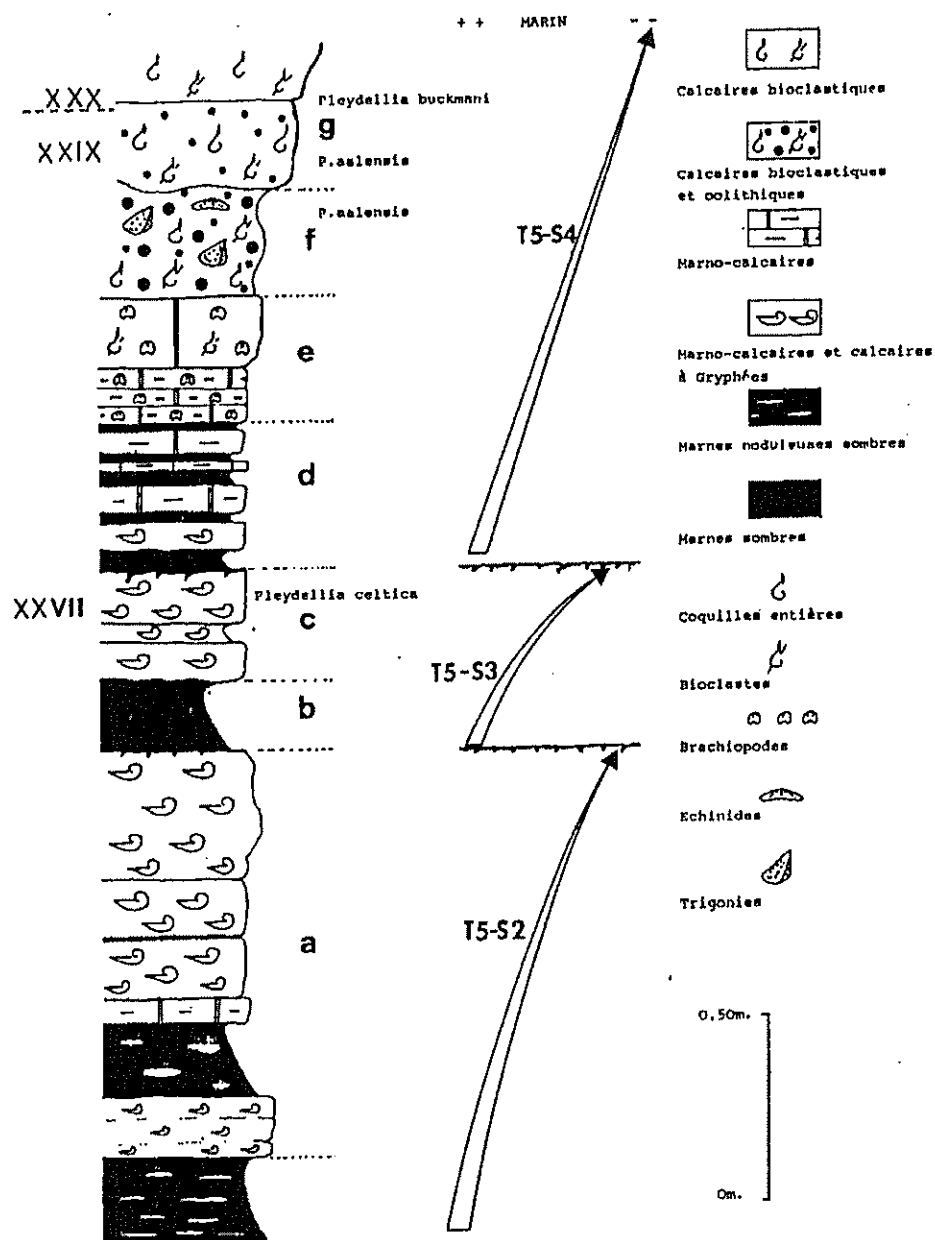


Fig. 188 : Formation des marnes et calcaires de lexos : la coupe de Caylus (Tarn-et-Garonne). Les lettres correspondent aux termes décrits dans le texte.

Dans ces deux coupes, la séquence T5-S4 qui se poursuit jusqu'aux calcaires à oncolithes s'organise en séquences klüpféliennes métriques, bien individualisées.

C - Coupe de Caylus :

Nous avons reconnu, de la base au sommet (Fig. 188).

Séquence T5-S2 (sommet)

a - L'assise à Gryphées, avec 1,10 à 1,20 m de calcaires et calcaires marneux en bancs décimétriques. Un hard-ground interrompt cet ensemble lumachellique qui correspond à l'aboutissement de la séquence T5-S2. Le microfaciès dominant est une biomicrite packstone, peu sableuse (2 % de quartz), à rares oolithes.

Séquence T5-S3.

b - 18 à 20 cm de marnes sombres à *Pholadomya* sp., avec des bioclastes de crinoïdes (dominants), d'échinides (radioles et plaques, rotules), d'ophiures (osselets) et de crustacés (débris de pinces). La microfaune associe Ostracodes (27,80 %) et Nodosariidés (72,80 %). Le genre *Lenticulina* (97,84 %) domine les biocénoses de Nodosariidés avec de rares *Citharina* sp. 1, *C. colliezi* (TERQUEM), *Dentalina* sp., *Nodosaria mutabilis* TERQUEM et *Pseudonodoaria tenuis* (BORNEMANN).

c - 0,40 à 0,45 m de calcaires marneux et marnes à *Gryphaea sublobata* et *Pleydellia celtica* FAURE et CUBAYNES [horizon XXVII à Celtica] interrompus par un hard-ground. Le microfaciès est une biomicrite packstone, sableuse (5 à 7 % de quartz subanguleux à anguleux et hétérométriques), à *Glomospira* sp. et *Vidalina* sp., à rares oolithes et à bioclastes très mal triés d'échinodermes, annélides, gastéropodes, brachiopodes, lamellibranches, ostracodes et nodosariidés.  PL 26.1

Séquence T5-S4 :

d - 0,40 m d'une alternance serrée de bancs de calcaires marneux centimétriques (3 à 7 cm) et de marnes sombres (2 à 5 cm) avec quelques *Gryphaea sublobata*, à la base.

e - 0,35 cm de calcaires et calcaires marneux se délitant en plaquettes avec *Pleydellia aalensis* (ZIETEN) [horizon XXIX à Aalensis] et des niveaux de condensation à *Homoeorhynchia cynocephala*, *Lobothyris haresfieldensis* et *Zeilleria* (Z.) lycetti.

f - 0,30 à 0,35 m de calcaires bioclastiques et oolithiques (oobiomicrites packstone), datés à leur base par *Pleydellia aalensis* [horizon XXIX] puis, à leur sommet par *P. buckmani* [horizon XXX]. Ces deux horizons lumachelliques présentent la même faune de Lamellibranches que dans les autres coupes avec, en plus, d'abondantes *Trigonia* sp. et des Echinides : *Pygaster* aff. *semisulcatus* (PHILLIPS).

Ce niveau est légèrement raviné par les calcaires bioclastiques aaléniens (g) où le microfaciès dominant est une biomicrite grainstone à rares oolithes, intraclastes et bioclastes d'animaux benthiques.

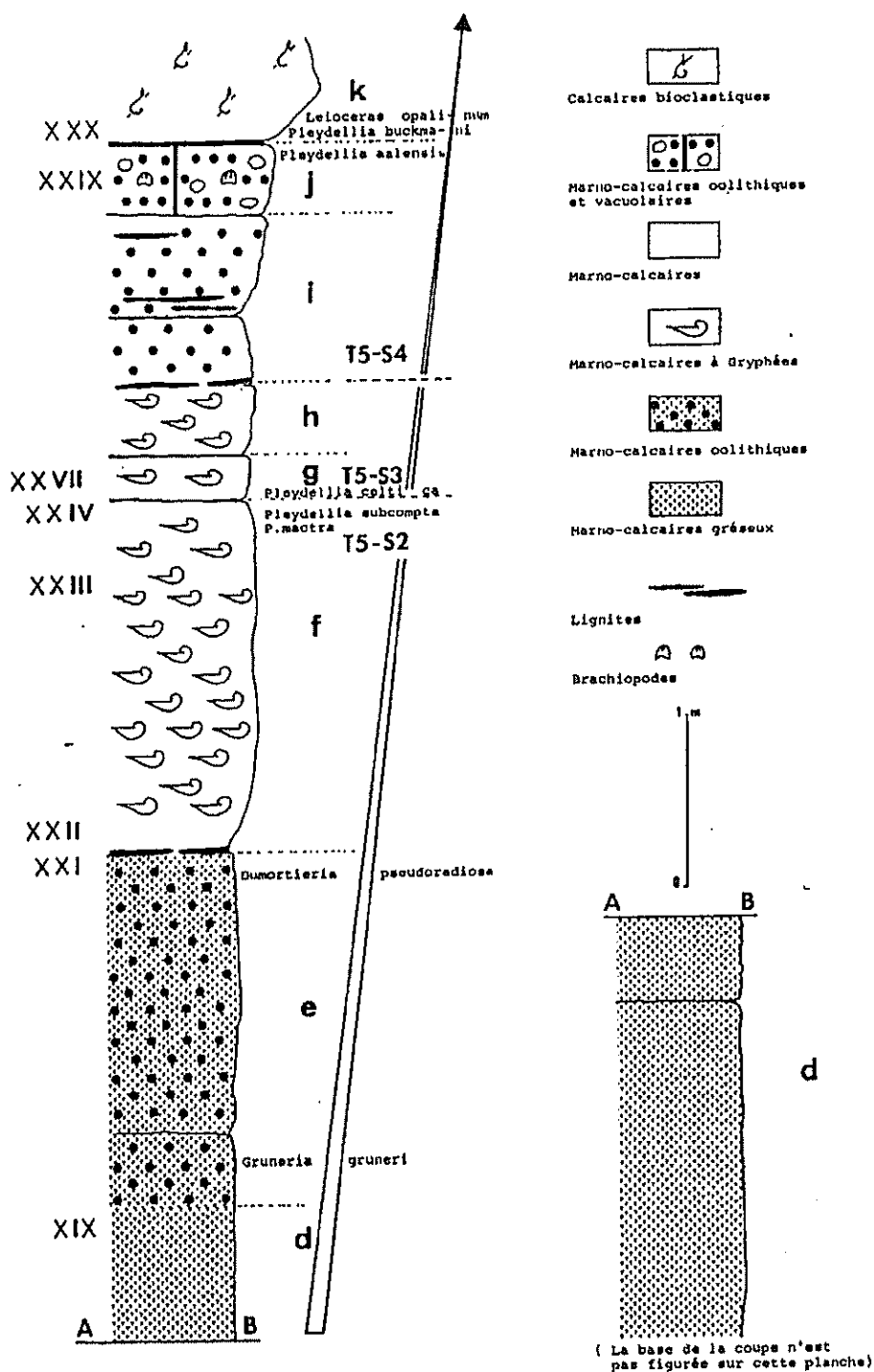


Fig. 189 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : la coupe de Loze (partie supérieure). Les lettres correspondent aux termes décrits dans le texte.

Dans cette coupe, la formation des Marnes et calcaires de Lexos présente la classique succession de séquences klüpféliennes métriques. La séquence T5-S4 apparaît plus condensée que sur les coupes de Saint-Antonin (4,5 m) et de la Grésigne (5,5 m).

D - Coupe de Loze

Cette coupe présente la totalité de la formation des Marnes et calcaires de Lexos (9 à 10 m) avec, de la base au sommet (Fig. 189).

Séquence T5-S1 (non figurée)

a - 0,60 m de marnes bioclastiques sombres, à oolites ferrugineuses,
b - 5 à 10 cm de calcaires oolithiques (oobiomcrites grainstone à oolites ferrugineuses) interrompus par un hard-ground.

Séquence T5-S2 (non figurée)

c - 1,50 à 2 m de marnes noires litées [horizon XVIII],
d - 3 m de marno-calcaires gréseux en bancs massifs présentant un litage très fin, parallèle à la stratification. Ces marno-calcaires gréseux (30 à 40 % de quartz anguleux et hétérométriques) se chargent en oolites ferrugineuses et prennent une teinte lie-de-vin sur les vingt derniers centimètres.

Ce terme est daté par *Gruneria gruneri* (DUMORTIER) [horizon XIX].

e - 0,80 à 1 m de calcaires massifs à oolites ferrugineuses avec, à vingt centimètres de leur sommet, *Dumortieria pseudoradosa* (BRANCO) [horizon XXI].

Le microfaciès dominant est une oobiomcrite grainstone, peu sableuse (2 à 3 % de quartz), à bioclastes d'échinodermes (dominants), lamellibranches, à Nodosariidés à remplissage pyriteux (abondantes *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*), rares intraclastes et oolites α ferrugineuses à cortex finement laminé. Ces oolites se disposent le plus souvent en nids.

f - 1,20 m de calcaires massifs à *Gryphaea sublobata* avec, de bas en haut :

- un niveau de lignites,
- 15 cm de calcaires bioclastiques,
- un banc massif, de 0,90 m d'épaisseur, de calcaires marneux à *G. sublobata* avec *P. mactra* (DUMORTIER), puis *P. subcompta* (BRANCO) [horizons XXIII-XXIV].

Séquence T5-S3

g - 13 cm de calcaires à Gryphées avec *P. celtica* [horizon XXVII],

h - 0,20 m de calcaires avec des Gryphées à la base puis, au sommet, un niveau de lignites.

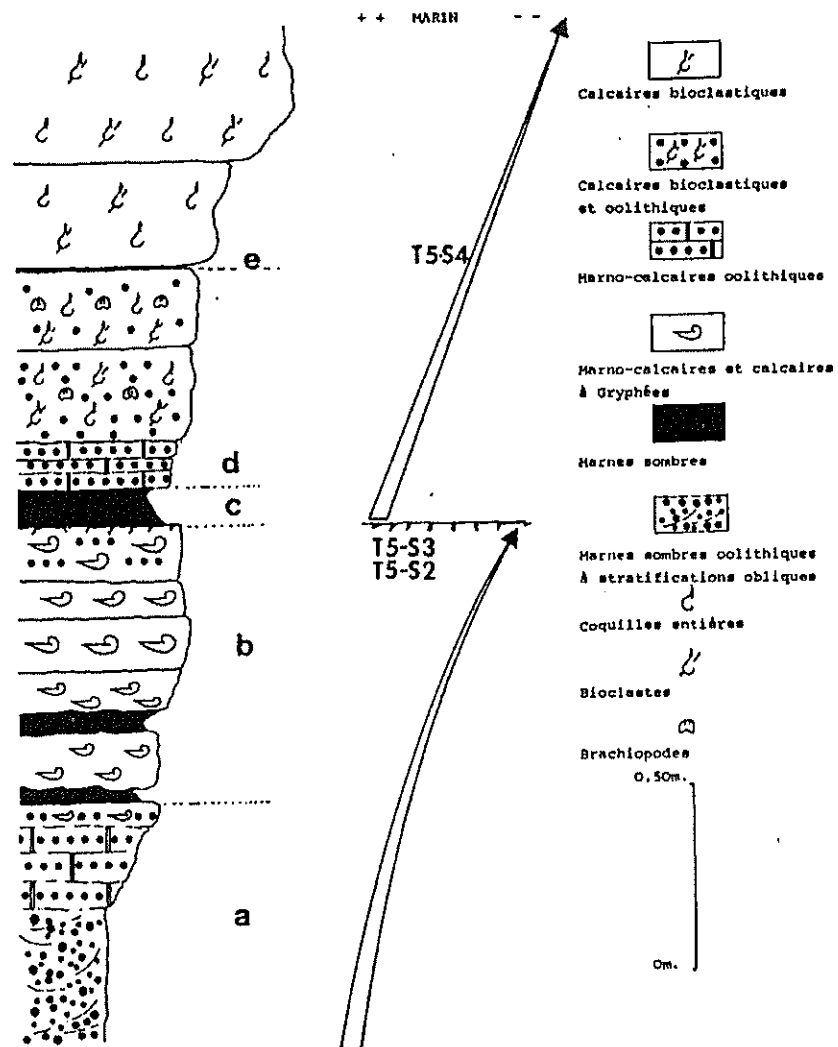


Fig. 190 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : la coupe de Saint-Projet. Les lettres correspondent aux termes décrits dans le texte.

Ces calcaires (termes f. g. h) sont des biomicrites packstone sans oolithes, peu sableuses (2 à 3 % de quartz) et très bioclastiques.

Séquence T5-S4 ?

i - 0,75 cm de calcaires oolithiques à *P. aalensis* [horizon XXIX] avec une condensation de faune de Lamellibranches : *Ceromya*, *Modiola*, *Lima*, *Pholadomya*, *Pleuromya*, *Trigonia*, *Trichites*, *Entolium*, *Propeamussium*... de Brachiopodes : *Homoeorhynchia cynocephala*, *Lobothyris haresfieldensis*, *Zeilleria* (Z.) *lycetti*. Les lignites abondent dans ces oobiomicrites packstone, à nids d'oolithes ferrugineuses, riches en *Glomospira* sp. et *Vidalina* sp.

j - 0,20 à 0,25 m de calcaires vacuolaires à *P. aalensis* (ZIETEN) et condensation de Brachiopodes,

k - calcaires bioclastiques aaléniens à *Pseudammatoceras* sp. et *L. opalinum* (REINECKE).

La coupe de Loze est remarquable par ses niveaux de condensation :

- condensation des horizons XX à XXII pro-parte dans une oolithe ferrugineuse située sous l'assise à Gryphées,
- condensation des horizons XXIII à XXVII dans une assise à Gryphées d'apparence massive,
- condensation des horizons XXVIII à XXX dans une oolithe ferrugineuse située au-dessus de l'assise à Gryphées.

Sur cette coupe, il n'est plus possible de délimiter les séquences klüpféliennes T5-S3 et T5-S4 qui viennent se télescoper dans l'oolithe ferrugineuse de l'horizon à *Aalensis*, avec de possibles lacunes de sédimentation.

E. - Coupe de Saint-Projet

Cette coupe présente de la base au sommet (Fig. 190)

a - 0,60 à 0,70 m de marno-calcaires oolithiques à stratifications obliques, puis de calcaires marneux oolithiques avec de grandes *Pinna* sp. (couchées). Les premières *Gryphaea sublobata* apparaissent dans les cinq derniers centimètres de ces oobiomicrites packstone, peu sableuses (1 à 2 % de quartz), à bioclastes très mal triés de lamellibranches, bryozoaires, échinodermes, brachiopodes et nodosariidés.

b - 0,75 m de bancs calcaires décimétriques à fines alternances de marnes grises formant une assise à Gryphées réduite, interrompue par un hard-ground. Les Gryphées forment une lumachelle, sauf au milieu de l'assise où apparaît un lit de grosses *Gryphaea sublobata* en position de vie (b1).

Deux microfaciès se distinguent : à la base et au sommet de l'assise à Gryphées, des oobiomicrites packstone, dans le reste de l'assise, des biomicrites packstone très peu sableuses (1 à 2 % de quartz). Les deux niveaux d'oolithes ferrugineuses décrits sur la coupe de Loze envahissent ici la base et le sommet de l'assise à Gryphées.

Ces calcaires (termes f. g. h) sont des biomicrites packstone sans oolithes, peu sableuses (2 à 3 % de quartz) et très bioclastiques.

Séquence T5-S4 ?

i - 0,75 cm de calcaires oolithiques à *P. aalensis* [horizon XXIX] avec une condensation de faune de Lamellibranches : *Ceromya*, *Modiola*, *Lima*, *Pholadomya*, *Pleuromya*, *Trigonia*, *Trichites*, *Entolium*, *Propeamussium*... de Brachiopodes : *Homoeorhynchia cynocephala*, *Lobothyris haresfieldensis*, *Zeilleria (Z.) lycetti*. Les lignites abondent dans ces oobiomicrites packstone, à nids d'oolithes ferrugineuses, riches en *Glomospira* sp. et *Vidalina* sp.

j - 0,20 à 0,25 m de calcaires vacuolaires à *P. aalensis* (ZIETEN) et condensation de Brachiopodes,

k - calcaires bioclastiques aaléniens à *Pseudammatoceras* sp. et *L. opalinum* (REINECKE).

La coupe de Loze est remarquable par ses niveaux de condensation :

- condensation des horizons XX à XXII pro-parte dans une oolithe ferrugineuse située sous l'assise à Gryphées,
- condensation des horizons XXIII à XXVII dans une assise à Gryphées d'apparence massive,
- condensation des horizons XXVIII à XXX dans une oolithe ferrugineuse située au-dessus de l'assise à Gryphées.

Sur cette coupe, il n'est plus possible de délimiter les séquences klüpféliennes T5-S3 et T5-S4 qui viennent se télescoper dans l'oolithe ferrugineuse de l'horizon à *Aalensis*, avec de possibles lacunes de sédimentation.

E. - Coupe de Saint-Projet

Cette coupe présente de la base au sommet (Fig. 190)

a - 0,60 à 0,70 m de marno-calcaires oolithiques à stratifications obliques, puis de calcaires marneux oolithiques avec de grandes *Pinna* sp. (couchées). Les premières *Gryphaea sublobata* apparaissent dans les cinq derniers centimètres de ces oobiomicrites packstone, peu sableuses (1 à 2 % de quartz), à bioclastes très mal triés de lamellibranches, bryozoaires, échinodermes, brachiopodes et nodosariidés.

b - 0,75 m de bancs calcaires décimétriques à fines alternances de marnes grises formant une assise à Gryphées réduite, interrompue par un hard-ground. Les Gryphées forment une lumachelle, sauf au milieu de l'assise où apparaît un lit de grosses *Gryphaea sublobata* en position de vie (b1).

Deux microfaciès se distinguent : à la base et au sommet de l'assise à Gryphées, des oobiomicrites packstone, dans le reste de l'assise, des biomicrites packstone très peu sableuses (1 à 2 % de quartz). Les deux niveaux d'oolithes ferrugineuses décrits sur la coupe de Loze envahissent ici la base et le sommet de l'assise à Gryphées.

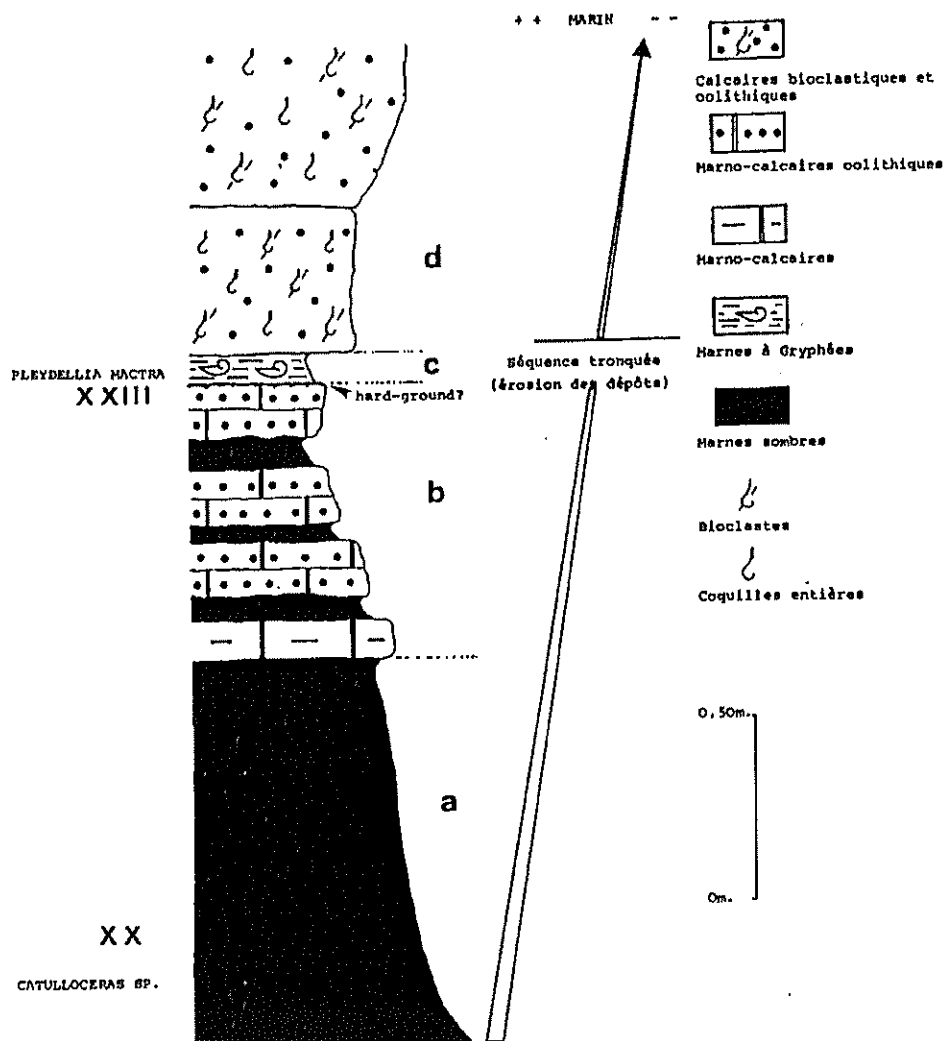


Fig. 191 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : la coupe du Cros.
Les lettres correspondent aux termes décrits dans le texte.

c - 0,10 m de marnes sombres.

d - 0,60 m de calcaires oolithiques lie-de-vin, très bioclastiques, avec une condensation de Lamellibranches et de Brachiopodes, et des terriers verticaux abondants.

Au-dessus de ces oobiomicrites packstone, puis grainstone, viennent les calcaires aaléniens (1,50 à 2 m) (e) (oobiomicrites très bioclastiques) à **Lobothyris** cf. **ingens** (ROLLIER) et **Pseudammatoceras** sp.

La coupe de Saint-Projet permet de reconnaître deux séquences :

- une première séquence T5-S2 - T5-S3, clôturée par une assise à Gryphées réduite, devenant oolithique et interrompue par un hard-ground.
- une deuxième séquence T5-S4 qui se poursuit dans l'Aalénien avec des oobiomicrites. Les calcaires à oncolithes ne sont pas visibles sur cette coupe.

La condensation des séries, déjà sensible dans la coupe de Loze, s'accroît encore ici à la base et au sommet de l'assise à Gryphées.

F. - Coupe du Cros

Nous avons reconnu, de la base au sommet (Fig. 191)

a - 1 m de marnes sombres gréseuses (30 à 40 % de quartz anguleux et hétérométriques), à rares bioclastes, avec **Catullocceras** sp. [sous-zone à Levesque],

b - 0,80 m de bancs décimétriques de calcaires oolithiques séparés par de fines couches marneuses (5 à 8 cm) et couronnés par un hard-ground peu visible. La macrofaune se réduit à des **Entolium** sp. (abondants) et à des **Pholadomya** sp.

Le microfaciès dominant est d'abord, à la base, une biomicrite packstone à oolithes éparses, puis une oobiomicrite grainstone à bioclastes d'échinodermes (dominants), de lamellibranches, nodosariidés et annélides (rares).

c - 8 à 10 cm de marnes sombres à rares **Gryphaea sublobata** et à **Pleydellia mactra** (DUMORTIER) qui représentent toute l'assise à Gryphées [horizon XXIII],

d - calcaires roux, oolithiques et bioclastiques, de l'Aalénien (2 m visibles), avec **Entolium** sp., **Trigonia**, **Ceromya**, **Pholadomya**.

La coupe du Cros montre la disparition de l'assise à Gryphées sous les calcaires bioclastiques de l'Aalénien. Nous expliquons la disparition par une érosion des dépôts (érosion truncation) du Toarcien terminal.

