

**THESE**

présentée à

**L'UNIVERSITÉ FRANCOIS RABELAIS - TOURS**

**U.F.R. DES SCIENCES ET TECHNIQUES**

pour l'obtention du

**DOCTORAT ES SCIENCES**

par

**Jean-Gabriel BREHERET**

---

**L'Aptien et l'Albien de la Fosse vocontienne  
(des bordures au bassin).  
Evolution de la sédimentation  
et enseignements  
sur les événements anoxiques**

---

**I**

SECTION SCIENCES PHARMACIE



D 053 071351 1

soutenue le 5 décembre 1995 devant la commission suivante :

G. BUSSON, professeur au Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris

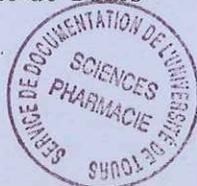
H. CHAMLEY, professeur à l'Université de Lille

H.C. JENKYNS, professeur à l'Université d'Oxford

J.-J. MACAIRE, professeur à l'Université de Tours

D. NOEL, directeur de recherche au C.N.R.S., Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris

J. RASPLUS, professeur à l'Université de Tours



E3568

**THESE**

présentée à

**L'UNIVERSITE FRANCOIS RABELAIS - TOURS**

**U.F.R. DES SCIENCES ET TECHNIQUES**

pour l'obtention du

**DOCTORAT ES SCIENCES**

par

Jean-Gabriel BREHERET

---

**L'Aptien et l'Albien de la Fosse vocontienne  
(des bordures au bassin).  
Evolution de la sédimentation  
et enseignements  
sur les événements anoxiques**

---

**I**

TS-1995-TOUR-4018 (2<sup>e</sup> ex) Vol. 1

soutenue le 5 décembre 1995 devant la commission suivante :

G. BUSSON, professeur au Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris  
H. CHAMLEY, professeur à l'Université de Lille  
H.C. JENKYNS, professeur à l'Université d'Oxford  
J.-J. MACAIRE, professeur à l'Université de Tours  
D. NOEL, directeur de recherche au C.N.R.S., Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris  
L. RASPLUS, professeur à l'Université de Tours



1

**SOMMAIRE**

<b>RESUME</b>	13
<b>AVANT-PROPOS</b>	17
<b>INTRODUCTION</b>	1
<b>1. Le cadre de l'étude</b>	1
<i>Remarque sur l'intervalle Crétacé moyen</i>	
<b>2. L'originalité du Crétacé moyen du point de vue de la sédimentation</b>	3
2.1. <i>Les black shales et produits associés</i>	
2.2. <i>Carbonates/Silicoclastiques</i>	
2.3. <i>La pression climatique</i>	
2.4. <i>L'influence de facteurs géodynamiques internes</i>	
<b>3. Le point de départ de ce travail</b>	6
<b>4. Méthodes d'étude</b>	7
-----	
<b>PREMIERE PARTIE : LES OBSERVATIONS DE TERRAIN</b>	13
<b>1. La série pélagique de bassin</b>	
<b>1.1. Les séries de référence</b>	13
<b>1.1.1. Le Serre Chaitieu</b>	13
Description lithologique	13
<i>Unité 1 à unité 9</i>	
Données biostratigraphiques	13
<i>Macrofaune ; microfaune</i>	
<b>1.1.2. Gaubert (Beaudinard)</b>	21
Description lithologique	
<i>Unité 4 à unité 8</i>	
Données biostratigraphiques	
<i>Macrofaune ; microfaune</i>	
<b>1.1.3. Col de Pré-Guittard</b>	25
Description lithologique	
<i>Unité 9 et unité 10</i>	
Données biostratigraphiques	
<i>Macrofaune ; microfaune</i>	
<b>1.1.4. Col de Palluel</b>	29
Description lithologique	
<i>Unité 9 à unité 15</i>	
Données biostratigraphiques	
<i>Macrofaune ; microfaune</i>	

<b>1.2. Variations latérales</b>	43
<b>1.2.1. Unité 1</b>	43
Disposition type du niveau Goguel : les Sauzeries	
Les résédiments	
<i>Les coulées boueuses ; les slumps ; les turbidites ; rapport des turbidites avec les horizons laminés du niveau Goguel ; les séquences turbiditiques</i>	
<b>1.2.2. Unité 2</b>	53
<b>1.2.3. Unité 3</b>	55
<b>1.2.4. Unités 4 - 8</b>	59
Le remplissage de la Gouttière arnayonnaise	
Des bancs de "guimauve calcaire" : une résédimentation d'ichnoïdes ?	
Le "Grand Slump" et sa position stratigraphique ; les "faisceaux clansayésiens"	
Remarques sur le "Grand Slump"	
Les slumps du faisceau Fromaget	
Des lacunes consécutives aux glissements gravitaires	
Les sédiments autochtones du faisceau Fromaget	
<b>1.2.5. Unité 9</b>	71
<b>1.2.6. Unité 10</b>	79
Intervalle infra-Paquier	
Le niveau Paquier	
Intervalle supra-Paquier	
<b>1.2.7. Unité 11</b>	93
<b>1.2.8. Unité 12</b>	98
<b>1.2.9. Unité 13</b>	107
<b>1.2.10. Unité 14</b>	107
<b>1.2.11. Unité 15</b>	109
<b>1.3. La coupe synthétique des Marnes bleues : série virtuelle</b>	113
<b>1.3.1. L'enregistrement de la sédimentation autochtone pélagique</b>	113
<i>Les considérations qui suivent résument les observations consignées dans les sections 1.1 et 1.2</i>	
Unité 1 : le niveau Goguel	
Unité 2 : le Niveau blanc	
Unité 3 : <i>black shales</i> de l'Aptien moyen : le niveau Fallot	
Unité 4 : marnes rubanées	
Unité 5 : marnes "macrorubanées"	
Unité 6 : faisceau Nolan	
Unité 7 : vire marneuse	
Unité 8 : faisceau Fromaget	
Unité 9 : marnes rubanées fini-aptiennes	
Unité 10 : <i>black shales</i> de l'Albien inférieur	
Unité 11 : marnes silteuses à Inocérames	
Unité 12 : marnes à horizons calcaires délités	
Unité 13 : marno-calcaires et "faisceau michoïde"	
Unité 14 : niveau Breistroffer	

Unité 15 : marnes homogènes de l'Albien supérieur - Cénomaniens basal	
<b>1.3.2. La représentation des différents faciès</b>	118
<b>1.3.3. La distribution des intervalles à couches noires laminées (<i>black shales</i>)</b>	119
<b>1.3.4. La cyclicité dans les Marnes bleues</b>	119
<b>1.3.5. Les ensembles résédimentés</b>	121
<b>2. Les bordures du bassin vocontien</b>	125
<b>2.1. Secteur Nord</b>	125
<b>2.1.1. Dévoluy</b>	125
<b>2.1.2. Vercors</b>	127
<b>2.1.3. Grande Chartreuse</b>	129
<b>2.1.4. Diois septentrional (rive droite de la Drôme)</b>	131
Boulc, les Avondons - les Tatins (synclinal de Glandage-Creyers)	
La Batie-Crémezin : Le Sablon ; les Garennes	
Le Serre Chaitieu (synclinal de Lesches-en-Diois).	
Gigors : Paruel, les Blaches	
<b>2.1.5. Conclusions relatives au secteur Nord</b>	135
<b>2.2. Secteur Ouest</b>	141
<b>2.2.1. Bordure ardéchoise (Bas-Vivaraïs)</b>	141
Le Teil, Viviers	
Vallée de la Tave, Pognadoresse	
Salazac	
Conclusions relatives à la série de la Bordure ardéchoise	
<b>2.2.2. Valentinois méridional (bassins du Roubion et du Jabron 1)</b>	147
Synclinal de Saou	
Le Pas de Lauzens (ou Lausens ou Lauzun)	
Les Cosmes	
Col de la Chaudière (synclinal de la forêt de Saou)	
Pays de Bourdeaux (Nord du synclinal de Dieulefit)	
Roynac	
Sondage de Marsanne	
Eyzahut.	
Allan	
Espeluche (Rochefort-en-Valdaine)	
Clansayes	
Conclusions relatives au Valentinois méridional	
<b>2.2.3. La Lance</b>	163
La Roche-Saint-Secret	
Le Grand Ubac	
Le Célas	
Les Guilles, les Grandes Fontaines	

Col de la Sausse (Est) La Combe de Sauve Les Favières L'Extiallon Châteauneuf-de-Bordette : les Bayles, les Latards Conclusions relatives au secteur de la Lance	
<b>2.2.4. Le Désert méridional (région de Valouse-Saint-Ferréol)</b>	183
Valouse, Le Vigier Valouse, le Ravin de Pissourier Montagne Robert (E Teyssières) Saint Ferréol, Champignol, Le Pouet Conclusions relatives au Désert méridional	
<b>2.2.5. Baronnie Sud-occidentales (l'Ouvèze, le Toulourenc - flanc Nord du Ventoux)</b>	191
Région de Vaison-la-Romaine La vallée du Toulourenc Eygalières La Nible Conclusions relatives aux Baronnie Sud-occidentales	
<b>2.3. Secteur Sud</b>	201
<b>2.3.1. Vaucluse</b>	201
Bédoin, La Bernarde, Les Chalons Région d'Apt Gargas Vallée de la Doua Conclusions relatives au secteur de Vaucluse	
<b>2.3.2. Plateau de Saint-Christol</b>	206
Sault-de-Vaucluse Région de Banon (Sud-Ouest) Est du champ de Banon et Revers de Lure Conclusions relatives au Plateau de Saint-Christol	
<b>2.3.3. Le Sisteronnais</b>	210
Région de Châteauneuf-Val-Saint-Donat : Le Jas de Coeur Ravin de Combelle Salignac, Les Coignets-les Coulets La vallée du Jabron Les Houlettes (près de la maison de Paul Arène) Bévons, la colline du Puy Evolution latérale de la discontinuité Aptien-Albien Conclusions relatives au Sisteronnais	
<b>2.3.4. Vallée du Jabron 2</b>	218
Les Houlettes Bévons, la colline du Puy Evolution latérale des discontinuités aptiennes Conclusions relatives au Sisteronnais	
<b>2.4. Secteur Sud-Est</b>	233
<b>2.4.1. Castellonais et bassin de l'Asse</b>	233
Hyèges Saint-André-les-Alpes	

Blieux, le Pointu, débouché de la Clue (rive droite) Ravin de Terre-Masse Le Bourguet La Palud, Ferme des Bourras Ravin de la Montade, Col de la Craou Plan de Luby Conclusions relatives au Castellonais et bassin de l'Asse	
<b>2.4.2. L'Arc de Castellane</b>	253
Le Sud de l'Arc (de Brovès au Pays niçois) <i>Brovès, la Roque-Esclapon, Château de la Lubi ; Clars ; Escragnolles, la Colette de Clars ; Ferme de l'Embarnier (Ouest de Gourdon) Val Estrech ; Saint-Laurent-de-l'Escarène ; la gare d'Eze Conclusions relatives au Sud de l'Arc</i>	
Vallée du Loup <i>La Haute Valette ; le Castellans d'Andon ; Saint-Pons, le ravin de la Cagnière Conclusions relatives au secteur de la vallée du Loup</i>	
Partie moyenne de l'Arc (haute vallée du Jabron 3), vallée de la Gironde et basse vallée de l'Estéron) <i>La Bâtie de Peyroule, le Fontanil ; les Lattes (Nord du Col de Bleine) Les Sausses ; Sigale (la Chapelle Saint-Joseph) Conségudes ; les Ferres ; le Pont de la Cerise Conclusions relatives à la partie moyenne de l'Arc</i>	
Partie nord de l'Arc (Pic de Chabran, Mont Gourdan, Mont Vial) <i>Vallée de Montblanc ; Saint-Jean-du-Désert ; flanc méridional de l'Anticlinal de Gourdan ; versant méridional de l'anticlinal de Gourdan versant nord de Roccaforte à Vial (rive Sud du Var) Conclusions relatives à la partie nord de l'Arc</i>	
Conclusions relatives à l'Arc de Castellane	
<b>2.4.3. Sud du Dôme de Barrot</b>	272
Sausses, Le Brec Saint-Léger Vallon du Rivet (la Roudoule) Rigaud Lieuche Conclusions relatives au Sud du Dôme de Barrot	
<b>2.4.4. Sud du Mercantour</b>	279
Ilonse (le Fournil, la Combe) Tournefort Montagne de la Madone d'Utelle Sainte-Thérèse-du-Figaret Région de la Bollène-Vésubie Région de Roquebillière Région de Venanson Conclusions relatives au Sud du Mercantour	
<b>2.4.5. Ouest du Mercantour</b>	285
Vallée du haut Var Tête de Meric Roya Col du Pal Demandols (Nord du vallon de Roya)	

Col des Champs, Allos  
Conclusions relatives à l'Ouest du Mercantour

2.5. Secteur Est-Nord-Est	289
2.5.1. Sub-Briançonnais	289
2.5.2. Briançonnais	290
2.5.3. Zone piémontaise	290
2.5.4. Conclusions relatives au secteur Est-Nord-Est	290
-----	
<b>DEUXIEME PARTIE : EVOLUTION DE LA SEDIMENTATION ET CARACTERISATION DES PALEOMILIEUX</b>	293
<b>1. Organisation des dépôts</b>	293
1.1. Deux mots sur les concepts de la stratigraphie séquentielle	293
1.1.1. Séquences de dépôt	294
1.1.2. Unités génétiques	295
1.1.3. Remarques sur les "unconformities"	296
1.2. Eléments de l'analyse	296
1.2.1. Les volumes de matière	296
1.2.2. Les surfaces limites : discontinuités	299
1.2.3. La géométrie	299
1.3. La distribution des sédiments et son interprétation	299
1.3.1. Caractérisation des principales discontinuités ( $\Delta 1$ à $\Delta 15$ )	309
1.3.2. Essai d'interprétation en termes d'épisodes de dépôt Episodes de dépôt 1 à 9	323
1.4. Un schéma d'organisation des dépôts	325
1.4.1. Cycle Aptien	319
1.4.2. Cycle Albien	321
1.4.3. Cycle Vraconien	321
<b>2. Les couches noires à matière organique et leur encaissant pélagique : le contenu minéral et organique</b>	335
2.1. Milieux à oxygénation déficiente et sédiments riches en matière organique	335
2.1.1. Note sur les caractéristiques du degré d'oxygénation des milieux subaquatiques (marins).	337
2.1.2. Les milieux marins à oxygénation déficitaire	338
2.1.3. Rapports entre la richesse en matière organique des couches noires	

et le degré d'oxygénation des eaux de fond	340
<b>2.2. Le lithofaciès des sédiments pélagiques</b>	345
2.2.1. L'ensemble de sédiments	345
2.2.2. Les black shales	347
Un point de terminologie	
Stratification et lamination	
La compaction	
<b>2.3. Composition minéralogique des sédiments pélagiques</b>	353
2.3.1. Les carbonates	353
2.3.2. Le quartz et les phyllosilicates	353
Le quartz	
Les minéraux argileux	
<i>Les smectites ; la glauconie</i>	
<b>2.4. Caractères géochimiques élémentaires (éléments traces)</b>	369
2.4.1. Un rapport à l'hydrothermalisme ?	369
2.4.2. Les éléments traces et le milieu de dépôt	371
2.4.3. L'uranium	375
<b>2.5. Caractérisation de la matière organique</b>	381
2.5.1. Le <i>Rock-Eval</i> , technique analytique	381
2.5.2. Distribution de la matière organique	381
Matière organique et lithologie	
Les types de matière organique	
Degré de maturation de la matière organique	
Validité des données d'analyse	
2.5.3. La matière organique des CRMO et sa signification	397
2.5.4. Eléments complémentaires amenés par une étude géochimique	408
2.5.5. Apports des palynofaciès	409
<b>3. Les couches noires à matière organique et leur encaissant pélagique : traces fossiles et vestiges des organismes</b>	415
3.1. Les <i>ichnofossiles</i>	415
3.1.1. Introduction	415
3.1.2. Problèmes de taphonomie et potentiel de préservation	415
3.1.3. L'ichnofaune des substrats vaseux (" <i>softground</i> ")	417
Ichnogénères <i>Chondrites</i> , <i>Planolites</i> , <i>Thalassinoides</i> , <i>Zoophycos</i> , autres formes	
3.1.4. Ichnofaciès de " <i>softground</i> "	418
3.1.5. Ichnofaciès liés à la sédimentation turbiditique	419
Images du fond marin ; cortège pré-turbiditique (" <i>frozen, tiered profile</i> ")	
Cortège post-turbiditique	
3.1.6. Ichnofaune et conditions d'oxygénation	420

Les traces de l'activité benthique en tant que témoins de l'oxygénation des eaux de fond	
Les traces fossiles, témoins des conditions rédox dans les Marnes bleues	
Structures biogènes et couches laminées riches en M.O.	
Evolution de l'oxygénation des eaux de fond	
Les bois flottés en tant que substrat	
<b>3.1.7. Ichnofaune liée aux arrêts de sédimentation</b>	427
Pauses mineures rythmant l'accumulation sédimentaire	
Discontinuités importantes	
<i>Discontinuités intra-marneuses</i>	
<i>Des structures biogènes</i>	
<i>L'aspect diagénétique</i>	
<i>Discontinuités sur substratum calcaire : le toit du Bédoulien calcaire</i>	
<b>3.1.8. En résumé</b>	431
<b>3.2. Les foraminifères</b>	435
<b>3.2.1. Introduction</b>	435
<b>3.2.2. Foraminifères et bathymétrie</b>	435
<b>3.2.3. Les foraminifères et l'oxygénation des eaux</b>	437
Les populations de foraminifères planctoniques à l'échelle de la formation des Marnes bleues vocontiennes	
<b>3.2.4. Rapports entre les populations de foraminifères et les CRMO</b>	439
L'intervalle Aptien inférieur élevé, le niveau Goguel	
L'Aptien moyen et le niveau Fallot	
L'Aptien supérieur élevé et l'Albien inférieur - moyen	
L'Albien supérieur et le niveau Breistroffer	
<b>3.2.5. Remarque sur l'évolution des foraminifères dans le cadre général du Crétacé moyen</b>	449
<b>3.2.6. Conclusion</b>	451
<b>3.3. Les lamellibranches</b>	455
<b>3.3.1. Introduction</b>	455
<b>3.3.2. Les aucellines</b>	457
<b>3.3.3. Les inocérames</b>	459
<b>3.3.4. Les pectinacées (<i>Variamussium</i>, <i>Entolium</i> et <i>Syncyclonema</i>)</b>	459
<b>3.3.5. Interprétation de la répartition des inocérames et des pectinacées</b>	460
<b>3.3.6. L'horizon à <i>Pinna</i> de l'Albien supérieur</b>	463
<b>3.3.7. En résumé</b>	463
<b>3.4. Les ammonites</b>	467
<b>3.4.1. Distribution verticale et taphonomie des ammonites</b>	467
Les ammonites en "empreintes"	
<i>Disposition stratigraphique des gisements d'ammonites en empreintes</i>	
<i>Manière d'être de ces empreintes</i>	
<i>Nature de la pellicule recouvrant les empreintes</i>	
Les ammonites pyriteuses	
<i>Disposition stratigraphique des ammonites pyriteuses</i>	
<i>Manière d'être des ammonites pyriteuses</i>	
Autres types de fossilisation des ammonites	
<i>Ammonites phosphatées</i>	
<i>Ammonites calcaires</i>	
<i>Ammonites barytiques</i>	

<b>3.4.2. Implication de la présence des fossiles d'ammonites sur la profondeur de dépôt des Marnes bleues</b>	473
<b>3.4.3. L'évolution des populations d'ammonites ; le lien avec les caractéristiques du milieu</b>	473
<b>3.4.4. Remarques sur le niveau Paquier</b>	475
<b>3.5. Les causes des CRMO</b>	479
<b>3.5.1. Introduction</b>	479
<b>3.5.2. Distribution spatiale des CRMO</b>	479
Le niveau Goguel	
Le niveau Fallot	
Le niveau Jacob	
Le niveau Paquier	
L'Albien moyen élevé et l'Albien supérieur basal	
L'Albien supérieur non basal	
Le niveau Breistroffer	
<b>3.5.3. Etude d'une CRMO à l'échelle microscopique : l'exemple particulier du niveau Paquier</b>	487
<b>3.5.4. Les autres CRMO</b>	491
<b>3.5.5. En conclusion</b>	491
<b>4. Les concrétions phosphatées, calcaires et barytiques</b>	495
<b>4.1. Introduction</b>	495
<b>4.2. Les concrétions phosphatées</b>	495
<b>4.2.1. Composition minéralogique et influence de la diagenèse</b>	495
<b>4.2.2. Nodules associés aux CRMO</b>	497
Les concrétions phosphatées des CRMO de l'Aptien inférieur-moyen	
Les concrétions du niveau Goguel et du niveau Paquier	
<b>4.2.3. Nodules liés aux arrêts de sédimentation</b>	498
<b>4.2.4. Essai d'interprétation</b>	499
Pour les nodules associés aux CRMO	
Pour les nodules associés aux discontinuités	
<b>4.3. Les concrétions calcaires</b>	503
<b>4.3.1. Les nodules associés aux CRMO et aux marnes homogènes</b>	503
<b>4.3.2. Les nodules associés aux horizons calcaires délités</b>	505
<b>4.4. Les concrétions barytiques</b>	507
<b>4.4.1. Distribution stratigraphique des concrétions barytiques</b>	507
<b>4.4.2. L'habitus des concrétions barytiques</b>	507
<b>4.4.3. Relations entre les nodules barytiques et l'empilement sédimentaire</b>	509
<b>4.4.4. Apports de la géochimie : composition de l'encaissant sédimentaire des nodules (coupe de Bert)</b>	514
Les conditions de dépôt	
<i>Le sommet des black shales</i>	
<i>Le faisceau de bancs noduleux</i>	
L'origine du baryum	

4.4.5. Apports de la géochimie : composition chimique des nodules barytiques	520
La composition élémentaire des concrétions barytiques	
La composition isotopique du soufre de la barytine	
4.4.6. Essai d'interprétation	524
Remarque sur la tendance isotopique du $\Delta\delta^{34}\text{S}$	
4.4.7. En résumé	526
4.5. Conclusion	526
CONCLUSIONS GENERALES	531
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	537
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	567
ANNEXES & PUBLICATIONS	

RESUME

Les chaînes subalpines méridionales constituent le cadre géographique de cette étude (entre Vercors et Vaucluse, et Ardèche et pays niçois), concernée, du point de vue géologique, par la partie vocontienne du bassin du Sud-Est de la France, entité disposée en marge de l'océan Téthys. Le travail est focalisé sur les sédiments déposés au cours de l'Aptien et de l'Albien (c'est-à-dire entre 120 et 96 MA environ).

L'objectif premier a été la recherche, dans la Fosse vocontienne, de témoignages de "l'événement anoxique océanique" *OAE 1* décrit dans la littérature à partir des séries géologiques d'autres contextes (le concept d'*OAE 1* s'appuie sur la mise en évidence de conditions océanographiques singulières qui ont prévalu au Crétacé moyen à l'échelle globale ; cette période est caractérisée, entre autres, par le dépôt des roches mères pétrolières à l'origine des plus abondants et des plus riches gisements mondiaux). Les investigations menées dans le cadre de ce travail, dans le Sud-Est de la France, ont montré l'existence effective de l'enregistrement d'épisodes se rapportant à un tel "événement" : des couches noires riches en matière organique (ou *black shales*), constituant de potentielles roches mères pétrolières. Dès lors, il importait d'en établir le recensement ainsi que la caractérisation sur le terrain et par des analyses de laboratoire ; les faits rassemblés devant permettre de proposer des éléments pour une reconstitution de leurs conditions de genèse et d'amener quelques nouvelles contraintes quant au concept d'*OAE* et à l'origine des phénomènes d'accumulation de matière organique sédimentaire. Ce travail est donc conçu comme une contribution à la connaissance des couches noires du Crétacé moyen ; l'exemple du bassin vocontien paraissant tout-à-fait susceptible d'apporter, à cet égard, des éléments de réflexion sur d'autres séries géologiques.

Ce travail intègre les grandes composantes sédimentaires et leur agencement spatio-temporel ; il s'appuie sur des observations et considérations multiscalaires. Les données acquises en laboratoire, à l'aide de différentes techniques, et couvrant les aspects minéralogiques, chimiques, paléontologiques, et micro- et nanofaciologiques, complètent et précisent les analyses de terrain.

Les principaux résultats peuvent être énoncés de la manière suivante.

La pile sédimentaire observable à l'affleurement sur environ 800 m d'épaisseur a fait l'objet d'une sorte de dissection qui a permis de montrer le caractère hétérogène des dépôts pélagiques de teinte sombre, qualifiés de Marnes bleues, nonobstant leur apparente monotonie.

Ces dépôts sont constitués du mélange, en proportions variées, de particules détritiques et terrigènes (d'origine continentale), principalement d'argiles et de quartz silteux, de particules biogènes, essentiellement calcaires en provenance du nanno- et du microplancton, ainsi que d'une petite quantité de matière organique d'origine continentale et planctonique ; ils sont consolidés par les effets de la compaction et des minéralisations diagénétiques. Le matériel accumulé représente principalement la conséquence de la décantation depuis les eaux de surface (ou d'interfaces de densité). Au sein de ces dépôts pélagiques, s'intercalent, essentiellement à l'Aptien, de nombreuses couches dont le matériel provient des bordures ou des plates-formes, et qui correspondent à une mise en place gravitaire, par glissement d'ensembles cohérents, coulées de boues, et courants de turbidité. Enfin, l'action de courants de fond est parfois perceptible (par exemple à l'Albien supérieur).

Les corrélations établies à l'échelle du bassin montrent la grande continuité latérale de la plupart des couches de sédiments pélagiques, attestant leur caractère autochtone (non resédimenté). Les variations dans la composition de ces sédiments pélagiques reflètent les fluctuations du détritisme terrigène et les pulsations dans la production planctonique, réglées par les climats et les paramètres océanographiques. Ces variations lithologiques, organisées en cycles emboîtés de haute fréquence, suggèrent que ces caractères du milieu sont contrôlés en grande partie par les paramètres astronomiques de Milankovitch.

C'est dans ce contexte que s'individualisent de nombreuses couches noires laminées, riches en matière organique, comparables aux faciès de *black shales* décrits dans bien d'autres bassins contemporains. Elles diffèrent de l'encaissant notamment par la rareté ou l'absence de bioturbation (traces laissées par les organismes benthiques), et par la pauvreté en faune benthique.

Ces couches noires, constituant des périodites, sont inégalement réparties au sein des Marnes bleues. A part quelques couches isolées, elles se trouvent dans les intervalles stratigraphiques suivants : Aptien inférieur, partie moyenne de l'Aptien moyen, ensemble de l'Albien inférieur et moyen, sommet de l'Albien supérieur. Plusieurs couches noires constituent d'excellents niveaux repères du fait d'un certain nombre de caractéristiques : fissilité, teneur en matière organique, contenu fossilifère. Elles correspondent à la condensation de plusieurs périodites. Trois de ces couches particulièrement remarquables sont nommées niveaux Goguel, Paquier et Breistroffer. La succession lithologique détaillée au sein de laquelle s'inscrivent les couches noires, est présentée dans le chapitre I.1 dévolu à la série pélagique de bassin.

L'étude des bordures, envisagée dans le chapitre I.2, permet de mettre en évidence la disparité de la sédimentation à l'échelle du bassin. Les variations de l'activité sédimentaire au cours du temps, et pour les différents secteurs, sont évoquées. Le travail de terrain a également permis de détecter nombre de surfaces d'arrêts de sédimentation (dont la grande discrétion à l'affleurement est une caractéristique) soulignant des lacunes de durée parfois considérable (plusieurs millions d'années). Leur reconnaissance s'appuie sur les rapports géométriques entre les couches, sur les associations de traces fossiles, mais aussi, et en particulier, sur les produits diagénétiques associés : phosphates, carbonates, barytine, pyrite, glauconie ; ce travail montre que ces concrétions et minéralisations constituent des outils d'un grand intérêt pour détecter les discontinuités stratigraphiques à petite et grande échelle ; le chapitre II.4 leur est consacré. Certains intervalles montrent à l'évidence une sédimentation saccadée, rythmée par des arrêts de sédimentation de faible durée (quelques milliers d'années).

La synthèse de ces données de terrain (chapitre II.1) montre la grande inégalité de la répartition des sédiments dans le bassin et l'existence de lacunes très substantielles détectées, pour certaines, jusque dans les dépôts-centre. Elle permet d'opposer la bordure Sud-Est, sous-alimentée de manière chronique, et caractérisée par de multiples intervalles condensés, à la bordure Nord-Est où l'accumulation sédimentaire (essentiellement détritique terrigène) est notable, particulièrement à l'Aptien, et d'où émanent de nombreux sédiments gravitaires qui comblent des morphologies (connues dans la littérature). La répartition des sédiments est étroitement liée à la physiographie du bassin, contrôlée par la tectonique, et à la configuration des courants.

Les fluctuations de la sédimentation sont décrites en neuf épisodes de dépôt liés à l'approvisionnement sédimentaire et à la structuration du bassin. Ils s'inscrivent dans trois grands cycles transgressifs-régressifs : 1) de l'Aptien inférieur élevé à l'Aptien supérieur élevé ; 2) de l'Aptien supérieur élevé à l'Albien supérieur ; 3) de l'Albien supérieur au Cénomaniens. Ces cycles paraissent refléter des fluctuations géodynamiques dépassant largement le cadre vocontien ; ils porteraient une empreinte eustatique.

Les intervalles qui présentent les couches repères de *black shales* sont disposés dans le contexte transgressif de ces cycles. Les plus caractéristiques coïncident avec des maxima transgressifs. Les observations d'ordre stratonomique et diagénétique, ainsi que les contraintes biostratigraphiques, conduisent à admettre qu'il s'agit de couches condensées (par exemple, le niveau Paquier, d'une épaisseur de l'ordre de 1,50 m (non décompacté), se serait déposé en plusieurs centaines de milliers d'années, durant l'Albien inférieur).

Les couches noires recensées dans la formation des Marnes bleues (dont la caractérisation fait l'objet des chapitres II.2 et II.3) se sont déposées dans des conditions d'oxygénation déficiente comme le montrent les analyses à différents niveaux : rareté de la bioturbation et subsistance de la lamination originelle, rareté, voir absence complète de la faune benthique (macro- et microfaune), richesse en matière organique (mesurée en carbone organique total : COT), concentration en éléments traces (particulièrement V, Ni, Cr, Co, ainsi que Ba). Toutefois, une certaine disparité existe entre ces couches. Notamment : (1) celles qui, assez nombreuses, constituent les ensembles de périodites présentent un contenu modéré en matière organique (de l'ordre de 2 %) légèrement altérée lors du dépôt ; elles témoignent de conditions hypoxiques à suboxiques ; (2) les couches repères dont la lamination est très régulière, la teneur en matière organique élevée (jusqu'à 8 % de COT), dont la fraction amorphe très hydrogénée est abondante, et où les faunes benthiques sont totalement absentes, constituent les témoignages d'anoxie.

Toutefois l'analyse détaillée de ces niveaux, jusqu'à l'échelle des lamines (de l'ordre de 10 à 100  $\mu\text{m}$ ), menée au microscope optique polarisant (lames minces) et au microscope électronique à

balayage, révèle des structures sédimentaires (pellets, microbioturbations) et des assemblages de micro- et nanofossiles variés témoignant du fait que les conditions de production de la matière organique planctonique ainsi que les conditions d'oxygénation des eaux de fond, ont largement fluctué au cours du temps.

Les couches noires, y compris les couches repères particulièrement riches en matière organique, ne constituent donc pas l'enregistrement de conditions complètement anoxiques durant de très longues périodes, mais plutôt d'alternances de phases d'anoxie et de suboxie (voire d'hypoxie) selon des rythmes de l'ordre de la dizaine de milliers d'années, et souvent beaucoup moins.

Dans quelle mesure l'ensemble des couches noires vocontiennes reflètent-elles des événements d'oxygénation déficitaire généralisée ? Une tentative de réponse peut être proposée si l'on procède (chapitre II.3) à des comparaisons avec les séries médio-crétacées déposées en divers bassins répartis sur le globe. Nombre d'entre eux présentent effectivement des *black shales* d'âge aptien et albien coïncidant avec les intervalles mis en évidence dans cette étude, toutefois la précision des corrélations est limitée par le faible pouvoir de résolution de l'outil biostratigraphique (le seul utilisable dans ce cas), de l'ordre de plusieurs centaines de milliers d'années. Le synchronisme du dépôt de la plupart de ces couches ne peut donc être assuré et il serait inexact d'en imputer la cause à une anoxie ou une suboxie à l'échelle globale. Il s'agit plutôt de la réunion de conditions propices à une oxygénation déficitaire qui pourrait se matérialiser sous l'influence de facteurs locaux ou régionaux (tel qu'un confinement hydrologique). A l'échelle globale, une origine climatique modulée par un volcanisme intense, comme le suggère la littérature, mettant en cause un dégagement de CO<sub>2</sub> dans l'enveloppe atmosphère-hydrosphère apparaît probable (ceci dans un contexte où (1) les eaux océaniques, sensiblement plus chaudes que dans la nature actuelle, admettent moins d'oxygène dissous et, (2) la circulation océanique n'est pas alimentée par des eaux froides polaires, du fait de la configuration géographique de l'époque).

Les couches repères individualisées dans le bassin vocontien, particulièrement celles appelées Goguel (Aptien inférieur) et Paquier (Albien inférieur), rapportées désormais aux événements OAE *1a* et *1b* dans la littérature, correspondent à des épisodes d'une durée inférieure au million d'années et pendant lesquels la distribution géographique de couches riches en matière organique est maximale. Par exemple les données bibliographiques montrent que le niveau Goguel est exactement corrélé avec une couche noire, riche en matière organique, dans l'Océan Indien et le Pacifique. Le dépôt de ces *black shales*, en coïncidence avec des maxima transgressifs, pourrait être lié à des épisodes d'activité géodynamique particulièrement intense. A cette échelle également, le synchronisme des fluctuations dans les conditions de production de la matière organique et de sa préservation sur les fonds marins ne peut être assuré. Cependant, à l'échelle d'une entité régionale, l'extension de conditions de milieu similaires peut être attestée, grâce à des corrélations susceptibles d'être établies en assez grand détail. Ceci est montré dans ce travail pour le niveau Paquier dont certaines petites séquences centimétriques sont retrouvées dans des gisements d'Autriche, à plus de 800 km de distance du bassin vocontien, dans le domaine de l'ancienne mer alpine.

Les causes qui seraient à l'origine de cet événement Paquier paraissent être liées à l'ouverture de seuils entre les bassins nord-européens (Hanovre, Paris-Londres) et vocontien (comme le montre la migration de faunes d'ammonites) du fait d'une élévation généralisée du niveau marin. La pénétration d'eaux de salinité différente de celle des eaux alpines auraient induit une stratification stable de la colonne d'eau et ainsi facilité l'anoxie. Mais semblable scénario paraît toutefois difficilement transposable à toutes les couches noires mises en évidence dans la fosse vocontienne, car chacune présente ses propres caractéristiques et se situe dans un contexte spécifique.

\*

## AVANT-PROPOS

Cette étude des dépôts médio-crétacés vocontiens débuta à l'automne 1980. Dès lors, les sortilèges du pays où se révèlent les noires roubines (auxquelles ce travail est pour l'essentiel consacré) s'ajoutèrent à l'intérêt suscité par les problèmes scientifiques.

Les questions relatives à la sédimentation pélagique au Crétacé inférieur passionnaient Mlle D. Noël et M. G. Busson, du Laboratoire de Géologie du Muséum National d'Histoire Naturelle, qui m'avaient auparavant confié la tâche de rechercher des éléments de réponses à leurs interrogations dans le cadre d'un sujet de thèse. Après les premières découvertes de *black shales* dès le début de mon travail sur le terrain, je décidai d'y consacrer l'essentiel de mon effort. A ce choix, Mlle D. Noël et M. G. Busson n'étaient pas étrangers puisqu'ils avaient éveillé mon intérêt au cours de nombreuses discussions, ainsi que de la passionnante réunion scientifique qu'ils organisèrent en 1978 au Muséum National d'Histoire Naturelle à Paris sur le thème "Milieux de sédimentation de schistes bitumineux et de black shales". Je leur sais gré d'avoir orienté mes travaux dans cette direction.

Je ne peux oublier mes premiers pas dans la recherche, esquissés au cours de mon troisième cycle (DEA puis thèse) portant sur les nannofossiles calcaires du Quaternaire de l'Atlantique, premiers pas guidés par Mlle D. Noël. Ayant assumé la direction de ce présent travail, son aide scientifique, sa grande disponibilité, son enthousiasme et son amitié n'ont jamais fait défaut. Elle sut tout mettre en oeuvre pour établir les conditions favorables à l'accomplissement de cette entreprise. Les mots sont si difficiles à trouver pour lui exprimer toute ma reconnaissance.

Comment manifester ma gratitude à M. G. Busson qui m'a accordé tellement de son temps, me faisant bénéficier de son immense culture géologique. Ses conseils m'ont été précieux et je dois beaucoup à sa rigueur intellectuelle, l'acuité de son jugement et sa grande clairvoyance scientifique. J'ai trouvé dans la RCP 459, puis le GRECO 52, l'UA 1209 et la SDI 0189 qu'il pilota, des structures qui ont facilité mon travail des points de vue scientifique et matériel.