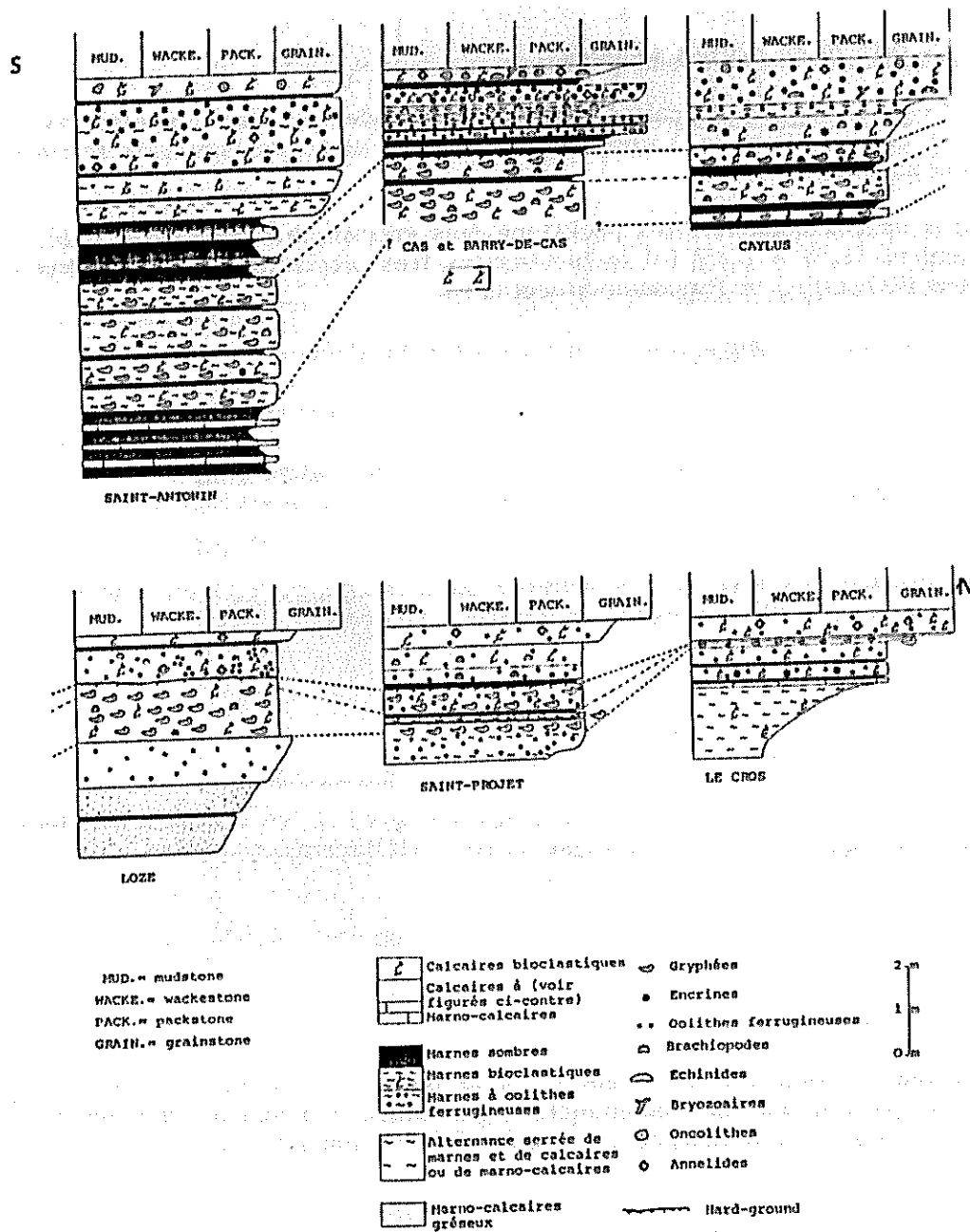


Fig. 192 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : évolution latérale, du S au N, le long de la vallée de la Bonnette, de la formation (l'assise à Gryphées sert de repère).
MUD : mudstone,
WACKE : wackestone,
PACK : packstone,
GRAIN : grainstone.

3.2.3. - Synthèse : évolution latérale des coupes le long de la vallée de la Bonnette (Fig. 192)

L'épaisseur de la formation des Marnes et calcaires de Lexos diminue de Saint-Antonin (environ 11 à 12 m) vers Le Cross (3-4 m au maximum). Cette réduction s'accompagne de condensations avec développement de deux niveaux d'oolithes ferrugineuses et, vraisemblablement, de lacunes de sédimentation.

a - Le premier niveau d'oolithes ferrugineuses se situe sous l'assise à Gryphées et correspond à une condensation progressive des horizons XX à XXII pro-parte. L'assise à Gryphées marque l'aboutissement d'une séquence klüpfélienne tronquée par un hard-ground et son évolution latérale se caractérise par :

- une diminution progressive d'épaisseur du Sud (3 à 3,50 m à Saint-Antonin) au Nord (0,80 m à Saint-Projet), avant de se réduire à quelques centimètres (Le Cros) ,

- une "densification" des Gryphées dont le nombre augmente, du Sud au Nord, par rapport au sédiment interstitiel, le taux de sédimentation décroissant. En même temps les coquilles deviennent de plus en plus usées, valves séparées et parfois brisées.

b - Le deuxième niveau d'oolithes ferrugineuses, situé juste au-dessus de l'assise à Gryphées, voit le télescopage des séquences T5-S3 et T5-S4 avec la condensation des horizons XXVII à XXX.

La séquence T5-S3 apparaît sur les coupes de Saint-Antonin à Caylus, puis elle se fond au sommet de la séquence T5-S2 sur la coupe de Loze. La séquence T5-S4, bien développée à Saint-Antonin, s'organise en petites séquences klüpféliennes décimétriques, avec une multiplication des hard-grounds (Barry-de-Cas, Cas), avant de se réduire à un niveau d'oolithes ferrugineuses (Loze-Saint-Projet). C'est donc sur les coupes du Barry-de-Cas et de Cas que l'organisation de cette séquence semble la plus visible.

c - Les microfaciès de la formation de Lexos évoluent du Sud au Nord : les biomicrites mudstone-wackestone (Grésigne) sont remplacées, dès Saint-Antonin, par des biomicrites packstone, puis par des oobiomicrites.

Le changement de microfaciès correspond beaucoup plus à une accumulation de bioclastes, puis de bioclastes et d'oolithes, dans une vase fine, qu'à une forte élévation du niveau d'énergie des eaux puisque il n'y a pas de vannage de la fraction fine. La taille des bioclastes augmente sensiblement du Sud vers le Nord.

d - Tout se passe comme si les faciès les plus profonds, les plus calmes, les plus riches en matériel argilo-micritique, se situaient au Sud, entre la vallée de la Vère et la région de Lexos. Ces milieux, les moins éclairés, correspondraient aux biotopes où se développaient préférentiellement les Gryphées.

3.3. - EVOLUTION DE LA FORMATION DES MARNES ET CALCAIRES DE LEXOS, LE LONG DE LA VALLEE DU LOT

Nous décrirons successivement, du Sud-Ouest au Nord-Est, les coupes de Saint-Martin-Labouval, de Larroque-Toirac, de Fontieu-Bédier, du Carrefour des départementales D.38-D.86 et de la gendarmerie de Figeac.

3.3.1. - Situation des coupes

- Coupe de Saint-Martin-Labouval, voir p. 372, Fig. 173).
- Coupe de Larroque-Toirac, voir p. 374, Fig. 174).
- Coupe de Fontieu-Bédier, voir p. 375.
- Coupe du carrefour des départementales D.38 - D.86 : carte IGN au 1/50.000e de Figeac en x = 417,25 et y = 4930,92. La coupe est visible au sud-sud est du carrefour, au pied de la corniche, à l'aplomb du carrefour et du pont enjambant le Lot (Fig. 174. A.2).
- Coupe de la gendarmerie de Figeac : Carte IGN au 1/50.000e de Figeac en x = 421,675 et y = 4939,575. La coupe est située au pied de la corniche qui domine le talus nord de la route, juste avant et au nord-est de la gendarmerie.

3.3.2. - Description des coupes

A - Saint-Martin-Labouval

Cette coupe présente la totalité de la formation des Marnes et calcaires de Lexos (1,50 m), avec, de la base au sommet (Fig. 173) :

e - 0,20 m de marno-calcaires en plaquettes,
f - 0,40 à 0,45 m de marno-calcaires à *Gryphaea sublobata* et *Homoeorhynchia cynocephala* formant l'assise à Gryphées, bien datée par *Pleydellia mactra* (DUMORTIER) [horizon XXIII]. Le faciès dominant est une biomicrite packstone, faiblement sableuse (1 à 3 % de quartz), à bioclastes mal triés de lamellibranches, annélides, échinodermes, brachiopodes, gastéropodes et nodosariidés et à Foraminifères : *Glomospira* sp., *Vidalina* sp.

g - 0,20 m de marno-calcaires en plaquettes avec, dès leur base *Pleydellia aalensis* (ZIETEN) [horizon XXIX]. Les horizons XXIV à Subcompta, XXV à Fluens, XXVI à *Pleydellia* sp., XXVII à *Celtica* et XXVIII à *P.* cf. *aalensis*, semblent absents sur cette coupe. Nous n'avons pu les individualiser entre les dernières *P. mactra*, tout au sommet de l'assise à Gryphées, et les premières *P. aalensis*.

h - 0,20 m de calcaires marneux à condensation de Brachiopodes *Homoeorhynchia cynocephala*, *Lobothyris haresfieldensis* et *Zeilleria* (Z.) *lycetti*.

i - 0,15 à 0,20 cm de marno-calcaires noduleux à abondantes *P. aalensis* [horizon XXIX]. Le microfaciès reste toujours une biomicrite packstone semblable aux biomicrites sous-jacentes.

j - 8 à 10 cm de calcaires noduleux à *Leioceras opalinum* (REINECKE) et *Pseudammatoceras* sp. qui marquent l'extrême base de l'Aalénien.

Les biomicrites grainstone, sableuses, à plages de biosparite, sont riches en bioclastes mal triés, avec de rares articles de crinoïdes (pentacrines). Ce cortège de bioclastes ne varie guère par rapport aux niveaux sous-jacents et nous retrouvons un faciès à *Nodosariidés*, *Glomospira* sp., *Vidalina* sp. et *Serpula* (*Tetraserpula*) *quadricostata* PARSH.

k - 0,25 à 0,30 cm de calcaires noduleux à condensation de Lamelli-branches : abondantes *Trigonia* sp., *Ceratomya* et *Trichites*, *Pholadomya*, *Pleuromya*, *Lima*, *Mytilus*.

Au-dessus de ce niveau, viennent 3 m de calcaires à oncolithes, interrompus par un hard-ground ferrugineux. Les oncolithes de petite taille (quelques mm) voisinent avec des bioclastes d'échnides, de lamelli-branches, de brachiopodes (plus rares), de nodosariidés et d'annélides, dont *Serpula* (*Tetraserpula*) *quadricostata*. La microfaune de *Glomospira* sp., *Vidalina* sp., *Nodosariidés*, s'enrichit de *Sarfatiella dubari* CONRAD-PEYBERNES (PELISSIE, 1982). Les calcaires à oncolithes se retrouvent, plus à l'Est, sur la coupe de Calvignac (2,50 m d'épaisseur) où les oncolithes sont associées à des "boules blindées" formées d'aggrégats d'oolithes, de gravelles et d'oncolithes, entourés d'une mince pellicule d'origine algaire. Comme sur la coupe de Saint-Martin-Labouval, un hard-ground interrompt ces calcaires.

La coupe de Saint-Martin-Labouval présente ainsi une séquence régressive d'échelle métrique qui évolue dans le domaine infralittoral jusqu'à des milieux situés juste sous la zone de balancement des marées.

B - Coupe de Larroque-Toirac

Sur cette coupe, où la formation des Marnes et calcaires de Lexos est visible dans son intégralité, nous avons reconnu de la base au sommet deux séquences (Fig. 193) :

Séquence 1.

a - 2 m de marnes sombres à oolithes ferrugineuses et stratifications obliques avec *Dumortiera pseudoradiosa* (BRANCO) [horizon XXI]. Au sommet de ces marnes, apparaissent les premières *Gryphaea sublobata*.

Ces marnes gréseuses (15 à 20 % de quartz), bioclastiques, renferment des oolithes ferrugineuses aplaties, disposées en nids ou soulignant des stratifications obliques. Les oolithes α présentent un cortex laminé et un nucleus de nature variée : bioclastes d'échinodermes ou de gastéropodes.  PL27.1

b - 0,80 m de calcaires à *Gryphaea sublobata*, disposées dans tous les sens, et à *Homoeorhynchia cynocephala*. Les oobiomicrites packstone à grainstone de cette assise à Gryphées réduite, sont datées, dès leur base, par *Pleydellia mactra* (DUMORTIER) [horizon XXIII].

c - 0,70 m de marno-calcaires noduleux se délitant en plaquettes avec d'abondantes *Pleydellia aalensis* (ZIETEN) [horizon XXIX].

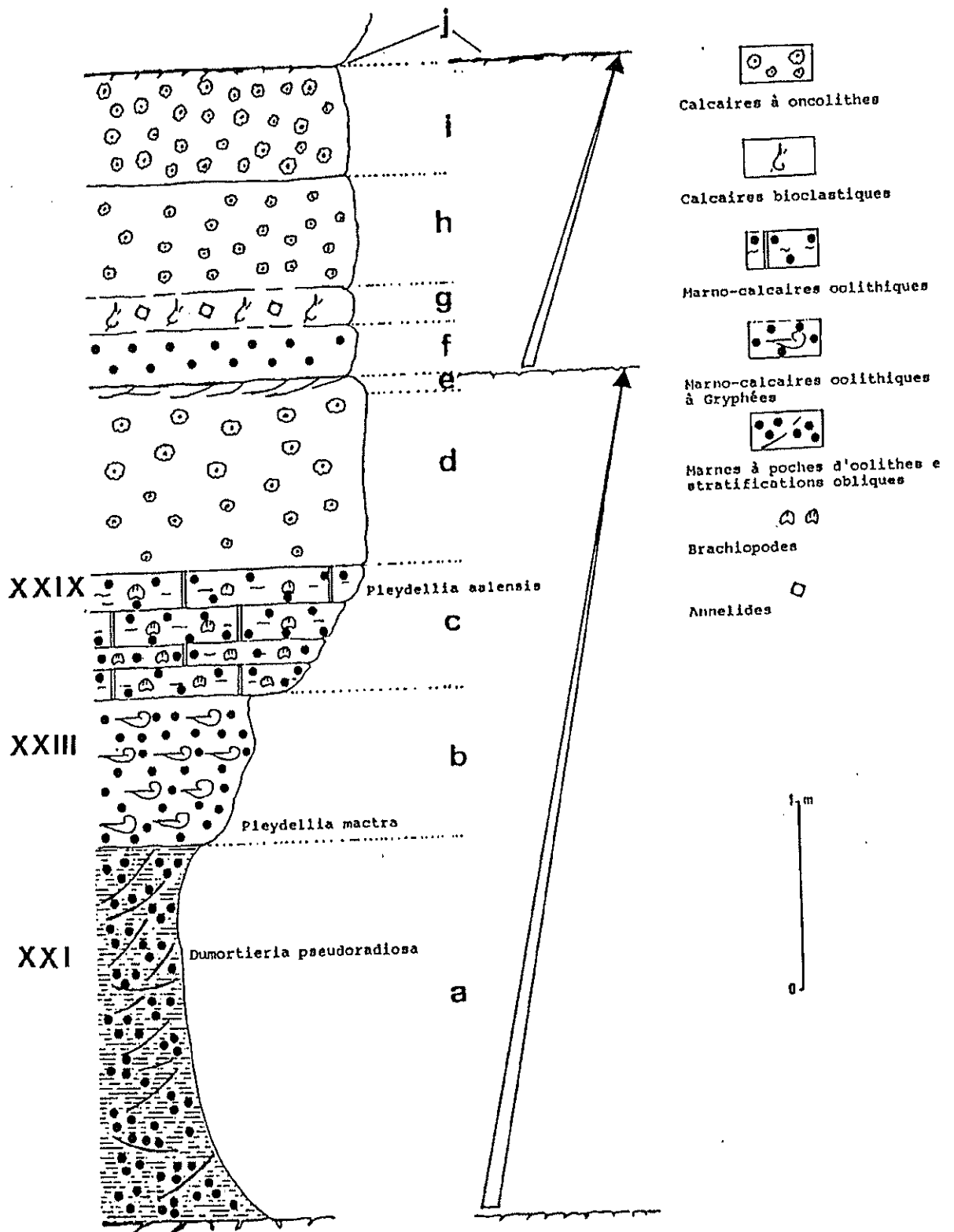


Fig. 193 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : la coupe de Larroque-Toirac. Les lettres correspondent aux termes décrits dans le texte.

Les oobiomicrites packstone puis grainstone, peu sableuses (1 à 2 % de quartz), à bioclastes sparitisés de lamellibranches, brachiopodes (abondants), gastéropodes (très abondants), échinodermes, annélides, ostracodes et nodosariidés, se caractérisent par l'abondance des Brachiopodes : *Homoeorhynchia cynocephala*, *Lobothyris haresfieldensis* et *Zeilleria* (Z.) *lycetti*.  PL 27,2-3

On retrouve ici la même association de Lamellibranches que dans les autres coupes : *Entolium* sp., *Plicatula* sp., *Pholadomya* sp., *Gresslya* sp., *Pleuromya* sp., *Trigonia* sp. (TA), *Ceratomya* sp., *Inoperna* sp., *Mytilus* sp., *Lima* sp.

d - 1 m de calcaires massifs roux à oncolithes. Les biomicrites packstone-grainstone, peu sableuses (1 % de quartz), à bioclastes d'échinodermes, lamellibranches, gastéropodes (A), bryozoaires et nodosariidés, à pelotons de *Serpules*, se chargent progressivement en oncolithes.  PL 27,4

A la base du banc, les oncolithes, de petite taille, restent rares (1 à 2 par lame), puis leur nombre et leur taille croissent jusqu'au sommet du banc. Les grands oncolithes s'organisent en lamines concentriques autour de bioclastes de gastéropodes.  PL 27,5-6

e - un niveau de reprise d'érosion, avec ravinement et petites stratifications obliques, interrompt ce premier ensemble qui, sur 4,50 m de hauteur, forme une séquence régressive évoluant de dépôts marins ouverts (marno-calcaires à Gryphées) vers des dépôts infralittoraux situés juste sous la zone de balancement des marées.

Séquence 2

Cette deuxième séquence, interrompue par un hard-ground (comme sur les coupes de Saint-Martin-Labouval et de Calvignac) est une répétition de la séquence précédente avec :

f - 0,30 m d'oobiomicrite grainstone, très peu sableuses (moins de 1 % de quartz), à bioclastes de lamellibranches, échinodermes, annélides et nodosariidés. Ces derniers très abondants et bien conservés, sont essentiellement des *Lenticulinae* de grande taille,  PL 28,1

g - 0,20 m de biomicrites packstone à grands bioclastes de lamellibranches, annélides, gastéropodes (TA), échinodermes et nodosariidés, à *Serpula* (*Tetraserpula*) *quadricostata* PARSH,  PL 28,2

h - 0,40 m de biomicrites grainstone à petits oncolithes organisés essentiellement autour de bioclastes de gastéropodes,  PL 28,3

i - 0,60 m de biomicrites grainstone à grands oncolithes,  PL 28,4,5,6

j - un hard-ground.

La coupe de Larroque-Toirac apparaît donc moins condensée que celle de Saint-Martin-Labouval. Elle en diffère par la présence de 2 m de marnes sombres se développant entre le hard-ground à *Pseudogrammoceras fallaciosum* (BAYLE) [horizon XVII] et l'assise à Gryphées [horizon XXIII].

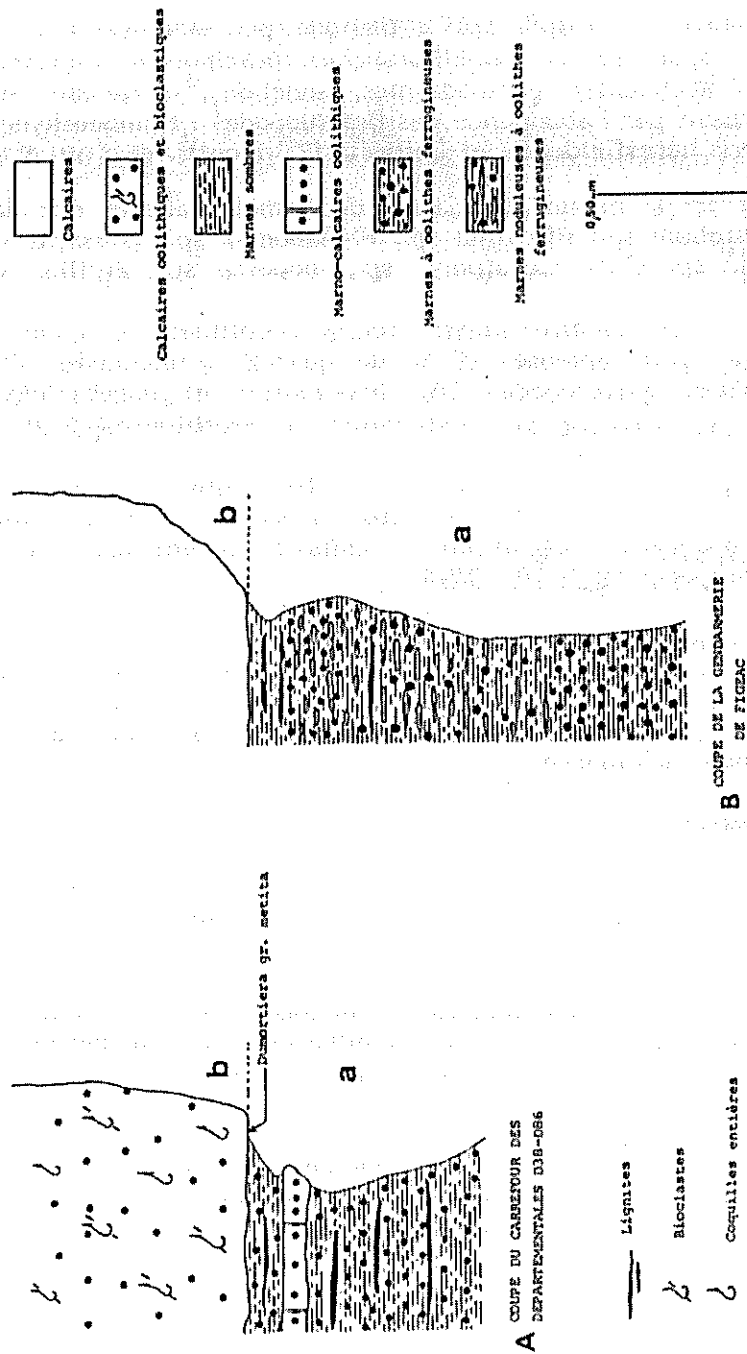


Fig. 194 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : les coupes du carrefour des départementales D 38 - D 86 (A) et de la Gendarmerie de Figeac (B). Les lettres correspondent aux termes décrits dans le texte.

C - Coupe de Fontieu-Béduer

La formation des Marnes et calcaires de Lexos se réduit à 1 m de marnes à oolithes ferrugineuses comprises entre le hard-ground à *Pseudogrammoceras fallaciosum* (BAYLE) et les calcaires à oncolithes. L'assise à Gryphées n'existe pas sur cette coupe.

D - Coupe au niveau du Carrefour D.38 - D.86

Nous avons observé (Fig. 194 A) :

a - 1 m de marnes à oolithes ferrugineuses avec *Dumortiera gr. mérita* BUCKMAN [horizon XXI] et d'abondantes traces de lignites ;

b - les calcaires aaléniens (oobiomicrites grainstone) qui forment la base de la corniche calcaire surplombant la départementale D.86 et le Lot.

Cette coupe confirme l'observation réalisée dans la coupe précédente : la disparition de l'assise à Gryphées au nord-est de Larroque-Toirac, les calcaires bioclastiques de l'Aalénien reposant directement sur les marnes oolithiques de l'horizon XXI à *Pseudoradiosa*.

E - Coupe de la gendarmerie de Figeac

Cette coupe présente (Fig. 194 B) :

a - 1,20 m de marnes noduleuses à oolithes ferrugineuses et à lignites,

b - les calcaires aaléniens (?) qui les ravinent et forment la base de la corniche calcaire.

3.3.3. - Synthèse et conclusions

Le long de la vallée du Lot, se dessine une évolution comparable à celle observée du Sud au Nord, le long de la vallée de la Bonnette, avec une réduction de la formation des Marnes et calcaires de Lexos de l'WSW à l'ENE.

Au nord de Larroque-Toirac, l'assise à Gryphées disparaît complètement et n'existe pas dans les alentours de Figeac (Fig. 195).

3.4. - EVOLUTION DE LA FORMATION DES MARNES ET CALCAIRES DE LEXOS, LE LONG DE LA VALLÉE DU CELE

Nous suivrons cette évolution, d'Ouest en Est, avec les coupes du château de Roquefort, de Corn, du carrefour des départementales D.13-D.48 et du Causse-Saint-Denis.

3.4.1. - Situation des coupes

Coupe du château de Roquefort,

Coupe de Corn : Carte IGN au 1/50.000e de Figeac en x = 412,675 et y = 4940.

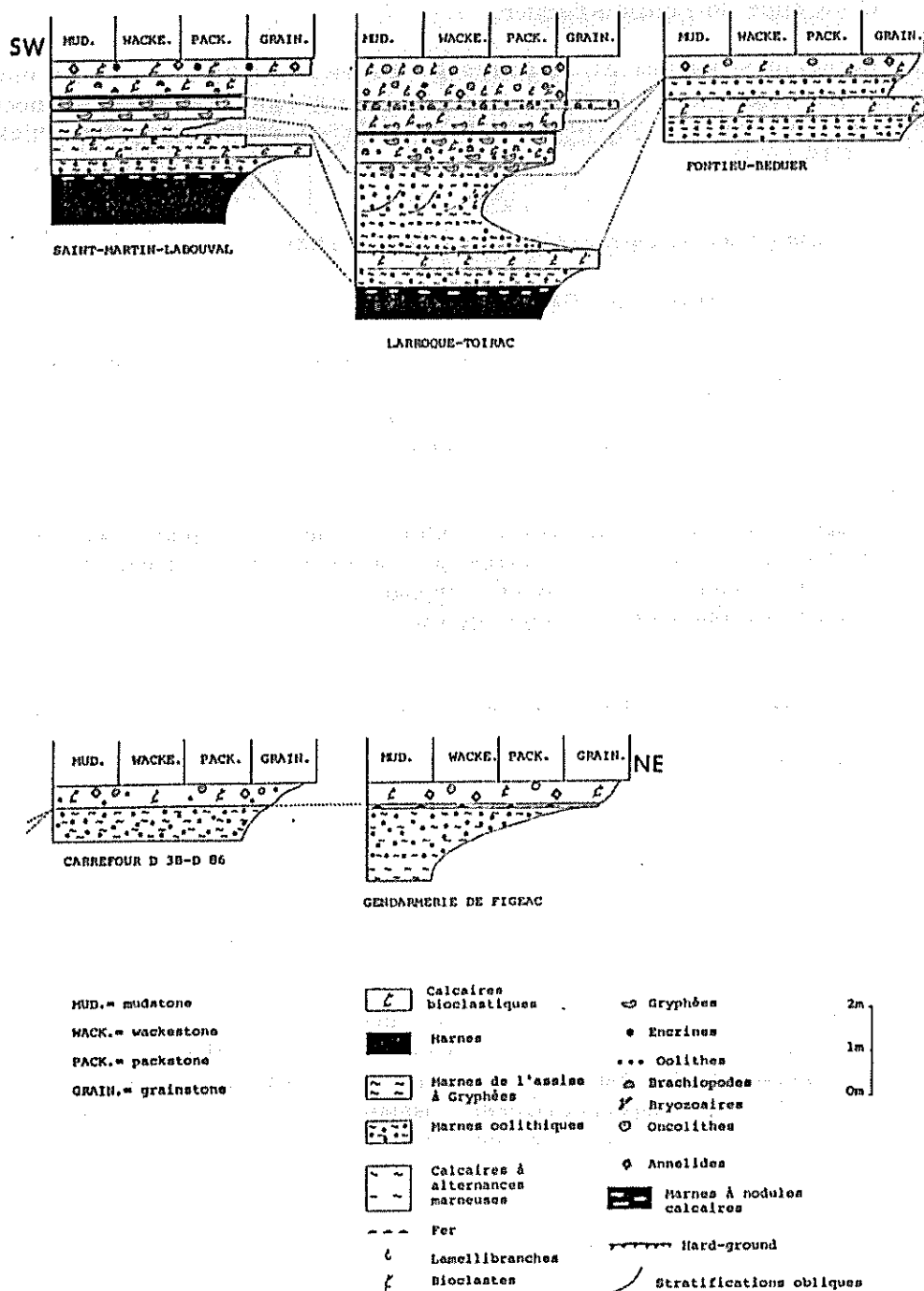


Fig. 195 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : évolution latérale, du SW au NE, le long de la vallée du Lot. L'assise à Gryphées sert de repère.

La coupe est visible sur la rive gauche du Célé, 50 m au sud-est du pont qui enjambe la rivière (route qui mène de la départementale D.41 à Goudou). (Fig. 175 A.3).

Coupe du carrefour des départementales D.13 - D.48 :

Coupe du Causse-Saint-Denis : carte au 1/50.000e 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.

3.4.2. - Description des coupes

A - Coupe du château de Roquefort.

Cette coupe présente la totalité de la formation avec la succession de deux séquences (Fig. 196) :

Séquence 1 (T5-S2-S3)

a - 3,50-4 m de marnes noires litées se chargeant en oolites ferrugineuses à leur sommet.

b - 0,12 m de calcaires oolithiques et bioclastiques à *Dumortiera* gr. *metita* BUCKMAN [horizon XX à *Pseudoradosa*] (équivalent du niveau Le 30 de Lexos, CUBAYNES et FAURE, 1981).

c - 0,60 m de marno-calcaires oolithiques à très abondantes *Gryphaea sublobata*, avec *Pleydellia mactra* (DUMORTIER) [horizon XXIII]. Cette assise à Gryphées correspond à une condensation, avec des lacunes possibles, des horizons XXIII à XXVI. Elle est interrompue par un hard-ground.

Ce hard-ground équivaldrait donc aux horizons XXVII à *Celtica* et XXVIII à *Pleydellia* cf. *aalensis*.

Séquence 2 (T5-S4)

d - 0,30 m de marnes lie-de-vin à oolites ferrugineuses, avec *P. aalensis* (ZIETEN) [horizon XXIX] et l'association de Brachiopodes : *Homoeorhynchia cynocephala*, *Lobothyris haresfieldensis*, *Zeilleria* (Z.) *lycetti*.

e - 1,80 m d'un banc de calcaires roux massifs, avec de la base au sommet de ce banc : 0,30 m (e1) de calcaires oolithiques à *P. aalensis* (ZIETEN) [horizon XXIX], puis 1,50 m de calcaires très bioclastiques à *Leioceras opalinum* (REINECKE) [Aalenien, zone à *Opalinum*) renfermant une profusion de Lamellibranches (déjà cités sur les autres coupes) et *Coenoceras* sp.

f - les calcaires à oncolites (1,8 m) interrompus par un hard-ground.

Comme dans toutes les coupes du Toarcien supérieur les différents termes s'organisent en une séquence régressive d'échelle décamétrique. La disposition séquentielle, avec deux séquences, la première clôturée par l'assise à Gryphées, la deuxième par les calcaires à oncolites de l'Aalenien, rappelle la coupe de Saint-Projet.

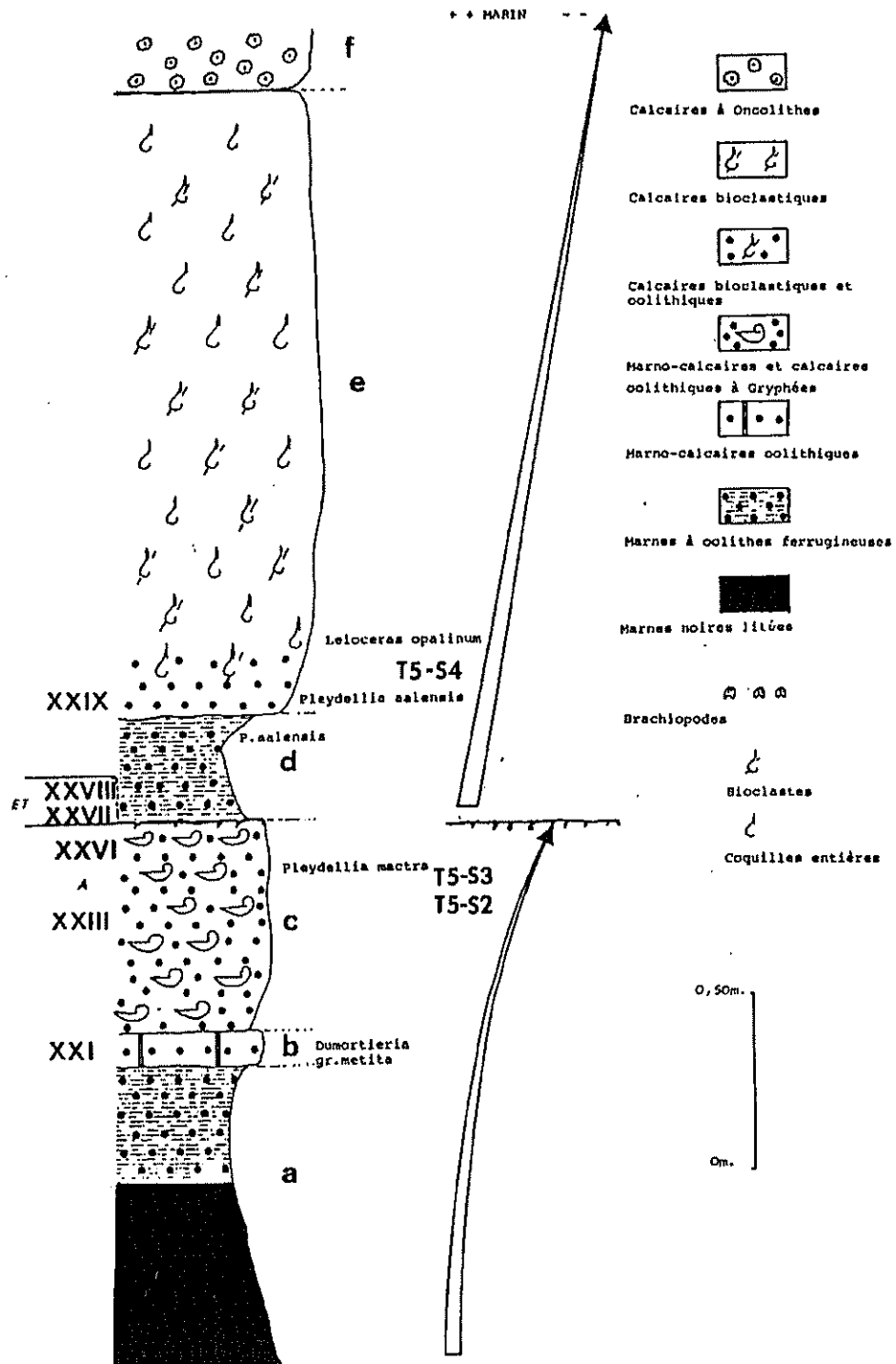


Fig. 196 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : la coupe de Roquefort.
Les lettres correspondent aux termes décrits dans le texte.

Les niveaux de condensation, ou de lacunes, se situent toujours sous l'assise à Gryphées [horizons XXI-XXII] et immédiatement au-dessus [horizons XXVII-XXVIII]; il y a donc hétérochronisme de l'assise à Gryphées.

B - Coupe de Corn

Nous avons reconnu, de la base au sommet (Fig. 197) :

Séquence 1 (Séquence T5-S2)

a - 10 cm de marnes noires,
b - 0,80 à 0,90 m de calcaires oolithiques à *Gryphaea sublobata* et *Homoeorhynchia cynocephala*, datés par *P. mactra* (DUMORTIER) [horizon XXIII], avec *P. sp.*, *Entolium sp.*, *Inoperna sp.*, *Homomya sp.*, *Gresslya sp.*, *Pholadomya sp.* et des *Coenoceras sp.*

Les oobiomicrocrites grainstone de cette assise à Gryphées sont interrompus par un hard-ground.

Séquence 2 (Séquence T5-S3)

c - 10 cm de marnes noires,
d - 10 à 12 cm de calcaires oolithiques, très bioclastiques avec une condensation de Brachiopodes : *Homoeorhynchia cynocephala*, *Lobothyris haresfieldensis*, *Zeilleria (Z.) lycetti*, associés à des *Entolium sp.*
e - 20 cm de calcaires oolithiques,
f - 5 cm de marnes noires,
g - 10 cm de calcaires oolithiques à *Gryphaea sublobata*, avec *P. celtica* FAURE et CUBAYNES [horizon XXVII].
h - un hard-ground.

Cette deuxième séquence est l'équivalent de la séquence T5-S3 [horizon à Celtica] des coupes de la région grésignole.

Dans cet ensemble, le faciès dominant est une oobiomicrocrite grainstone, peu sableuse (1 à 2 % de quartz anguleux et hétérométrique), à bioclastes de lamellibranches, échinodermes, gastéropodes (A), brachiopodes et nodosariidés. Les oolithes ferrugineuses de type α présentent de gros nucleus (bioclaste ou grain de quartz).

Séquence 3 (Séquence T5-S4 ?)

i - 0,15 m de marnes noires micacées,
j - 6 cm de calcaires marneux (oobiomicrocrites identiques à celles de la séquence sous-jacente),
k - 0,15 m de marnes noires micacées,
l - 0,15 m de marno-calcaires noduleux, plus ou moins vacuolaires et se délitant en plaquettes, avec *Pleydellia aalensis* (ZIETEN) [horizon XXIX] et une condensation de Brachiopodes : *Homoeorhynchia cynocephala*, *Lobothyris haresfieldensis*, *Zeilleria (Z.) lycetti* et *Lobothyris cf. ingens* (ROLLIER). Le microfaciès est identique à celui des niveaux sous-jacents,
m - 0,10 m de marno-calcaires se délitant en plaquettes avec la même association de Brachiopodes [horizon XXX ?],

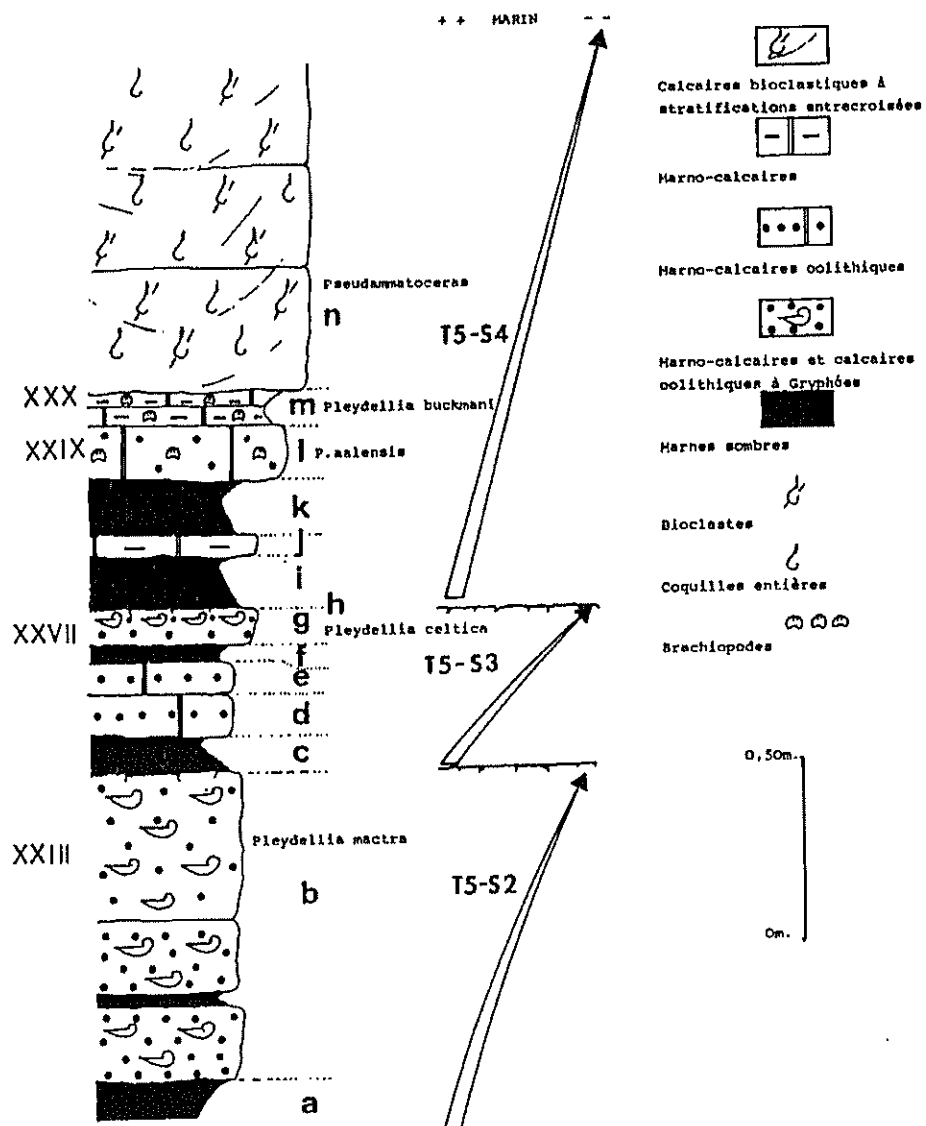


Fig. 197 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : la coupe de Corn. Les lettres correspondent aux termes décrits dans le texte.

n - calcaires bioclastiques de l'Aalénien avec leur cortège de Lamelli-branches et, à 0,70 m de leur base, *Pseudammatoceras* sp.

La coupe de Corn semble présenter une succession de séquences analogue à celle des coupes de la région grésignole, et de Saint-Antonin à Caylus dans la vallée de la Bonnette.

C - Coupe du Carrefour des départementales D.13-D.48 (2 km à l'ouest de Cambes)

Au-dessus du hard-ground à *Pseudogrammoceras fallaciosum* (BAYLE), cette coupe présente de la base au sommet (Fig. 198) :

- a - 1,40 m de marnes sombres à poches d'oolithes ferrugineuses et à nombreux terriers parallèles à la stratification,
- b - 0,15 à 0,20 m de calcaires à grosses oolithes ferrugineuses. Ces oobiomicrites ravinent les marnes sous-jacentes,
- c - 8 à 10 cm de marnes noduleuses,
- d - calcaires oolithiques et bioclastiques de l'Aalénien (0,75 m).

Dans cette coupe, l'assise à Gryphées et toute la partie supérieure de la formation des Marnes et calcaires de Lexos n'existent pas. Cette coupe rappelle celles de Fontieu-Beduer et du carrefour des départementales D.38 et D.86, au nord-est d'Ambayrac.

D - Coupe du Causse-Saint-Denis

Cette coupe montre une succession d'ensemble comparable à celle que nous venons de décrire avec, de bas en haut :

- a - 0,90 à 1 m de marnes sombres oolithiques,
- b - 0,40 de calcaires en bancs décimétriques,
- c - un fin niveau de marnes (3 cm),
- d - les calcaires bioclastique de l'Aalénien.

3.4.3. - Synthèse et conclusion sur l'évolution de la formation des Marnes et calcaires de Lexos, le long de la vallée du Célé

Le long de vallée du Célé (Fig. 199) les rares coupes montrent, d'Ouest en Est, une condensation de la formation des Marnes et calcaires de Lexos, complètement envahie par l'oolithe ferrugineuse. L'assise à Gryphées disparaît (secteur de Cambes) et les calcaires bioclastiques de l'Aalénien surmontent directement les marnes sombres oolithiques, situées à la base de la formation de Lexos.

Les niveaux de condensation, sous et sur l'assise à Gryphées, sont ceux déjà mis en évidence dans les vallées du Lot et de la Bonnette.

Les différents termes du Toarcien supérieur et de l'Aalénien s'organisent en séquences régressives dont la succession correspond à une séquence klüpfélienne décamétrique, évoluant dans l'étage infralittoral.

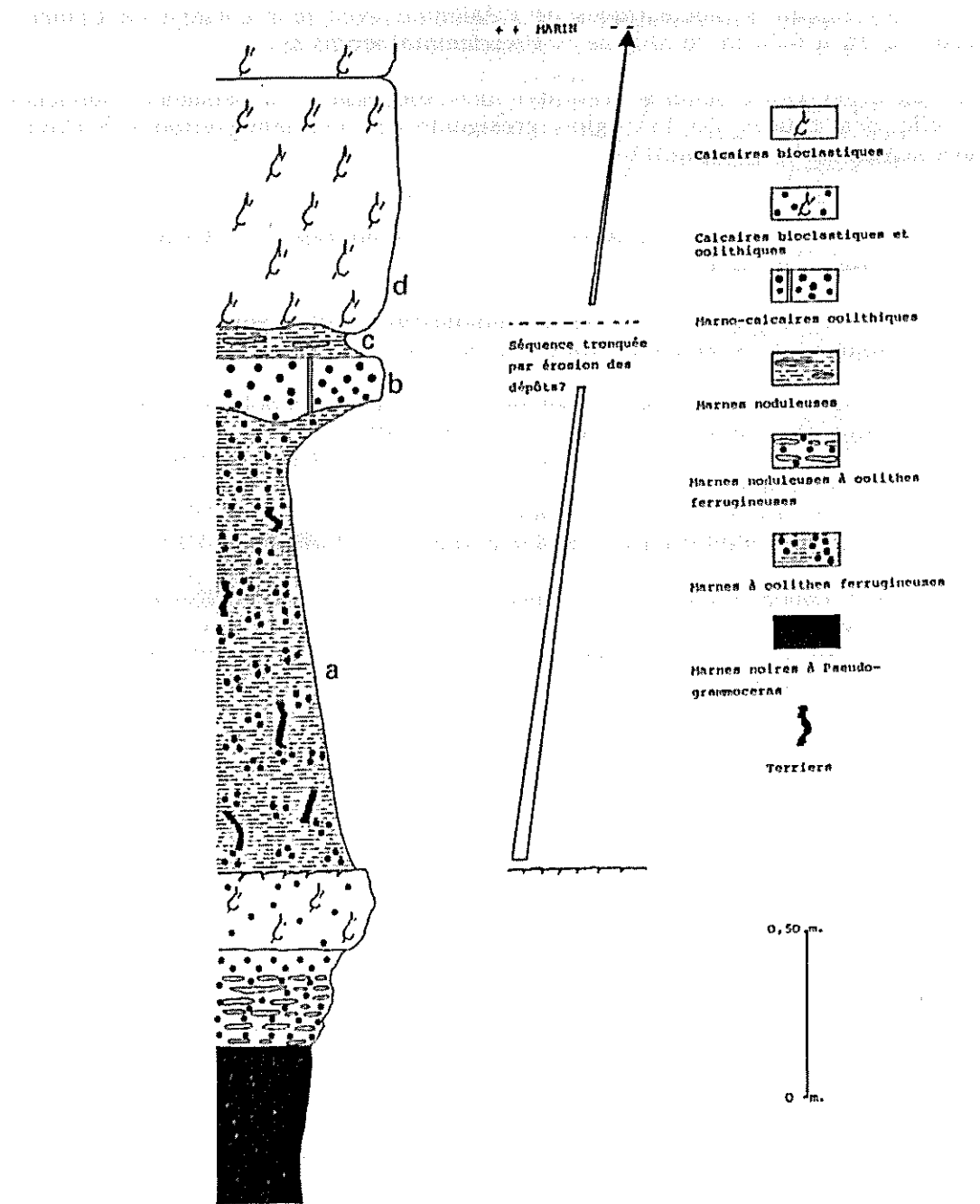
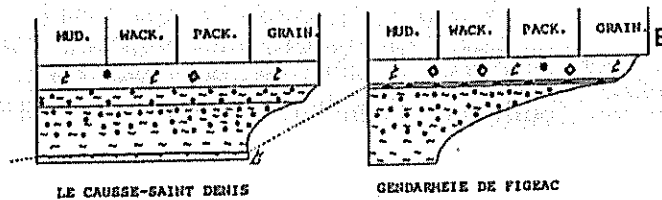
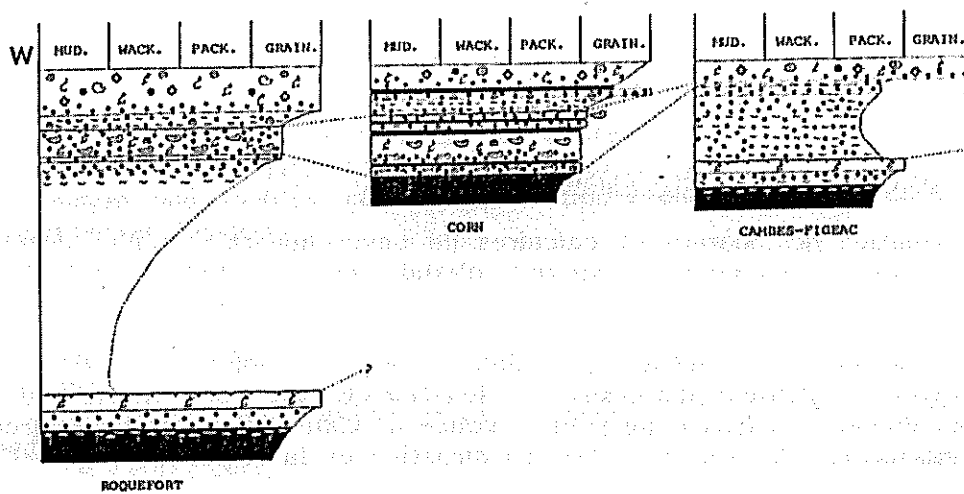


Fig. 198 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : la coupe au carrefour des départementales D 13 et D 48 (2 km à l'ouest de Cambes). Les lettres correspondent aux termes décrits dans le texte.



MUD. = mudstone

WACK. = wackestone

PACK. = packstone

GRAIN. = grainstone



Calcaires bioclastiques



Marnes oolithiques



Marnes



Marnes



Calcaires à alternances marnueuses



Fer



Lamellibranches



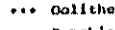
Bioclastes



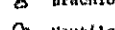
Gryphées 2m



Ecrines 1m



Oolithes 0m



Brachiopodes



Nautilus



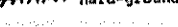
Bryozoaires



Oncolites



Annelides



Hard-ground



Marnes à nodules calcaires

Fig. 199 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos : évolution latérale, d'W en E, le long de la vallée du Célé.

Enfin, soulignons la datation de l'Aalenien par la découverte de *Leioceras opalinum* (REINECKE) (Roquefort).

3.5. - SYNTHESE ET CONCLUSIONS

La formation des Marnes et calcaires de Lexos apparaît la plus développée dans la partie sud de notre secteur d'étude, entre la vallée de la Vère et Lexos.

Cette formation se condense, du Sud au Nord, le long de la vallée de la Bonnette; de l'Ouest-Sud-Ouest à l'Est-Nord-Est, le long de la vallée du Lot et d'Ouest en Est, le long de la vallée du Célé. Selon ces trois directions, la condensation des séries se fait en direction de la région de Figeac-Capdenac.

Les phénomènes de condensation se traduisent par :

a - une réduction spectaculaire de l'épaisseur de la formation, de 18 m en Grésigne à 1,50-2 m à Figeac.

b - l'apparition de niveaux d'oolithes ferrugineuses qui envahissent progressivement la totalité de la formation. Le premier niveau d'oolithes ferrugineuses se développe dans l'horizon à Aalensis (Saint-Antonin) ; un deuxième niveau s'individualise sous l'assise à Gryphées (Loze), dans la zone à Pseudoradiosa. Ainsi, les phénomènes de condensation se font d'abord au-dessus de l'assise à Gryphées, puis de part et d'autre, avant d'atteindre celle-ci qui devient, à son tour, oolithique (Saint-Projet, Roquefort, Larroque-Toirac).

Oolithe supérieure	condensation progressive des horizons XXVII pro parte XXVIII et XXIX pro-parte
Assise à Gryphées	condensation progressive des horizons XXIII à XXVII pro parte
Oolithe inférieure	Condensation progressive des horizons XX pro parte (?) XXI et XXII

c - la multiplication des hard-grounds avec de possibles lacunes de sédimentation. Les coupes de Saint-Martin-Labouval et de Roquefort suggèrent l'existence de telles lacunes qui correspondraient aux horizons XXVII et XXVIII que nous n'avons pas pu retrouver.

d - une organisation séquentielle métrique qui devient de plus en plus visible vers le Nord (Barry-de-Cas, Larroque-Toirac).

e - ces faits suggèrent un débordement (onlap) en rétrogradation des corps sédimentaires, vers le Nord et l'Est. Progressivement amincis (Fig. ils seraient séparés par des lacunes de plus en plus importantes, vers les marges du bassin, avec des taux de sédimentation de plus en plus faibles (d'où l'accroissement relatif du nombre de gryphées par rapport au sédiment). Ceci implique une montée générale (eustatique) du niveau des eaux avec des pulsations eustatiques.

Chaque pulsation correspondrait alors à une séquence avec:

- une phase de montée des eaux pendant laquelle se déposent des marnes noires,
- une phase de stabilité pendant laquelle les Gryphées colonisent les fonds vaseux.

A la fin du Toacien, une chute brutale du niveau des eaux provoquerait l'érosion des dépôts sur les bordures du bassin ("erosional-truncation").

Une telle succession d'événements coïncide avec les courbes eustatiques proposées par VAIL (1977) pour le Toarcien supérieur.

f - les différents termes de la formation s'organisent en une séquence klüpfélienne décamétrique :

- les marnes noires traduisent des milieux confinés ou semi-confinés, à la limite des domaines circo-littoral et infralittoral,
- les calcaires marneux à *Gryphaea sublobata* suggèrent l'image de biotopes peu profonds, avec une énergie des eaux faible à modérée et des fonds bien oxygénés dans le domaine infralittoral,
- les calcaires bioclastiques et oolithiques qui leur succèdent correspondent à des tapis d'oolithes, de gravelles et de bioclastes, du domaine infralittoral. Ces sédiments meubles, avec des *Nodosariidés* usés et roulés, ont été remaniés à plusieurs reprises. Leur macrofaune n'est que très rarement en position de vie. Les Ammonites présentent une face supérieure plus ou moins usée, colonisée par des Annelides et une face inférieure mieux conservée.
- les calcaires à oncolithes signalent des eaux littorales relativement agitées, juste sous la zone de balancement des marées.

g - cette séquence régressive L4 B semble ensuite se poursuivre, dans le Jurassique moyen, par des faciès typiques de cordons littoraux, de mangroves, puis de lagunes sursalées avec le retour à une sabkha (PELISSIE, 1982). La formation des Marnes et calcaires à Dumortierinés de Lexos correspond donc à la partie basale d'une mégaséquence régressive, la séquence JA de DELFAUD (DELFAUD et al., 1969) ou séquence I de PELISSIE (1982).

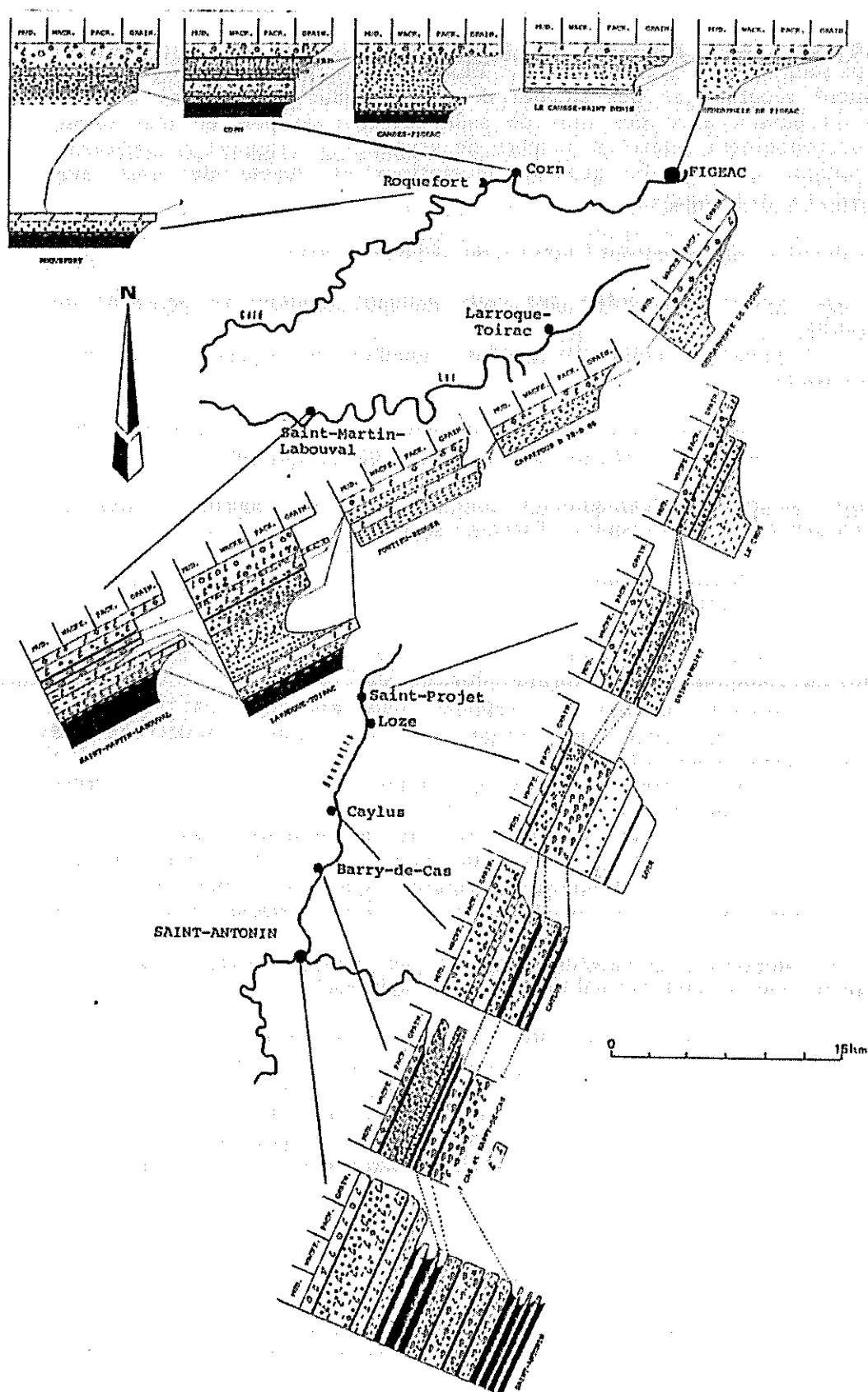


Fig. 200 : Formation des marnes et calcaires de Lexos : évolution latérale de la formation (synthèse).