Depuis 1980, j'ai trouvé en MM. L. Rasplus et J.J. Macaire, au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences et Techniques de Tours, des collègues et des amis. Ils m'ont toujours offert la possibilité de travailler dans les meilleures conditions, et j'ai particulièrement apprécié leur aide et leurs conseils, ainsi que leur avis sur ce mémoire.

Je suis très honoré que M. H. Chamley, de l'Université de Lille, ait bien voulu examiner ce travail malgré ses charges scientifiques et administratives importantes, ainsi que M. H.C. Jenkyns, de l'Université d'Oxford, dont les travaux de référence sur les événements anoxiques sont bien connus des sédimentologistes. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Sans aucun doute, M. Y. Bodeur, de l'Université de Nantes, n'est pas étranger à l'orientation de mes recherches vers la sédimentologie. Je souhaite lui exprimer toute mon estime pour la haute qualité de son enseignement dont il m'a fait bénéficier ainsi que de nombreux étudiants nantais, pour son talent à rendre la géologie vivante, mais aussi pour son dévouement. Je tiens à l'assurer de mon amitié. C'est à M. J.-P. Margerel que je dois ma découverte de la micropaléontologie, je lui en suis très reconnaissant.

Je souhaite remercier tout particulièrement M. M. Delamette (Université de Genève) pour les déterminations de toutes les ammonites récoltées et son interprétation biostratigraphique, de même que pour la qualité de sa contribution du point de vue géologique. Mais bien davantage, je lui sais gré d'avoir partagé l'aventure vocontienne ; qu'il sache combien j'ai apprécié nos discussions passionnées qui prolongeaient devant un thym chaud nos travaux en commun sur les affleurements. Merci à l'ami "artisan-géologue".

Mme M. Caron, de l'Université de Fribourg (Suisse) m'a guidé dans les arcanes de la micropaléontologie des foraminifères planctoniques. Je lui dois bien des conseils et j'ai apprécié son aide dans les déterminations au début de ce travail, ainsi que son enthousiasme et son amitié. J'ai ensuite bénéficié de l'aide très précieuse de Mme F. Magniez-Jannin, de l'Université de Dijon, pour la détermination des foraminifères planctoniques et benthiques. Je lui en suis profondément reconnaissant.

Cette étude doit aux déterminations de matériel paléontologique de plusieurs spécialistes qu'il m'est un grand plaisir de remercier ici. Mme S. Freinex (Muséum National d'Histoire Naturelle,



Paris) et Mlle A. Dhondt (Université de Mons, Belgique) ont déterminé la malacofaune. Je souhaite également rendre hommage ici à M. J. Sornay (Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris) qui m'a donné un peu de son précieux temps peu avant sa disparition. M. G. Bârale (Université de Lyon 1) a déterminé les restes végétaux, Mme Azéma (CNRS, Meudon) les spores et pollens, Mme S. Secrétant (Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris) les fragments de crustacés décapodes, Mme M. Gayet (Université de Lyon 1) et M. B. Chanet l'ichtyofaune, M. G. Gill (Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris) les coelentérés. Qu'ils en soient vivement remerciés.

Du point de vue de la pétrographie des phosphates, j'ai bénéficié des discussions passionnées avec MM. M. Lamboy (Université de Rouen), M. C. Monty (Université de Nantes), M. Krumbein (Université d'Oldenburg, R.F.A.). Je leur en suis très reconnaissant.

L'étude minéralogique par diffraction des rayons X a largement bénéficié de l'aide de M. J. Lecomte (Laboratoire de physique, Université de Tours), et M. J.-J. Macaire (Laboratoire de Géologie, Université de Tours) m'a piloté dans l'interprétation des cortèges argileux. Qu'ils en soient remerciés.

Mes remerciements vont également à MM. J. Trichet, M. Boudou et P. Albéric (Université d'Orléans) pour avoir guidé mes débuts dans l'étude géochimique de la matière organique, ainsi qu'à M. J.-L. Oudin (CFP, Bordeaux) qui m'a permis d'effectuer une série d'analyses en pyrolyse Rock-Eval.

Ce travail doit beaucoup à M. J. Espitalié (I.F.P., Rueil) grâce à qui j'ai pu procéder à un grand nombre d'analyses Rock-Eval et avec qui j'ai eu le privilège de nombreuses discussions. Je lui en suis extrêmement reconnaissant. Je n'oublie pas MM. F. Marquis et Barsony dont l'aide me fut précieuse.

Je suis redevable à M. B. Alpern (Université d'Orléans) pour m'avoir initié à la pétrographie de la matière organique.

Je dois à M. F. Saupé (CRPG-CNRS, Nancy) l'acquisition de données géochimiques. Je le remercie également pour ses conseils judicieux.

Des analyses (notamment sur les glauconies et les phosphates) ont été pratiquées au microscope électronique équipé d'une sonde EDS, au laboratoire de Géologie de l'Université de Nantes, grâce à M. J.-P. Margerel, et avec l'aide particulièrement efficace de M. A. Barreau ; de nombreuses données ont également été acquises sur l'appareillage du Laboratoire de Géologie du Muséum National d'Histoire Naturelle à Paris, grâce à M. P. Clément. Je leur en suis très reconnaissant.

Les analyses géochimiques des nodules barytiques et de leur encaissant ont été fournies par H. Brumsack (Université d'Oldenburg, R.F.A.) et les données isotopiques du carbone et de l'oxygène des carbonates sont dues à H. Weissert (E.T.H. Zürich, Suisse). J'ai apprécié nos échanges particulièrement fructueux et amicaux.

J'ai toujours reçu un accueil d'une grande qualité ainsi qu'une aide d'une grande efficacité au Service de Microscopie Electronique de l'Université de Tours. Que Mme B. Arbeille, MM. P.Y. Sizaret et D. Ekmedjian et Mme A.M. Carriot soient vivement remerciés.

L'aide technique de M. C. Berthier (Laboratoire de Géologie, Université de Tours), notamment dans la préparation des lames d'argiles, a été particulièrement appréciée.

Les lames minces de facture délicate ont été réalisées par M. P. Castelli (Institut des Sciences de la Terre, Lyon 1).

Bien des problèmes de bibliographie furent résolus grâce à la diligence de Mlle Ballon, Mme H. Langard et Mlle Lotte, à la Bibliothèque Universitaire de l'U.F.R. Sciences à Tours.

La reproduction de ces exemplaires est le fruit du travail de Mmes H. Delaroche, L. Henault et Mlle C. Brothier, ainsi que de M. N. Salmon, du Service de Reprographie de l'Université de Tours.

A bien des occasions j'ai pu apprécier la compétence et l'amitié de Mme P. Cier, secrétaire au Laboratoire de Géologie. Ce travail a aussi bénéficié des services de Mmes M. Saulais, A. Bourguignon, P. Lamouret, Mlles I. Bourmault et C. Roussel, M. G. Millot.

J'ai partagé ces années de travail au Laboratoire avec MM. P. De Luca, P. Cabard et C. Cocirta puis plus récemment avec MM. D. Grimaud et C. Di Giovanni ; plus que des collègues, ils sont devenus des amis.

Je voudrais remercier également A. Cornée dont j'ai apprécié l'aide et l'amitié au Laboratoire de Géologie du Muséum.

La compréhension de la série, le décryptage et l'interprétation des faciès, l'exploitation des données doivent beaucoup aux multiples contacts liés au cours de ce travail. Aussi je voudrais remercier particulièrement MM. et Mmes H. Accarie, F. Amedro, H. Arnaud, A. Arnaud-Vanneau,

B. Beaudoin, R. Coccioni, P.-J. Combes, P. Cotillon, J.-P. Crumière, J.-F. Deconinck, J. Dercourt, Y. Desmaisons, A. Desprairies, J.R. Disnar, G. Dromart, M. Edon, E. Erba, S. Ferry, A. Fischer, K. Föllmi, G. Friès, C. Gaillard, J.-P. Garcia, F. Guillocheau, M. Hanzo, T. Herbert, J.-P. Herbin, T. Holtzapffel, Y. Lancelot, P. Le Strat, J. Lucas, L. Lucas-Prévôt, J.-P. Masse, P.-J. Masse, M. Moullade, J. Mutterlose, O. Parize, J. Philip, I. Premoli-Silva, W. Sliter, C. Ramboz, M. Renard, F. Robaszynski, J.-L. Rubino, R. Tyson, H.R. Thierstein, M. Wilpshaar.

A mes parents qui ont su me communiquer leur esprit de curiosité, m'ont témoigné leur confiance et m'ont offert de suivre des études jusqu'en troisième cycle universitaire,

à Catherine, mon épouse, Joseph, Amandine et Julien, mes enfants, qui ont supporté avec patience mes trop longues absences,

je dédie ce mémoire.

# *Introduction*

## INTRODUCTION

### 1. Le cadre de l'étude

Ce travail est consacré à l'étude des dépôts de la "fosse vocontienne" datés de la partie moyenne du Crétacé (fig. 1).

La "fosse vocontienne" (du nom de la peuplade des Voconces établie dans la région de Vaison-la-Romaine), selon le modèle de PAQUIER (1900), désigne le domaine pélagique individualisé au cours du Crétacé inférieur au coeur du bassin du Sud-Est. Ce concept illustre le contraste qui l'oppose aux domaines peu profonds périphériques, particulièrement au Barrémien supérieur - Aptien inférieur où la plate-forme carbonatée urgonienne (Vercors, Ardèche, Ventoux) a largement progradé vers le centre.

Du point de vue géographique, cette zone s'étend entre la vallée du Rhône et celle de la Tinée. Les limites en sont, dans le sens antihoraire : le Dévoluy, le Vercors, le Bas Vivarais, le Plateau de Vaucluse, le Sisteronais, l'Arc de Castellane, le massif du Mercantour.

Du point de vue paléogéographique, le bassin vocontien se situe sur la marge européenne (marge nord) de l'océan Téthys.

Du point de vue de l'âge, nous considérerons l'intervalle qualifié de "Crétacé moyen" pour reprendre le terme de JACOB (1907, p. 307). Il s'étend, selon cet auteur, de la partie supérieure de la zone à *Deshayesi* au début de la zone à *Rhotomagense* (c'est à dire de l'Aptien inférieur non basal au Cénomaniens moyen). Dans le bassin vocontien, il couvre l'extension du faciès marnes bleues, épaisse formation qui occupe le coeur de bien des structures synclinales. En fait, débutant effectivement avec la zone à *Deshayesi*, la présente étude se limite à la zone à *Dispar* (c'est-à-dire l'Albien supérieur terminal) pour les terrains les plus récents.

La partie pélagique, c'est à dire la formation des Marnes bleues, est au coeur de notre intérêt. Nous considérerons toutefois les dépôts des bordures qui sont parfois très lacunaires.

#### *Remarque sur l'intervalle Crétacé moyen*

JACOB reconnaît en 1907 que "vers le milieu du Système Crétacé se place une période d'instabilité succédant au Néocomien et précédant la transgression cénomaniens [...]. Cette période [...] qui pourrait prendre le nom de Crétacé moyen [...] commence à la partie supérieure de la zone à *Deshayesi* et se termine au début de la zone à *Rhotomagense*", c'est-à-dire s'étend de l'Aptien inférieur non basal au Cénomaniens moyen. Il ne retient pas cette dénomination, car il estime que cette période "a tout au plus valeur d'un grand étage". Précisons à cet égard que les datations géochronologiques disponibles actuellement accordent à cet intervalle une durée comprise entre environ 18 et 28 millions d'années (selon les échelles), ce qui est largement de l'ordre de la durée des sous-systèmes.

Cette expression Crétacé moyen (*Mid-Cretaceous*) est largement répandue dans la littérature depuis trois décennies. Bien qu'elle soit réfutée par KEMPER et WOLFART (1989), son utilisation est toujours de mise. A cet égard, REYMENT et BENGSTON (1990) précisent que cette appellation, n'étant pas agréée par la commission stratigraphique internationale, est consacrée par l'usage tout en présentant une acception souple. Sa raison d'être n'est pas dictée par la volonté d'établir de manière formelle une structure stratigraphique rigide et autorisée. C'est plutôt un cadre pratique reconnu par les géologues qui sont impliqués dans l'étude des événements survenus dans cet intervalle de temps, lesquels événements nécessitent toutefois un positionnement stratigraphique adéquat. C'était l'optique dans laquelle était envisagé le projet international de corrélation géologique PICG 58 "*Mid-Cretaceous Events*". L'expression "Crétacé moyen" admise lors de la réunion du Conseil du PICG de 1974 à Paris, recouvre approximativement l'intervalle Aptien ou Albien à Turonien ou Coniacien comme le précisent REYMENT et BENGSTON (1990).

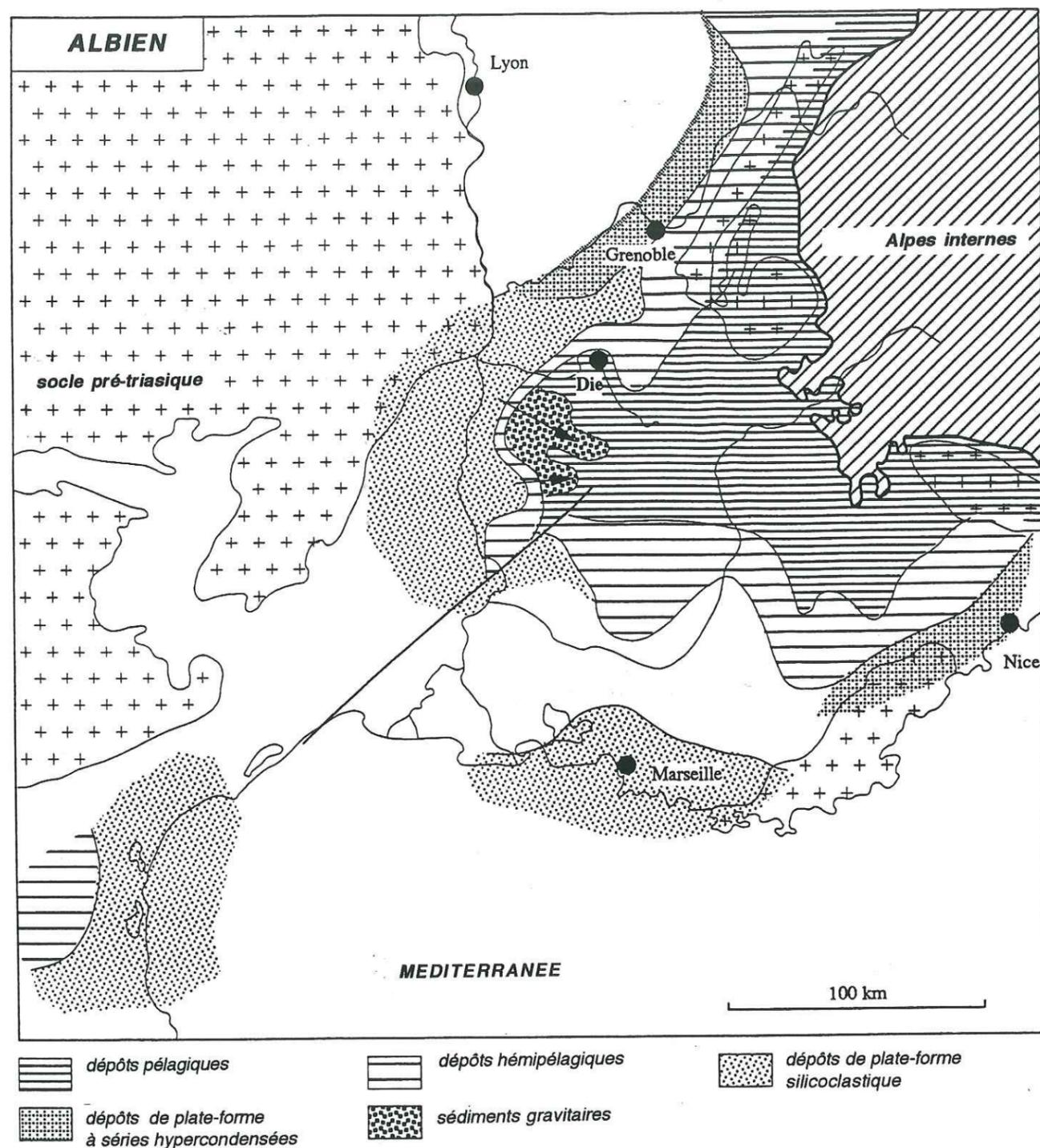


Fig. 1. Le bassin vocontien à l'Albien (d'après ARNAUD et LEMOINE).

## 2. L'originalité du Crétacé moyen du point de vue de la sédimentation

Le "Crétacé moyen" constitue une période singulière au sein du Phanérozoïque, et ce à plusieurs égards : des points de vue de la sédimentation, de l'évolution des organismes vivants, de la géochimie, de la géodynamique.

### 2.1. Les black shales et produits associés

L'une des grandes singularités du Crétacé moyen est la présence en abondance de **sédiments noirs riches en matière organique** ; de tels dépôts sont, comme on le sait, peu abondants dans la nature actuelle. Après les premières découvertes de ces *black shales* effectuées sur la marge américaine (WINDISCH *et al.*, 1968 ; EWING *et al.*, 1969 ; HABIB, 1970), leur importance a été reconnue à l'issue du forage 102 de la campagne 11 ("leg 11") du D.S.D.P. (HOLLISTER, EWING *et al.*, 1972). LANCELOT *et al.* (1972) ont alors supposé une très large extension de ces faciès, hypothèse vérifiée lors de nombreuses campagnes ultérieures, dont les résultats sont l'objet d'une littérature extensive (notamment dans les *Initial Reports* du D.S.D.P. puis de I.P.O.D. et de O.D.P.). De nombreux travaux ont établi la réalité d'une distribution des faciès noirs à l'échelle globale, intégrant non seulement les données des forages océaniques, mais aussi celles des séries exposées sur les continents. Très vite cette large répartition spatiale, mais resserrée du point de vue temporel, a fourni matière à spéculation sur l'origine et la genèse de ces couches et a amené au concept "d'Événement Anoxique Océanique" (*Oceanic Anoxic Event*) avec le célèbre article de SCHLANGER et JENKYNS (1976).

À côté d'autres épisodes reconnus au cours du Phanérozoïque, les événements enregistrés au Crétacé moyen revêtent une extension et une ampleur considérables maintes fois soulignées dans la littérature. Rappelons que les roches mères à l'origine des plus grands gisements d'hydrocarbures se sont formées dans cet intervalle stratigraphique. Ces roches mères sont à l'origine de 29 % des réserves mondiales (KLEMMÉ et ULMISHEK, 1991). Cette période est donc caractérisée par une capitalisation énorme de carbone organique dans les sédiments de nombreux bassins.