4. - LA SEQUENCE L4

La mégaséquence hectométrique L4 (4ème ordre) apparaît donc comme une séquence cyclique englobant la totalité du Toarcien et se poursuivant jusqu'au Malm.

4.1. - SEQUENCE L4.A (Formation des Marnes et calcaires de Penne)

La transgression eustatique du Toarcien se déroule en plusieurs phases et assure le passage des biotopes infralittoraux peu profonds (30-50 m) du Domérien supérieur à des milieux de vasière, situés à la limite des étages infralittoral et circalittoral. Cette transgression se matérialise par la succession de trois types de fonds marins : des fonds anoxiques (Schistes carton), des fonds bien oxygénés du domaine infralittoral (Marnes et calcaires à *Hildoceras*), des fonds semi-confinés ou confinés (Marnes noires à *Pseudogrammoceras*).

L'apparition de faciès confinés ou semi-confinés, du type marnes-noires, semble résulter plus d'un changement dans les conditions de sédimentation que d'un approfondissement significatif des milieux de dépôt. Sous un climat de type tropical, humide et chaud, une altération poussée de cratons plats, puis une reprise d'érosion (apports de kaolinite et de matériaux sableux), provoquent une arrivée massive de colloïdes dans le bassin, couplée avec une forte subsidence. L'accélération de la vitesse de sédimentation aura deux résultats :

- l'homogénéisation totale du bassin quercynois, avec le dépôt d'unités stratigraphiques d'étendue régionale [horizons XIII à XVII],
- une diminution considérable du taux d'oxygène sur les fonds marins.

Ainsi, après une phase de différenciation avec une polarité Sud-Nord du bassin (structure en héli-graben, horizons I à XII), s'opère une homogénéisation des milieux de dépôt [horizons XIII à XV].

4.2. - SEQUENCE L4 B. J1 (Formation des Marnes et calcaires de Lexos - Jurassique moyen).

Cette deuxième séquence décamétrique, de type klüpfélien, assure le retour à une plate-forme carbonatée, avec le passage de dépôts marins ouverts (marnes sombres) à des milieux littoraux (calcaires à oncolithes) situés juste sous la zone de balancement des marées. La séquence L4B s'intègre à une mégaséquence à tendance régressive L4B.J1 qui englobe les dépôts compris entre le Toarcien supérieur et le Bathonien supérieur.

La séquence L4B se caractérise par :

- a - une condensation progressive des différents termes qui la composent en direction de la région de Figeac-Capdenac, (Fig. 200),
- b - le développement de niveaux de condensation de faunes avec en particulier l'assise à Gryphées et des biostromes à Brachiopodes qui témoignent d'une réduction notable de la vitesse de sédimentation,

c - un découpage séquentiel en 4 séquences d'énergie croissante et le retour à une organisation séquentielle d'échelle métrique.

4.3. - EVOLUTION LATÉRALE DE LA MEGASEQUENCE L4

Dans cette évolution latérale deux points attirent l'attention :

a - la disparition de l'assise à Gryphées et des termes supérieurs de la formation de Lexos en direction de Figeac, que ce soit le long de la vallée de la Bonnette, de celle du Lot ou encore de celle du Célé,

b - la disparition de la totalité de la formation de Lexos et de la partie sommitale de la formation de Penne entre Figeac et Capdenac.

La condensation progressive des différents termes de la formation des Marnes et calcaires de Lexos met en lumière la permanence des hauts-fonds de Figeac et du seuil du Rouergue (Capdenac). Ces hauts-fonds avaient déjà fonctionné au Carixien, au Domérien supérieur et au Toarcien inférieur. Ils étaient probablement ennoyés au Domérien inférieur à moyen (Marnes à Amalthées) comme au Toarcien moyen (Marnes noires à *Pseudogrammoceras*).

Pendant tout le Toarcien supérieur aucun faciès littoral n'apparaît à proximité des hauts-fonds. Leur présence peut donc expliquer la condensation des séries mais pas l'absence de ces dernières.

De même les Marnes noires à *Pseudogrammoceras* se chargent en oolithes ferrugineuses et sont tronquées à leur partie supérieure par les calcaires du Jurassique moyen.

Ainsi, la corniche du Jurassique moyen repose soit sur les divers termes de la formation de Lexos soit sur les Marnes noires à *Pseudogrammoceras* de la formation de Penne.

Nous expliquons cette disposition par un débordement en rétrogradation vers le Nord et vers l'Est, d'unités sédimentaires organisées en séquences klüpféliennes. A la fin du Toarcien, une baisse brutale du niveau des eaux provoque une érosion ("erosional truncation", VAIL et al. 1977) des dépôts sur les bordures du bassin, d'où l'absence des sédiments composant la formation des Marnes et calcaires de Lexos et la partie sommitale de la formation des Marnes et calcaires de Penne.

*
* *

CONCLUSIONS

Nous avons, dans le chapitre d'introduction (pages 29 et 30), posés les problèmes abordés :

- reconnaître la succession lithostratigraphique,
- caractériser les formations sédimentaires et leurs membres,
- établir un cadre biostratigraphique,
- découvrir et dater les discontinuités,
- définir les séquences (à divers ordres),
- relever les directions de courant,
- esquisser la paléogéographie, le cadre tectonique,
- proposer un modèle d'évolution des paysages sédimentaires dans le contexte climatique et tectonique.

Dans un premier chapitre, nous rappellerons l'essentiel de nos conclusions concernant la succession lithostratigraphique, les formations sédimentaires et leurs membres, le cadre biostratigraphique, les données écologiques.

Dans un deuxième chapitre, nous envisagerons l'évolution de la plate-forme quercynoise pendant le Lias : la signification des séquences, la paléogéographie et le cadre tectonique.

CHAPITRE VI

- . SUCCESSION LITHOSTRATIGRAPHIQUE
- . MEMBRES ET FORMATIONS
- . CADRE BIOSTRATIGRAPHIQUE
- . CONDITIONS ECOLOGIQUES

CHAPITRE VI

1. - SUCCESSION LITHOSTRATIGRAPHIQUE, MEMBRES ET FORMATIONS SEDIMENTAIRES

Nos résultats sont présentés sous forme d'un tableau (Fig. 201) avec, de gauche à droite :

- A - la succession lithostratigraphique,
- B - les membres,
- C - les formations sédimentaires que nous avons définies (Lias moyen et supérieur ou redéfinies (Lias inférieur).

Faute de coupes continues dans le Lias inférieur, des incertitudes demeurent quant à l'épaisseur exacte du membre des Brèches calcaréo-dolomitiques. Nous lui avons attribué une épaisseur de 25 m sur la coupe de Brian-de-Vère (Tarn-et-Garonne).

2. - LE CADRE BIOSTRATIGRAPHIQUE

2.1. - Le Lias inférieur

Nous avons apporté quelques éléments de datation (Fig. 202) pour l'ensemble du Lias inférieur avec :

- des faunes de Lamellibranches hettangiennes dans les Dolomies en dalles et dans les Dolomies et argiles vertes des coupes des Cabannes de Cordes (Tarn) et de Vaour (Tarn).

- des microfaunes de Nodosariidés et d'Ostracodes dans les Calcaires à microrhythmes de Planioles. Ces microfaunes donnent un âge Sinémurien sensu-lato dans la coupe de la carrière de la commune de Campagnac (Tarn),

- des microfaunes de Nodosariidés d'âge Lotharingien moyen-supérieur dans les Calcaires oolithiques de Cavagnac de la coupe de Milhars (Tarn).

En dehors de ces quelques éléments, et en l'absence de toute faune d'Ammonites dans ces séries de plate-forme proximale, les limites d'étage restent relativement imprécises. Nous les avons fixées en fonction des travaux effectués dans toute l'Aquitaine, les Pyrénées et les Corbières.

2.2. - Le Lias moyen et supérieur

Nous avons retrouvé la succession des zones d'Ammonites proposées par MOUTERDE et al (1971) et pu dater ainsi, avec précision, les séries de plate-forme distale (Fig. 202). En particulier :

- les Calcaires de Brian-de-Vère,
- les Calcaires bioclastiques à Pectinides.

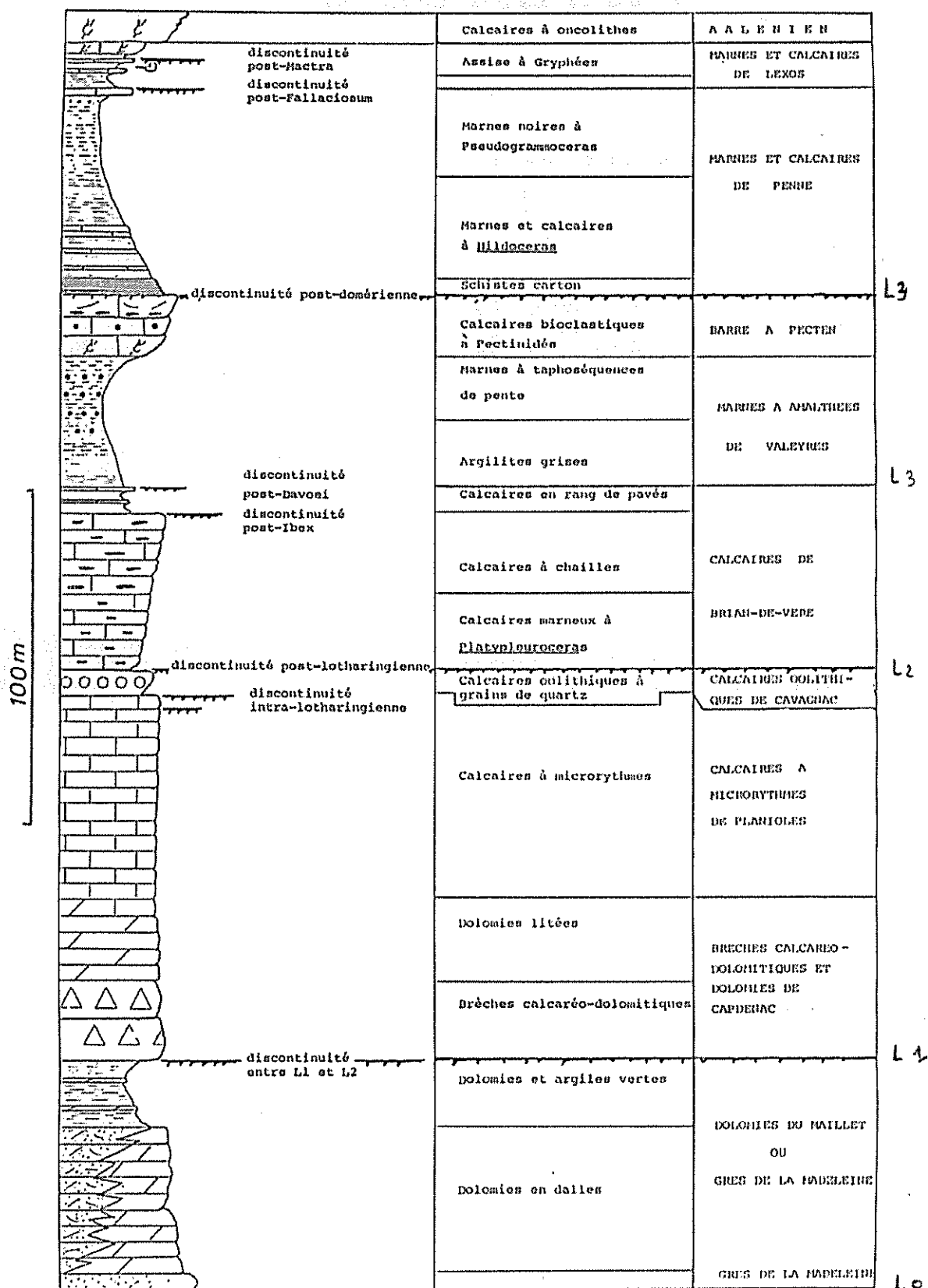


Fig. 201 : Lithostratigraphie, membres et formations du Lias quercynois.

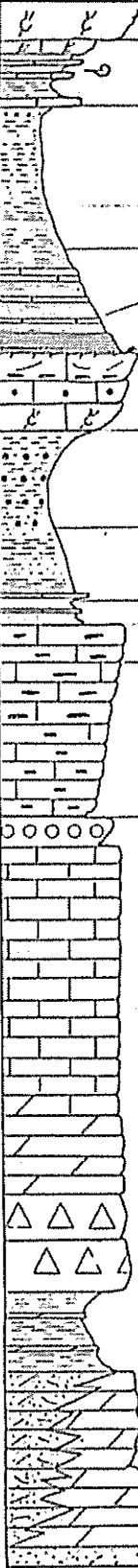
	<i>Leioceras opalinus</i>	Calcaires à oncolithes	A A L E N I E N
	<i>Aalensis</i> <i>Pseudoradiosa</i> <i>Insigne</i>	Assise à Gryphées	MARNES ET CALCAIRES DE LEXOS
	Thouarsense	Marnes noires à <i>Pseudogrammoceras</i>	MARNES ET CALCAIRES DE PERRE
	Variabilis		
	Bifrons	Marnes et calcaires à <i>Hildoceras</i>	
	Serpentinum		
	Tenuicostatum	Schistes carton	
	Faltus		
	Spinatum	Calcaires bioclastiques à Pectinidés	BARRE A PECTEN
	Margaritatus	Marnes à taphoséquences de pente	MARNES A ANATHÈSES DE VALEYRES
	Stokesi	Argillites grises	
	Davosi	Calcaires en rang de pavés	
	Ibex		
	Jamesoni	Calcaires à chailles	CALCAIRES DE BRIAN-DE-VERE
	ZONATION D'AMMONITES	Calcaires marneux à <i>Platyleuroceras</i>	
	<i>Klingierella undata</i> <i>Dentalina matutina</i> <i>Dentalina multicostata</i>	Calcaires oolithiques à grains de quartz	CALCAIRES OOLITHI- QUES DE CAVAGRAC
	<i>Lycopodiacidites</i> <i>rugulatus</i> (BOUTET, 1981)	Calcaires à microrhythmes	CALCAIRES A MICRORYTHMES DE PLANIOLES
	O = Ostracodes F = Fossiles S = Spore L = Lamellibranches		
		Dolomies litées	BRECHES CALCAIRÉO- DOLOMITIQUES ET DOLOMITES DE CAPDENAC
		Brèches calcaréo-dolomitiques	
		Dolomies et argiles vertes	DOLOMITES DU MAILLET OU GRES DE LA MADELEINE
	<i>Leomiodon</i>		
	<i>Cuneigervillia</i> <i>Pteromya</i>	Dolomies en dalles	GRES DE LA MADELEINE

Fig. 202 : Biostratigraphie du Lias quercynois.

Ainsi la limite Carixien-Domérien se situe au sein du membre des Calcaires en rangs de pavés qui appartiennent donc au Carixien [zone à Davoei] et à la base du Domerien [zone à Stokesi, horizons à Occidentale, Stokesi et Monestieri].

La limite Domerien-Toarcien se trouve dans la partie sommitale de la Barre à Pecten. L'horizon à Paltus (extrême base du Toarcien) faisant partie de cette formation.

2.3. - L'Aalenien

La découverte, sur de nombreuses coupes, de *Leioceras opalinum* REINECKE [zone à Opalinum, Aalenien] nous a permis de fixer avec précision la limite Toarcien supérieur-Aalénien et de prouver l'existence de cet étage, non figuré sur les cartes de faciès de la "Synthèse paléogéographique du Jurassique français" (ENAY et al., 1980).

3. - LES DONNEES ECOLOGIQUES

L'étude systématique des faunes et des microfaunes nous a permis, pour le Lias moyen et supérieur, de caractériser un domaine marin largement ouvert et relativement peu profond (de quelques mètres à 200 m). Toute l'évolution de la plate-forme proximale s'effectue dans les domaines infra-circalittoraux.

La répartition des faunes et des microfaunes est beaucoup plus conditionnée par les variations du taux de sédimentation que par des variations d'épaisseur de la tranche d'eau.

Les fonds marins sont calmes à très calmes, parcourus par de faibles courants laminaires. L'orientation des rostrs de Bélemnites révèle la persistance, pendant tout le Lias moyen-supérieur, de courants principaux orientés N 160 à N 20° E, c'est-à-dire perpendiculairement à la direction d'allongement du bassin (E-W à ESE-WNW).

Les populations de Nodosariidés apparaissent, dans notre travail, essentiellement sous forme de diagrammes, de tableaux de fréquences et de tableaux de répartition stratigraphique. Ces microfaunes feront l'objet de travaux et de publications ultérieures avec C. RUGET (Lyon).

De même, les associations de Crinoïdes seront étudiées en collaboration avec M. ROUX (Lyon).

Au total, l'étude des faunes et microfaunes souligne la tranquillité des mers liasiques.

La diversité spécifique que nous avons notée, le développement des individus (les Lamellibranches présentent toujours des stries d'accroissement nettes), semblent indiquer des ressources trophiques convenables (voire très satisfaisantes) sur ces fonds marins.

CHAPITRE VII

- . EVOLUTION DANS LE TEMPS DE LA PLATE-FORME QUERCYNOISE
 - A. TRIAS - LIAS SUPERIEUR (- 230 à - 175 MA)
 - B. EVOLUTION ULTERIEURE
- . PLACE DU LIAS QUERCYNOIS DANS LE CYCLE JURASSIQUE
- . GEOMETRIE DU BASSIN QUERCYNOIS

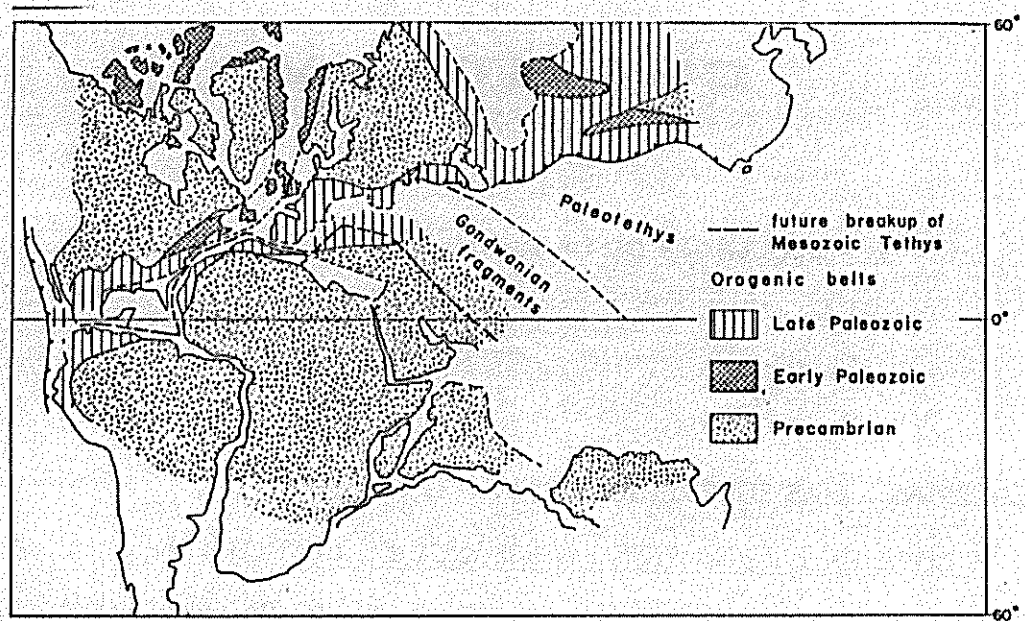


Fig. 203 : La Pangea triasique, avant l'ouverture de la Tethys (BERNOUILLI et LEMOINE, 1982).

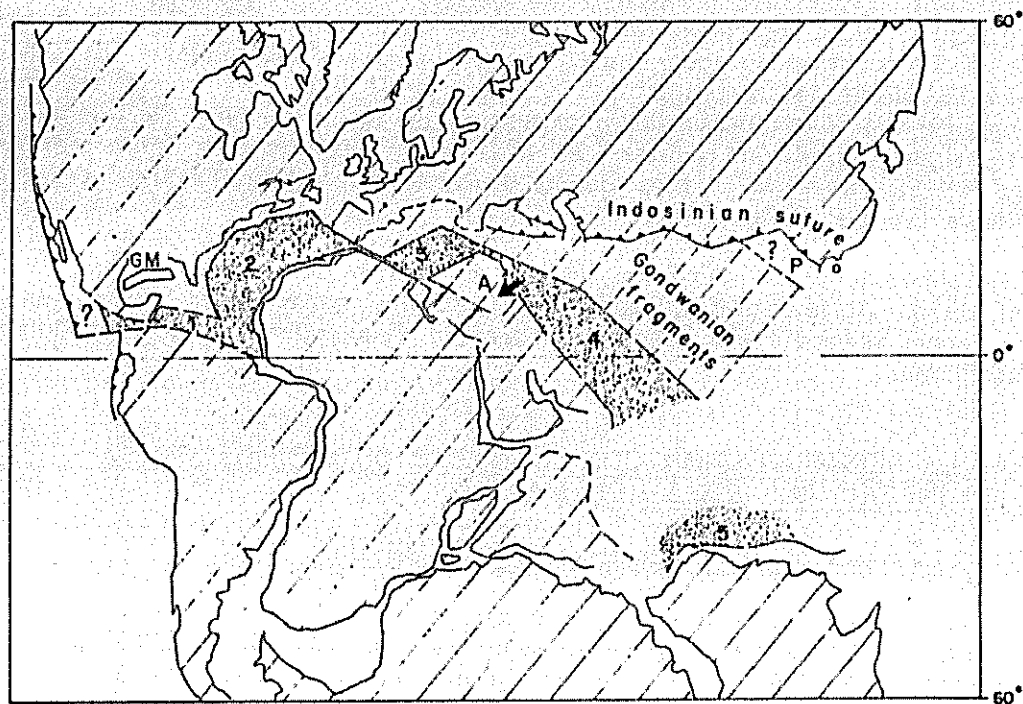


Fig. 204 : La Téthys à la fin du Jurassique.

1 : Téthys caraïbe ; 2 : Atlantique central ; 3 : Téthys ligure ; 4 : Téthys de la zone de Vardar à l'Indus Tsang Po ; 5 : marge australienne ; GM : golfe de Mexico ; A : bloc apulien ; P : reste de la Paléotéthys.

CHAPITRE VII

I. - EVOLUTION DE LA PLATE-FORME QUERCYNOISE

A. - TRIAS - LIAS SUPERIEUR (- 230 à - 175 MA)

1. - CADRE DE L'EVOLUTION : NAISSANCE DE LA TETHYS

L'Aquitaine appartenait au super-continent de la Pangea, à l'est duquel s'étendait la Paléotéthys (BIJU-DUVAL et al., 1977) (Fig. 203). La fragmentation (rifting), de cette Pangea débute dès le Trias supérieur. Puis, pendant le Lias, s'amorce la cassure téthysienne qui conduira, vers le milieu du Jurassique, à la séparation de deux grandes masses continentales : Laurasia et Gondwana.

Le déplacement vers le nord de fragments du Gondwana provoque la disparition de la Paléotéthys le long d'une suture cimerienne-indosinienne (BERNOUILLI et LEMOINE, 1980) tandis que s'ouvre la Téthys. Cet océan téthysien se compose alors de segments en expansion de direction NE-SW, tels la Téthys atlantique (Atlantique central) et la Téthys ligure (océan liguro-piemontais), ou NW-SE, ainsi la Téthys depuis la zone du Vardar jusqu'à la suture de l'Indus Tsang Po (Fig. 204).

Ces phénomènes se déroulent à des centaines de kilomètres au SW et au SE de la plate-forme quercynoise. Dans les paragraphes qui suivent nous en rechercherons l'enregistrement, dans le Trias, puis dans le Lias du Quercy méridional.

2. - LA SEDIMENTATION CONTINENTALE DETRITIQUE (TRIAS - HETTANGIEN INFÉRIEUR, - 230 à - 195 MA)

2.1. - La phase de distension triasique en Aquitaine

Le Trias correspond à une phase de distension crustale soulignée par un magmatisme tholéitique péri-atlantique et alpin (BOILLOT, 1984) qui annonce l'ouverture de l'Atlantique central, entre l'Amérique du Nord et l'Afrique occidentale, et celle de la Téthys ligure.

En Aquitaine, cette phase réactive et mobilise des accidents tardi-hercyniens tels les failles nord-aquitaine et nord-pyrénéenne (CURNELLE et DUBOIS, 1986) dont l'activité est soulignée :

- dans le domaine pyrénéen, par la mise en place de dolérites ("ophites") à composition tholéitique à l'Ouest (AZAMBRE et al., 1981) et de roches

magmatiques alcalines, à l'Est, dans les Corbières (AZAMBRE et ROSSY, 1981) ;

- dans la zone la plus subsidente du Bassin aquitain, au sud de la flexure celtaquitaine (WINNOCK, 1973), par l'intrusion d'ophites dans les évaporites du Keuper.

2.2. - La réponse sédimentaire en Aquitaine méridionale et sur la bordure nord-est du Bassin aquitain

En Aquitaine méridionale une importante subsidence provoque l'accumulation de plus de 2000 m de sédiments dans un bassin qui s'allonge suivant une direction WNW-ESE, entre les accidents pyrénéens et celtaquitains (CURNELLE et DUBOIS, 1986).

Sur la bordure nord et nord-est, la sédimentation, de faible épaisseur (70 m dans les sondages de la vallée du Lot), se développe dans une succession de petits grabens, orientés N-S à N 20° E selon CURNELLE (1980) et GRIGNAC (1983).

Ce premier terme du remplissage sédimentaire, en discordance sur tous les niveaux antérieurs, représente une succession transgressive classique : les dépôts continentaux (les Grès de la Madeleine) passent progressivement à des termes calcaréo-dolomitiques du domaine littoral proximal (les Dolomies du Maillet), puis à un complexe évaporitique (les Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac).

Ainsi les Grès de la Madeleine représentent le terme le plus septentrional de la sédimentation syn-rift continentalo-évaporitique qui se développe en Aquitaine méridionale.

L'âge de ces grès est d'autant plus récent que l'on se déplace vers la bordure nord-est du bassin quercynois : triasiques dans le sondage de Nègrepelisse, au Sud, puis hettangiens, au Nord, dans la vallée du Lot.

3. - LA PLATE-FORME CARBONATÉE DU LIAS INFÉRIEUR (HETTANGIEN-SINEMURIEN-LOTHARINGIEN, - 195 à - 185 MA)

En Aquitaine, durant la presque totalité du Lias inférieur, se développe une vaste cuvette évaporitique à dolomie, anhydrite et sel massif (zone à anhydrite). Cette épaisse série (1000 m) de milieu confiné indique une subsidence active dans la zone où se situait déjà l'effet maximal de l'extension triasique (CURNELLE et DUBOIS, 1986). A cette subsidence est associée un volcanisme acide, de type explosif (tufs de DUBAR, 1925).

Le Lias inférieur du Quercy méridional, nettement plus réduit (260 à 300 m d'épaisseur), correspond à l'évolution d'une plate-forme proximale carbonatée, avec la succession transgressive suivante (de la base au sommet et dans l'ordre chronologique) :

- des dépôts margino-littoraux, les Dolomies du Maillet,
- un complexe évaporitique : les Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac,

- des tidalites calcaréo-dolomitiques : les **Calcaires à microrythmes de Planioles**,

- des calcaires détritiques et oolithiques, de plus haute énergie : les **Calcaires oolithiques de Cavagnac** tronqués par une discontinuité majeure, le hard-ground lotharingien.