En fait, plus précisément, deux périodes, ou "événements anoxiques océaniques", sont différenciées par SCHLANGER et JENKYNS (1976), puis JENKYNS (1980). La première, notée OAE 1, correspond à une large enveloppe qui englobe l'Aptien et l'Albien, la seconde, OAE 2, de relativement courte durée, est centrée sur la limite Cénomanién-Turonien. Comme les travaux plus récents l'ont montré, l'OAE 1 est en réalité émaillée d'épisodes dont la durée est peu ou prou comparable à celle de l'OAE 2 ; ces épisodes qualifiés de "sous-événements anoxiques océaniques" (*Oceanic Anoxic Subevents*) sont notés OASEs 1A, 1B, 1C et 1D (ARTHUR *et al.*, 1990 ; LARSON *et al.*, 1993). Ces événements correspondent à une généralisation des faciès *black shales* dans de nombreux bassins océaniques, ce qui ne signifie pas qu'ils soient enregistrés partout. Par ailleurs, si les événements enregistrés sont contemporains dans la limite de résolution des zonations disponibles, le synchronisme exact des couches qui les composent demeure à établir. C'est, du reste, l'un des buts que s'est fixé le groupe d'étude "Apticore-Albicore" animé par LARSON *et al.* (cf. LARSON *et al.*, 1993).

L'épithète anoxique employé pour définir les événements qui ont émaillé le monde océanique crétacé présente une signification génétique. Il laisse supposer que l'anoxie a affecté les eaux de beaucoup de bassins et se trouve à l'origine des faciès noirs, généralement laminés et riches en matière organique. Bien des auteurs se sont interrogés sur l'origine de tels phénomènes d'anoxie, mettant en cause divers mécanismes : une température élevée des eaux marines, d'où de faibles teneurs en oxygène dissous, une stratification stable des eaux par l'injection d'eaux sursalées depuis des plates-formes continentales (BUSSON, 1984), l'épandage d'eaux dessalées superposées à des eaux de mer normales (ROSSIGNOL-STRICK *et al.*, 1982), des ruptures dans la circulation océanique par formation de seuils (RICOU, 1987). Toutefois, cette hypothèse d'anoxie est remise en question par certains auteurs comme PEDERSEN et CALVERT (1990) pour lesquels une intense production seulement est susceptible de provoquer l'accumulation de couches riches en matière organique. Comme le proposent certains auteurs (par exemple SUMMERHAYES, 1987), la diversité des *black shales* du Crétacé moyen s'accommode probablement de divers mécanismes qu'il convient de déterminer pour chaque cas. Ceci implique notamment la connaissance de la nature de la matière organique contenue dans ces couches noires : algues

planctoniques ou organoclastes continentaux (littérature très abondante à cet égard).

Les séries médiocrétacées présentent des **produits diagénétiques** associés aux couches noires, et qui sont assez caractéristiques.

Le Crétacé moyen est caractérisé par une certaine recrudescence des **phosphates**, sans offrir aucunement pour cela de grands gisements comme ceux du Crétacé supérieur ("géants phosphatés", cf. COOK et McELHINNY, 1979) qui ne coïncident pas avec une sédimentation extensive de couches noires. ARTHUR et JENKINS (1980) remarquent à cet égard que le phosphore peut être retenu avec la matière organique piégée sur les fonds lors des OAE, l'extension considérable des mers épicontinentales étant alors plus favorable à une multiplication de petits gisements. Ils constatent "le développement des hardgrounds phosphatés dans les séries (...) du plateau continental." Dans l'Ouest européen, les phosphates sont effectivement rencontrés sous forme de minéralisations caractéristiques de niveaux condensés, et qui offrent de très faibles épaisseurs. Décrits dès le XIX<sup>ème</sup> siècle et le début du XX<sup>ème</sup> siècle, comme dans le bassin de Paris et le domaine alpin (GANZ, 1912 ; HEIM et SEITZ, 1934), les couches à nodules (bien souvent conglomérats de remaniement) et les encroûtements suscitent à nouveau l'intérêt (cf. travaux de COTILLON, 1971 ; DEBRABANT et PAQUET, 1975 ; GEBHARD, 1984 ; KRAJEWSKI, 1984 ; DELAMETTE, 1989 ; FÖLLMI, 1990 ; FÖLLMI *et al.*, 1994 ; ZIMMERLE, 1994).

Etroitement liés à la vie, les phosphates (sédimentaires) constituent des marqueurs diagénétiques de la productivité des organismes dans l'environnement océanique, mais ils résultent aussi des potentialités d'accumulation pilotées par l'action microbienne (cf. notamment LUCAS et PREVOT, 1984). A cet égard, le lien entre les phosphates et les couches riches en matière organique apparaît de plus en plus évident, comme le montrent, par exemple, les travaux menés sur les sédiments actuels et récents de la marge du Pérou (cf. GARRISON & KASTNER, 1990 ; GLENN *et al.*, 1994), même s'il n'y a pas synchronisme concernant les grands gisements, ainsi que le souligne BUSSON (1984).

D'un autre côté, ces phosphates constituent des couches-repères du point de vue stratigraphique, car, en plus de leur richesse en faune (à l'origine de nombreux travaux paléontologiques et biostratigraphiques), ils occupent des positions-clés dans les séquences de dépôt et sont considérés comme la trace de maximums transgressifs (LOUTIT *et al.*, 1988).

Associée aux couches riches en M.O. et aux phosphates, la **barytine** est peu mentionnée dans la littérature qui traite du Crétacé moyen. Néanmoins sa présence est attestée dans un certain nombre de bassins notamment en Atlantique Nord, en Europe et dans le Maghreb (DEAN et SCHREIBER, 1978 ; PAILLERET, 1983 ; JAUZEIN, 1967, par exemple). La quantité de sulfate de baryum paraît élevée par rapport aux autres intervalles stratigraphiques du Mésozoïque (ses gisements ne sont cependant pas à la même échelle que ceux du Paléozoïque).

La fréquence élevée des sédiments riches en **glauconie** au Crétacé moyen est soulignée par Van HOUTEN et PURUKER (1984). A cet égard, les "sables verts" ou "grès verts", décrits depuis le XIX<sup>ème</sup> siècle, sont largement répandus dans les bassins médiocrétacés de l'Ouest européen (cf. LEYMERIE, 1841-1842, 1846 pour le Bassin de Paris). Mais, le plus souvent, les grains verts y sont remaniés et participent, au même titre que le quartz, à l'édification des dunes hydrauliques qui constituent ces formations.

En fait, le lien génétique entre glauconie et couches riches en matière organique des séries géologiques est suggéré très tôt (HADDING, 1932). Un certain nombre d'exemples sont évoqués dans la littérature. Sur les fonds marins actuels, la glauconie est surtout abondante dans les sédiments noirs localisés au droit des systèmes d'*upwellings* (BURNETT, 1980). Réputée se former lorsque le taux de sédimentation est particulièrement faible, sa genèse est également étroitement contrôlée par les caractéristiques physiques et chimiques (degré de confinement) du milieu (ODIN et MATTER, 1981 ; PARRON, 1989).

Autres minéraux argileux dont l'abondance est remarquée dans les sédiments océaniques de l'Aptien-Albien : les **smectites** (CHAMLEY, 1979), dont les origines sont diverses. Ce sont des minéraux issus de la pédogenèse (détritisme terrigène), de l'altération sous-marine de matériaux volcaniques ou de particules biogènes, ou de l'évolution diagénétique de matériaux terrigènes

(HOLZAPFFEL, 1983 ; THIRY et JACQUIN, 1993).

## 2.2. Carbonates/Silicoclastiques

Une caractéristique fondamentale des sédiments du Crétacé moyen est leur contenu élevé en clastiques terrigènes dans beaucoup de bassins. Cette composition contraste avec les sédiments carbonatés antérieurs. Dans les zones téthysiennes "occidentales", les plates-formes carbonatées à rudistes disparaissent (MASSE, 1989) ; les marges accueillent alors les détritiques terrigènes issus de l'altération et de l'érosion des masses continentales. Ces produits, lorsqu'ils sont soumis à des processus gravitaires, donnent des coulées et slumps argileux et silteux et des turbidites silicoclastiques.

Dans les environnements distaux, les courants dilués amènent la fraction fine composée de minéraux argileux hérités du continent. Ceux-ci se mêlent aux éléments biodétritiques carbonatés et siliceux, donnant des marnes ou des argilites dont les teintes sont variables, mais dont les termes sombres correspondent aux *black shales* (dont la nature et la genèse sont variées). Ces faciès largement silicatés remplacent les sédiments à dominante calcaire du Néocomien, et dont la phase carbonatée est fournie par le nannoplancton : coccolithes et *Nannoconus*. Ces derniers planctons, jusqu'alors (et depuis le Tithonien) extrêmement abondants dans les mers épicontinentales, se raréfient considérablement.

Ces grands changements sont expliqués de plusieurs façons qui ne sont pas nécessairement contradictoires, et peuvent se combiner. 1) Les fluctuations du niveau marin, particulièrement les élévations brutales provoquent l'ennoiement des plates-formes. C'est le "*drowning*" évoqué dans la littérature (SCHLAGER, 1981). Les plates-formes sont subséquemment drapées par le détritisme terrigène. 2) Des apports nutritifs en quantité importante sont incompatibles avec le mode de vie, ou du moins la stratégie adaptative, des organismes climaciques de la plate-forme (bivalves, coelentérés...). Ils sont remplacés par des organismes opportunistes. 3) Des bouleversements climatiques, ayant pour conséquence des changements de température, de salinité... provoquent la disparition des communautés benthiques sur la plate-forme. 4) Des bouleversements climatiques, tels qu'une élévation de la température et de l'humidité, entraînent une altération plus marquée sur les continents et la mobilisation subséquente des phases ioniques et particulières.

## 2.3. La pression climatique

Des changements climatiques, élévation de température et d'humidité sont invoqués par beaucoup d'auteurs qui voient dans la période du Crétacé moyen un renforcement de l'effet de serre (BUDYKO & RONO, 1979 ; BARRON, 1983 ; ARTHUR *et al.*, 1985 ; WEISSERT, 1990). C'est la "*Greenhouse Earth*" selon FISCHER (1982). Ce modèle explique notamment l'abondance des bauxites sur les zones téthysiennes (BARDOSSY et DERCOURT, 1990 ; D'ARGENIO et MIDZENTY, 1991, 1992). Un faisceau d'arguments amenés par différentes méthodes d'approche - modélisation des courants atmosphériques et océaniques (PARRISH et CURTIS, 1982), évolution des flores terrestres (BARRON, 1983, CROWLEY, 1983, SPICER et CHAPMAN, 1990), rapport isotopique de l'oxygène des rostres de bélemnites (SPAETH *et al.*, in ARTHUR *et al.*, 1985), tests de foraminifères (SAVIN, 1982) - permettent de supposer que la période du Crétacé moyen fut l'une des plus chaudes du Phanérozoïque, bien que cette caractéristique n'ait sûrement pas été uniforme sur sa durée somme toute considérable.

Le Crétacé moyen est aussi une période de changements profonds dans la composition des communautés d'organismes. Ainsi c'est à partir de l'Aptien que s'opère le rapide remplacement de la flore à Gymnospermes (plutôt xérophytique) par la flore à Angiospermes (plutôt mésophytique, plus ou moins humide) (HICKEY & DOYLE, 1977 ; LEMOIGNE, 1989). Dans le monde marin, les *Nannoconus* disparaissent pratiquement du plancton (cf. ERBA, 1994), et les foraminifères planctoniques se diversifient et conquièrent le milieu hauturier (CARON et HOMEWOOD, 1982). Ces changements représentent une conséquence probable des modifications de la physicochimie des enveloppes fluides de la Terre.

L'enregistrement stratigraphique du  $\delta^{13}\text{C}$  des carbonates des sédiments pélagiques montre plusieurs pics positifs ("*positive excursions*") dont l'écart dépasse 2 ‰ par rapport à la moyenne (WEISSERT *et al.*, 1985 ; WEISSERT, 1989). Cet écart est interprété comme l'enregistrement

d'une perturbation dans le cycle du carbone, induite par un emballement de la production du phytoplancton et la capitalisation du carbone organique (pauvre en isotope lourd) dans le réservoir sédimentaire du fait des conditions de préservation favorables (pauvreté en oxygène dissous).

La nature et la distribution des sédiments et des organismes sont bien le reflet de conditions climatiques globalement plus chaudes et plus humides que celles de la nature actuelle, ainsi que plus homogènes à l'échelle du globe : le "warm equable climate" de BARRON (1983), même si la formation saisonnière de glace au niveau des pôles est possible, voire probable (FRAKES et FRANCIS, 1990). Dans la zone téthysienne européenne, le climat se rapprocherait de conditions subtropicales.

#### 2.4. L'influence de facteurs géodynamiques internes

Ces faits donnent lieu à des spéculations sur des causes plus générales. La plupart font appel à un accroissement dans l'intensité de l'activité géodynamique, exprimée notamment par un volcanisme intense (ARTHUR *et al.*, 1985), ce qui paraît en effet incontournable (SHERIDAN, 1987). Parmi les hypothèses proposées, celle d'un super-panache mantellique proposée par LARSON (1991a, b) recueille un certain agrément, malgré son caractère spéculatif (GAFFIN, 1992). Elle permet d'expliquer l'énorme afflux de matériaux volcaniques (rides et plateaux) au Crétacé moyen dans le Pacifique (comme le plateau d'Ontong-Java qui représente, par exemple, 25 fois l'extension des trapps du Dekkan). Cette activité géodynamique aurait induit un accroissement de la teneur en CO<sub>2</sub> de l'atmosphère (CALDEIRA & RAMPINO, 1991) qui serait à l'origine d'un renforcement de l'effet de serre. Elle expliquerait les anomalies géochimiques des séries marines, notamment la composition isotopique plus légère du soufre des minéraux sulfatés (des évaporites) : le  $\delta^{34}\text{S}$  s'abaisse de 17 ‰ à 14 ‰ environ. Ce pic, qui se situe vers la limite Aptien-Albien (CLAYPOOL *et al.*, 1980 ; WALKER, 1986), est expliqué par un flux substantiel de sulfures dans les eaux océaniques par voie hydrothermale. De plus, cette activité géodynamique serait à l'origine de la quasi-absence d'anomalies magnétiques ("Long Cretaceous Normal") constatée entre l'Aptien inférieur et le Campanien<sup>1</sup>. Cette intense activité géodynamique, manifestée par la formation de rides et plateaux, l'augmentation du volume des dorsales, expliquerait également la grande transgression du Crétacé moyen dont les "pulsations", selon le terme de GRABAU (1934) repris par SHERIDAN (1963), seraient enregistrées à l'échelle globale.

La géométrie des dépôts atteste effectivement, et semble-t-il à l'échelle globale, une tendance transgressive de l'Aptien au Turonien comme l'ont montré de nombreux auteurs et comme l'ont popularisé HAQ *et al.* (1987). Cette tendance est attestée de LZB 4 à UZA 2 (selon la terminologie américaine, c'est-à-dire : *Lower Zuni* à *Upper Zuni* basée sur les séquences de SLOSS, 1963, dont les noms sont donnés en hommage à des tribus indiennes d'Amérique du Nord).

#### 3. Point de départ de ce travail

Le bassin vocontien recelait-il l'enregistrement de phénomènes globaux tels que les "événements anoxiques océaniques", dont l'ampleur commençait à être entrevue ? C'était l'une des questions principales qui se posait lorsque ce travail a débuté en fin d'année 1980. A cette époque, hormis quelques allusions relatives aux faciès réducteurs des Marnes bleues (RUTTEN, 1953 ; TERMIER et TERMIER, 1954), seule une note de GUERIN et MOULLADE (1979) faisait état du faciès *black shale* qui était alors comparé aux sédiments médiocrétacés de l'Atlantique. Cependant, cette comparaison se fondait sur l'allure générale des sédiments (leur caractère argileux, leur teinte sombre) et s'arrêtait au contenu microfaunique (foraminifères) ; elle ne concernait pas le lithofaciès ou le contenu en matière organique. La note de GUERIN et MOULLADE faisait suite à une réunion sur "les milieux de sédimentation de schistes bitumineux et de black shales" organisée par NOËL et BUSSON au Muséum d'Histoire Naturelle à Paris en décembre 1978, et qui constitue en quelque sorte le point de départ du présent travail. En 1980, PREMOLI-SILVA présentait au Congrès Géologique International de Paris les premiers résultats sur les *black shales* de la série *Scisti a fucoidi* eux aussi déposés à l'Aptien-Albien dans l'Italie centrale (cf. ARTHUR et PREMOLI-SILVA, 1982). Ce domaine, étant relativement peu éloigné de notre zone d'étude (bien

<sup>1</sup> à l'exception de l'ISEA à la base de l'Aptien supérieur et des renversements de la base de l'Albien supérieur.

que correspondant à un contexte téthysien méridional), on pouvait supposer qu'un tel faciès se retrouverait éventuellement dans le bassin vocontien.

Une réponse positive à cette première question appellerait les interrogations suivantes : dans quelle mesure d'éventuelles couches noires présentes dans la série représenteraient la conséquence de **conditions anoxiques** ? expression de **phénomènes locaux** dans un contexte globalement enclin à ce type de sédimentation, **ou bien** expression effective d'**événements globaux** rigoureusement synchrones.

La série était-elle homogène comme le laissait supposer les descriptions de la littérature ou bien présentait-elle une **cyclicité haute fréquence** ? Celle-ci était reconnue depuis fort longtemps dans les faciès à dominante calcaire. Dans le bassin vocontien, NOËL (1968) avait montré, dans le Barrémien supérieur, le caractère originel de ces alternances, issues de l'enregistrement de fluctuations du micro- et du nannoplancton au gré de variations dans les paramètres océanographiques. En 1980, COTILLON *et al.* établissaient des corrélations précises, bancs par bancs, à l'échelle du bassin, dans ces alternances, et vérifiaient la réalité des fluctuations dans la production planctonique qui en sont à l'origine. Des fluctuations dans la sédimentation des *black shales* du Crétacé moyen d'Atlantique avaient été montrées en Atlantique (DEAN *et al.*, 1977). En 1982, grâce à une étude statistique, de BOER montrait que des alternances comparables détectées dans les *Scisti a fucoidi* d'Ombrie pouvaient être imputables aux changements dans l'insolation de la Terre pilotés par les variations dans la rotation de la Terre autour d'elle-même et autour du soleil. Il reconnaissait également des cycles de fréquence élevée dans les marnes bleues vocontiennes. En 1982 DARMEDRU montrait la réalité d'alternances marno-calcaires très faiblement marquées à la base des Marnes bleues (sommet de l'Aptien inférieur), alternances qu'elle interpréta comme l'enregistrement d'oscillations climatiques.

Dans ce travail, la réalité de la présence de couches noires argilo-carbonatées et laminées, autrement dit de *black shales*, s'est imposée dès le premier jour de terrain, et ceci dans l'Albien inférieur et moyen. D'autres couches ont été mises en évidence dans les jours et mois suivants au sein de l'Albien supérieur et de l'Aptien. Alors que les Marnes bleues étaient décrites jusque-là comme homogènes, la cyclicité dans ces faciès de *black shales* ne faisait plus de doute à l'issue de la première campagne de terrain. Les faciès noirs pouvaient être comparés à ceux de l'Italie centrale montrés par PREMOLI-SILVA et à ceux des carottes de l'Aptien-Albien de l'Atlantique décrites par DEAN *et al.* (1977) et que, pour certaines, j'avais eu la possibilité d'étudier antérieurement.

A l'issue de ces premières observations, il a été envisagé de procéder à la reconstitution de l'enregistrement sédimentaire de nature pélagique (ou hémipélagique) sur l'ensemble du faciès marnes bleues développé à l'Aptien-Albien. L'établissement de cette sorte d'éphéméride nécessitait d'esquisser des corrélations entre coupes et à l'échelle du bassin. Des difficultés apparurent dans la mesure où les éléments de datation biostratigraphique étaient rares, les études menées jusqu'alors à des fins biostratigraphiques étant sans rapport eu égard à la précision des corrélations lithostratigraphiques susceptibles d'être établies. En particulier, les faunes d'ammonites pyriteuses (THOMEL, 1960), les foraminifères (MOULLADE, 1966) et les nannofossiles calcaires (THIERSTEIN, 1973) ne pouvaient être positionnés sur un cadre lithostratigraphique qui n'était pas précisément établi, car, contrairement aux formations alternantes comme celles du Néocomien, ces travaux considéraient les Marnes bleues comme homogènes (avec de rares niveaux-repères). Finalement, malgré les nombreuses études menées depuis le XIX<sup>ème</sup> siècle jusqu'à 1980, la série était encore relativement peu connue du point de vue lithologique et le cadre biostratigraphique demeurait à établir de manière plus rationnelle. C'est la raison pour laquelle il a paru judicieux de reprendre, au moins pour partie, l'étude de la série de ces points de vue. Toutefois, l'établissement d'un cadre biostratigraphique ne constituant pas une finalité pour notre entreprise, envisagée dans l'optique évoquée plus haut, il a été considéré uniquement comme un outil de corrélation. C'est la raison pour laquelle, l'ouvrage ne comporte pas de chapitre particulier dévolu à cette question. Il a été le plus largement possible tenu compte des données de la littérature auxquelles nous avons joint les nôtres (ammonites, foraminifères, nannofossiles calcaires). Les ammonites récoltées en de nombreux gisements ont été étudiées par DELAMETTE ; elles sont déposées au Muséum d'Histoire Naturelle de Genève.

Une tentative pour replacer les couches noires dans l'évolution de la dynamique sédimentaire du bassin a été menée. La démarche, intégrant les données de terrain et de laboratoire, s'est nourrie de l'abondante littérature publiée ces dernières années sur la stratigraphie séquentielle ;

dans le cadre vocontien, elle a notamment bénéficié des avancées exposées dans les travaux de FRIES (1986).

#### 4. Méthodes d'étude

Les méthodes mises en oeuvre pour cette étude impliquent un travail de terrain qui porte essentiellement sur la partie pélagique du bassin vocontien. De nombreuses coupes ont été levées dont quelques unes en assez grand détail. Le réexamen d'un certain nombre d'entre elles s'est avéré une nécessité au cours de différentes campagnes de terrain. C'est d'abord dans la logique d'un affinement progressif dans l'observation. D'autre part, certains objets, notamment les nodules de différentes natures, sont devenus de véritables outils au sein d'une série qui est, somme toute, assez homogène du point de vue des faciès. Enfin, l'importance des lacunes étant devenue évidente, même dans ce contexte pélagique, la traque des surfaces d'arrêt de sédimentation qui sont parfois d'une extrême discrétion a été menée.

Les observations ont été poursuivies en laboratoire et à diverses échelles : loupe binoculaire, microscope optique (microscope polarisant Leitz), microscope électronique à balayage (M.E.B.) JEOL S.M. 35 (Service de microscopie électronique de l'Université François Rabelais) ; microscope électronique à balayage JEOL S.M. 35C, équipé d'une sonde E.D.S. EG & G ORTEC System 5000 (Laboratoire de Géologie du Muséum National d'Histoire Naturelle (M.N.H.N.), Paris).

Les phases minérales ont été mises en évidence par diffraction des rayons X sur l'appareil RIGAKU, monté avec une anticathode au cuivre. La méthode classique des poudres a été utilisée pour diagnostiquer les espèces minérales sur roche totale ou sur des échantillons ponctuels, fragments de nodules, de fossiles, glauconie isolée. Les cortèges de minéraux argileux ont été étudiés selon la technique des préparations orientées détaillée par MACAIRE (1981), technique qu'il a développée au Laboratoire de Géologie des Systèmes Sédimentaires de l'Université François Rabelais. La fraction inférieure à 10  $\mu\text{m}$  a fait l'objet de trois essais en routine : normal, chauffé et glycolé.

Les teneurs en calcaire ont été établies à l'aide d'un calcimètre Bernard.

Les analyses de matière organique ont été menées à bien sur l'appareil Rock-Eval II (certains échantillons ont été analysés sur le Rock-Eval III, encore appelé *Oil Show Analyser* ou OSA, version simplifiée du Rock-Eval II), au Laboratoire de Géochimie de l'Institut Français du Pétrole (I.F.P.). Cette caractérisation permet d'obtenir la teneur en carbone organique total (COT), un paramètre de maturation, le T<sub>max</sub>, et des indices se rapportant à la nature de la matière organique selon sa richesse en chaînes hydrocarbonées ou en cycles aromatiques, à savoir l'index d'hydrogène (IH) et l'index d'oxygène (IO). La méthode et les applications sont développées dans ESPITALIE *et al.* (1985-1986). Des préparations palynologiques, sur du matériel de l'Aptien supérieur et de l'Albien inférieur, ont été confectionnées et étudiées par AZEMA (CNRS, Meudon).

Les analyses élémentaires sur les glauconies (obtenues par séparation magnétique (Franz) et tri manuel) et les phosphates ont été obtenues selon le système EDS couplé au M.E.B. au Laboratoire de Géologie du M.N.H.N.

D'autres analyses chimiques ont été obtenues auprès du service EDTA du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C.R.P.G.) à Vandoeuvre-lès-Nancy, et sous la responsabilité de SAUPE. Les analyses portant sur les nodules barytiques et leur encaissant sédimentaire ont été acquises par BRUMSACK à l'Institut de Géochimie de Göttingen puis de Oldenburg (R.F.A.).

L'ouvrage se compose d'une première partie (volume I) dévolue à la présentation des observations de terrain, du centre puis des bordures. La deuxième partie (volume II), exploitant données de terrain et études de laboratoire, fournit des éléments d'interprétation ; elle s'appuie sur l'ensemble des articles publiés sur ce sujet et qui sont placés en annexes (volume III). Une conclusion, en fin du volume II, reprend les faits saillants exposés dans ce mémoire.

✱

## LISTE DES ABREVIATIONS UTILISEES DANS LE TEXTE ET SUR LES FIGURES

### Couches-repères de la formation des marnes bleues

**B** niveau **Breistroffer**, intervalle de marnes rubanées, à fréquents délits calcaires, comportant neuf passées laminées, riches en M.O., dont certaines sont riches en tests aragonitiques écrasés d'ammonites ; elles peuvent être uniques (ex. BR 1) mais aussi former des doublets ou triplets (ex. BR 2) ; âge Albien supérieur terminal ou Vraconien (zone à *Dispar*).

**BR 1 à 9** horizons laminés du **niveau Breistroffer**.

**DC 1 à 5** **délits calcaires (calcaires délités)**, répartis dans l'ensemble des marnes rubanées de l'unité 9 (Clansayésien terminal).

**EN 1 à 5** **ensembles noirs**, séries (entre 1 et 4) de couches noires pluricentimétriques, localisées au-dessus du niveau Goguel, vers le sommet de l'Aptien inférieur (base des marnes claires assez calcaires du faisceau du niveau blanc, livrant *Schackoina cabri*).

**F** **niveau Fallot**, intervalle de marnes rubanées comportant quatre horizons laminés riches en M.O., d'âge Aptien moyen (zone à *Subnodosocostatum*).

**FA 1 à 4** horizons laminés du **niveau Fallot**.

**FL** horizon condensé de la base de l'Aptien supérieur

**FR** **faisceau Fromaget**, constitué d'alternances marno-calcaires du Clansayésien ; ensemble de bancs calcaires riches en *Hypacanthoplites* et considéré par certains auteurs comme limite entre Aptien et Albien (zone à *Jacobi*).

**FR 1 à 7** bancs maîtres du **faisceau Fromaget**.

**G** **niveau Goguel**, formé de quelques couches laminées riches en M.O., d'âge Bédoulien terminal (zone à *Deshayesi*).

**GO 1 à 6** horizons laminés du **niveau Goguel**.

**HN 1 à 30** **horizons noirs**, couches d'argilites ou de marnes laminées, riches en M.O., uniques, ou plus souvent en doublets ou en triplets, réparties dans l'unité 10 des *black shales*, à l'Albien inférieur-moyen.

**J** **niveau Jacob**, doublet d'horizons laminés riches en M.O., à nombreux tests d'ammonites aragonitiques écrasés (notamment *Hypacanthoplites*) s'inscrivant dans un intervalle de marnes rubanées situé au toit du faisceau Fromaget et d'âge Clansayésien (zone à *Jacobi*).

**K** **niveau Kilian**, horizon métrique d'argilite noire, à lamination discrète, modérément enrichi en M.O., à rares ammonites (*Hypacanthoplites*) et aucellines de l'Aptien supérieur élevé (Clansayésien terminal).

**L** **niveau Leenhardt**, doublet d'horizons laminés riches en M.O., à fréquentes concrétions phosphatées, fréquents tests de *Birostrina concentrica* et débris de squelettes de poissons, d'âge Albien inférieur élevé (zone à *Mammillatum*).

**NB** **Niveau blanc**, faisceau de bancs et délits calcaires assez clairs (FRIES, 1985), d'âge Aptien inférieur terminal, et correspondant assez exactement avec l'extension verticale de *Schackoina cabri* ; très généralement employé de manière restreinte pour désigner le doublet de bancs calcaires situé au centre du faisceau.

**NC 1 à 4** **niveaux clairs**, ensemble des délits calcaires (calcaires délités) formant le sommet du faisceau du niveau blanc, correspondant à l'extrême sommet de l'Aptien inférieur.

**NN 1 à 4** **niveaux noirs**, doublets de bandes sombres, voire noires, se succédant sur une dizaine

de mètres au-dessus du faisceau du niveau blanc et à la base de la série des marnes sombres rubanées de l'Aptien moyen ; le premier est le mieux repérable et marque l'assombrissement des marnes, il correspondrait à ce que certains auteurs appellent le "changement de couleur" ; le terme de "Niveau noir" est généralement employé de manière restrictive pour désigner le premier doublet, matérialisant le changement de couleur.

**NNC 1 et 2 niveaux noirs calcaires** ; ces deux couches assez indurées, notablement calcaires, interstratifiées dans les marnes rubanées, font suite aux "niveaux noirs" ; à leur différence, ils matérialisent une légère reprise de la sédimentation carbonatée ; NNC 2 représente le "niveau à touffes" de FRIES (1985) ainsi appelé à cause du nombre important de végétaux qui s'y développent en plusieurs affleurements.

**NO faisceau Nolan**, constitué d'alternances marno-calcaires, de la base du Clansayésien ; compte tenu des observations actuelles, il paraît représenté dans son intégralité uniquement à Gaubert. Dans quelques affleurements de l'Ouest du bassin ce sont quelques bancs espacés.

**NO 1 à 8** bancs maîtres du **faisceau Nolan**.

**P niveau Paquier**, couche repère de marne laminée riche en M.O., au débit de schiste-carton, à nombreux tests aragonitiques écrasés d'ammonites (*Leymeriella*), d'âge Albien inférieur (zone à *Tardefurcata*).

**PA 1 à 18** séquences sédimentaires dont l'empilement constitue le **niveau Paquier**.

**p.v.** "petite vérole", banc calcaire pénétré d'un dense réseau de *Chondrites* sous un horizon de ralentissement de la sédimentation, uniquement observé dans les affleurements situés au pied du Risou (PAL et BIC, synclinal de Rosans), d'âge Albien supérieur (sommet zone à *Orbigny*).

### Les resédiments

**CL 3 et 4** coulées boueuses (à blocs).

**G 1 à 9** grès ; ensembles de turbidites importants et *grain flows*.

**P 1 à 7** plaquettes gréseuses ; ensembles de turbidites de faible épaisseur.

**S 1 à 8** slumps (matériel pélagique ou issu de la plate-forme).

**U 1 et 2 uniftes** ; ces couches d'argilite noire pluri-centimétriques sont interprétées comme des turbidites boueuses formant la cicatrice de slumps (exemple : Aptien moyen élevé ou "Gargasien" du Serre Chaitieu).

### Autres

**F.C.A.** faisceau de cinq alternances

**M.O.** matière organique

**C.R.M.O.** couches riches en matière organique

### LEGENDE DES FIGURES

	marnes rubanées bioturbées		marnes glauconieuses
	marnes bioturbées		concrétions calcaréo-phosphatées
	calcaires (c. détaillées)		concrétions pyriteuses
	calcaires		concrétions barytiques
	calcaires argileux		conglomérat phosphorique
	délits calcaires argileux		oolithes ferrugineuses
	calcaires en miches		discontinuités simples
	miches calcaires en manchon autour de terriers		surfaces durcies à perforations
	boulets calcaires ichnoïdes		fonds cohérents (type Thalassinoides)
	colonnaires ichnoïdes		fonds cohérents (type Chondrites)
	marnes silteuses		turbidites
	sables argileux bioturbés		turbidites de faible épaisseur
	argiles sableuses bioturbées		turbidites massives (grain flows)
	calcaires silteux		sphéroïdes diagénétiques
	grès calcaires		turbidites à pulsations
	marnes laminées, riches en M.O. (black shales)		slumps
	marnes laminées (c. détaillées)		coulées boueuses à blocs olistolithes
	marnes laminées et turbidites interstratifiées (c. détaillées)		strates à lamination oblique
	spongolithes		auges, sable siliciclastique
	marnes tectonisées, à filonnets calcitiques		auges, sable bioclastique
	perturbation due à la tectonique		couches de tempête
	L.0 lacunes d'observation		
	m.1. mauvaise lisibilité		

Tableau 1

SYMBOLES DES FIGURES

Tableau 2

	sables en strates à lamination oblique		discordance stratigraphique, matérialisant un hiatus
	rides sableuses lenticulaires		arrêt de sédimentation : surface durcie ou fond cohérent
	lamination pélagique plan-parallèle		
	sables à litage horizontal	⊙	ammonites
	marne laminée resédimentée	△	rhyncholites
	intense bioturbation	∩	bélemnites
	turbidites	X	bivalves
	turbidites pyritisées	^	aucellines
	turbidites à nombreux phosphoclastes	n Ω	Pectinacées
	calciturbidites	▽	Birostrina sulcata/subsulcata
	turbidites silicoclastiques (lorsque précisé)	⊙	Birostrina concentrica
	unifites	♂	gastéropodes
S	slumps	⊙	serpules
	couches de tempête	⊖	oursins
	tempestites ou turbidites ?	⊙	entroques
Φ	nodules calcaires ichnoïdes	⊙	bryozoaires
◆	concrétions pyriteuses	⊙	orbitolines
○	concrétions phosphatées	↘	rameaux de Frenelopsis
⊖	concrétions phosphatées laminées (dans couches riches en M.O.)	↙	bois flottés
□	concrétions calcaires et phosphatées	≡	stromatolithes
●	nodules phosphatés noirs remaniés		squelettes de poissons
☆ *	concrétions barytiques	F	fossiles abondants
x x x x x	glaucanie, nombre en fonction de l'abondance dans le sédiment	LN	laminés à Nannoconus (n. Paquier)
		Ch	Chondrites
		Z	Zoophycos
		T	Thalassinoïdes

*première partie :*

# *les observations de terrain*

*La série pélagique  
de bassin*

*1.1. Les séries de référence*



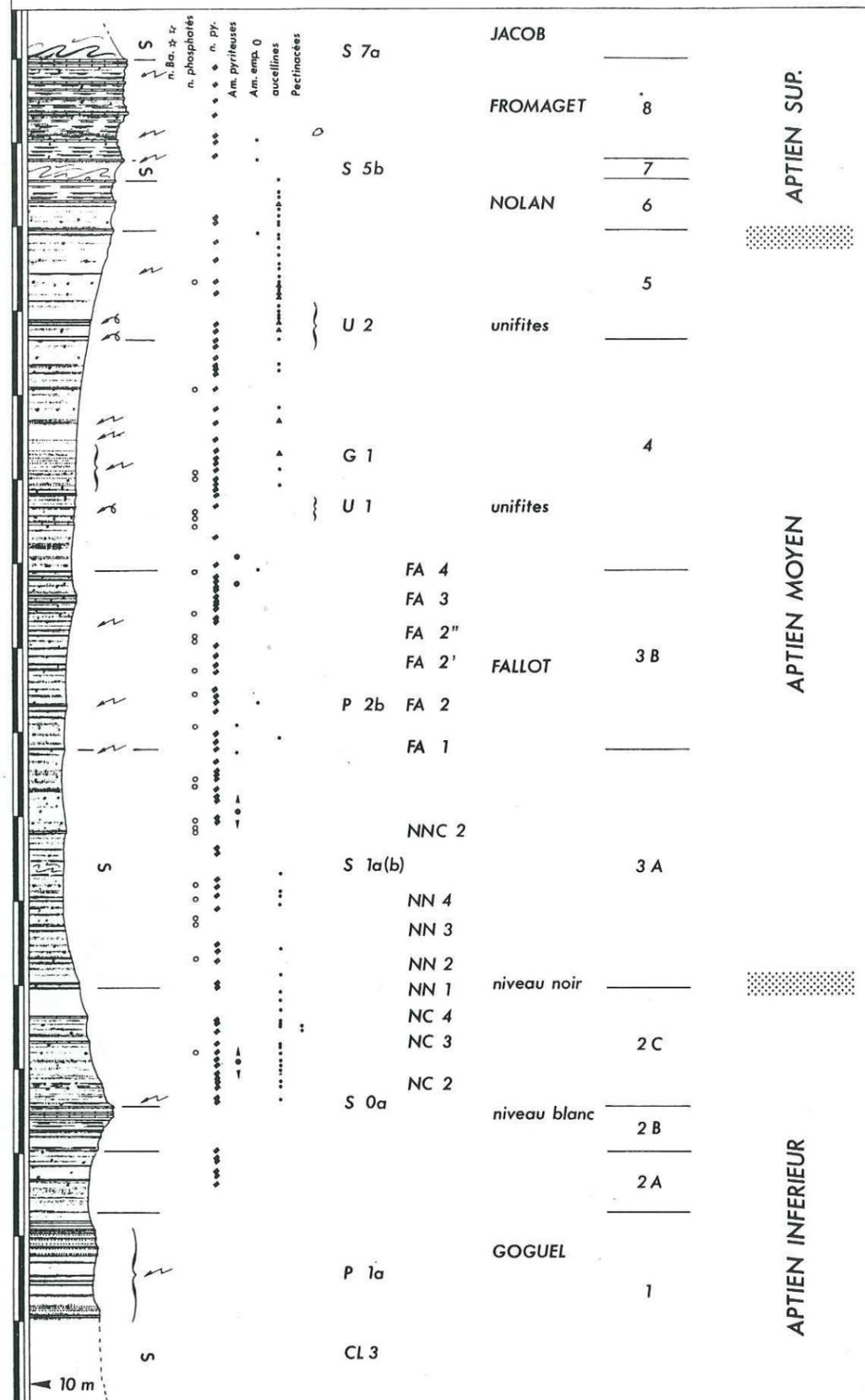


Fig. 2. Le Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois). Lithostratigraphie. Légende des symboles et figurés : cf. tableaux 1 & 2.