Nous avons démontré que ces quatre formations s'organisent en deux mégaséquences **transgressives**, notées respectivement **L1** et **L2** avec

L2 $\leftarrow$ $\begin{pmatrix} - \text{Calcaires oolithiques de Cavagnac (0,60 à 7 m),} \\ - \text{Calcaires à microrythmes de Planioles (30 à 70 m),} \\ - \text{Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac (45 à 210 m).} \end{pmatrix}$

L1 $\leftarrow$ - Dolomies du Maillet - Grès de la Madeleine (70 à 90 m).

3.1. - Les paysages sédimentaires

3.1.1. - Séquence transgressive L1 : Trias-Hettangien pro-parte

Cette séquence traduit, dans son ensemble, une première mise en eau du bassin quercynois.

La première transgression liasique (Hettangien inférieur), s'avance du Sud vers le Nord et le Nord-Est. Elle entraîne la submersion de plaines fluviatiles margino-littorales (**Grès de la Madeleine**) par une mer épicontinentale très peu profonde. Les dépôts (**Dolomies du Maillet**), s'organisent en séquences répétitives d'échelle métrique de 6 types différents, mais chaque type de séquence évolue toujours du domaine infra-ou médiolittoral vers le domaine supralittoral.

L'image de côtes plates, avec une ambiance de lagunes ouvertes, plus ou moins isolées par des cordons littoraux ou des flèches littorales, ressort de notre étude. Le comblement développe graduellement une tendance continentale de plus en plus marquée dans les dépôts, avec la réalisation de paysages de sebkhas, de marais maritimes parcourus par des chenaux de marée, de mangroves.

Cette évolution est soulignée, dans les **Dolomies en dalles** (membre inférieur des Dolomies du Maillet) puis dans les **Dolomies et argiles vertes** (membre supérieur de cette même formation) par le remplacement des biofaciès à **Eomiodon** (salinité de 16 à 23 ‰) par des biofaciès à **Cuneigervillia-Pteromya** (salinité de 24 à 30 ‰) ainsi que par le développement de microflores continentales à **Classopollis**.

3.1.2. - Séquence transgressive L2 : Hettangien-Sinémurien-Lotharingien

Après un épisode évaporitique (**Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac**), cette séquence traduit, dans son ensemble, un nouvel approfondissement du domaine marin avec successivement :

a - une plate-forme proximale carbonatée peu profonde (de 0 à 10 m, par comparaison avec les environnements actuels du Golfe persique) qui se caractérise par une intense activité stromatolithique, le plus souvent à la limite de l'émersion (**Calcaires à microrhythmes de Planioles**).

Les dépôts s'organisent en séquences répétitives d'échelle métrique avec, comme séquence-type :

- ↑ - micrites supralittorales (brèches de dessiccation, de sols),
- biomicrites médiolittorales à stromatolithes et bird-eyes,
- biomicrites médiolittorales à lamines algaires ou cryptalgaires,
- biomicrites à lamines mécaniques,
- biomicrosparites ou biosparites infralittorales à pellets, gravelles, bioclastes d'animaux benthiques.

Une telle séquence correspond à une séquence de marais maritime ou de chenal de marée (YAPAUDJAN, 1972).

b - une plate-forme proximale, aux eaux légèrement plus profondes (0 à 20 m, toujours en comparant avec les données actuelles du Golfe persique), avec le dépôt de sables oolithiques, graveleux et bioclastiques (**Calcaires oolithiques de Cavagnac**). Ces dépôts d'éventail de marée constituent les premières séquences klüpféliennes du Lias quercynois. La séquence-type, d'échelle métrique, est la suivante, entre deux discontinuités de sédimentation :

- ↑ - oobiosparite graintone à lithoclastes et bioclastes,
- biomicrite packstone à lithoclastes, gravelles, bioclastes et Foraminifères de grande taille (Verneuillinidés, Nodosariidés),
- biopelmicrites à spicules d'éponges siliceuses et chailles,
- marnes bioclastiques à Nodosariidés.

3.2. - Le contrôle de la sédimentation

Pendant l'Hettangien puis le Sinémurien se sont accumulés 170 à 200 m de sédiments, déposés le plus souvent sous une très faible tranche d'eau.

a - Hettangien inférieur à moyen (?) :

Chaque séquence évolue essentiellement dans les domaines médio- à supralittoral. Toute variation, même minime, des conditions de milieu peut modifier profondément la géographie de zones marécageuses plates et étendues. Les séquences élémentaires, souvent incomplètes ou avortées, sont donc difficiles à interpréter puisqu'elles traduisent à la fois :

- des variations tout à fait locales et minimes dans les conditions de dépôt,
- la dérive générale de la séquence L1.

b - Hettangien supérieur (?) - Sinémurien

Chaque séquence-type débute par un faciès de remaniement qui souligne une brusque rupture d'équilibre dans les conditions de la sédimentation, puis évolue lentement dans les domaines médio- à supralittoral.

Chaque séquence de chenal de marée, ou de marais maritime, peut résulter de la modification du tracé d'un chenal, d'une rupture d'une levée après une forte marée ou une tempête mais aussi d'une cause tectonique. La succession de séquences répétitives traduirait alors une succession de petites "crises tectoniques" liée à une distension, faible mais saccadée, de la plate-forme quercynoise (DELFAUD, 1974).

Les indices de distension observés dans la coupe de Milhars (fissuration N-S à N 20° E), la présence de failles syn-sédimentaires orientées N-S à N 20° E et isolant des motifs paléogéographiques mineurs dans les régions de hauts fonds (région de Figeac-Capdenac), plaident en faveur d'un contrôle tectonique, au moins localement et épisodiquement, de la sédimentation.

En fait, il est fort probable que les séquences-type (chenal de marée ou marais maritime) et leur enchaînement, traduisent à la fois :

- des modifications paléogéographiques locales et de faible amplitude,
- un faible jeu extensif le long des grands accidents (Faille de Villefranche-de-Rouergue, linéament ouest-quercynois).

Ainsi, après un épisode "paroxymal" d'âge Trias-Hettangien inférieur, la plate-forme quercynoise semble se caractériser, au moins pendant le Sinémurien, par une période de calme relatif, avec de très faibles mouvements distensifs.

3.3. - La crise lotharingienne

L'approfondissement du bassin liasique et son extension géographique vers le Nord et le Nord-Est, correspondent à un jeu extensif des failles qui se traduit par :

- la réalisation des premières séquences klüpféliennes,
- les premiers apports détritiques,
- l'apparition des premières faunes benthiques : Spongiaires, Brachiopodes, Nodosariidés et l'arrivée des premières ammonites (*Polymorphitinae*).
- un dispositif en blocs basculés qui va ensuite conditionner certains aspects de la sédimentation liasique (Schistes carton par exemple).

3.4. - La dalle carbonatée du Lias inférieur

Ce premier ensemble de plate-forme carbonatée proximale correspond à la "dalle carbonatée" du Lias inférieur, connue sur toute la bordure de l'actuelle Méditerranée occidentale : en particulier dans les Corbières et les Pyrénées (FAURE, 1981, 1982 et 1984 ; REY et al., 1981), dans tout le domaine caussenard (MICHARD et COUMOUL, 1978 ; - ARRONDEAU, 1982), le Lodevois (VITRY, 1982), la Provence (ARNAUD et MONLEAU, 1979).

Ces régions se présentent comme de vastes domaines maritimes à tendance nettement émergitive pendant l'Hettangien et le Sinémurien, puis sont envahies au Lotharingien, par une transgression marine.

De même, les tidalites à stromatolithes d'Espagne et d'Italie, la dalle des calcaires roses de Debdou du Maroc et d'Algérie (DELFAUD, 1983) sont d'autres éléments de cette vaste plate-forme carbonatée qui sera disloquée par la naissance de la Téthys.

Le Lias inférieur du Quercy n'est donc rien d'autre qu'un élément de la dalle carbonatée de la Téthys occidentale. Ces faciès, essentiellement carbonatés, pourraient constituer, comme ceux des Pyrénées orientales, une transition entre l'Aquitaine (domaine beaucoup plus subsident et restreint) et la mer téthysienne.

4. - LA PLATE-FORME DISTALE DU LIAS MARNEUX (CARIXIEN-DOMERIEN-TOARCIEN, - 185 à - 175 MA)

Le Lias moyen-supérieur s'inscrit dans un cycle de variations eustatiques (Fig. 205 et 206). À partir du début du Carixien, les milieux de sédimentation sont ceux d'une plate-forme distale.

À chaque jeu extensif des failles correspond un encaissement du bassin quercynois par rapport à ses marges avec un approfondissement relatif du domaine marin et le démarrage d'une séquence klüpfélienne.

Nous avons reconnu cinq formations et montré qu'elles s'organisent en deux mégaséquences cycliques notées L3 et L4 avec, de bas en haut, et dans l'ordre chronologique :

- | | | |
|-------------|---|--|
| séquence L3 | { | - Calcaires de Brian-de-Vère (Carixien-Domérien inférieur, 0,10 à 55 m), |
| | | - Marnes à Amalthées de Valeyres (Domérien, 20 à 40 m), |
| | | - Calcaires bioclastiques à Pectinidés (Domérien supérieur, extrême base du Toarcien, 10 à 20 m) |
| séquence L4 | { | - Marnes et calcaires de Penne (Toarcien, 30 à 50 m), |
| | | - Marnes et calcaires de Lexos (Toarcien supérieur, 0 à 20 m). |

4.1. - Séquence L3 (Carixien-Domérien-extrême base du Toarcien)

La transgression marine qui suit la "crise lotharingienne", et vient recouvrir la plate-forme nord-aquitaine, se traduit par :

- le dépôt des premiers marno-calcaires à ammonites (formation des **Calcaires de Brian-de-Vère**),
- l'apparition du premier microplancton marin,
- l'ouverture d'une multitude de biotopes nouveaux, immédiatement colonisés par des faunes benthiques.

4.1.1. - La distension carixienne

Nous avons mis en évidence la structure en héli-graben du bassin quercynois (Fig. 96) avec :

- au Nord, une zone peu subsidente et des séries réduites (de quelques centimètres à 16 m) dans les coupes de Saint-Igest, Saint-Martin-Labouval, Figeac-Bel-Air, Capdenac... Dans toute cette région des failles synsédimentaires, orientées N-S à N 20° E, isolent des compartiments géographiques mineurs, orientés parallèlement à la Faille de Villefranche-de-Rouergue (lignes de hauts-fonds).

- au Sud, une gouttière subsidente avec des séries beaucoup plus épaisses (50 à 55 m) dans les coupes de Puech-Mignon, Aussevaysse, Tonnac, Vaour, Brian-de-Vère...

Cette disposition appelle deux remarques :

a - les sédiments carixiens s'accumulent dans une gouttière subsidente limitée au Sud-Ouest par le linéament ouest-quercynois (Fig. 96). Au sud de cet accident la région de Nègrepelisse apparaît comme une zone de haut-fond avec un Carixien relativement réduit (23 m).

Dans les coupes de la Grésigne, des micrograbens synsédimentaires (coupe de Tonnac) orientés N 20° E et N 130° E soulignent le fonctionnement du réseau de la Faille de Villefranche-de-Rouergue et du linéament ouest-quercynois.

b - la distension carixienne attestée par la structure en héli-graben du bassin quercynois et par la présence de failles synsédimentaires, conduit à une forte différenciation du bassin.

4.1.2. - L'homogénéisation du Domérien

Dans les argilites grises (membre inférieur des **Marnes de Valeyres**) la succession d'écosequences à **Chladocrinus**, à **Chladocrinus** et **Balanocrinus**, enfin à **Balanocrinus**, souligne une phase d'approfondissement progressif et tranquille du bassin quercynois, avec un ennoïement des paléo-reliefs de faille et une nette homogénéisation des conditions de dépôt dans toute l'étendue du bassin (montée eustatique).

Les Marnes à taphoséquences de pente (membre supérieur de la formation des Marnes de Valeyres) témoignent de légers mouvements distensifs : des coulées boueuses bioclastiques, apportant du matériel moins profond (des **Isocrinus**), ravagent les populations de **Balanocrinus**. Les taphoséquences traduisent ainsi une certaine instabilité sur une pente sous-marine.

4.1.3. - Le comblement du bassin

Au Domérien supérieur les **Calcaires bioclastiques à Pectinidés** soulignent une nette diminution d'épaisseur de la tranche d'eau et donc, un comblement du bassin. Au toit de la **Barre à Pecten** (puis dans les Schistes carton), la présence de fissures ouvertes, orientées N-S à N 20° E, traduit de nouveaux mouvements extensifs du réseau des grands accidents régionaux.

4.2. - Séquence L4 (Toarcien)

La tectonique en blocs basculés est soulignée par le dépôt des **Schistes carton**, piégés dans les creux d'un système de failles antithétiques puis, à nouveau, par l'opposition entre une zone plus subsidente, au Sud, limitée par le linéament ouest-quercynois, et une zone moins subsidente, au Nord, avec les hauts fonds de Figeac-Capdenac (Fig. 124).

Les dépôts (**Marnes et calcaires à Hildoceras**) sont ceux d'une plate-forme distale, aux eaux relativement peu profondes (70 à 100 m maximum) et entièrement envasée.

Pendant le Toarcien moyen (**Marnes noires à Pseudogrammoceras**) s'opère une nouvelle homogénéisation du bassin avec le dépôt d'argilites noires circalittorales dont l'épaisseur est constante (25 à 28 m) sur toute l'étendue de notre secteur d'étude. Ces argilites nous apparaissent comme des faciès semi-confinés, relativement peu profonds. L'équilibre entre la subsidence et les apports doit assurer une relative constance de l'épaisseur de la tranche d'eau.

Dans les portions de cotes tropicales actuelles où les apports terrigènes sont fins et abondants, les fonds de vase, ordinairement assez éloignés de la ligne de rivage, s'en rapprochent considérablement jusqu'à remonter à des profondeurs de 15 à 20 m (PERES, 1966). Le caractère turbide des eaux est alors tel que la lumière y pénètre peu et que ces fonds appartiennent à l'étage circalittoral malgré leur faible profondeur.

Nous proposons une telle explication pour le dépôt des Marnes noires à **Pseudogrammoceras**.

Au Toarcien supérieur, le bassin quercynois évolue, à nouveau, vers une plate-forme carbonatée. L'assise à Gryphées, avec ses condensations de faune, marque un très net ralentissement de la sédimentation.

Une baisse générale du niveau des eaux provoque l'érosion d'une partie des dépôts toarciens dans les zones de hauts-fonds, c'est le début de la plate-forme occitane (DELFAUD, 1973).

4.3. - Le bassin des Grands Causses

Le Lias marneux des Grands Causses atteint une puissance de 320 à 330 m de puissance, le long d'un axe médian figuré par une ligne E-W Millau-Mende (TRUMPY, 1980).

La série marneuse synrift de ce bassin avorté est donc bien plus dilatée que celle du Quercy.

4.4. - Le Lias marneux des Corbières et d'Aquitaine

Le Lias moyen et supérieur des Corbières présente la même organisation séquentielle que le Lias quercynois avec deux mégaséquences régressives et une succession stratigraphique (Marno-calcaires et marnes, Marnes à Amalthées, Calcaires bioclastiques à Pectinidés, Marnes noires à **Hildoceras**, Marno-calcaires à Gryphées) tout à fait comparable à celle du Quercy (FAURE, 1981).

En Aquitaine occidentale, la formation argileuse de la Palombière (CAROZZI et al., 1972) regroupe tout le Lias moyen et supérieur avec des dépôts nettement transgressifs par rapport au Lias inférieur (formation oolithique et graveleuse, d'Echtécortia). Le Lias moyen se termine par des Calcaires bioclastiques à Pectinidés interrompus par une discontinuité peu visible (FAURE et CUBAYNES, en cours de lever). Le Lias supérieur est essentiellement marneux.

Dans le Lias quercynois, comme dans tout le domaine aquitain, des formations essentiellement argileuses (marnes et marno-calcaires à Ammonites) soulignent la généralisation des dépôts infra- à circalittoraux. L'approfondissement relatif du bassin correspond à une augmentation d'épaisseur de la tranche d'eau. Cette montée eustatique est associée à une tectonique distensive locale liée à l'ouverture tethysienne.

Au total, avec ses quatre séquences hectométriques (L1 à L4), le Lias quercynois constitue une mégaséquence d'ouverture. Il représente, avec le Lias du Poitou et des Charentes, une marge stable à faible subsidence (400 à 500 m de dépôts en 20 MA) qui fait désormais partie de la marge N-S du proto-Atlantique.

5. - SYNTHESE : LA PREMIERE PHASE DE DISTENSION (TRIAS-LIAS)

Après une phase de distension marquée d'âge triasique, la plate-forme nord-aquitaine se caractérise par de faibles mouvements extensifs avec la mise en place d'une série syn-rift peu épaisse (170 à 180 m) limitée par le linéament ouest-quercynois.

A trois reprises les phénomènes extensifs semblent plus accentués

- au Lotharingien,
- au Carixien,
- à la limite Domérien-Toarcien.

Les phases lotharingiennes et carixiennes sont nettement moins marquées que la phase triasique ; la distension domérienne apparaît elle-même beaucoup plus discrète que celle du Carixien. Tout se passe donc comme si, la distension amorcée au Trias s'atténuait progressivement ; le Lias quercynois enregistrant faiblement les témoignages des phénomènes paroxysmaux qui se déroulent beaucoup plus au Sud et au Sud-Est.

A partir du Domérien (et jusqu'au Dogger) la distension semble donc pratiquement arrêtée. La subsidence, relativement faible, peut être interprétée comme un effet retour de la lithosphère vers son état thermique initial, antérieur à la distension (BRUNET, 1983).

B. - EVOLUTION ULTERIEURE

1. - EVOLUTION DE LA PLATE-FORME NORD-AQUITAINE DU LIAS TERMINAL AU PORTLANDIEN (- 175 à - 135 MA)

Nous reprendrons ici le découpage séquentiel, au 1er ordre, de DELFAUD (1975).

1.1. - Mégaséquence II (Lias terminal - Bathonien terminal)

Les dépôts marins du Toarcien (marnes noires circalittorales, assise à Gryphées) passent, vers le haut, à des dépôts plus littoraux (calcaires à oncolithes de l'Aalénien) puis, progressivement, la série marine carbonatée évolue vers des faciès médio- à supralittoraux du Bathonien (formation d'Autoire, 75 m d'épaisseur, puis formation de Cajarc, 120 m, PELISSIE, 1982) avec des niveaux d'eau douce (petits lacs, en arrière de la ligne de rivage).

1.2. - Mégaséquence III (Bathonien terminal - Oxfordien inférieur)

Trois formations carbonatées les formations de Rocamadour (Bathonien terminal - Callovien, 90 m d'épaisseur), de St-Géry (Oxfordien inférieur, 90 m d'épaisseur) et de Vers (Oxfordien inférieur, 20 m d'épaisseur) forment une mégaséquence cyclique (DELFAUD, 1969 ; PELISSIE, 1982).

Aux termes médiolittoraux de base, peu développés (formation de Rocamadour), succèdent dans l'ordre stratigraphique :

- des faciès de lagon (formation de Rocamadour),
- des oolites tidales (formation de Vers),
- enfin, des dépôts littoraux à supralittoraux (sommet de la formation de Vers).

1.3. - Mégaséquence IIII (Oxfordien supérieur - Portlandien)

Cette nouvelle mégaséquence cyclique est constituée par quatre formations (DELFAUD, 1969) :

- la formation de Cras (100 m selon PELISSIE, 1982),
- la formation de Francoulès (160 m),
- la formation de Peyrilles (30 m),
- la formation de Cazals (90 m).

Aux dépôts margino-littoraux de la base (formation de Cras, avec de nombreux termes bréchiques) succèdent des faciès infra- à circalittoraux (formations de Cras, de Francoulès puis de Peyrilles). Les conditions initiales se retrouvent avec les dépôts médio- à supralittoraux de la formation de Cazals (laminites puis dolomies).

Dans cet ensemble les travaux de LAFAURIE (collectes d'ammonites) et d'HANTZPERGUE (thèse de doctorat d'Etat en cours) permettent de reconnaître zones, sous-zones et horizons d'ammonites.

2. - JURASSIQUE SUPERIEUR - APTIEN MOYEN

Après une période de calme tectonique relatif (Lias supérieur - Jurassique moyen), le bassin d'Aquitaine est soumis à une nouvelle phase de distension.

A l'Oxfordien supérieur commencent à se dessiner, (cf. cartes paléogéographiques d'ENAY et al., 1980), les futurs bassins crétacés de Parentis, de Mirande et de l'Adour.

Dès le Kimmeridgien - Portlandien, ces bassins deviennent rapidement subsidents avec l'apparition de faciès pélagiques à Calpionelles au Portlandien (BOILLOT et al., 1971 ; DURAND-DELGA, 1973).

La naissance, à cette époque, d'une mer ouverte aux influences de l'Atlantique central, est liée à la phase de rifting qui précède l'ouverture proprement océanique du golfe de Gascogne à partir de l'Aptien supérieur (MONTADERT, 1984).

Ainsi, la deuxième phase de distension crustale s'amorce dès l'Oxfordien supérieur dans le bassin d'Aquitaine. Mais, encore une fois, la plate-forme nord-aquitaine reste un domaine stable dans lequel, au Jurassique supérieur, les séquences traduisent la mécanique extensive et la mobilité atlantique : approfondissement à la base de chaque séquence puis comblement lent.

Remarquons que cette distension s'ordonne selon des lignes E-W, reliant Parentis au Quercy et aux Grands Causses (ligne Béarn-Causse-Diois de DELFAUD). Ici les phénomènes atlantiques liés au golfe de Gascogne recoupent les lignes N-S qui ont régi tout le Lias et le Dogger.

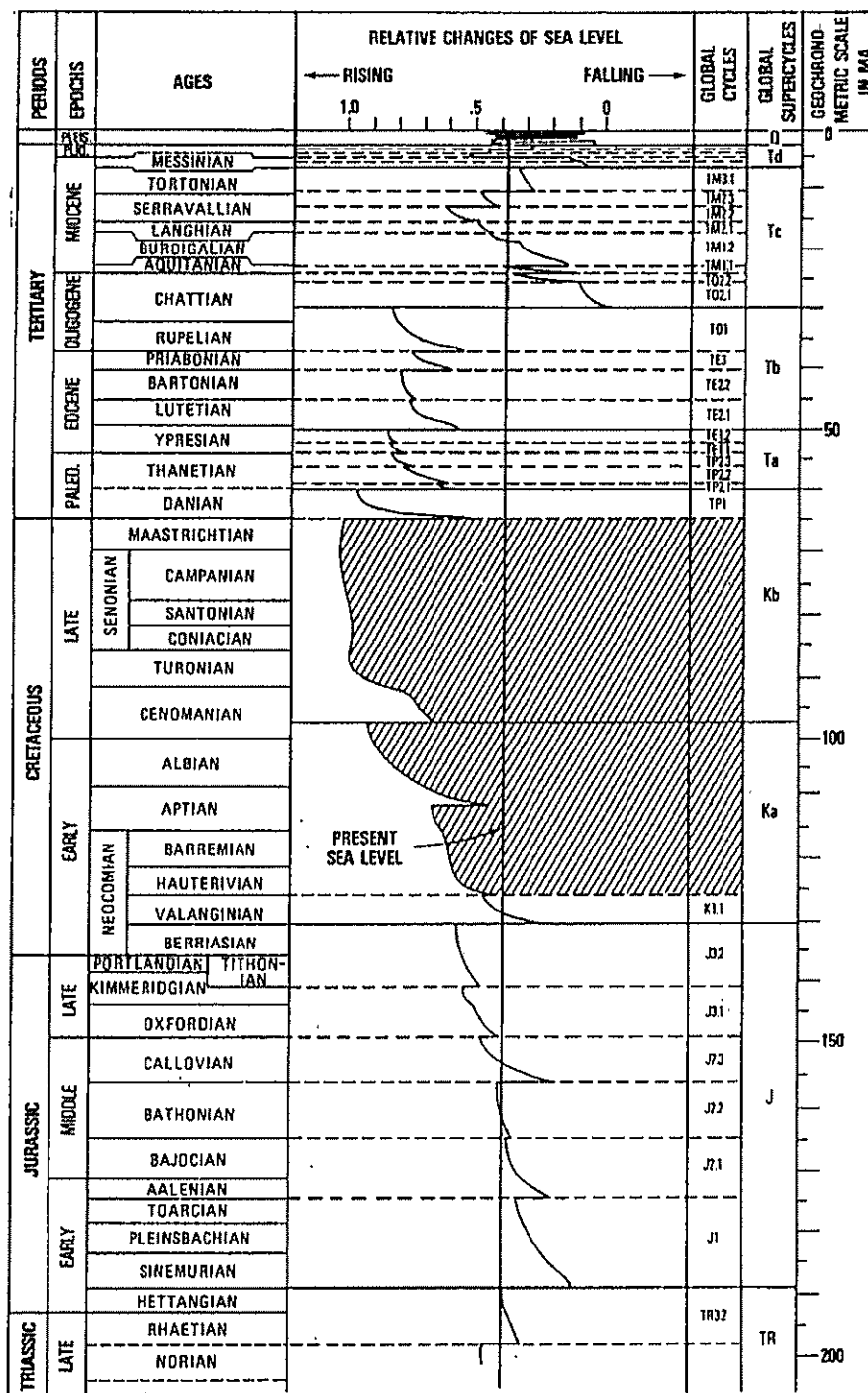


Fig. 205 : Echelle des variations du niveau de la mer pendant les temps secondaires et tertiaires (VAIL et al, 1977).

II. - LE LIAS DU QUERCY DANS LE CYCLE JURASSIQUE

1. - CYCLES ET SEQUENCES DU LIAS QUERCYNOIS

A l'échelle du Jurassique (environ 60 MA) les dépôts dessinent un cycle de 5e ordre (1100 à 1200 m d'épaisseur) débutant et se terminant par des faciès margino-littoraux (DELFAUD, 1980).

VAIL (1977) propose une échelle de supercycles et de cycles rendant compte des variations eustatiques du niveau des mers avec, pour base chronologique, l'échelle de VAN HINTE (1976). VAIL distingue deux supercycles (Fig. 205) :

- un premier supercycle noté TR (Trias-Hettangien) et qui s'étend de - 230 à - 190 M.

- un deuxième supercycle noté J (Sinémurien-Berriasien) et qui s'étend de - 190 à - 130 MA.

Chacun de ces deux supercycles a une durée approximative de 40 MA et correspond à une mégaséquence de 4e ordre.

1.1. - La séquence L1

Notre séquence L1 du Lias quercynois (Trias-Hettangien pro-parte) correspond à la partie supérieure, le cycle TR3-2, du supercycle TR de VAIL. Nous y retrouvons une séquence globale d'ouverture passant de dépôts continentaux fluvio-lagunaires à des dépôts infra- à médiolittoraux.

CYCLE (VAIL) (4e ordre)	SEQUENCE DE 3e ORDRE (CUBAYNES et DELFAUD)	FORMATIONS CORRESPONDANTES
TR3-2 durée : environ 10 millions d'années	L1	Dolomies du Maillet et Grès de la Made- leine

1.2. - Les séquences L2-L3 et L4

Les séquences L2-L3 et L4 correspondent au cycle J1 de VAIL avec une durée d'environ 15 à 16 millions d'années.

Nous reconnaissons :

- à la base de cycle après une baisse du niveau des eaux, au sommet de TR (généralisation des faciès de type sebkha avec la formation des Brèches calcaréo-dolomitiques de Capdenac),

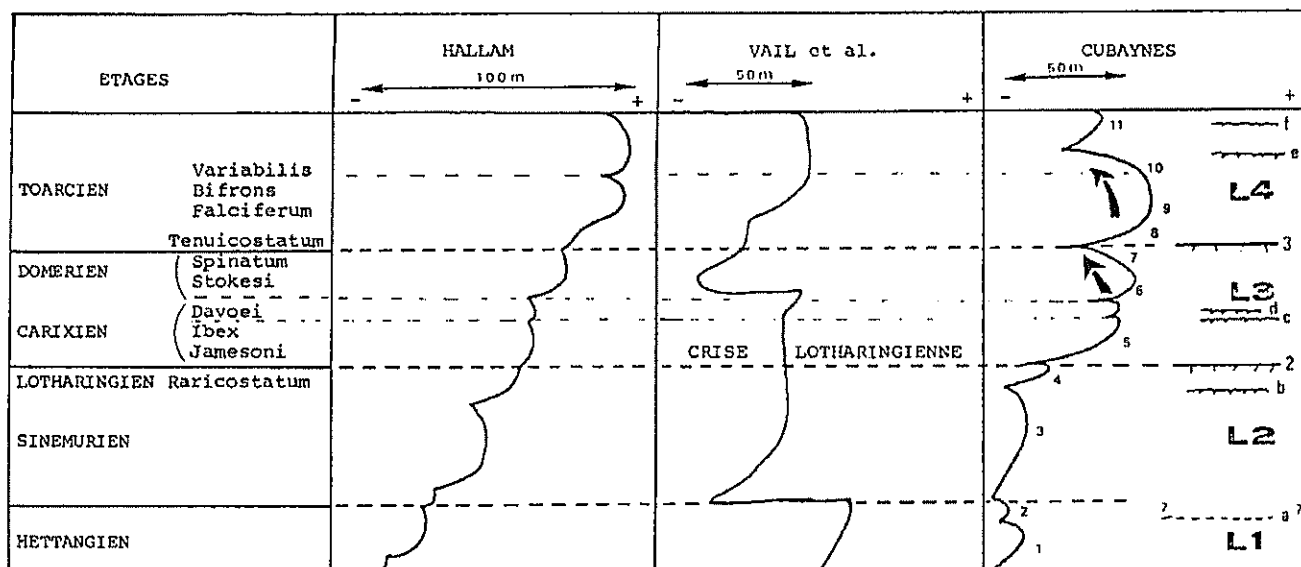


Fig. 206 : Comparaison entre les courbes eustatiques proposées par HALLAM, VAIL et la courbe des variations du niveau de la mer pour le Lias quercynois.