à blocs de calcaires bédouliens, épaisse de quelques mètres, qui semble localisée très près du contact (corrélée avec CL 3 ; FERRY, 1987 ; cette étude, voir plus bas).

**Unité 1** (12 m). La série observable débute par une douzaine de mètres de marnes et argilites gris sombre ou beige-verdâtre foncé le plus souvent homogène, sans bioturbations décelables. Deux intervalles d'argilites laminées se rencontrent. Ils sont structurés en de multiples passées centimétriques et admettent de nombreuses fines turbidites le plus souvent millimétriques mais parfois centimétriques (P1), calci- et silicoclastiques (l'une d'elles est particulièrement riche en phosphoclastes). De rares empreintes d'ammonites ainsi que des écailles de poissons ont été observées dans ces passées. L'ensemble de cet intervalle, retrouvé dans tout le bassin, a été nommé **niveau Goguel** (BREHERET, 1988) (cf. pl. 1). L'une des passées laminées correspond au "sapropèle S1" de FRIES (1986) et FRIES et BEAUDOIN (1986).

**Unité 2** (26 m). Les marnes sus-jacentes deviennent plus claires, et sur 14 m environ leur contenu en calcaire augmente graduellement jusqu'à engendrer un faisceau de bancs calcaires ; leur teneur en calcaire décroît ensuite sur une douzaine de mètres. Trois intervalles peuvent être distingués. **L'intervalle marneux inférieur (2 A)**, où le rubanement est créé par l'alternance de termes foncés plus ou moins homogènes et de termes plus clairs, beige-verdâtre, présente quatre horizons d'argilites sombres vaguement fissiles. Les deux premiers, pluridécimétriques sont espacés de 1,50 m. Deux mètres au-dessus, les deux autres, décimétriques, forment un doublet. **Le deuxième intervalle (2 B)** correspond à un faisceau alternant. Les trois premiers mètres sont constitués de bancs calcaires fins plus ou moins bien individualisés alternant avec des marnes bioturbées et trois horizons noirs homogènes décimétriques. Au sommet, un doublet de bancs calcaires assez durs forme un horizon repère : il s'agit du **Niveau blanc s. stricto** (cf. pl. 2, fig. 1) ainsi nommé par FRIES *et al.* (1985). **Le troisième intervalle (2 C)** correspond à des marnes claires bioturbées et rubanées. Il débute par un triplet de petits délités calcaires décimétriques suivis d'un banc plus épais que recouvre un slump S 0a atteignant localement jusqu'à trois mètres d'épaisseur. Il est surmonté d'une calciturbidite d'épaisseur pluricentimétrique à nombreux galets mous, et dont le toit perforé correspond à une surface semi-indurée (*firmground*), avec des traces de *Rhizocorallium*, ainsi que des tubes verticaux. Ces observations suggèrent que cette turbidite fut enfouie sous une petite épaisseur de marne et ultérieurement dégagée par un courant ; cet épisode érosif induisit l'exhumation de la surface de la turbidite alors légèrement diagénétisée. Latéralement, cette partie de la coupe entre le doublet du niveau blanc et la calciturbidite diffère par la disparition des délités calcaires en partie ou en totalité, et l'absence possible du faisceau marno-calcaire contourné (S 0a). D'autres coupes (ex. Saint-Jaume, cf. *infra*) permettent de montrer qu'il manque une petite épaisseur de marne englobant un délit calcaire (noté NC 1). Deux mètres au-dessus de la calciturbidite, un doublet de délités calcaires décimétriques s'individualise (NC 2), puis plusieurs mètres plus haut deux bancs espacés de trois mètres terminent cet ensemble (NC 3 et NC 4). Les ammonites pyriteuses sont fréquentes, ainsi que des nodules pyriteux et des nodules calcaréo-phosphatés, ces deux types de concrétions étant développées sur des terriers. Quelques auctellines sont réparties dans cet intervalle ; elles disparaissent au sommet.

**Unité 3** (50 m). Sur cinquante mètres, les marnes deviennent plus sombres et plus homogènes. Deux intervalles sont observables. **Le premier intervalle (3 A)** débute avec un doublet sombre, le **Niveau noir** (NN 1) nommé par BREHERET et DELAMETTE (1987) (cf. pl. 2, fig. 2). Il ne doit pas être confondu avec le "changement de couleur" de RUBINO (1989) (cf. *infra*). Les marnes qui suivent sur environ 25 m sont rubanées. Dans les seize premiers mètres, on remarque, régulièrement espacés dans le sédiment rubané, trois horizons clairs décimétriques, en sandwich entre deux couches sombres, répliquant en quelque sorte le niveau noir. Ils sont notés NN2 à NN4. Un slump marneux (S 1) interrompt cette succession au-dessus de NN 4. Trois mètres au-dessus de S1 se trouve une induration calcaire (NNC 2) avec fréquents nodules phosphatés, puis viennent dix mètres de marnes monotones présentant une dizaine de couples clair-sombre. Quoique variable, la bioturbation est omniprésente. Une turbidite de quelques millimètres est intercalée au sommet du "niveau clair". Les nodules pyriteux ainsi que les nodules calcaréo-phosphatés centrés sur des terriers sont fréquents. Beaucoup des nodules calcaréo-phosphatés paraissent localisés dessous, ou bien à la base, de niveaux sombres. De rares bivalves et bélemnites se rencontrent, et enfin, au-dessus du délit calcaire supérieur quelques ammonites pyriteuses.

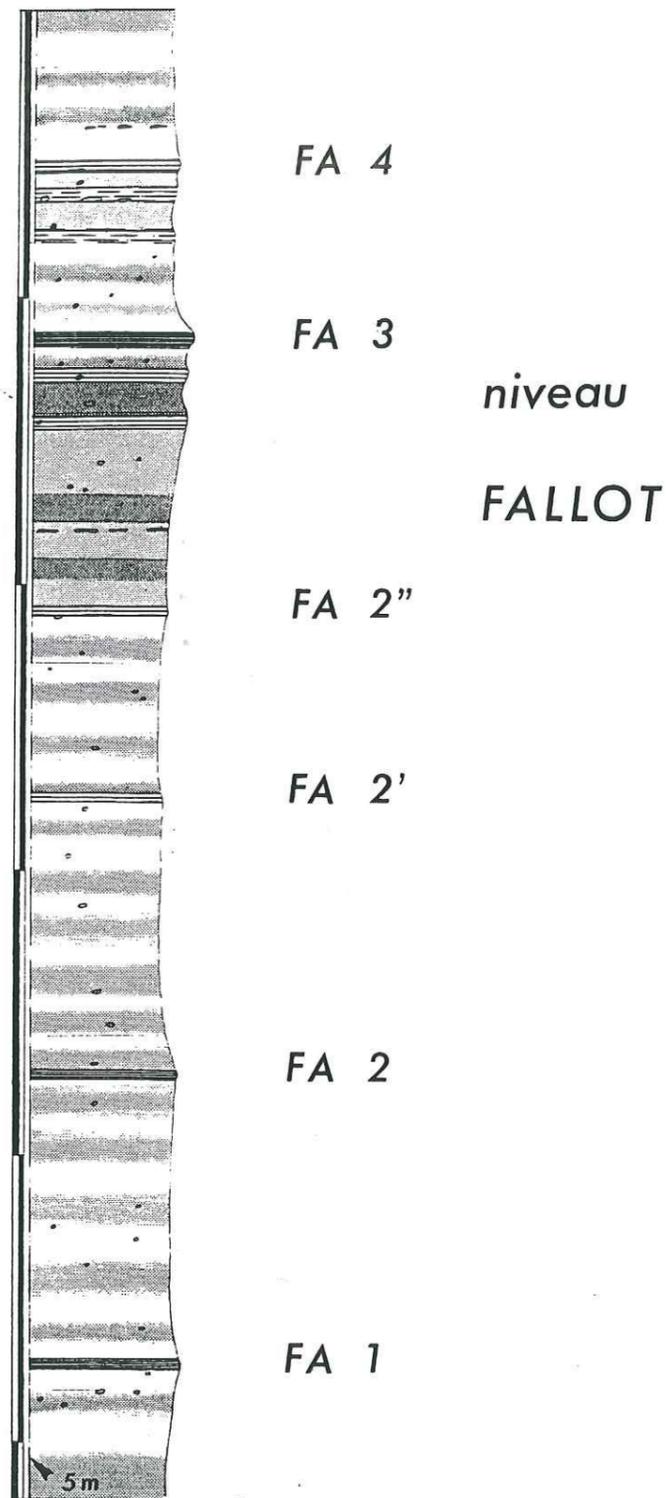


Fig. 3. Le niveau Fallois (Aptien moyen). Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois).

Le deuxième intervalle (3 B) de 22 m d'épaisseur se caractérise par un meilleur contraste dans le rubanement et par l'existence d'horizons laminés dont l'ensemble est appelé **niveau Fallois** (BREHERET et DELAMETTE, 1987) (fig. 3 ; pl. 3, fig. 1). Quatre horizons principaux, notés FA 1 à FA 4, se distinguent par leur fissilité et leur teinte noire. Deux horizons sombres, plus discrets, s'intercalent entre les FA 2 et FA 3 ; ils sont notés FA 2' et FA 2''. Cinq à six bandes sombres, alternant avec des termes gris-beige verdâtre plus clairs, où la bioturbation gris foncé est mise en valeur, s'intercalent entre ces horizons. Par ailleurs, l'horizon FA 2, mais surtout les horizons FA 3 et FA 4, forment des triplets du fait que, dans ces cas, les deux bandes sombres sous-jacentes sont relativement bien marquées. L'ensemble est largement bioturbé (*Planolites*, *Chondrites*), et il n'est pas rare de trouver des réseaux de *Chondrites* dans les horizons noirs et laminés. Les nodules calcaréo-phosphatés, mais surtout les nodules pyriteux centrés sur des terriers, sont assez fréquents. On note entre FA 2 et FA 3 quelques galettes pyriteuses à l'aspect granuleux. Du fait de leur fréquence particulière dans l'unité sus-jacente, nous en présenterons une interprétation dans le paragraphe suivant. Les ammonites pyriteuses sont abondantes entre les horizons FA 3 et FA 4. Les empreintes d'ammonites sont très rares et mal préservées dans les laminites qui livrent par ailleurs quelques débris de squelettes de poissons (notamment FA 2).

**Unités 4-6, 8** (60 m). Etant donné l'intérêt historique et la richesse d'information que livre la coupe du Serre Chaitieu, nous poursuivons notre description, nous réservant d'explicitier par la suite le découpage proposé. En effet, la caractérisation des unités lithologiques qui forment le sommet de la série observable en ce site est relativement complexe (d'où le chapeau de ce paragraphe). Nous en saisissons ultérieurement la signification grâce à l'étude de la coupe de Gaubert, ainsi qu'aux corrélations établies avec d'autres sites.

Au-dessus du Fallois, des marnes légèrement plus claires se développent sur environ 40 mètres (fig. 4). A la base, et sur 9 m, une récurrence carbonatée s'observe ; deux délits calcaires, séparés de 3 m, s'individualisent. Entre ceux-ci, on remarque la présence de deux passées d'argile noire homogène (1 et 4 cm) séparées par 1 m de marne bioturbée. Leur base est nette, mais vers le haut, elles passent assez progressivement à la marne bioturbée. Les nodules pyriteux sont relativement fréquents, notamment juste sous la deuxième passée d'argile noire (galettes pyriteuses). Les nodules phosphatés centrés sur des terriers sont plus rares. Au-dessus, et sur 7 m d'épaisseur, les marnes bioturbées livrent de nombreux nodules pyriteux, le plus souvent sous forme de galettes irrégulières, alignés selon neuf horizons distincts. Les deux premiers horizons apparaissent en coincidence avec la base assez nette de passées argileuses ou marneuses sombres, néanmoins bioturbées et qui s'éclaircissent peu à peu vers le haut. Ceci n'est pas constaté pour les horizons sus-jacents. A l'examen, les nodules pyriteux se révèlent riches en grains de quartz ; les lames minces façonnées dans ce matériel permettent d'observer que ces grains de quartz sont isolés dans le ciment opaque de pyrite diagénétique. J'interprète ces galettes pyriteuses comme les témoins diagénétiques de turbidites très fines. La précipitation du sulfure se serait effectuée le long de ces drains dans l'ambiance réductrice régnant sous l'interface eau-sédiment. Trois horizons centimétriques jaunâtres, constitués de gypse et d'oxydes de fer, assez espacés, viennent dans la dizaine de mètres suivante. Des galettes pyriteuses et quelques lentilles gréseuses y sont associées. Cinq mètres plus haut, et plus ou moins espacées, cinq couches centimétriques ou pluricentimétriques d'argile noire sont réparties dans les marnes bioturbées. Un horizon gypseux et oxydé souligne la première, et quelques galettes pyriteuses jalonnent la base de la troisième. Leur base est nette et leur sommet passe de façon plus ou moins brouillée à la marne bioturbée. Les horizons gypseux et oxydés correspondent vraisemblablement à de fines séquences turbiditiques initialement pyritisées et maintenant complètement altérées. Ces observations me conduisent à interpréter ces couches d'argile noire comme des résédiments du type "unifites" selon BLANPIED et STANLEY (1981), ou les termes E3 (boue non granoclassée) des turbidites de boue de PIPER (1978) ou encore T7 de STOW (1977) et STOW et PIPER (1984). Une turbidite gréseuse pluricentimétrique termine cet ensemble.

On notera, par ailleurs, que l'encaissant marneux renferme quelques nodules pyriteux dont certains admettent un coeur barytique. Les nodules calcaréo-phosphatés sont relativement rares dans cet intervalle. Hormis une passée, au milieu de l'ensemble des turbidites, les lamellibranches (aucellines) sont rares. C'est dans les douze mètres supérieurs, entre les cinq unifites, que les aucellines apparaissent en nombre. Remarquons que l'épaisseur importante de la couche de desquamation superficielle altère sensiblement la qualité de cette partie de la coupe.



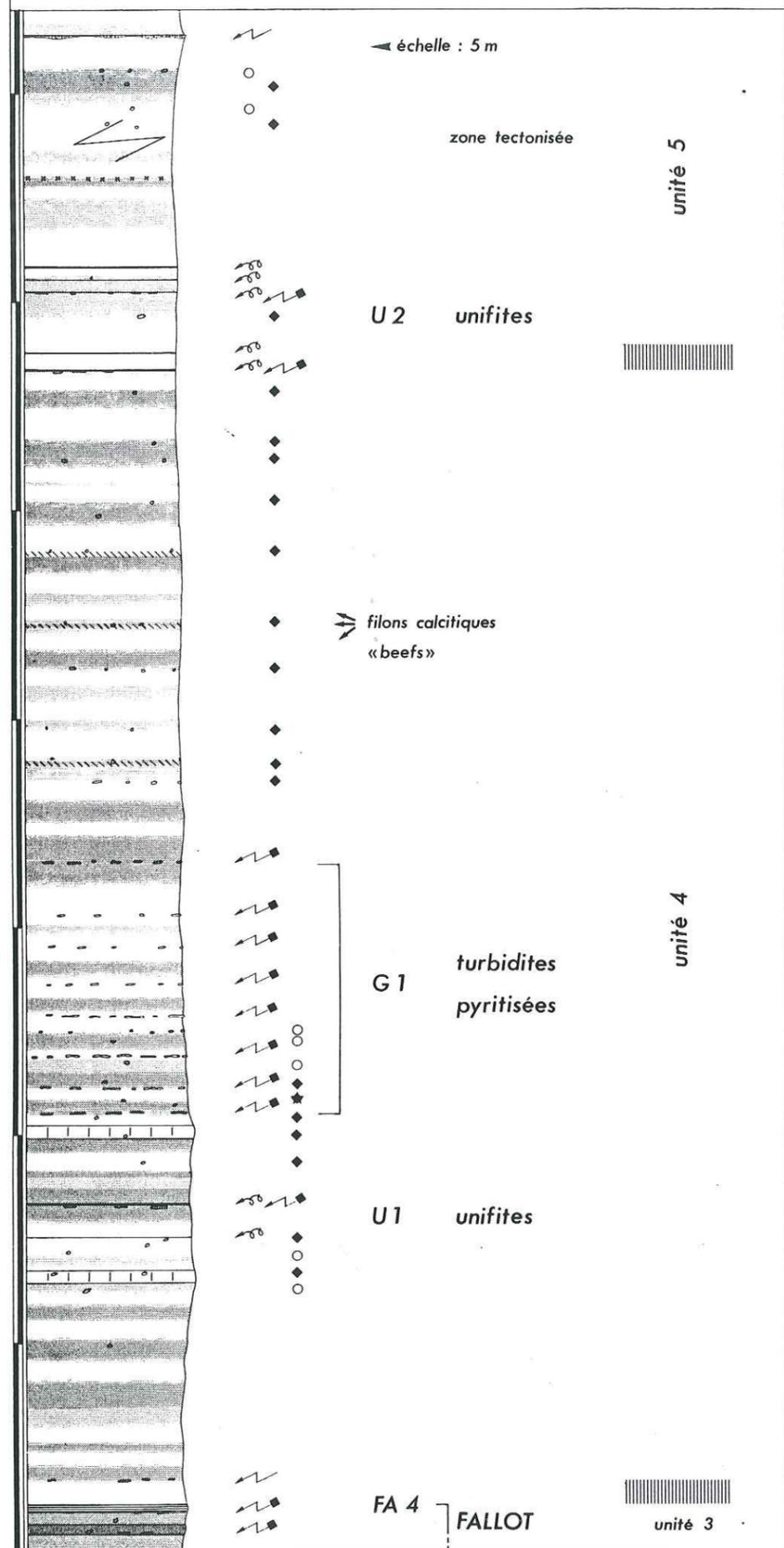


Fig. 4. Le Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois). Résédiments dans les marnes de l'Aptien moyen élevé : turbidites pyritisées et unifites.