- 1 - formation des Dolomies du Maillet,
- 2 - formation des Brèches calcaréo-dolomitiques de Capdenac,
- 3 - formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles,
- 4 - formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac,
- 5 - formation des Calcaires de Brian-de-Vère,
- 6 - formation des marnes à Amalthées de Valeyres,
- 7 - formation de la Barre à Pecten,
- 8-9 et 10 - formation des Marnes et calcaires de Penne, avec successivement : les Schistes carton (8), les Marnes et calcaires à *Hildoceras* (9) et, enfin, les Marnes noires à *Pseudogrammoceras*,
- 11 - formation des Marnes et calcaires de Lexos.

- a : discontinuité entre L1 et L2
- b : discontinuité intra-lotharingienne,
- 2 : discontinuité post-lotharingienne,
- c : discontinuité post-Ibex,
- d : discontinuité post-Davoei,
- 3 : discontinuité post-domérienne,
- e : discontinuité post-Fallaciosum,
- f : discontinuité post-Mactra.

- une montée eustatique du niveau des eaux que traduit la mégaséquence d'ouverture du Lias quercynois,
- une chute brutale du niveau des mers que nous avons mise en évidence grâce à des phénomènes d'érosion sur les hauts-fonds, à la limite Toarcien-Aalénien (région de Figeac-Capdenac).

CYCLE (VAIL) 4e ordre	SEQUENCES DE 3e ORDRE (CUBAYNES et DELFAUD) (PARACYCLES DE VAIL)	FORMATIONS CORRESPONDANTES
J1	L4 (5 MA)	Marnes et calcaires de Lexos Marnes et calcaires de Penne
	L3 (5 MA)	Barre à Pecten Marnes à Amalthées Calcaires de Brian-de-Vère
	L2 (5 à 6 MA)	Calcaires oolithiques de Cavagnac Calcaires à microrhythmes de Planioles Brèches calcareo-dolomitiques de Capdenac

2. - LA COURBE DE VARIATIONS DU NIVEAU DES MERS DANS LE LIAS QUERCYNOIS

Nous proposons ici une comparaison entre les courbes eustatiques du Lias proposées par VAIL (1980), HALLAM (1981) et la courbe des variations du niveau des mers qui ressort de l'étude du Lias quercynois (Fig. 206).

La courbe que nous proposons se rapproche beaucoup de celle de HALLAM

a - une première transgression hettangienne (Dolomies en dalles) suivie d'une régression marine (Dolomies et argiles vertes). Nous ne retrouvons pas, dans le Lias quercynois une deuxième phase transgressive (et donc un nouveau approfondissement des milieux de dépôt) analogue à celle citée par HALLAM dans la zone à Liasicus d'une partie de l'Europe de l'Ouest.

b - la régression marine de l'Hettangien supérieur (?) avec la généralisation des faciès d'ambiance évaporitique (Brèches calcaréo-dolomitiques - 2) précède une nouvelle transgression marine caractérisant le Sinémurien (Calcaires à microrhythmes - 3). Avec le Lotharingien (Calcaires à oolithes - 4) s'opère un nouvel approfondissement du bassin quercynois (notons cette différence avec la courbe de Vail).

c - l'ensemble Carixien-Domérien voit le début d'une nouvelle transgression marine, la plus significative puisqu'elle assure le passage de la plate-forme proximale à la plate-forme distale.

Nous soulignons quelques tendances à une diminution d'épaisseur de la tranche d'eau dans le sommet de la zone à Ibex puis un nouvel approfondissement du bassin avec la zone à Stokesi (Marnes à Amalthées - 6).

Au sommet du Domérien notre courbe diffère de celle de HALLAM. En effet cette baisse du niveau des eaux dans la zone à Spinatum (Barre à Pecten - 7) semble caractériser surtout l'Europe de l'Ouest (HALLAM, 1981).

Dans les sédiments jurassiques de la mer du Nord VAIL et TODD (1980) reconnaissent une baisse générale du niveau des mers pendant la fin du Carixien. Cette régression est très peu perceptible dans les sédiments de la zone à Davoei du Quercy (6).

d - La transgression toarcienne se traduit par un approfondissement du bassin quercynois avec le faciès "schiste-carton" (8) puis les marnes et calcaires à **Hildoceras** (9).

Un nouvel approfondissement des milieux de dépôt comme le souligne HALLAM, à la limite des zones à Variables et à Thouarsense, ne nous semble pas évident. Le dépôt des Marnes noires à **Pseudogrammoceras** (10) nous apparaît beaucoup plus lié à des modifications de la sédimentation qu'à un approfondissement significatif du bassin. Tout au contraire, et au moins pour les 15 mètres supérieures de ces marnes, de nombreux indices suggèrent une diminution d'épaisseur de la tranche d'eau (comblement progressif par envasement ?).

e - une montée des eaux avec des phases d'équilibre pendant lesquelles se développent d'importantes biocénoses de Gryphées caractérise le Toarcien supérieur (Marnes et calcaires de Lëxos-11).

f - enfin, la limite Toarcien-Aalénien est marquée par une régression marine.

Les similitudes entre ces trois courbes soulignent les phénomènes eustatiques (par exemple la montée eustatique pendant la zone à Stokesi). Les différences majeures seraient liées au contexte tectonique local ou régional.

Au total, l'ensemble Trias-Lias correspond à une mégaséquence d'ouverture (cycles TR3-2- J1 de VAIL) s'étalant sur environ 20 millions d'années (mégaséquence de 4^e ordre), avec toutefois des différences de polarité (les deux flèches sur la figure 206, au sommet de L3 et dans la partie médiane de L4).

3. - LES DISCONTINUITES DU LIAS QUERCYNOIS (Fig. 201).

VAIL distingue 3 ordres de grandeurs pour les cycles de changement relatif du niveau des mers : des supercycles (le Jurassique, 5^e ordre), des cycles (le Lias, 4^e ordre), des paracycles (une mégaséquence, 3^e ordre).

GABILLY, CARIOU et HANTZPERGUE (1985) admettent une hiérarchie semblable parmi les discontinuités de la sédimentation.

3.1. - Les discontinuités majeures (Fig. 201 et 206)

Nous avons reconnu dans le Lias quercynois :

- la surface post-hercynienne (5e ordre, discontinuité n° 1 de GABILLY et al.) : les premiers termes de la séquence L1 (grès triasiques ou hettangiens) reposent en discordance sur tous les niveaux antérieurs (socle primaire, molasses permo-carbonifères).

- la discontinuité post-lotharingienne (3e ordre, discontinuité n° 2 de GABILLY et al.) : cette rupture sédimentaire correspond à de profonds changements dans la sédimentation et dans les biocénoses. Elle sépare le Lias inférieur calcaire du Lias moyen à dominante argileuse.

- la discontinuité post-domérienne (3e ordre, discontinuité n° 3 de GABILLY et al.).

Ces deux discontinuités de 3e ordre qui interrompent les séquences L2 et L3, sont des surfaces majeures se retrouvant dans plusieurs bassins. Elles présentent un ensemble de caractères communs :

- elles sont précédées d'accidents siliceux (chailles) au sein de calcaires riches en spicules d'éponges siliceuses,
- elles interrompent des dépôts infralittoraux, peu profonds,
- elles sont précédées (et suivies) d'une diminution sensible de l'énergie des eaux,
- la rupture sédimentaire majeure est, chaque fois, annoncée par un net ralentissement dans la sédimentation et par de multiples surfaces durcies à valeur locale ;
- il leur succède un approfondissement relatif de la tranche d'eau, correspondant à un jeu en extension du réseau des failles majeures et au début d'une nouvelle séquence klüpfélienne.

Nous n'avons pas retrouvé les discontinuités post-variabilis (n° 4 de GABILLY et al.) et post-Gruneri (n° 5 de GABILLY et al.). Ces deux ruptures sédimentaires, mises en évidence dans le Centre-Ouest de la France, n'apparaissent pas dans les séries quercynaises beaucoup plus dilatées. Tout au plus, la crise de la zone à Variabilis se matérialise-t-elle par le dépôt d'oolithes ferrugineuses sur les zones de hauts-fonds et de seuils (Capdenac).

3.2. - Les autres discontinuités

Nous avons reconnu 6 autres discontinuités qui nous apparaissent comme des surfaces régionales, plus ou moins perceptibles à l'échelle du sous-bassin du Quercy :

- la discontinuité entre L1 et L2 (a - Fig. 206) nous avons assimilé à une discontinuité de 3e ordre un ensemble de petites surfaces durcies

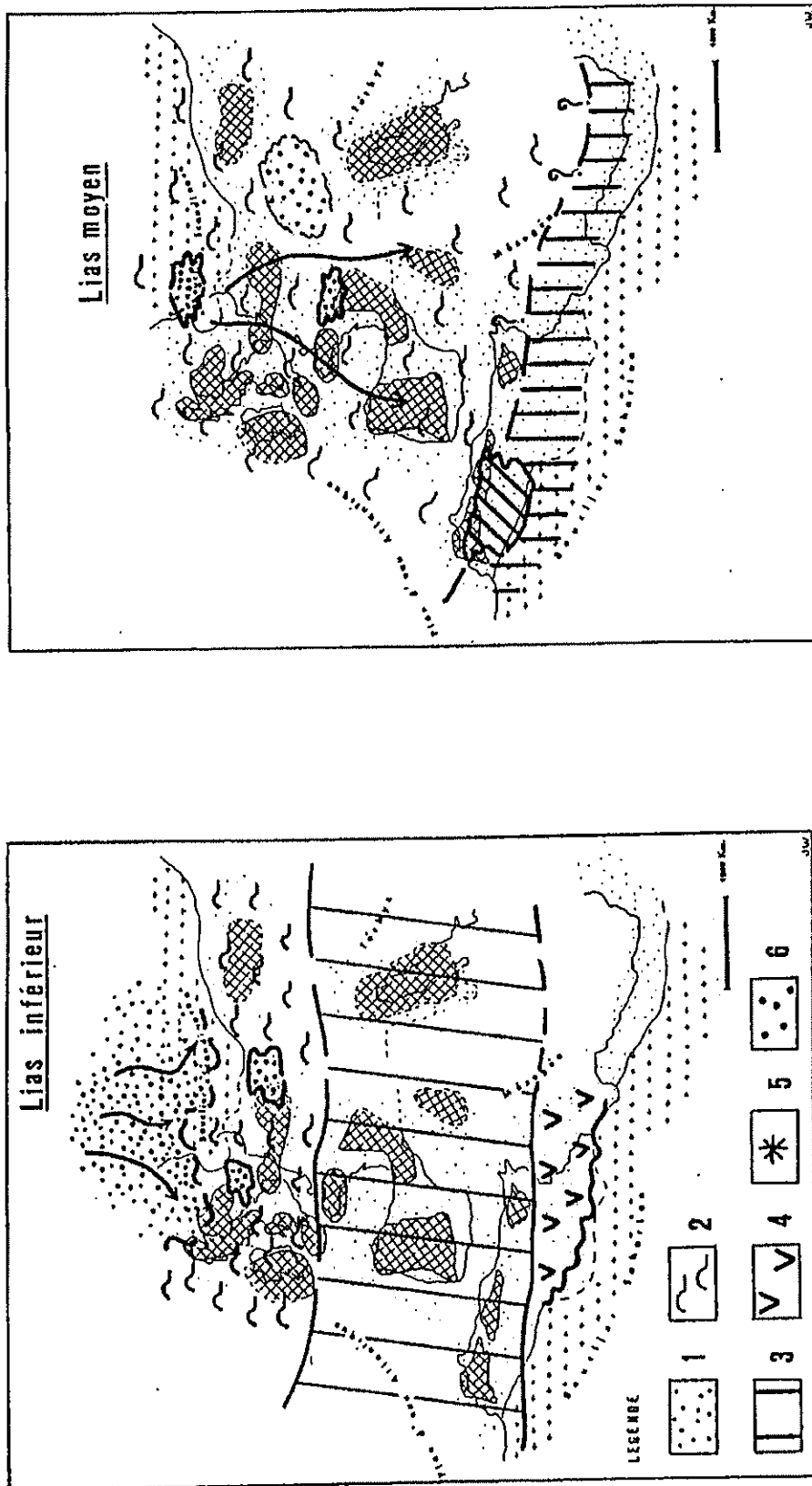


Fig. 207 : Paléogéographie du Lias européen (DELFAUD)

situées au toit des Dolomies et argiles vertes (membre supérieur de la formation des Dolomies du Maillet).

- **la discontinuité intra-lotharingienne** (b - Fig. 206). La formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles est interrompue par une surface durcie. Cette rupture sédimentaire, annoncée par de petits hard-grounds locaux, souligne une phase de distension suivie d'un approfondissement du bassin. Elle tronque la toute dernière séquence élémentaire de chenal de marée et correspond à de possibles lacunes de sédimentation pendant le Lotharingien.

Les discontinuités locales qui affectent les Calcaires à microrhythmes de Planioles, puis la discontinuité intra-lotharingienne, annoncent la crise lotharingienne.

- **la discontinuité post-Ibex** (c - Fig. 206). Cette discontinuité clôture, au toit des Calcaires à chailles, une mésoséquence klüpfélienne (L3A) d'échelle décamétrique et apparaît donc comme une discontinuité de 2e ordre.

- **la discontinuité post-Davoei** (d - Fig. 206). Dans les parties les plus subsidentes du bassin quercynois (Grésigne) cette discontinuité, très peu marquée et souvent imperceptible, est soulignée par des changements dans le palynofaciès (intervalle à Tasmanacées, CUBAYNES et al., 1984).

Dans les zones de hauts-fonds (Figeac-Capdenac) ces deux discontinuités (c et d) de 2e ordre tendent à se télescoper avec de possibles lacunes.

- **la discontinuité post-Fallaciosum** (e - Fig. 206). Cette discontinuité intra-toarcienne interrompt la formation des Marnes et calcaires de Penne. Nous la considérons comme une discontinuité de 3e ordre puisque nous l'avons retrouvée sur toute l'étendue du bassin quercynois ainsi qu'au nord de Figeac, dans les coupes de Théminettes, Autoire, etc...

Sur le seuil du Poitou elle se traduit par des remaniements, voire des lacunes, au sein des horizons à Fascigerum et à Fallaciosum (GABILLY, 1976). Elle pourrait marquer une très légère phase de distension suivie d'une montée eustatique des eaux.

- **la discontinuité post-Mactra** (f - Fig. 206) : cette discontinuité interrompt une mésoséquence klüpfélienne décamétrique clôturée par l'assise à Gryphées. Elle apparaît donc comme une discontinuité de 2e ordre.

4. - LES CLIMATS DU LIAS QUERCYNOIS

4.1. - Le climat du Lias inférieur

Les associations palynologiques, décrites et étudiées par C. BOUTET (1981) suggèrent l'image d'un climat chaud et sec, avec des zones côtières peuplées de **Classopollis** et un arrière pays à végétation réduite de Ptéridophytes et de Coniférales. Un tel climat est favorable au développement d'évaporites dans le bassin. Une première modification de ce climat interviendrait, dans le sens d'une légère humidification, dès le Sinémurien (baisse des **Classopollis**, augmentation des Ptéridophytes).

4.2. - Le climat du Lias moyen-supérieur

L'humidification du climat s'affirme d'abord avec le développement des Cupressales (**Spheripollenites**) à partir du Carixien supérieur, puis celui des Pinacées à partir du Domérien inférieur, enfin l'abondance des Ptéridophytes à partir du Domérien supérieur.

L'humidification du climat est soulignée par l'apport massif, dans le bassin quercynois, d'illites venant de la rhéxistasie de sols noirs.

4.3. - Evolution du climat

La mégaséquence d'ouverture du Lias quercynois se divise ainsi en deux phases climatiques :

- une phase chaude et aride (Lias inférieur), caractérisée par le développement d'évaporites puis par une sédimentation calcaréo-dolomitique.

- une phase plus tempérée et plus humide (Lias moyen-supérieur) avec un apport massif de colloïdes dans le bassin-quercynois.

La présence constante du couple illite-chlorite peut s'expliquer par l'ablation de sols à illite, du type sol de prairie, qui recouvrent un arrière-pays plat, parcouru de grands fleuves (Comm. orale de G. BARDOSSY, Budapest).

Cette évolution climatique définie pour le Lias du Quercy méridional s'accorde bien avec les propositions de DELFAUD (1983) sur les paléoclimats du Jurassique, en Europe occidentale (Fig. 207).

III. - MODELE STRUCTURAL DE L'EXTREMITÉ SUD DU BASSIN QUERCYNOIS A LA FIN DU PALEOZOIQUE ET AU DEBUT DU MESOZOIQUE

1. - LE BASSIN PERMIEN QUERCY-GRÉSIGNE

Le bassin permien Quercy-Grésigne (DURAND-DELGA, 1979) qui s'étendait au Nord-Ouest jusqu'à la région de Brive, se termine vers le Sud, en Grésigne, par un fossé subsident (2500 m de sédiments) apparemment bien délimité par le linéament ouest-quercynois et la Faille de Villefranche-de-Rouergue :

- au Sud-Ouest du linéament ouest-quercynois, les sondages ont atteint les schistes métamorphiques ou les granites hercyniens. Ils permettent ainsi de définir, sous la molasse paléogène subhorizontale, un môle de Montauban où le toit du socle est à 595 m (Castelsarrazin - 101) et à 465 m (La Française - 1).

- au Sud-Est de la Faille de Villefranche, le sondage de Lavar - 101 traverse le Permien réduit (400 m) d'un fossé orienté N 120° E et sans lien apparent avec le bassin Quercy-Grésigne. Le Permien de l'Albigeois, atteint par plusieurs petits sondages, serait ainsi peu épais et ne remplirait pas de graben, contrairement à celui de la Grésigne.

Ainsi, les dépôts du Permien, pélites et grès, se sont accumulés dans un graben étroit, d'orientation N 130° à N 150° E (Fig. 208), découpé postérieurement au jeu de la tectonique majeure hercynienne.

Une telle subsidence peut être expliquée par le fonctionnement synsédimentaire conjugué des deux accidents majeurs (Fig. 209) :

- un décrochement sénestre du linéament ouest-quercynois,
- un décrochement dextre de la Faille de Villefranche-de-Rouergue.

Ce dispositif nous semble impliquer une extension avec une direction d'allongement proche de N 20° E, (notée Z) déjà bien connue dans les autres bassins permien du Sud du Massif central (SANTOUIL, 1980).

2. - LE BASSIN QUERCYNOIS DU TRIAS - LIAS INFÉRIEUR

Les sédiments semblent s'organiser à l'intérieur d'un bassin d'orientation N 20° - N 30° E, reproduisant une structure identique aux semi-grabens reconnus par CURNELLE (1983) sur la bordure nord-est du bassin d'Aquitaine.

Le bassin quercynois paraît alors limité

- à l'Est par la Faille de Villefranche,
- au Sud, par le môle de Montauban,
- au Nord, par les hauts-fonds de Figeac-Capdenac,
- à l'Ouest enfin, par une bande d'accident orientée, N 20° à N 30° E

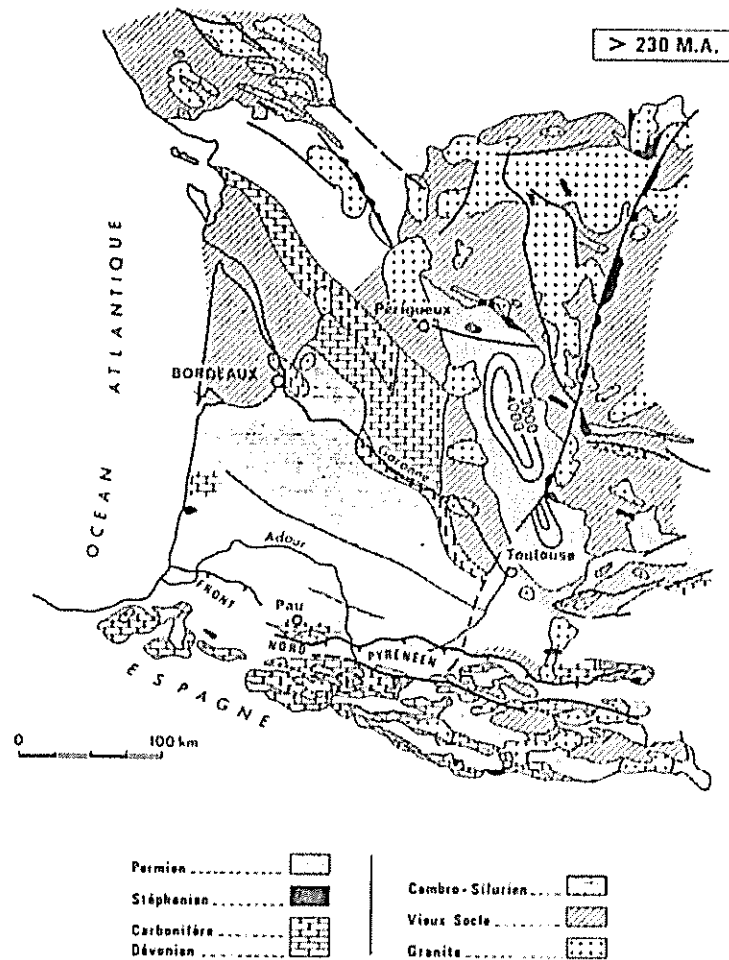


Fig. 208 : Schéma de l'écorché anté-mésozoïque avec la situation du bassin permien "Quercy-Grésine" (CURNELLE, 1980).

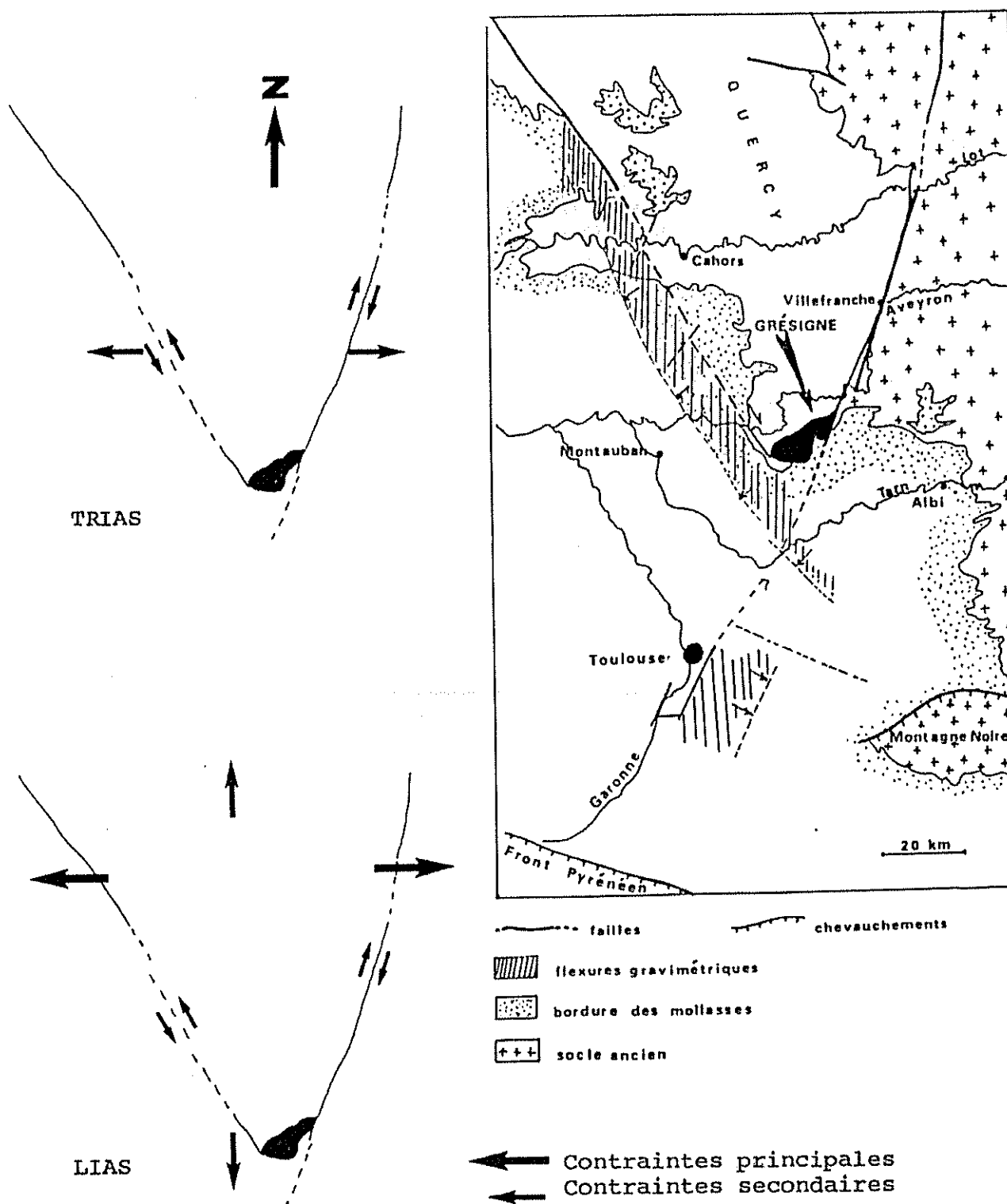


Fig. 209 : La Grésigne dans le contexte structural régional (a - DURAND-DELGA, 1979) et le fonctionnement distensif des grands accidents régionaux.

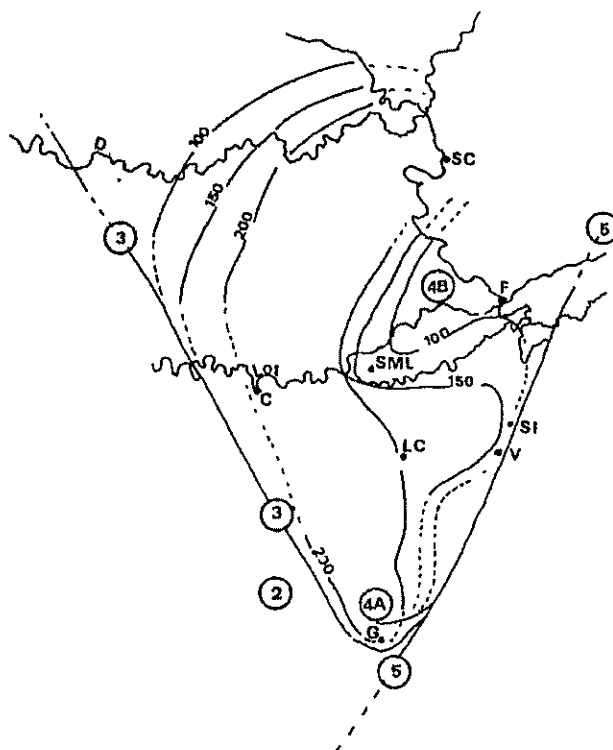


Fig. 21 : Carte d'isopaques pour le Lias moyen-supérieur du Quercy.
D : Dordogne ; SC : Saint-Céré ; F : Figeac ; SML : Saint-Martin-Labouval ;
C : Cahors ; SI : Saint-Igest ; V : Villefranche ; LC : Le Cros ; G : Grésigne
Les numéros correspondent à ceux de la figure 211.

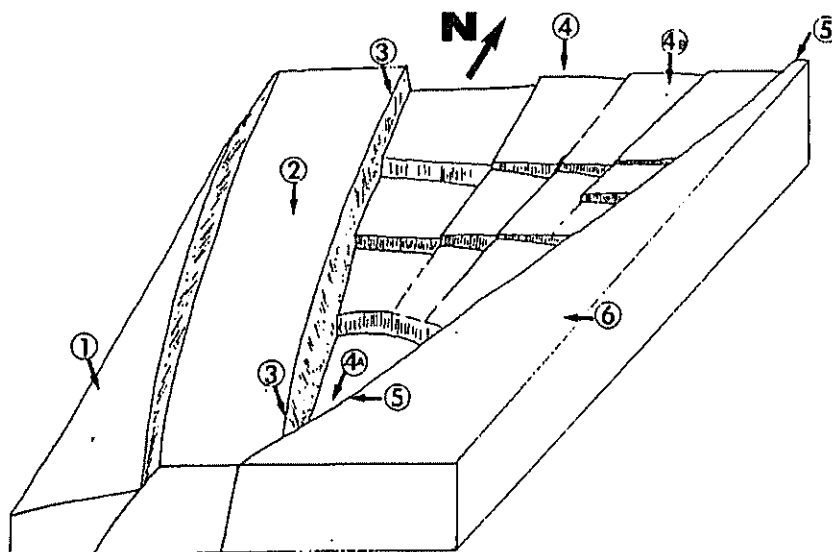


Fig. 211 : Modèle structural pour l'extrémité sud du bassin quercynois au
Lias moyen et supérieur.
1 : bassin d'Aquitaine,
2 : hauts fonds de Castelsarrasin-Montauban,
3 : linéament ouest-quercynois (N 140° E),
4 : bassin quercynois :
 4B : hauts fonds de Figeac-Capdenac,
 4A : zone subsidente de la Grésigne,
5 : Faille de Villefranche-de-Rouergue
6 : Seuil du Rouergue

qui le sépareraient d'un bassin Agenais-Périgord noir, lui même orienté N 20° à N 30° E (GRIGNAC, 1983).

La partie la plus subsidente de ce bassin se situerait le long et à l'est de cette ligne d'accident avec, en particulier, le Trias-Lias inférieur du sondage de Saint-Martin-Labouval (environ 320 m d'épaisseur), plus dilaté que celui de Figeac-Capdenac (de 140 à 200 m). Pendant l'Hettangien, le secteur de Saint-Martin-Labouval a fonctionné comme une zone base, piégeant les évaporites (165 m d'épaisseur pour la zone à anhydrite).

3. - LE BASSIN QUERCYNOIS DU LIAS MOYEN-SUPERIEUR

En tenant compte des données fournies par les sondages (région de Figeac-Bel-Air, Saint-Martin-Labouval, Saint-Igest) et de nos observations de terrain, nous avons été conduit à modifier, pour le Quercy méridional, la carte des isopaques du Lias moyen-supérieur, proposée dans l'atlas du BRGM (Fig. 210) :

- l'isopaque 200 m passe à l'ouest immédiat du Cros (Toarcien supérieur réduit),
- l'isopaque 150 m passe à l'ouest des sondages de Saint-Igest (120 à 130 m).

Au Lias moyen-supérieur, le bassin quercynois apparaît donc orienté N-S et son extrémité méridionale est bien délimitée par le linéament ouest-quercynois et la Faille de Villefranche-de-Rouergue. Une zone subsidente se situerait immédiatement au nord du réseau faille de la Vère.

Toutes les observations peuvent être regroupées sur un modèle structural (Fig. 211).

- les failles N 20 à N 30°, comme la Faille de Villefranche auraient un fonctionnement dextre,
- les failles N 140 à N 150° E un jeu senestre,
- les failles N 90° E seraient des failles normales perpendiculaires à Z.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ABRARD R. (1948). - Géologie de la France, Payot, Paris, 607 p., 131 cartes.
- ALMERAS Y. et MOULAN G. (1979). - Biostratigraphie des *Terebratulidae* et des *Zeilleriidae* du Lias et du Dogger de la région toulousaine (Var, France). *Géobios*, Lyon, 12, 6, 893-897, 1 fig.
- ALMERAS Y. et ELMI S. (1982). - Fluctuation des peuplements d'Ammonites et de Brachiopodes en liaison avec les variations bathymétriques pendant le Jurassique inférieur et moyen en Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Pal. Italie*, 21, 2-3, 169-188, pl. 1-3, fig. 1-4.
- ALMERAS Y. et MOULAN G. (1982). - Les Térébratulidés liasiques de Provence (Paléontologie, Biostratigraphie, Paléoécologie, Phylogénie) : *Doc. Lab. Géol. Lyon*, 89, 365 p., 119 fig., 22 pl.
- APOSTOLESU V. (1967). - Etude des argiles du Lias du Bassin de Paris. Conditions de sédimentation et milieu de dépôt du Toarcien. *Inst. Franç. Pétrole*, Rapport n° 14527 (inédit).
- ARNAUD M. et MONLEAU C. (1979). - Etude de l'évolution d'une plate-forme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien-Oxfordien), *Thèse - Université de Provence. Trav. Lab. Géol. Hist. et Pal. Univ. Marseille*, 2 fasc. - 1. Analyse sédimentaire et reconstitution du milieu de sédimentation, 344 p., 27 pl., 84 fig. - 2. Stratigraphie et Paléontologie, 381 p., 18 pl., 113 fig.
- ARRONDEAU J.P. (1982). - Etude sédimentologique du Lias inférieur carbonaté du seuil caussenard et de ses abords (Languedoc). *Thèse 3e cycle Université de Nantes*. 219 p., 128 fig., XI pl., 16 logs au 1/200ème.
- AUTRAN A., GERARD A., WEBER C. (1976). - La carte gravimétrique de la France. Exemples d'utilisation géologique. *Bull. Soc. Géol. France* ; (7), t. XVIII, n° 5, 1119-1132, 4 fig.
- AZAMBRE B. et ROSSY M. (1981). - Caractère alcalin du magmatisme triasique des Corbières orientales *Bull. soc. géol. France*, (7), t. XXIII, 253-262.
- AZAMBRE B., ROSSY M. et ELLOY R. (1981). - Les dolérites triasiques (ophites) des Pyrénées : données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine. *Bull. soc. géol. France*, (7), t. XXIII, 263-269.
- BONIJOLY D. (1980). - Etude structurale et minéralisation d'une plate-forme carbonatée : le Quercy. *Thèse 3ème cycle, Univ. d'Orléans, Documents du BRGM*, 26, 303 p., 81 fig., 12 fig. Annexe, 12 tabl., 10 pl.h.t.

- BERGERON J., DEREIMS A. et THEVENIN A. (1910). - Carte géologique au 1/80.000, Figeac (n° 207). 1ère édition avec notice explicative. Publ. Serv. Carte géol. Fr.
- BERNOULLI D. et JENK YNS H.C. (1974). - Alpine, Mediterranean and Centr l Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, eds. R.H. Dott, Jr. and R.H. Slaver. Soc. Econ. Palaeont. Mineralog., Tulsa, OK; USA, Sepe. Publ. 19, 129-160.
- BERNOULLI D. et LEMOINE M. (1980). - Birth and early evolution of the Tethys : the overall situation. 26e Congr. géol. Int., Paris, coll. C5, 168-179, 4 fig.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977). - From the Tethys ocean to the Mediterranean Sea. in *"Structural history of the Mediterranean Basins"*, Split, BIJU-DUVAL B. et MONTADERT L. eds, 143-164.
- BLANG-VERNET L., PUJOS M. et ROSSET-MOULINIER M. (1984). - Les biocénoses de Foraminifères benthiques des plateaux continentaux français (Manche, Sud-Gascogne, Ouest-Provence). in *Benthos' 83, 2° Int. Sym. Bentic Foraminifera* (Pau), 71-79, 1 fig., 5 tabl.
- BLEICHER G. (1870). - Essai de géologie comparée des Pyrénées, du Plateau central et des Vosges. Thèse, Strasbourg, Ed. C. Decker, Colmar, 106 p.
- BLEICHER C. (1872). - Sur l'horizon lacustre et fluvio-marin de l'Oolithe inférieure du Midi de la France, *Bull. Soc. géol. France*, 2e série, XXIX, p. 298.
- BOICHARD R. et DRULLION G. (1982). - Genèse et évolution diagénétique des formations carbonatées granulaires du Bajocien du Quercy : Evolution de leurs propriétés réservoirs, *Thèse Univ Bordeaux III*. 367 p., 65 fig., 9 pl. hors-texte.
- BOILLOT G. (1984). - Le Golfe de gascogne et les Pyrénées, in *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*, Masson éd., 7-81, 43 fig.
- BOILLOT G., DUPEUBLE P.A., DURAND-DELGA M., et D'OZOUVILLE L. (1971). - Age minimal de l'Atlantique nord d'après la découverte de calcaire tithonique à Calpionelles dans le golfe de Gascogne. *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, 273, 671-674.
- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M. et BIJU-DUVAL B. (1984). - Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, *Masson éd.* (Paris), 342 p., 204 fig.
- BOISSE A. (1870). - Esquisse géologique et géographique du département de l'Aveyron. *Imp. Nation*, Paris, 170, 373 p.
- BALOGÉ P.A. (1981). - Sur la présence du genre *Haurania* HENSON, dans le Lias inférieur de la région de Saint-Maixent, Poitou, France. *Rev. micropaléont.*, 24, 3, 127-137, 3 fig., 3 pl.

- BOULE M. (1898). - C.R. Feuille de Figeac. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, IX, 59, p. 57.
- BOULE M. (1899). - C.R. Feuille de Figeac. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, X, 69 p. 29.
- BOULE M. (1900). - C.R. Feuille de Figeac. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XI, 73, p. 32.
- BOULE M., MOURET G. et THEVENIN A. (1904). - Carte géologique au 1/80.000 Figeac (n° 195), 1ère édition avec notice explicative. *Bull. Serv. Carte. géol. Fr.*
- BOUROULLEC J. et DELOFFRE R. (1969). - Interprétation sédimentologique et paléogéographique des microfaciès jurassiques du Sud-Ouest aquitain. *Bull. Centre Rech. Pau SNPA*, 3, 2, 287-328, 13 fig., 12 tabl.
- BOUROULLEC J. et DELOFFRE R. (1970). - Les Algues du Jurassique aquitain. *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, 4, 1, 79-127, 3 fig., 11 pl.
- BOUROULLEC J., CHARITAT P., CHENNAUX G., DELFAUD J., DELOFFRE R., ESQUEVIN J. et STEVAUX J. (1975). - Caractérisation des mégaséquences et des grandes discontinuités du Jurassique aquitain (France Sud-Ouest). *IXe Congrès Sédim. Int. Nice*, thème 5, 103-111, 3 fig.
- BOUROULLEC J., DELFAUD J. et DELOFFRE R. (1979). - La Mégaséquence d'ouverture du Lias aquitain : cycle évaporitique et alternances marno-carbonatées. - In : *Coll. Jur. Eur. A.S.F.*, Publication spéciale n° 1, 247-269, 2 pl.
- BOUROULLEC J. et DELOFFRE R. (1982). - Les paleosebkhas du Jurassique terminal en Aquitaine (SW-France). *Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf - Aquitaine*, 6, 1, 227-255, 5 fig., 8 pl.
- BOUTET C. (1980). - Découverte de microflore du Carnien à la base de l'épandage formant la base du mésozoïque de la Grésigne (Tarn, Haut-Languedoc). *C.R. Acad. Sc.*, (Paris), 290, D, 439-442.
- BOUTET C. (1981). - Etude palynoloplanctologique du Trias et du Jurassique inférieur et moyen de Grésigne, Sud Quercy. *Thèse 3ème cycle Toulouse*, 161, p., 14 fig., 15 pl., 23 tabl.
- BRGM - EFL r.e. - ESSO REP - SNPA (1974). - Atlas géologique du bassin d'Aquitaine. - *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, Orléans, 22 pl.
- BROMLEY R.G. (1967). - Marine phosphates as depth indicators. *Mar. géol.*, Amsterdam, 5, 503-509.
- BRUNET M.F. (1983). - La subsidence du Bassin d'Aquitaine au Mésozoïque et au Cénozoïque. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 297, 599-602.
- BULLARD E.C., EVERERETT J.E. et SMITH A.G. (1965). - The fit of the continents around the Atlantic. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A, 258, 41-51.

- BUSHINSKI G.I. (1964). - On shallow water origin of phosphorite sediments. *Develop. Sediment.*, Elsevier éd., Amsterdam, vol. 1, 62-70.
- CAMPBELL A.C. et NICHOLLS J. (1979). - Guide de la faune et de la flore littorales (mers d'Europe). *Delachaux et Niestlé S.A.*, et D. PERRET, Editeurs (Neuchâtel, Suisse). 322 p. 49 fig. 131 pl. (traduction de l'ouvrage *The Hamlyn guide to the Seashore and Shallow Seas of Britain and Europe*. Hamlyn Publishing Group Ltd. Londres).
- CARAVEN-CACHIN A. (1898). - Description géographique, géologique, minéralogique, paléontologique, paléthnologique et agronomique des départements du Tarn et de Tarn-et-Garonne. Toulouse (éd. Privat) et Paris (éd. Masson), 684 p.
- CAROZZI A.V., BOUROULLEC J., DELOFFRE R., et RUMEAU J.L. (1972). Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine *Bull. Cent. Rech. Pau, SNEAP (P.)*, vol. sp. n° 1, 594 p., 200 pl., 14 tabl.
- CARRERE M. (1960). - Sédimentologie stratigraphique du Lias et l'Infra-Lias entre le Lot et l'Aveyron. *Thèse 3e cycle, Univ. de Bordeaux*.
- CATZIGRAS F., SAUBADE A.M., CAHUZAC B. et ARNAUD M. (1984). A propos de biotopes à Amussium des gisements d'Estoti près de Dax, de Carry, près de Marseille, 10e RAST, Bordeaux, *Soc. Géol. Fr. Edit. Paris*, p. 125.
- CHATEAUNEUF J.J., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1974). - Stratigraphie et palynologie de l'Hettangien inférieur de la bordure sud-ouest du Massif central : région de Brive-la-Gaillarde (Corrèze) *Bull. BRGM*, 1, 1, 37-41, 1 fig., 1 tabl.
- CUBAYNES R. et FAURE Ph. (1981). - Première analyse biostratigraphique du Lias supérieur du Sud-Quercy (bordure Nord-Est - Aquitaine). - *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, (2), 292, 1031-34.
- CUBAYNES R. et RUGET C. (1983). - *Lenticulina (Marginulinopsis) pennensis*. Foraminifère nouveau du Toarcien de l'Europe occidentale - *Géobios*, 16, 375-379, 1 fig., 1 pl.
- CUBAYNES R. (1984). - Place respective des Communautés de Pectinidés et de Gryphées dans les séquences klüpféliennes du Domérien du Quercy. - *1er Cong. Int. Paléoécologie (Lyon)*. *Géobios*, Mém. spéc. 8, 39-45.
- CUBAYNES R., FAURE 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)*, (2), 298, 83-88.
- CUBAYNES R., BOUTET C., DELFAUD J. et FAURE Ph. (1984). - La mégaséquence d'ouverture du Lias quercynois (Bordure sud-ouest du Massif central français). - *Bull. Centres. Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 2, 3330-370, 18 fig., 5 pl.

- CUBAYNES R. et DELOFFRE R. (1984). - *Tersella quercyensis* n. sp., Algue dasycladacée du Toarcien du Quercy (France). **Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine**, 8, 2, 371-384.
- CUBAYNES R. et RUGET C. (1985). - Les écoséquences de *Nodosariidés* et d'Ostracodes et leur signification dans les marnes toarciennes du Sud-Quercy, 1er coll. CIEL, Lyon, **Cah. Inst. Cath. Lyon**, 14, 125-134, 4 fig.
- CURNELLE R., DUBOIS P. et SEGUIN J.C. (1980). - Le bassin d'Aquitaine : substratum ante-tertiaire et bordures mésozoïques. - 26e Congr. géol. int. ; **Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine**, Mém. 3, 47-58, 12 fig.
- CURNELLE R., DUBOIS P. et SEGUIN J.C. (1982). - The Mesozoic-Tertiary evolution of the Aquitaine Basin. - **Phil. Trans. R. Soc. London**, A 305, 63-84, 15 fig.
- CURNELLE R. (1983). - Evolution structuro sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. **Bull. Centre Rech. Pau SNPA**, 7, 1, 69-99, 16 fig.
- CURNELLE R. et DUBOIS P. (1986). - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. **Bull. Soc. géol. France**, (8), II, 4, 529-546.
- DAGUIN F. (1948). - L'Aquitaine occidentale. **Act. Sc. Industr.**, 1050, V, 232 p., 29 fig., 4 pl. h. t.
- DAVID B. et al. (1983). - Proposition d'une typologie critique des facteurs de paléomilieux (Paléomilieux continentaux et marins non profonds). Document diffusé à l'occasion du 1er Congr. Int. Paléoécologie, Lyon 1983 (non édité), 13 p.
- DELFAUD J. (1972). - Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur d'Aquitaine. Coll. Méthodes et tendances stratigr. (Orsay 1970), **Mém. BRGM**, 77, 593-611.
- DELFAUD J. (1973). - Un élément majeur de la paléogéographie du Sud de la France : le Haut-fond Occitan - **C.R. Soc. géol. France** (7), 4, 102.
- DELFAUD J. (1974). - L'apport du raisonnement séquentiel dans l'interprétation des assises carbonatées. **Bull. Soc. Hist. nat. Afrique du Nord**, 65/1, 2, 393-434.
- DELFAUD J. (1975). - Les discontinuités sédimentaires dans le Jurassique français. Réflexion méthodologique, IXe Congr. Sédim. internation. Thème 5, 163-175.
- DELFAUD J. (1975). - Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. **Bull. Soc. géol. France** (7), XVI, 6, 643-650.

- DELFAUD J. (1979). - Le contexte dynamique du Jurassique Français - rôle du climat. Symposium "Sédimentation Jurassique W. européen". A.S.F. publication spéciale n° 1, 453-463, 4 fig.
- DELFAUD J. (1979). - Le Jurassique des Pyrénées Occidentales de la Garonne à l'Océan. Livret Guide Excursion Groupe français d'étude du Jurassique.
- DELFAUD J. (1980). - Les formations sédimentaires des bassins et plate-formes mésozoïques et cénozoïques en France. in A. AUTRAN & J. DERCOURT, Evolutions géologiques de la France. 26e Congr. géol. int., colloque C7 ; Mém. B.R.G.M., 107, 260-265, 3 fig., 1 tabl.
- DELFAUD J. (1980). - Le contexte paléogéographique des séquences d'échelle moyenne dans le Jurassique aquitain. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, XXII (7), 4, 573-579, 6 fig.
- DELFAUD J. (1983). - Les Paléoclimats du Jurassique en Europe occidentale. Bull. Inst. Géol. Bass. Aquitaine, 34, 121-135.
- DEPECHE F. (1967). - Etude stratigraphique et micropaléontologie du Jurassique inférieur et moyen des Causses du Quercy. Région de Cajarc (Lot). Thèse 3e cycle Paris, S.I.n.d. In-4°, 155, p. 39, pl. h.t. 3 dpl. h.t.
- DEREIMS A. (1909). - C.R. Feuille de Rodez. Bull. Serv. Carte géol. Fr., XIX, 122, p. 88.
- DEUSER W.G. (1974). - Evolution of Anoxic Conditions in Black Sea during Holocene. in "The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology, Am. Assoc. Petrol. Geol., 20, 133-136.
- DOMMERGUES J.L. (1979). - Le Carixien bourguignon. Biostratigraphie, Paléogéographie. Approche paléontologique et sédimentologique. Thèse 3e cycle, Dijon, 195 p., 52 fig., 52 tabl., 9 pl.
- DOMMERGUES J.L. (1982). - Le passage Lotharingien-Carixien en domaine boréal, une période de déséquilibre des Faunes d'Ammonites. - 9e Réunion ann. Sci. Terre, (Paris), p. 208.
- DOMMERGUES J.L., CUBAYNES R., FAURE Ph. et MOUTERDE R. (1982). - La première espèce d'Harpoceratinae (Ammonitina) implantée dans la province subboréale : *Protogrammoceras occidentale* n.sp. - C.R. Acad. Sci. (Paris), (2), 294, 657-660.
- DOMMERGUES J.L. (1984). - L'évolution des Ammonitina au Lias moyen (Carixien, Domérien basal) en Europe occidentale. Thèse Université Claude Bernard - Lyon 1, 303 p.
- DONZE P. (1985). - Les Ostracodes du Lias inférieur et moyen. in Atlas des Ostracodes de France, Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 9, 101-105, 14 fig., 1 tabl. 6 pl.

- DUFRENOY G.A. et ELIE DE BEAUMONT J.B. (1830). - Mémoire pour servir à une description géologique de la France, T.I., Lib. Levrault, Paris, in 16, VIII, 469 p., IX pl. hors texte.
- DUFRENOY G.A. et ELIE DE BEAUMONT J.B. (1841). - Explication de la carte géologique de la France, tome 1, Impr. Nationale, Paris.
- DUFRENOY G.A. et ELIE DE BEAUMONT J.B. (1848). - Explication de la carte géologique de la France. II, in 4°, XII, Impr. Nationale, Paris.
- DURAND-DELGA M. (1943). - Etude géologique de la partie méridionale du Quercy. D.E.S. Géol., Fac. Sci. Université de Toulouse, 81 p. (inédit).
- DURAND-DELGA M. (1958). - Sur les nodules du Trias et les Lignites jurassiques de la Grésigne (Tarn et Tarn-et-Garonne). - Bull. Soc. Hist. nat. (Toulouse), 93, 86-94, 3 fig.
- DURAND-DELGA M. (1973). - Les Calpionelles du golfe de Gascogne, témoins de l'ouverture de l'Atlantique nord. Bull. soc. géol. France, 7, XV, 22-24.
- 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, D., 9-12, 1 fig.
- EBRAY Th. (1862). - Position des calcaires caverneux du Plateau central. Bull. Soc. géol. France (2), XX, 161-184.
- ELF-AQUITAINE (1975). - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Eléments d'analyse Elf-Aquitaine, Centr. Rech. de Boussens et de Pau 172 p., 61 pl., 8 tabl.
- ELF-AQUITAINE (1977). - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Eléments d'interprétation. Elf-Aquitaine, Centr. Rech. de Boussens et de Pau, 231 p., 76 fig., 17 pl.
- ELLENBERGER F. (1938). - Problèmes de tectonique et de morphologie tertiaire : Grésigne et Montagne Noire. Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, 73, 327-364.
- ELLENBERGER F. (1937). - Recherches tectoniques sur le massif de la Grésigne. Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, 71, 195-246.
- FABRE J. (1971). - Contribution à l'étude du massif de La Grésigne. Thèse 3e cycle, Paris, 138 p., 124 fig., 12 pl. hors texte, 1 carte au 25.000e
- FAURE Ph. et PEYBERNES B. (1979). - Données stratigraphiques et paléontologiques nouvelles sur le Lias de la nappe des Corbières orientales (Aude). 7ème RAST, Lyon.
- FAURE Ph. (1981). - Le Lias de la Nappe des Corbières orientales (Pyrénées navarro-languedociennes) (feuilles de Capendu, Leucate, Narbonne et Tuchan), Bull. BRGM, 2, 1, 2, 135-151, 5 fig. 1 pl.

- FAURE Ph. (1982). - Le Lias de la Marge européenne sud-ouest téthysienne. **D.E.A. Toulouse I**, 52 p., 44 fig. (inédit).
- FAURE Ph. et CUBAYNES R. (1983). - La sous-zone à *Pleydellia celtica* n.sp. (*Dumortierinae*, *Ammonitina*), 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, 681-686.
- FAURE Ph. (1984). - Le Lias de la partie centro-orientale des Pyrénées espagnoles (Provinces de Huesca, Lerida et Barcelona). **Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse**, 121, 23-37, 10 fig., 1 pl.
- FEIST M. et CUBAYNES R. (1984). - Découverte de Charophytes dans le Lias du sud de la France. Implications paléoécologiques et phylogénétiques. **C.R. Acad. Sci. (Paris)**, 299, II, 9, 593-596, 2 fig.
- FEIST M. et CUBAYNES R. (1984). - Discovery of liassic charophytes ; paleoecological and phylogenetic implications, Third Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, W.E. Reif et F. Westphal Ed., Tübingen, 85-86, 1 fig.
- FISCHER J.C. (1969). - Géologie, Paléontologie et Paléoécologie du Bathonien au sud-ouest du Massif ardennais. **Mém. Mus. Hist. Nat.**, Paris, sér. C, XX, 319 p., 73 fig., 9 tabl., 21 pl.
- FORAGE DE CEINT-D'EAU (1975). - Document (log détaillé) **SNPA** 853-3X-0276.
- FORAGE DE LA VACQUERIE (1975). - Document (log détaillé) **SNPA**, 0858-4X-0020.
- FOURNIER E. (1896). - Le Permien, le Trias et le Jurassique de la feuille de Cahors. **Bull. Serv. Carte géol. Fr.**, 8, 51, 16 p.
- FOURNIER E. (1897). - C.R. Feuilles de Montauban et de Gourdon. **Bull. Serv. Carte. géol. Fr.**, IX, 59, p. 78.
- FOURNIER E. (1898). - Le dôme de la Grésigne (feuille de Montauban). **Bull. Serv. Carte géol. Fr.**, X, 66, 331-339.
- FOURNIER E. (1899). - C.R. Feuille de Montauban et de Gourdon. **Bull. Serv. Carte géol. Fr.**, X, 63, 74.
- FOURNIER E., BLAYAC J. et REPELIN J. et VASSEUR C. (1901). - Feuille au 1/80.000e de Montauban (n° 218) avec notice explicative. **Publ. Serv. Carte géol. Fr.**
- FRENEIX S. et CUBAYNES R. (1984). - Biofaciès à *Cuneigervillia-pteromya* et Biofaciès à *Eomiodon* dans l'Hettangien du Quercy (Aquitaine orientale). - **Géobios**, 17, 1, 5-17, 4 fig., 1 pl.
- GABILLY J. (1961). - Le Toarcien de Thouars. Etude stratigraphique du stratotype. **Mém. BRGM**, Colloque sur le Lias français. **C.R. Congr. Soc. savantes**, Chambéry, 1960, 345-355, 2 fig., 3 tabl.

- GABILLY J. (1961). - Stratigraphie et paléogéographie du Lias dans le détroit poitevin. **Mém. BRGM**, Colloque sur le Lias français. **C.R. Congr. Soc. savantes**, Chambéry, 1960, 475-486, 3 fig.
- GABILLY J. (1976). - Le Toarcien à Thouars et dans le centre-ouest de la France. Biostratigraphie Evolution de la faune (*Harpoceratinae*, *Hildoceratinae*). **Editions du CNRS**, Les Stratotypes français, vol. 3, 217 p., 29 pl., 52 fig.
- GABILLY J., CARIOU E., HANTZPERGUE P. (1985). - Les grandes discontinuités stratigraphiques du Jurassique : témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. **Bull. Sté Géol. France** (8), t. 1, n° 3, 391-401.
- GEORGES D. et J. (1980). - La vie marine, **Maloine s.a. éditeur** (Paris), 173 p., 49 fig., 128 pl.
- GEZE B. (1943). - Révision des feuilles de Cahors et de Montauban au 80.000e (terrains primaires et secondaires) (Campagne 1942). **Bull. Serv. carte Géol. France**, t. 44, n° 212, 259-263.
- GEZE B. et DURAND-DELGAZ M. (1943). - Observations stratigraphiques sur le massif de la Grésigne. - **C.R. Acad. Sci. (Paris)**, 216, 190-191.
- GEZE B. et DURAND-DELGA M. (1943). - Observations tectoniques sur le massif de la Grésigne (Tarn et Tarn-et-Garonne). **C.R. som. Soc. Géol. Fr.**, 15, 198.
- GEZE B. (1944). - Révision des feuilles de Cahors et de Montauban au 80.000e (Campagne 1943). **Bull. Serv. Carte Géol. France**, t. 45, n° 216, 209-213.
- GEZE B., DURAND-DELGA M. et CAVAILLE A. (1947). - Cycles sédimentaires et épisodes tectoniques d'âge secondaire dans les Causses méridionaux du Quercy. - **C.R. Acad. Sci. (Paris)**, 224, 133-35.
- GEZE B. (1949). - Révision de la feuille de Cahors au 1/80.000e **Bull. serv. carte géol. France**, XXXVII, n° 225, 129-130.
- GEZE B. (1949). - Feuille au 1/80.000e de Montauban (n° 218), 3ème édition avec notice explicative. **Publ. Serv. carte géol. France**.
- GEZE B. (1954). - Sur la tectonique des Causses du Quercy. **Bull. Sté. Géol. de France**, (6), t. 4, fasc. 7-9, 453-466, 5 fig.
- GEZE B., CAVAILLE A. et DURAND-DELGA M. (1951). - Carte géologique au 1/80.000e. Cahors (n° 206), 2ème édition avec notice explicative. **Publ. Serv. Carte géol. Fr.**
- GEZE B. et CAVAILLE A. (1969). - Carte géologique au 1/80.000e. Rodez (n° 207). 3ème édition, avec notice explicative. **Publ. Serv. Carte géol. France**.