Les vingt mètres qui suivent correspondent à un faisceau d'alternances marno-calcaires (cf. fig. 22 ; pl. 3, fig. 2). S'agissant pratiquement du seul intervalle à bancs calcaires bien marqués dans toute la monotone série des marnes bleues, ce "faisceau clansayésien" décrit par FROMAGET en 1954 à Vergons (dans la partie Sud-Est du bassin) a largement servi, de manière grossière toutefois, de guide pour différencier Aptien et Albien sur les cartes géologiques couvrant le bassin vocontien. Il est constitué de huit bancs, parfois des doublets, de 15 à 40 cm d'épaisseur qui, tous les deux à trois mètres, rythment l'alternance plus discrète de calcaires marneux et de marnes plus ou moins sombres. Ces indurations sont au nombre de trois ou quatre entre deux bancs caractérisés. Un slump de 2,50 m d'épaisseur s'intercale vers la base du faisceau, entre les troisième et quatrième bancs. La numérotation des bancs, dont on percevra la signification ultérieurement, est la suivante : sous le slump : NO 1 à NO 3 ; au-dessus : FR 2 à FR 6. Le slump est coiffé d'une petite turbidite centimétrique sous forme de grès pyritisé, surmontée d'une couche de quelques centimètres d'argilite noire. Trois autres horizons de galettes gréso-pyriteuses (turbidites pyritisées) très discrètes s'intercalent dans cet intervalle (deux entre les bancs FR 3 et FR 4 et une autre au-dessus du banc FR 5). Calcaires et marnes sont bioturbés, cependant quelques horizons sombres sont homogènes notamment entre les bancs FR 4 et FR 5 ; certains d'entre eux se débitent en lames plan-parallèles. Leur origine est peut-être à rapporter à des événements gravitaires d'un type équivalent à celui évoqué dans le paragraphe précédent. On remarquera particulièrement la présence de galettes gréso-pyriteuses à la base du premier horizon. Ces niveaux noirs ne sont que très modestement enrichis en matière organique. Notons qu'au tiers supérieur, le sommet de l'un des délits calcaires (FR 4,4) se débite en fines plaquettes plan-parallèles (plurimillimétriques) ; ce débit caractérise également les quelques centimètres de marnes sombres sus-jacentes. Cette singularité par rapport aux autres bancs massifs, largement bioturbés, a été remarquée par FRIES (1986, fig. 74) qui considère ce banc comme un niveau repère au sein du faisceau. Il ne présente pas d'enrichissement notable en matière organique. Je n'ai pas actuellement d'explication relative à sa genèse. Il est probable que sa mise en place a résulté, au moins en partie, de courants de fond.

Quelques nodules pyriteux se rencontrent au sein des alternances. On remarque notamment des nodules en forme de sphères pédonculées, vraisemblablement des portions de terriers diagénétisés, au-dessus du calcaire FR 3 (environ 30 cm sous la turbidite pyritisée). Un débris de carapace de crustacé décapode a été trouvé, associé à ces terriers. Certains bancs calcaires sont riches en moules d'ammonites, comme FR 2 et FR 4. Les aucellines, fréquentes dans la partie supérieure de l'intervalle marneux sous-jacent, se rencontrent encore sur 7 m à la base du faisceau marno-calcaire, sous le slump. Elles sont particulièrement abondantes dans un doublet d'argilite noire sous-jacente au banc NO 2. Aucune n'a été trouvée au-dessus du slump. On observera que MOULLADE (1966, p. 224, fig. 16) place tout l'ensemble marneux depuis le doublet du niveau blanc (notre unité 2) jusqu'au troisième gros banc du faisceau d'alternances calcaires dans son unité lithologique m. Les deux premiers bancs calcaires de ce faisceau ne sont pas inclus dans son unité n. Par ailleurs, cet auteur ne mentionne pas le slump qui les surmonte.

**Unité 9** (10 m). Le sommet du serre est coiffé d'une dizaine de mètres de marnes assez sombres, où l'importance de la desquamation superficielle entrave une étude détaillée. Cependant, les premiers mètres offrent une alternance d'horizons pluridécimétriques, laminés, fissiles et d'horizons homogènes bioturbés ; les deux premiers horizons laminés renferment de nombreuses ammonites aux tests écrasés. Il s'agit du **niveau Jacob** (BREHERET, 1983). On y rencontre de nombreux nodules barytiques septarisés dont la taille peut atteindre 50 cm. Localement (Est-Sud-Est du sommet), cet ensemble a été entraîné dans un slump. Des reliques de dykes gréseux parsèment les marnes ; ils furent signalés dès 1957 par RUTTEN et SCHONBERGER. Ils proviennent très vraisemblablement d'un corps gréseux sus-jacent, disparu à présent du fait de l'érosion, comme le suggèrent les affleurements du prolongement oriental du synclinal, vers la Batie-Crémezin (voir section 2.1.4).

**Données biostratigraphiques**

**Macrofaune.** L'unité 1 correspondant à l'extension verticale du niveau Goguel ne livre que de très rares empreintes d'ammonites pour la plupart indéterminables. Les récoltes effectuées sur ce même niveau en différentes coupes, dans le bassin, ont permis d'identifier : *Prochelinoceras* sp., *Deshayesites* cf. *multicostatus*, *Costidiscus* sp., *Hamiticeras* cf. *royerianum*. Pour

DELAMETTE, ces formes placeraient le niveau Goguel au sommet de la zone à *Deshayesi* (Aptien inférieur). MOULLADE a trouvé dans le doublet calcaire du niveau blanc : "*Lytoceras phestum* (MATH.), *Costidiscus recticostatus* (D'ORB.), *Parahoplites* gr. *deshayesi-consobrinus*". Le niveau blanc se situe au sommet de la zone à *Deshayesi*. Le même auteur a récolté dans les marnes sus-jacentes (probablement au voisinage du niveau noir) la faune pyriteuse suivante : *Salfeldiella guettardi* (RASP.), *S. opegana* (SAYN.), *S. lateumbilicata* SAYN., *Jauberticeras jauberti* (D'ORB.), *Phyllophyceras baborensis* (COQ.), *Chelonicerias martini* (D'ORB.), *Cerithium cornuelianum* (D'ORB.). Moullade interprète le sommet de l'intervalle calcaire comme appartenant à la zone à *Aconoceras nisus* (du "Gargasien inférieur"). La comparaison avec les faunes des horizons équivalents de diverses coupes (notamment Sainte Jalle), qui livrent *Dufrenoyia* gr. *furcata*, *Dufrenoyia* gr. *dufrenoyi*, *Aconoceras nisus*, *Gargasiceras gargasensis*... laisse attribuer cet intervalle à la zone à *Furcata* considérée comme sommet de l'Aptien inférieur (cf. DELAMETTE).

Parmi les ammonites pyriteuses récoltées au-dessus du niveau Fallot, MOULLADE cite (pour un positionnement lithostratigraphique probable) *Eotetragonites raispaili* BREIST. DELAMETTE a identifié *Colombiceras* sp., *Calliphylloceras guettardi*, *Eotetragonites* sp., caractéristiques de la zone à *Subnodosocostatum* (ou *Martinioides*), base de l'Aptien moyen.

Un horizon, situé entre les deux premiers bancs du "faisceau clansayésien" a livré quelques *Acanthohoplites* sp. du sommet de la zone à *Melchioris* (passage Aptien moyen - Aptien supérieur).

Pour l'unité 8, au-dessus du slump (et ainsi que le signalent MOULLADE, 1966 et FRIES, 1986), les bancs calcaires du faisceau marno-calcaire livrent *Hypacanthoplites jacobi* COLL., *H. elegans* (FRIT.) caractéristiques de l'Aptien supérieur terminal (Clansayésien élevé). Ces espèces se retrouvent dans les horizons laminés du niveau Jacob sus-jacent, de telle sorte que le sommet du Serre Chaitieu se trouve toujours dans le Clansayésien élevé. Comme exprimé par BREHERET *et al.* (1986), et suivant en cela les observations menées en d'autres sites par FROMAGET et VARCIN (1954) et COTILLON (1971), la totalité du faisceau marno-calcaire appartient bien au Clansayésien. Ceci s'oppose à l'opinion de MOULLADE (1966, p. 225, fig. 16) qui, se fondant sur la présence de (?) *Hypacanthoplites trivialis* dans la moitié supérieure de ce faisceau (dans le cinquième banc), lui confère un âge Albien inférieur.

L'échelle zonale pour les ammonites suit celle de HOEDEMAKER et COMPANYY (1993).

**Microfaune.** (Foraminifères planctoniques) Le premier intervalle, le niveau Goguel, est très pauvre en foraminifères planctoniques. Plusieurs passées sont complètement azoïques, d'autres contiennent de très rares et minuscules formes dont certaines sont attribuables à *Globigerinelloides blowi* (BOLLI). *Leupoldina cabri* (SIGAL) apparaît vers la base de l'unité 2. Son extension verticale correspond à cet ensemble de marnes calcaires assez claires. Pour Moullade, cette espèce disparaît nettement au-dessus des horizons calcaires notés NC 3 et NC 4 dans le présent travail. Pour ma part, je ne l'ai pas décelée au-dessus du Niveau noir. A peu près en coïncidence avec la disparition de *L. cabri*, les premières formes de *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULL.) se rencontrent. Elles disparaissent au-dessus du niveau Fallot. *Globigerinelloides algeriana* CUSHM. apparaît vers le sommet du niveau Fallot et disparaît avec les unifices du sommet de l'unité 4. Cette observation est en accord avec les répartitions données par FRIES (1986, fig. 39 et 188) d'après l'étude de BIZON. *Hedbergella trocoidea* (GAND.) apparaît dans l'unité 4 à turbidites. Enfin *Ticinella bejaouaensis* SIGAL apparaît au niveau du deuxième banc du "faisceau clansayésien" d'après MOULLADE (1966), et dans l'unité 4 à turbidites d'après BIZON in FRIES (1986), mais cette deuxième observation m'apparaît douteuse. Pour ma part, j'ai noté l'apparition de cette espèce juste sous le deuxième banc (NO 2) du faisceau.

Du point de vue des nannofossiles calcaires, THIERSTEIN (1973) note l'apparition de *Parhabdolithus angustus* et *Eprolithus floralis* au niveau du faisceau du Niveau Blanc. Selon ERBA (comm. pers. 1992), *Eprolithus floralis* apparaît au toit du niveau Goguel. L'apparition de cette espèce marque (COCCIONI *et al.*, 1992) la limite entre la zone à *Chiastozygus litterarius* et la zone à *Parhabdolithus angustus*. *Corollithion achylosum* apparaîtrait au-dessus de NC 4, selon les données de THIERSTEIN (1973), c'est à dire en coïncidence avec la base de l'Aptien moyen (Gargasien).

Age	Zones Ammonites	Zones Foraminifères	Lithologie
Aptien supérieur "Clansayésien"	Jacobi		Fromaget
	Nolani	T. bejaouaensis	"F. clansayésien" Nolan
Aptien moyen "Gargasien"	Melchioris	H. trocoidea	unifices
		G. algeriana	intervalle à turbidites
	Subnodosocostatum (Martinioides)	G. ferreolensis	niveau Fallot
			----- niveau noir -----
Aptien inférieur "Bédoulien"	Furcata (Dufrenoyi)	L. cabri	niveau blanc
	Deshayesi	G. blowi	niveau Goguel

Tableau 3.

### 1.1.2. Gaubert (Beaudinard)

La coupe de Gaubert, qui n'a été étudiée précédemment que par FRIES (1986, fig. 27, 39, 188), recouvre pratiquement le même intervalle stratigraphique que le Serre Chaitieu. Elle présente cependant plusieurs avantages : 1) elle est plus complète qu'au Serre Chaitieu dans sa partie sommitale, et n'admet, selon toutes apparences, que de modestes résédiments ; 2) la diagenèse relativement importante rend la lecture de la lithologie relativement plus aisée qu'au Serre Chaitieu, du fait de la faible épaisseur de la couche de desquamation ; 3) la richesse des faunes pyriteuses, ignorées des amateurs et de professionnels plutôt collectionneurs, facilite l'étude biostratigraphique. En contrepartie, les effets de la tectonique ont altéré la succession sédimentaire en plusieurs intervalles ; de plus la diagenèse a modifié les constituants minéraux et organiques comme nous le verrons dans des chapitres ultérieurs. On remarquera particulièrement sur cette coupe la présence de deux "faisceaux clansayésiens", ce qui peut paraître surprenant si l'on considère d'autres sites comme le Serre Chaitieu où, en première approximation, un seul faisceau est observable.

#### Description lithologique (fig. 5)

Nous débuterons la description de cette coupe au sommet du niveau Fallot. Dans la partie inférieure de la série des Marnes bleues, la correspondance avec le Serre Chaitieu est excellente. On notera toutefois que le niveau Goguel et les quelques mètres de marnes sus-jacentes sont "slumpées" ; les marnes calcaires au-dessus du doublet du niveau blanc sont affectées par un slump (S 0a), mais aussi tectonisées. D'autre part, les marnes comprises entre le Niveau noir et la base du niveau Fallot sont deux fois moins épaisses qu'au Serre Chaitieu. Au milieu de cet intervalle (à mi-distance entre le "niveau noir" et l'horizon FA 1, première passée du niveau Fallot) se situe un doublet de délits calcaires légèrement marqués, d'épaisseur métrique, qui peut être rapporté à NNC 2. Cet horizon NNC 2 s'intercale au sein de petits délits discrets, répartis sur environ cinq mètres, légèrement plus calcaires que l'encaissant marneux. Cette partie d'unité (3 A), sensiblement moins épaisse qu'au Serre Chaitieu (18 au lieu de 28 m), suggère l'existence d'un hiatus causé par le départ de sédiments du fait d'un glissement synsédimentaire. On peut aussi supposer que, pour cet intervalle stratigraphique, la série relativement dilatée du Serre Chaitieu a bénéficié d'une plus généreuse fraction résédimentée. Enfin un slump (S 2) se surajoute entre les horizons 1 et 2 du

BEAUDINARD GAUBERT

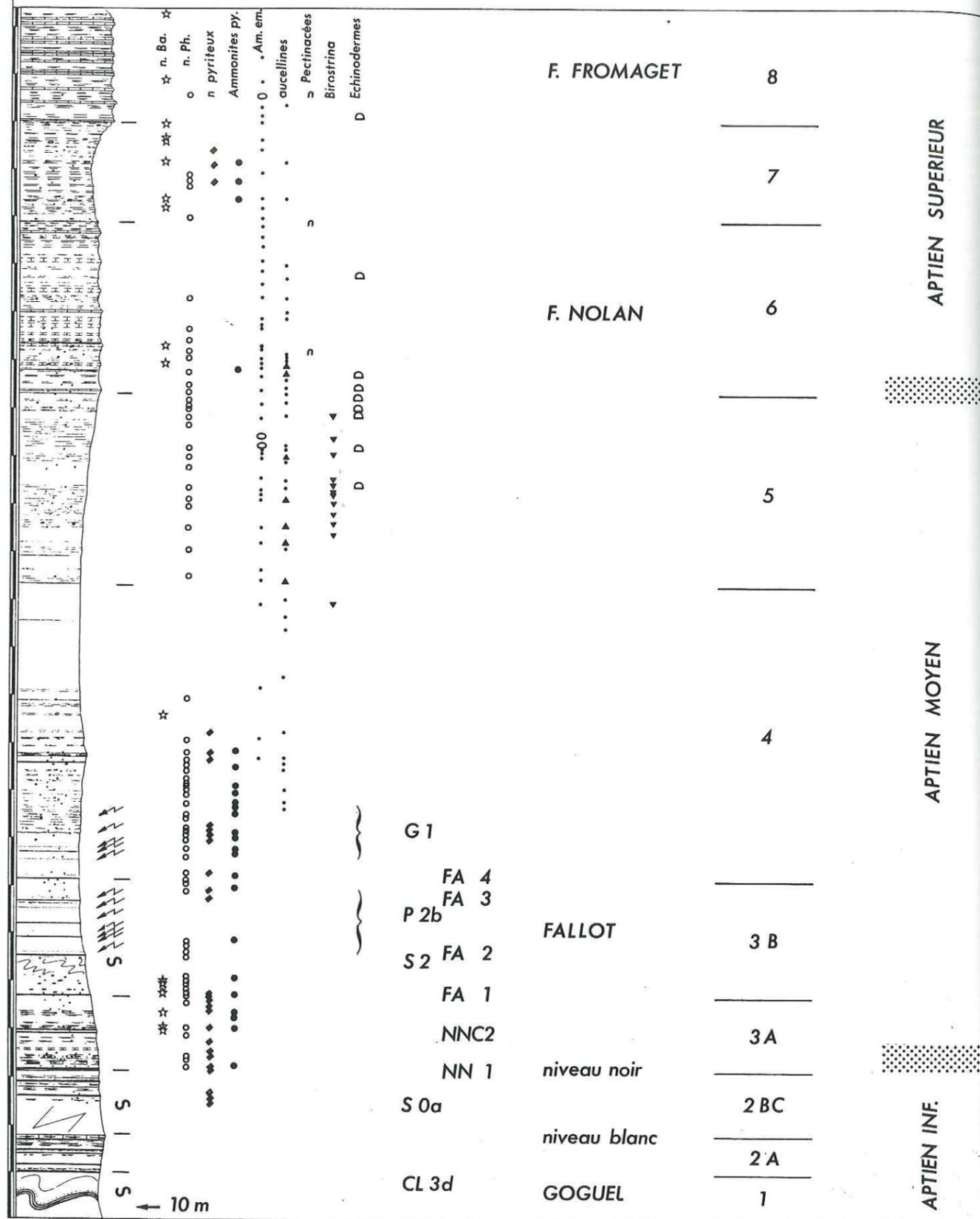


Fig. 5. Gaubert (Beaudinard). Lithostratigraphie. Légende des symboles et figurés : cf. tableaux 1 et 2.

niveau Fallot, et quelques turbidites très fines entre les horizons FA 2 et FA 3.

**Unité 4 (60 m).** Les marnes assez monotones qui font suite au niveau Fallot sur quelque dix mètres d'épaisseur montrent plusieurs fines turbidites ; deux sont pluricentimétriques. Quelques unes sont minéralisées en calcite organisée en filonnets horizontaux.

Sur une trentaine de mètres, les marnes relativement claires se chargent en calcaire et il s'esquisse une série d'alternances peu contrastées entre délits calcaires pluridécimétriques et marnes métriques. Deux horizons sombres se remarquent sous les délits calcaires les mieux exprimés. Un autre horizon noir, assez bien visible, se situe au sommet de ces alternances. Les ammonites pyriteuses sont fréquentes dans cet intervalle, mais surtout vers la base. Quelques aucellines ont été observées. Les nodules calcaréo-phosphatés sont assez fréquents, les terriers pyritisés sont plus rares.

Une vire marneuse très monotone de 20 m d'épaisseur succède à cet ensemble. Aucune cyclicité ou rubanement n'y a été décelé. Ces marnes ne livrent que quelques rares bivalves (aucellines, inocérames).