- GEZE B. et CAVAILLE A. (1971). - Carte géologique au 1/80.000e. Figeac (n° 195). 3ème édition, avec notice explicative. **Publ. Serv. Carte géol. France.**
- GEZE B., CAVAILLE A. (1977). - Aquitaine orientale. Guides géologiques régionaux, **Masson**, 184 p., 112 fig.
- GINSBURG R.N. (1956). - Environmental relationships of grain size and constituent particles in some South Florida carbonate sediments. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, 40, 2384-2427.
- 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.
- GLANGEAUD Ph. (1899). - Etude sur les plissements du Crétacé du bassin d'Aquitaine. **Bull. Serv. Carte géol. France**, 70, 11, p. 48.
- GOY G. (1979). - Les "Schistes carton" (Toarcien inférieur) du Bassin de Paris, en affleurements et en sondages. Etude par diagraphies, pétrographie, mannoflore calcaire, conditions de sédimentation. **Thèse de 3ème cycle, Paris VI**, 187 p., 48 fig., 5 tabl., 54 pl.
- GRACIANSKY P.C. De, BOURBON M., CHARPAL O. De, CHENET P.Y. et LEMOINE M. (1979). - Genèse et évolution comparée de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes Occidentales. **Bull. Soc. géol. France**, (7), t. XXI, n° 3, 663-674.
- GRIGNAC C. et TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1982). - Découverte de microfiores d'âge hettangien dans l'épandage grés-conglomératique "triasique" formant la base du Mésozoïque de la région de Figeac-Capdenac (Quercy). - **C.R. Acad. Sci. (Paris)**, (2), 295, 57-62.
- GRIGNAC C. (1983). - Contribution à l'étude des sédiments détritiques post-hercyniens de la bordure sud ouest du Massif central (France). **Thèse 3e cycle, Univ. Toulouse III**, 211 p., 83 fig., 6 tabl., 1 schéma h.t.
- GROUPE FRANCAIS D'ETUDE DU JURASSIQUE (1980). - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. **Docum. Lab. Géol. Lyon**, H. S.5, 210 p., 42 cartes.
- GUBLERY et al. (1966). - Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. **Editions Technip**, Paris, 291 p., 195 fig.
- GUEx J. (1972). - Répartition biostratigraphique des ammonites du Toarcien moyen de la bordure sud des Causses (France) et révision des ammonites décrites et figurées par Monestier (1931). **Eclogae géol. Helv.**, 65/3, 611-645.

- GUILLAUME M.C., PEYPOUQUET J.P. et TETART J. (1985). - Les Ostracodes du Quaternaire et actuel. in Atlas des Ostracodes de France, **Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine**, Mém. 9, 337-339, 20 pl.
- HALLAM A. (1967). - The depth significance of shales with bituminous laminae. **Marine géology**, 5/6, 329-332.
- HALLAM A. (1967). - An environmental study of the Upper Domerian and Lower Toarcian in Britain. **Phil. trans. Roy. soc. London**, 778 (252), 393-445, 17 fig., 1 pl., 4 tabl.
- HALLAM A. (1972). - Diversity and density characteristics of Pliensbachian - Toarcian molluscan and brachiopods faunas of the Nord Atlantic margins; **Lethaia**, Oslo, 5 (4), 389-412.
- HALLAM A. (1976). - Stratigraphic distribution and ecology of European Jurassic bivalves, **Lethaia**, Oslo, 9, 245-259.
- HALLAM A. (1978). - Eustatic cycles in the Jurassic **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol.** (Elsevier), 23, 1-32, 11 fig.
- HALLAM A. (1981). - A revised sea-level curve for the Early Jurassic. - **J. geol. Soc. (London)**, 138, 6, 735-743.
- HANZO M. (1978). - A propos de nodules carbonatés du Toarcien inférieur de la région de Bettembourg (Grand-Duché de Luxembourg, 103e Congr. nat. Soc. sav. Sci., Nancy, IV, 343-349.
- HANZO M. (1979). - Milieu de dépôt et évolution diagénétique des argilites toarciennes d'après l'étude de nodules carbonatés des "Schistes carton" de Bettembourg (Grand-Duché de Luxembourg), **Sciences de la Terre Nancy**, XIII, 1? 45-59, 2 fig., 1 tabl., 2 pl.
- HARLE M. (1864). - Sur la formation jurassique et la position des dépôts manganésifères dans la Dordogne. **Bull. Soc. géol. France**, 2e série, XXII, p. 33.
- HUGUES N.F. et MOODY-STUART J.C. (1967). - Palynological faciès and correlation in the English Wealden. - **Rev. Paleobot. Palynol.**, 1, 864.
- ILLING L.V. (1954). - Bahamian calcareous sands. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, 38, 1-95.
- JACKSON J.B.C. (1977). - Competition on marine hard substrata : the adaptive significance of solitary and colonial strategies. **American Naturalist** 111 (980), 743-767.
- JEFFERIES R.P.S. et MINTON P. (1965). - The mode of life of two Jurassic species of "Posidonia" (Bivalvia). **Paléontology**, 8, 156-185.
- JOHNSON A.L.A. (1984). - The palaeobiology of the bivalve families Pectinidae and Propeamussiidae in the Jurassic of Europe. **Zitteliana (München)**, 11, 235 p., text. fig. 213, 11 pl.

- K AELIN O. (1980). - *Schizosphaerella punctata* DEFLANDRE et DANGEARD : Wall ultrastructure and preservation in deeper water carbonate sediments of the Tethyan Jurassic. *Eclogae geol. Helv.*, 73/3, 983-1008.
- K AUFFMAN E.G. (1969). - Form, function and evolution. In *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part N.R.C. Moore (Ed), *Mollusca* 6, *Bivalvia*, 129-205.
- K AUFFMAN E.G. (1978). - Benthic environnements and palaeoecology of the Posidonien-schiefer (Toarcian). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, Stuttgart, 157, 18-36.
- KOTLUN V.M. (1968). - Spicules of sponges as an element of the bottom sediments of the Antarctif. In *Symposium in Antarctic Oceanography*, Santiago, Chile, 1966, 121-123.
- LANCELOT Y. (1980). - Birth and evolution of the "Atlantic Tethys" (Central North Atlantic), 26e Congr. géol. Int., Paris, coll. C5, 215-223.
- LAUNEY Ph. et LEENHARDT R. (1959). - Les brèches sédimentaires zincifères du Sinémurien du Lot. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 1, 467-484, 7 fig., 1 pl.
- LAUNEY Ph. (1963). - Remarque sur le détroit de Rodez, C.R. 87e Congr. Soc. Savantes Sci. Fr., Poitiers 1962, 819-822.
- LE CALVEZ Y. et LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1961). - Le Charmouthien du Lot. Coll. Chambéry, 1960, *Mém. BRGM*, n° 4, 793-802, 4 pl.
- LE CALVEZ Y., LEFAVRAIS-RAYMOND A., HORON O. et MOUTERDE R. (1961). - Le Lias des sondages de la bordure du Morvan. Coll. Chambéry 1960. *Mém. BRGM*, n° 4, 503-534, 9 fig., 4 tabl. 2 pl.
- LE CALVEZ Y. et LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1963). - Annexe à la note sur les Hauts-Fonds liasiques de la région de Figeac, compléments stratigraphiques sur le Carixien, C.R. 87e Congr. Soc. Savantes Sci. Fr., Poitiers, 1962, 831-835.
- LE CALVEZ Y. et LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1963). - Etude détaillée du Lias moyen et supérieur des sondages implantés par l'Asturienne des Mines dans la région de Bel-Air et du Castelet (sud de Figeac). *Rapport BRGM*, DS. 63.A43. (inédit).
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1950). - Le Pliensbachien du Lot. - C.R. Soc. géol. France, 9, 147-148.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1961). - Le Lias du Lot. *Soc. Et. Lot*, Cahors, 9 p.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1961). - Rapport géologique de fin de sondage, Saint-Martin-Labouval, SML-1, *Rapport BRGM*, 857-8-1. (inédit).

- LEFAVRAIS-RAYMOND A., LAUNEY P. (1963). - Notes sur l'existence de hauts fonds liasiques bien caractérisés au Sinémurien et surtout au Carixien dans la région de Figeac (Lot). **C.R. 87e Congr. Soc. Savantes Sci. Fr.**, Poitiers 1962, 823-829, 3 fig.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. et LE CALVEZ Y (1964). - Sondage de Theminettes. **Rapport BRGM**, DS 64-A-94. (inédit).
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1965). - Etude du Lias moyen et supérieur des sondages BA.26 à BA.40 (CRAM), secteur BEL-AIR SUD de Figeac (Lot). **Rapport BRGM D.S. 65A 18**. (inédit).
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1970). - Guide stratigraphique du Lias du Lot. Tournée des géologues du Jurassique, 10 p. (inédit).
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1978). - Le Lias, in : **Geologie du Quercy. Quercy Recherche**, Cahors, 19-23, 8 pl.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. et LAFABRIE G. (1980). - La "crise lotharingienne" sur la bordure d'Aquitaine, Quercy en particulier. Ses répercussions au Carixien. - **Bull. Soc. géol. France** (7), 22, 4, 613-621, 7 pl.
- LEMOINE M. (1984). - La marge continentale au nord du golfe de Gascogne et le bassin d'Aquitaine, in **Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France**, Masson éd., 85-154, 45 fig.
- LE NINDRE Y. et GOTTIS M. (1973). - Le Lias de Figeac, un environnement sédimentaire littoral. **Bull. Soc. linn. Bordeaux**, III, 2, 2-40, 4 pl.
- LESAGE M.T. (1968). - Etude palynologique de l'Infralias de la périphérie du Morvan, comparaison avec les autres bordures du Massif central. **Bull. Soc. géol. France**, (2), 10, 3, 287-292.
- L'HOMER A. (1977). - Etude sédimentologique de coupes liasiques de la bordure nord du Bassin caussenard. **Rapport BRGM 77 SGN 040 GEO**.
- LOWMAN S.W. (1949). - Sedimentary Facies in Gulf Coast. **Bull. Amer. Assoc. Petrol. Géol.**, 12, 1939-1977.
- Mc CONNEL D. (1965). - Precipitation of phosphates in seawater. **Econ. Geol.**, 60, 1059-1062.
- MAGNAN P. (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. nat. Toulouse**, 3, 1-83.
- MAGNE J., MALMOUSTIER G. et SERONIE-VIVIEN R.M. (1961). - Microfaciès du Lias d'Aquitaine, Etude de subsurface. **Rev. micropaléont.**, 4, 2, 108-118, 3 fig., 4 pl.
- MAGNE J., MALMOUSTIER G. et SERONIE-VIVIEN R.M. (1961). - Le Lias des bordures septentrionale et orientale du Bassin Aquitain. Coll. sur le Lias français, Chambéry 1960, **Mém. B.R.G.M.**, n° 4, 757-775, 6 fig.

- MATTEI J. (1971). - Analyse des termes fossilifères domériens dans les Causses du sud du Massif central français. **Mém. BRGM**, 75, 547-566.
- MATTEI J. (1985). - Amaltheïdes du bassin sédimentaire des Causses. Application de méthodes d'analyse globale, **Carriers de paléontologie**, Editions du CNRS, 146 p, 57 fig., 1 diagramme, XIII pl.
- MEGELINK-ASSENAT S. (1982). - Le Trias et le Lias inférieur de la bordure aquitaine du Massif central : fin du remblaiement post-hercynien et modalités d'une transgression dans un contexte pré-atlantique. Thèse Doct. Etat, Université C. Bernard de Lyon I, 354, p., 139 fig.
- MEGELINK-ASSENAT S. (1983). - Le Lias inférieur de la bordure aquitaine du Massif central français ; premières manifestations de l'ouverture de l'Atlantique. - **Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine**, 7, 1, 45-67, 8 fig., 3 pl.
- MELAS P. (1982). - Etude sédimentologique, paléogéographique et géochimique du Lias carbonaté du Nord-Lodévois. Application à la reconnaissance et à l'interprétation d'amas métallifères. Thèse 3e cycle Université Montpellier II. **Mém. C.E.R.G.A.**, XIX, 419 p., 132 fig., 37 pl.
- MICHARD A.G. COUMOUL A. (1978). - La sédimentation liasique dans les Causses : contrôle des minéralisations Zn-Pb associées au Lotharingien. **Bull. BRGM**, n° 2, II, 2, 57-120, 32 fig.
- MONTADERT L. (1984). - La marge continentale au nord du golfe de Gascogne, in **Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France**, Masson éd., 85-154, 45 fig.
- MORRIS K.A. (1979). - A classification of Jurassic marine shale sequences : an example from the Toarcian (Lower Jurassic), of Great Britain. **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.**, 26, 117-126, 4 fig., 2 tabl.
- MOURET G. (1886). - Géologie du chemin de fer de Cahors à Capdenac. **Extrait de rapport Ponts et Chaussées**, Bordeaux. (inédit).
- MOURET G. (1887). - Note sur le Lias des environs de Brive. **Bull. Soc. géol. Fr.**, (3), 15, p. 359.
- MOURET G. (1899). - C.R. Feuille de Figeac. **Bull. Serv. Carte géol. Fr.**, X, 69, p. 35.
- MOURET G. (1903). - C.R. Feuille de Figeac. **Bull. Serv. carte géol. Fr.**, XV, 98, 58-64.
- MOURET G. (1904). - C.R. Feuille de Figeac. **Bull. Serv. Carte géol. Fr.**, XIII, 91, 61-66.
- MOURET G. (1905). - C.R. Feuille de Figeac. **Bull. Serv. Carte géol. Fr.**, XVI, 105, 53-57.

- MOURET G. (1906). - C.R. Feuille de Figeac. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XVI, 110, 74-83.
- MOUTERDE R. (1953). - Etude sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 236, 455 p. (T.L. 1952).
- MOUTERDE R., ENAY R., CARIOU E., CONTINI D., ELMIS S., GABILLY J., MANGOLD C., MATTEI J., RIOULT M., THIERRY J. et TINTANT H. (1971). - Les zones du Jurassique en France. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 6, 76-85.
- NICOLLIN J.P. (1983). - Foraminifères du Lias moyen et supérieur du Bugey (Jura méridional). Thèse 3e cycle Univ. Cl. Bernard Lyon I, inédite, 147, 28 fig., 12 text. fig., 12 pl., 5 tabl.
- NORMAND D. (1964). - Etude géologique et métallogénique de la région de Mende-Marvejols (Lozère). Thèse de 3e cycle, Paris.
- OLIVET J.L., BONIN J., BEUZART P. et AUZENDE J.M. (1982). - Cinématique de l'Atlantique Central. *Publ. Centre nat. Exploit. Océans*, 4 pl.
- PELISSIE Th. (1982). - Le Causse jurassique de Limogne-en-Quercy. - Thèse 3e cycle, Toulouse III, 281 p., 77 fig., 9 pl.
- PERES J.M. et PICAR J. (1964). - Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée, *Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume* (Marseille), 31, n° 47, 137 p., 7 fig.
- PERES J.M. (1966). - La Vie dans l'Océan, Ed. du Seuil, 190 p.
- PERON A. (1873). - Sur quelques points de la géologie au Tarn-et-Garonne. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 2, 85-86.
- PERTHUISOT J.P. (1980). - Sites et processus de la formation d'évaporites dans la nature actuelle. *Bull. Cent. Rech. Expl. - Prod. Elf-Aquitaine*, vol. 4, n° 1, 2907-233, 11 fig.
- PETTIJOHN E.J. (1975). - Sedimentary rocks (3e éd.). Harper international ed., New York, 628 p., 357 fig., 92 tabl.
- PEYBERNES B. (1978). - Le Jurassique des Pyrénées navarro-languedociennes. *Livret Guide Excursion Groupe français d'étude du Jurassique*.
- PEYBERNES B. (1979). - Les Algues du Jurassique et du Crétacé Inférieur des Pyrénées franco-espagnoles. Intérêt biostratigraphique et paléoécologique. *Bull. Cent. Rech. Expl. Elf-Aquitaine*, 3, 2, p. 733-742, 3 fig.
- PONS D. (1979). - Les organes reproducteurs de *Frenelapsis alata* (K. FEISTM), KNOBLACH, Cheirolépidiacée du Cénomaniens de l'Anjou, France. *C.R. 104e Congr. nat. Soc. sav.*, 7, 209-231.
- PURSER B.H. (1975). - Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse Univ. Paris XI - Orsay. 383 p., 183 fig.

- PURSER B.H. (1980). - Sédimentation et diagénèse des carbonates néritiques récents. Les éléments de la sédimentation et de la diagénèse, **IFP, Editions Technip**, Tome 1, 366 p. 192 fig.
- PURSER B.H. (1983). - Sédimentation et diagénèse des carbonates néritiques récents. Les domaines de sédimentation carbonatée néritique récents ; application à l'interprétation des calcaires anciens. **IFP, Editions Technip**, Tome 2, 389 p., 199 fig.
- REY J., PEYBERNES B. et FAURE Ph. (1981). - Les Stromatolites du Lias inférieur aquitano-pyrénéen. - **Arch. Sci. (Genève)**, **34**, 181-190, 5 fig.
- REY J. (1983). - Biostratigraphie et lithostratigraphie, Principes fondamentaux méthodes et applications. **IFP, Editions Technip**, 177 p., 10 tabl., 107 fig.
- RICHER F. (1963). - Etude géologique et métallogénique de la région de Badaroux - Bagnols-les-Bains (Lozère). **Thèse 3e cycle, Paris**.
- RIOULT M. (1967). - Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du bassin de Paris, **Thèse Univ. de Caen**, 3 vol., 565 p., 15 fig.
- ROBERT H.H., WHELAN T. et SMITH W.G. (1977). - Holocene sedimentation at Cape Sable, South Florida - **Sediment. Geol.**, **18**, 25-60.
- ROCHE J., VERNET R., et VULTAGGIO A. (1981). - Reconnaissances géologiques sur la bordure nord-est du Bassin aquitain (Bas-Quercy - Gail-lacois - Albigeois - Castrais). **Rapport BRGM**, 81 SGN, 805 MPY.
- ROCHEBLAVE B. (1973). - Log détaillé du sondage St. Igest 1 (Aveyron). **Document SMMP** (inédit).
- ROCHEBLAVE B. (1977). - Log détaillé du sondage St. Igest-2 (Aveyron). **Document SMMP** (inédit).
- ROCHEBLAVE B. (1977). - Log. détaillé du sondage St. Igest-3 (Aveyron). **Document SMMP** (inédit).
- ROGER J. (1977). - Paléoécologie. **Masson Ed.**, 176 p., 39 fig.
- ROSS D.A., DEGENS E.T. et MAC ILVAINE J. (1970). - The black sea : recent sedimentary history. **Science**, **170**, 3954, 163-165, 4 fig.
- RUGET C. (1985). - Les Foraminifères (Nodosariidés) du Lias de l'Europe occidentale. **Docum. Lab. Géol Lyon**, **94**, 273 p., 48 fig., 9 tabl., 48 pl.
- SAPIN S. (1967). - Principaux résultats géologiques des travaux d'exploration réalisés par la société nationale des pétroles d'Aquitaine dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. **Bull. Soc. géol. France**, Paris (7), IX, 3, 327-354, 12 fig.
- SARA M. (1970). - Competition and cooperation in Sponge populations. **Symp. Zool. Soc. London**, **25**, 273-284.

- SARA M. et VACELET J. (1973). - Ecologie des Démosponges. in *Traité de Zoologie*, III, Spongiaires, Masson éd, Paris, 462-576.
- SELLWOOD B.W. (1970). - The relation of trace fossils to small-scale sedimentary cycles in the British Lias in *Trace fossils*, Crimes T.P. and Harper J.C. (eds.), Spec. Edition Geol. J., 489-504, 6 fig.
- SELLWOOD B.W. (1972). - Regional environmental changes across à Lower Jurassic stage - boundary in Britain. *Palaeontology*, 15, 1, 125-157, 13 text. fig.
- SERONIE-VIVIEN R.M., MAGNE J., MALMOUSTIER G. (1961). - Le Lias des bordures septentrionale et orientale du bassin d'Aquitaine. *Coll. sur le Lias français*, Chambéry, 1960, Mém. B.R.G.M., n° 4, 757-791, 11 pl.
- SHEARMAN D.J. (1966). - Origin of marine evaporites by diagenesis. - *Trans. Instn. Min. Metall. (B)*, 79, 155-162.
- SHINN E.A. (1968). - Burrowing in Recent Lime sediments of Florida and the Bahamas. *Journ. Paleont.*, 42, 879-894.
- SHINN E.A. (1969). - Submarine lithification of Holocene carbonate sediments of the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12, 109-144.
- SLANSKY M. (1980). - Géologie des phosphates sédimentaires. *Mém. BRGM*, n° 144, 92 p., 33 fig., 19 tabl., 57 photos.
- SOULE J.C. (1978). - Compte rendu du forage de Lauzerte (Tarn-et-Garonne) *Rapport BRGM*, 78 SGN 595 MPY (inédit)
- SOULE J.C. et ASTRUC J.G. (1982). - Compte rendu (rapport provisoire) du forage de Lacour. (Tarn-et-Garonne). *Rapport BRGM* 82, SGN 311 MPY (inédit).
- SOULE J.C., ASTRUC J.G. et COLLIN J.M. (1983). - Compte rendu des travaux de forage des Merlys (Nègrepelisse, Tarn-et-Garonne). *Rapport BRGM*, 83 SGN 095 MPY. (inédit).
- STEVAUX J. et WINNOCK E. (1975). - Les bassins du Trias et du Lias inférieur d'Aquitaine et leurs épisodes évaporitiques. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), 16, 6 (1974), 677-695.
- STURANI C. (1971). - Ammonites and stratigraphy of the "Posidonia-alpina" beds of the Venetian Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Uni. Padova*, XXVIII.
- THEVENIN A. (1903). - Etude géologique de la bordure sud-ouest du Massif central. - *Bull. Serv. Carte géol. France*, 95, t. XIV, 203 p., 51 fig., 6 pl.
- TINTANT H., MARCHAND D. et MOUTERDE R. (1982). - Relations entre les milieux marins et l'évolution des Ammonoidés : les raditions adaptatives du Lias. *Bull. Soc. géol. France* (7), t. XXIV, n° 5-6, 951-961, 3 fig.

- TRUMPY D. (1983). - Le Lias moyen et supérieur des Grands Causses et de la région de Rodez : contributions stratigraphiques, sédimentologiques et géochimiques à la connaissance d'un Bassin à sédimentation marneuse. *Cahiers de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour*, n° 19, 363 p., 34 fig., 4 tabl., 4 tabl. hors texte, XVII planches.
- VAIL P.R. et al. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. - *Mem. Amer. Ass. Petroleum Geol.*, 26, 49-212.
- VAIL P.R. et TODD R.G. (1981). - Northern north sea Jurassic unconformities chronostratigraphy and Sea-level changes from seismic stratigraphy. in ILLING L.V. et HOBSON G.D. (eds.) *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-west Europe*. Heyden, London, 216-235, 13 fig., 1 tabl.
- VAN HINTE J.E. (1976). - A Jurassic Time scale. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 60, 4, 489-497.
- VASSEUR G., FOURNIER E., BLAYAC J., REPELIN J. et DOUMERC P. et J. (1899). - Carte géologique au 1/80.000. Cahors (n° 206). 1ère édition avec notice explicative. *Publ. Serv. Carte géol. Fr.*
- VATAN A. (1967). - Manuel de Sédimentologie. *Technip ed.*, Paris, 397 p.
- VITRY F. (1982). - La bordure orientale du Massif central au Lias inférieur dans le Mont-d'Or lyonnais et le Bas-Beaujolais (Rhône). Sédimentation, Diagenèse et Paléogéographie. Thèse 3e cycle, Université Cl. Bernard, Lyon I, 173 p., 65 fig., V pl.
- VOILLOT J.P. (1965). - Etude sédimentologique et micropaléontologique du Lias moyen et supérieur de l'Avallonnais (Yonne). Thèse de 3e cycle, Université Cl. Bernard de Lyon, I.
- WIEDENMAYER F. (1979). - Modern sponge bioherms of the Great Bahama Bank and their likely ancient analogues. *Colloques internationaux du C.N.R.S.*, Paris 1978, 291, Biologie des spongiaires, 289-296.
- WILSON J.L. (1973). - Carbonate facies in geological history. *Springer*, Berlin, Heildeberg, New-York.
- WINNOCK E. (1973). - Exposé succinct de l'évolution paléogéologique de l'Aquitaine. *Bull. soc. géol. France*, (7), XV, 5-12.
- YANATCHKOV K. (1972). - Contribution à la connaissance des séries infra-hettangienne (Trias et Rhétien) de la bordure occidentale du Massif central. Thèse Doctorat, Univ. Bordeaux III. *Sci. Terre*, 136 p. 7 dpl. h.t.
- YAPAUDJIAN L. (1972). - Une approche actualiste en géologie sédimentaire (quelques données d'interprétation des séquences de plate-forme). *Mém. BRGM*, 77, 715-744, 11 pl., 22 fig.

CUBAYNES René : "LE LIAS DU QUERCY MERIDIONAL : Etude Biologique, biostratigraphique, paléocéologique et sédimentologique".

Doctorat de l'Université Paul Sabatier - Discipline Géologie
Toulouse III : 1986.

RESUME :

Les concepts séquentiels, la définition scalaire des séquences et de leur contexte paléogéographique nous ont permis de proposer une première trame séquentielle pour le Lias quercynois et un premier modèle d'évolution des paysages sédimentaires sous un climat de type tropical. Le Lias de notre secteur d'étude constitue une mégaséquence d'ouverture (4ème ordre) dans laquelle nous avons reconnu quatre séquences (de 3e ordre) notées L1 à L4.

La distension crustale marquée au Trias, avec la mise en place d'une série synrift continentale, se poursuit en Lias mais en s'atténuant progressivement ; la phase domérénienne semble plus discrète que la phase "lotharingico-carixienne". L'installation de la plate-forme carbonatée du Dogger clôture cette histoire de type rift (1ère phase distension), avant la phase d'approfondissement marin qui, en Aquitaine, débute dès l'Oxfordien (2e phase de distension).

Les phases de distension mobilisant les accidents majeurs, hérités de la fin du cycle hercynien (Faille de Villefrance, linéament ouest-quercynois) déterminant, à l'intérieur du bassin quercynois, une tectonique en blocs basculés. Toutefois, ces phénomènes ont une faible amplitude : l'étude sédimentologique et l'analyse des palynofaciès soulignent le calme (relatif) de la sédimentation liasique qui se contente d'enregistrer les phénomènes globaux affectant le craton ouest-européen.

Au total, avec ses quatre séquences hectométriques (L1 à L4), le Lias quercynois forme une mégaséquence d'ouverture. Il constitue, avec le Lias du Poitou et des Charentes, une marge stable et peu subsidente (400 m de dépôts en 20 millions d'années) qui fait partie désormais de la marge N-S du proto-Atlantique.

MOTS CLES :

Séquences - Paléobiotope - Paléocéologie - Nodosariidés - Distension - Sédimentation
Macrofaune - Microfaune - Eustatisme - Lias - Jurassique - Cycle Jurassique - Téthys.

Soutenu le 05 octobre 1986 devant la Commission d'examen :

MM. R. MIROUSE,	Professeur à l'Université Paul-Sabatier, Sciences - Toulouse.....	Président
M. DURAND-DE GA,	Professeur à l'Université Paul-Sabatier, Sciences - Toulouse.....	Rapporteurs
R. MOUTERDE	Directeur de Recherches au C.N.R.S. - Faculté Catholique, Sciences - Lyon	
J. REY,	Professeur à l'Université Paul-Sabatier, Sciences - Toulouse.....	
Mme C. RUGET,	Maître de Recherche au C.N.R.S. - Faculté Catholique, Sciences - Lyon	Examinateur
M. J. DELFAUD,	Professeur à l'Université de Pau et des Pays de l'Adour.....	

DEPOT à la Bibliothèque Universitaire en 4 exemplaires.