**Unité 5 (35 m).** L'intervalle sus-jacent est un peu plus carbonaté. Des passées relativement calcaires pouvant faire jusqu'à six mètres d'épaisseur alternent avec des passées légèrement plus argileuses d'épaisseur comparable. Il s'agit en quelque sorte d'un macro-rubanement. On notera particulièrement la présence de quatre horizons noirs pluricentimétriques, répartis sur plusieurs mètres à la base de l'intervalle. Les empreintes d'ammonites sont assez fréquentes, ainsi que les aucellines et les inocérames. Quelques oursins les accompagnent. Un fragment de chéirolépidiacée a été découvert vers le milieu de l'intervalle. Des nodules calcaréo-phosphatés centrés sur des bioturbations sont disséminés dans les marnes, surtout à la base et vers le sommet.

**Unité 6 (35 m).** Un faisceau d'alternances marno-calcaires se développe ensuite sur 35 m d'épaisseur ; il est nommé "faisceau Nolan" par DELAMETTE (in BREHERET et DELAMETTE, 1987) (cf. fig. 22). Les bancs calcaires (20 à 80 cm), modestement marqués, parfois en doublets, ponctuent tous les 3 à 5 m des intervalles marneux striés de trois à quatre délits calcaires. Dans l'ensemble, ces marnes et calcaires sont assez clairs et bioturbés ; toutefois, on remarque un horizon (doublet) gris sombre de quelques décimètres, environ un mètre sous le deuxième banc (noté NO 2), ainsi qu'une fine couche sombre fissile, d'environ 15 cm d'épaisseur juste au-dessus de NO 3. Quelques nodules calcaréo-phosphatés parsèment les sédiments vers la base. Les bancs NO 2 et NO 3 (situés sous l'horizon fissile) contiennent des miches barytiques. Les empreintes d'ammonites sont relativement fréquentes dans les bancs, les délits calcaires et les marnes. De rares ammonites pyriteuses ont été récoltées à la base du faisceau (sous NO 2). Les aucellines sont fréquentes dans les sept premiers mètres. Les pectinacées et inocérames sont rares. FRIES (1986, p. 99) signale, comme soulignant une "surface de discontinuité", la présence de quelques filonnets d'épaisseur centimétrique pénétrant le faisceau en son sommet ; "en lames minces, ils apparaissent comme le remplissage de fentes par un matériel bréchiue à éléments micritiques sombres (rares foraminifères pélagiques parfois remplis de phosphate) baignant dans une matrice fine avec d'abondants cristaux de barytine." Mes investigations dans le secteur ne m'ont pas permis de retrouver de telles structures, si j'excepte de fréquents filonnets calcitiques développés de manière sub-perpendiculaire au litage, en conséquence de la tectonique.

**Unité 7 (21 m).** Une vire marneuse constitue l'intervalle sus-jacent. Il est rythmé de délits calcaires décimétriques à pluridécimétriques, subdivisés en plusieurs indurations pluricentimétriques. Ces délits calcaires sont séparés par des épaisseurs marneuses métriques. Excepté une passée gris foncé homogène à 1,50 m de la base, tous les termes sont bioturbés. On remarque toutefois deux horizons noirs au sommet de l'intervalle. Le plus élevé notamment, qui débute environ 50 cm sous le premier banc de l'unité 8, est pluridécimétrique et offre un débit en lames plan-parallèles. On y trouve de rares empreintes d'ammonites. Les nodules calcaréo-phosphatés centrés sur des bioturbations sont relativement fréquents, disséminés dans les marnes. Quelques nodules pyriteux se rencontrent vers le sommet de l'intervalle. Les deux premiers délits contiennent des miches barytiques. Ces concrétions apparaissent cependant plus abondantes dans les derniers délits, juste sous le deuxième horizon noir et fissile. De rares empreintes d'ammonites,

mal préservées, peuvent être observées dans le sédiment. La présence de quelques ammonites pyriteuses est notable, ainsi que celle de rhyncholites. Les bivalves sont très rares. Quelques traces carbonneuses parsèment la roche à plusieurs reprises. De rares morceaux de bois flotté ont été trouvés.

**Unité 8** (22 m). La coupe se termine par un faisceau d'alternances calcaires-marnes que nous avons proposé, avec DELAMETTE (1987), de nommer "faisceau Fromaget". La série est tronquée par la molasse rouge oligocène venant en discordance. Quelques écaillés de Tithonien - Crétacé inférieur, reposant sur la molasse et formant sommet (Rocher de Cournaud), attestent l'avancée de la nappe de Digne sur cette zone. L'ensemble porte les traces d'une diagenèse importante en liaison avec les érosions du Crétacé supérieur et les altérations subséquentes, ainsi que l'empreinte de la surcharge due à la nappe de Digne. Douze bancs pluridécimétriques, dont certains forment doublets, alternent de manière assez régulière avec des marnes et délits calcaires plus ou moins épais. Le rythme correspond à un banc calcaire toutes les cinq alternances ; dans les quatre derniers rythmes un délit plus induré participe à la formation de doublets avec ces bancs. Les pôles calcaires de ces rythmes sont numérotés FR 1 à FR 7 (cf. fig. 22, p. 64) Deux altérations à cette succession : le deuxième rythme ne comporte que quatre alternances ; le cinquième n'en comporte que trois. Tous ces termes sont très indurés. Les derniers mètres offrent des zones recristallisées nébuleuses et des traces verdâtres et rougeâtres. Les bioturbations sont généralisées. On remarque des argilites calcaires sombres au toit du banc FR 3 et au toit de FR 5. Les empreintes d'ammonites sont fréquentes dans les cinq premiers mètres. Une ammonite phosphatisée a été aussi récoltée. On y rencontre de très rares bivalves. La roche est parfois ponctuée de traces carbonneuses. Les nodules phosphatés sont très rares.

#### Données biostratigraphiques

**Macrofaune.** Huit intervalles à ammonites pyriteuses se répartissent entre le sommet de l'unité 2 (niveau blanc) et l'unité 4. De rares spécimens pyriteux se rencontrent à la base du faisceau Nolan (unité 6) et dans les marnes de l'unité 7. Les empreintes d'ammonites sont plus fréquentes depuis le sommet de l'unité 5 à la base de l'unité 8 (faisceau Fromaget).

Le deuxième intervalle d'ammonites pyriteuses, situé au-dessus du niveau blanc, est riche en spécimens et en espèces. On relève particulièrement (DELAMETTE) : *Eotetragonites depressus*, *E. kosmatelliformis*, *Jauberticeras jaubertianum*, *Hemitetragonites obliquetriangulatus*, *Aconoceras nesus*, *Epicheloniceras martinioides*, *E. martini*, *E. eotypicum*, *Ptychoceras puzosianum*. Cette faune caractérise la zone à *Subnodosocostatum* (*Martinioides*). Un changement assez complet dans les faunes intervient au sein des petites alternances de marno-calcaires de l'unité 4. Il y a apparition de *Valdedorsella* sp., *Melchiorites* cf. *melchioris*. Au sommet de l'unité 5, sous le faisceau Nolan, *Acanthohoplites* sp. disparaît, *A. aschiltaensis* et *A. bigoureti* apparaissent jusqu'au niveau de NO 2, puis à la base de l'unité 6 se rencontrent des *Parahoplites*. La base du faisceau Nolan correspondrait au passage de la zone à *Melchioris* à la zone à *Nolani*. Les marnes de l'unité 7 livrent *Diadochoceras nodosocostatum*, caractéristique de la zone à *Nolani*, correspondant à l'Aptien supérieur (Clansayésien). On note particulièrement la présence de *D. nodosocostatum* dans l'horizon noir situé juste sous le faisceau Fromaget à *Hypacanthoplites jacobi*.

Les faunes de l'unité 7, constituées d'empreintes et de moules pyriteux, entre le faisceau Nolan et le faisceau Fromaget, avec notamment *Diadochoceras nodosocostatum* seraient l'équivalent de la faune de "l'horizon de Clansayés", constituée de moules phosphatés, retrouvée aussi à Gargas (KILIAN et LEENHARDT, 1890 ; JACOB, 1907 ; MOULLADE, 1965). Près de Vesc (Bourdeaux), JACOB (1907, p. 163) signale que *Parahoplites nolani* est extrêmement abondant [...] à la surface de certains lits de marnes". Ces couches, que je n'ai pu retrouver à Vesc, pourraient représenter l'équivalent du doublet d'horizons d'argilite noire localisé sous le Fromaget à Gaubert, et retrouvé au col de la Chaudière ainsi qu'à Valouse (cf. infra).

**Microfaune.** Les données concernant les foraminifères planctoniques sont tirées des travaux de BIZON et BIZON in FRIES (1986) et FRIES (1989, comm. pers.). *L. cabri* disparaîtrait au-dessus du Niveau Noir, en coïncidence avec NNC 2, à peu près au niveau où apparaissent les premières *G. ferreolensis* (formes à 7 loges). *G. algeriana* apparaît entre les

horizons FA 3 et FA 4 du Fallot, *H. trocoidea* au sommet des petites alternances marno-calcaires de l'unité 4 et *T. bejaouaensis* vers le milieu du faisceau Nolan.

Les répartitions de foraminifères données pour la base de la coupe (jusqu'à la base de l'unité 4) sont en accord avec celles du Serre Chaitieu ; celles de la partie supérieure viennent les compléter (il en sera discuté plus loin lorsque nous envisagerons les corrélations entre coupes dans le chapitre : variations latérales). Dès lors, on peut esquisser une correspondance entre zones de foraminifères planctoniques et zones d'ammonites. De ce point de vue, la présente étude permet d'apporter d'importantes précisions du fait que des ammonites ont été récoltées en des intervalles réputés azoïques, notamment selon FRIES pour lequel (1986, p. 35) "la limite inférieure du Clansayésien n'est pas déterminée en l'absence de fossiles."

Ainsi la zone à *L. cabri*, débute au sommet de la zone à *Deshayesi* (zone à *Furcata* = *Dufrenoyi*) ; elle se poursuit jusqu'à la base de la zone à *Subnodosocostatum* (zone à *Martinioides*). La zone à *subnodosocostatum* englobe la zone à *G. ferreolensis* (la zone à *G. ferreolensis* correspondrait *grosso modo* au niveau Fallot, excepté FA 4), la zone à *G. algeriana* et la base de la zone à *H. trocoidea*. La zone à *Melchioris* recouvre la zone à *Trochoidea* (*pars*). La zone à *Nolani*, correspondant au sommet de l'unité 6 et aux marnes de l'unité 7, débiterait avec la zone à *T. bejaouaensis*, ou un peu au-dessus.

Pour FRIES "les zones à *ferreolensis* et *algeriana* correspondent à un Gargasien "moyen" mal identifié". Pour ce qui concerne la présente étude, le terme de "Gargasien moyen" pourrait éventuellement s'appliquer à l'intervalle, couvert par la partie supérieure de la zone à *G. ferreolensis* (ou la partie moyenne de la zone à *Subnodosocostatum*) correspondant au niveau Fallot (excepté FA 4) au sein duquel les ammonites, qu'elles soient en empreintes ou sous forme de moules pyriteux, sont très rares. Dans toute cette série, elles sont surtout abondantes dans les terrains qui encadrent le niveau Fallot. Enfin, on peut remarquer, en ce qui concerne la dénomination du Gargasien, que le stratotype à Gargas (près d'Apt), ainsi que l'ont déjà souligné DEMAY et THOMEL (1986), ne possède qu'un horizon à ammonites pyriteuses localisé à la base de la série marneuse de l'Aptien moyen et qui serait caractéristique du sommet du "Gargasien inférieur". Il correspond aux faunes pyriteuses du sommet du Niveau blanc. Pour MOULLADE (1965) ce serait une faune typique du niveau le plus inférieur du Gargasien. Mais... ce Gargasien est Aptien inférieur (cf. fig. 86).

Quant aux faunes du sommet du Fallot, elles paraissent plus ou moins équivalentes à celle de "l'horizon des Grèzes" à Clansayés. JACOB (1907, p. 180) cite : "*Ac. Martini* d'Orb. sp. ; *Ac. Milleti* d'Orb. sp. ; *Hoplites crassicosatus* d'Orb. sp. ; *Hamites*, etc...". Pour DEMAY et THOMEL, l'horizon des Grèzes représente l'équivalent, au Gargasien supérieur, du gisement du Luitere Zug, près de Wolfenschiessen (Unterwalden, Suisse).

#### 1.1.3. Col de Pré-Guittard

MOULLADE (1966, p. 238-246) (puis plus tard THIERSTEIN, 1973) choisit le Col de Palluel pour l'étude de la série-type de l'Albien dans le bassin vocontien. S'il est vrai que cette série dilatée représente la succession la plus complète de l'Albien dans la région, les couches de passage de l'Aptien à l'Albien semblent absentes au-dessus d'un ensemble de turbidites de l'Aptien terminal. Par ailleurs, l'intervalle compris entre le Faisceau Fromaget et les argilites sombres de l'Albien inférieur est tectonisé et affleure très mal. La coupe du Col de Pré-Guittard permet quant à elle d'observer, pratiquement en continu, l'intervalle compris entre le sommet du faisceau Fromaget et l'Albien supérieur. Les premières descriptions de cette coupe sont livrées par PAQUIER (1900, p. 208-209) ; ultérieurement elles sont simplement reprises par JACOB (1907, p. 161-162). Il doit être noté que la qualité des affleurements est quelque peu altérée par l'importante couche de desquamation superficielle. Par ailleurs, l'instabilité des terrains est à l'origine d'effondrements qui se sont produits après l'étude dont les observations sont l'objet du paragraphe suivant. Les levés ont pu être effectués grâce à l'aimable autorisation de M. A. Abadie, propriétaire.

#### Description lithologique (fig. 6)

**Unité 9** (55 m). Le premier intervalle est constitué d'un ensemble de marnes assez

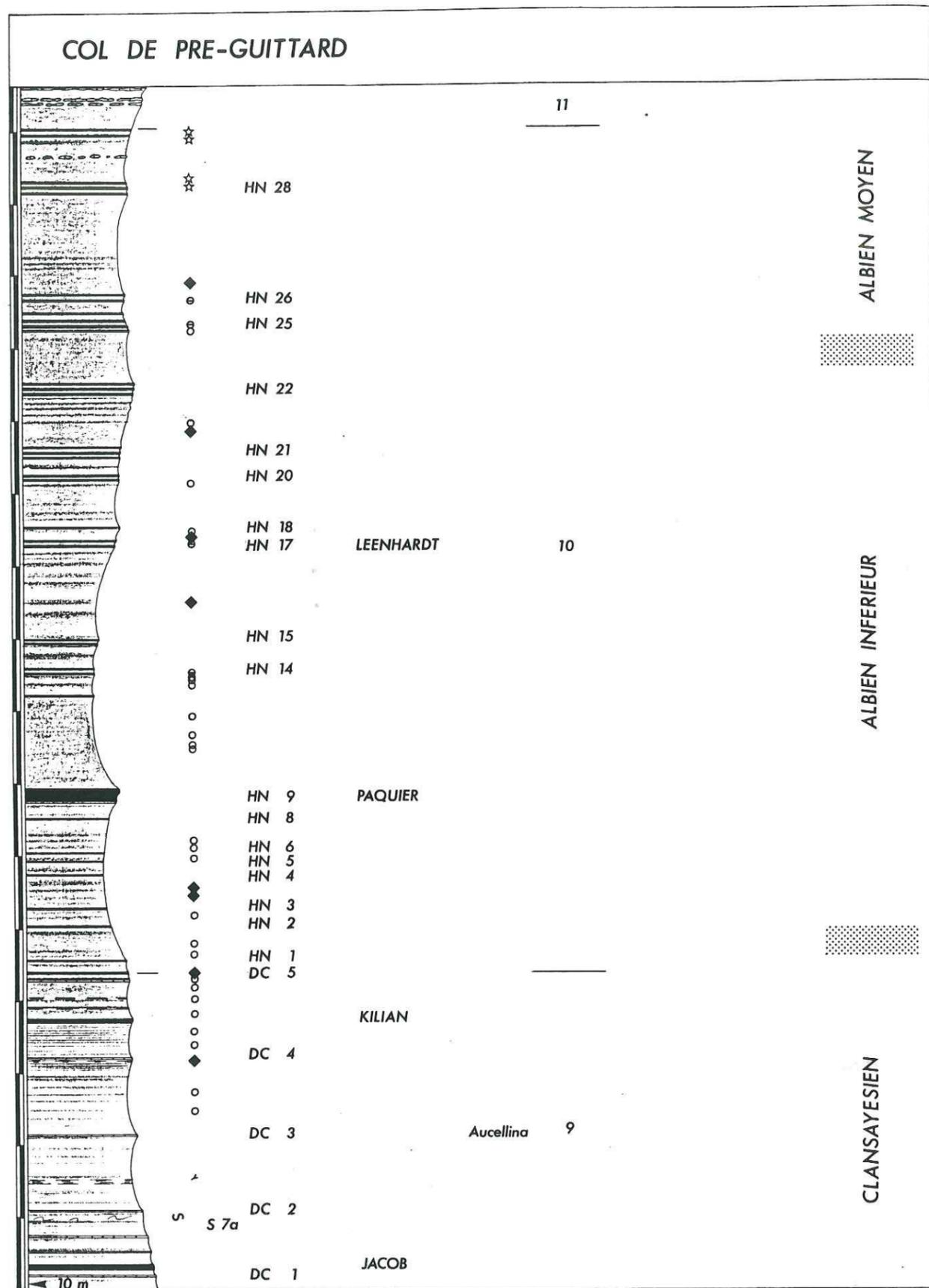


Fig. 6. Col de Pré-Guittard (Arnayon). Lithostratigraphie. Légende des symboles et figurés : cf. tableaux 1 & 2.

carbonatées admettant quelques rares délit calcaires espacés de 3 à 10 m et notés DC 1 à DC 5. La sédimentation est caractérisée par un rubanement assez net formé par l'alternance d'un terme relativement clair, où les bioturbations gris foncé sont particulièrement bien visibles, le débit étant massif, et un terme gris foncé, où les bioturbations sont moins facilement décelables, le débit étant parfois grossièrement parallèle au litage. La disposition des couches apparaît ordonnée sur une épaisseur de quelques mètres depuis des termes sombres assez argileux vers des termes plus clairs et plus calcaires. L'alternance des couches plus ou moins argileuses s'opère de façon assez irrégulière sur 20 à 80 cm. A la base de l'intervalle, à environ 2,50 m du toit du faisceau Fromaget, débute un niveau gris sombre laminé, fissile, le niveau Jacob (BREHERET, 1983). Ce niveau, d'environ 1,50 m, assez argileux, est riche en ammonites dont les phragmocônes aragonitiques sont écrasés dans le plan des feuilletts. On y rencontre aussi quelques débris de poissons, ainsi que des fragments de Chéirolépidiacées. Les marnes et calcaires argileux de cet intervalle livrent quelques empreintes d'ammonites, mais les aucellines dominent la macrofaune. Elles sont particulièrement fréquentes dans la partie moyenne ; à ce titre le banc DC 3 représente pratiquement une lumachelle. Les Pectinacées sont rares. Quelques empreintes de Chéirolépidiacées se rencontrent une douzaine de mètres au-dessus de la base. On remarque aussi, et à plusieurs reprises, quelques traces charbonneuses dans le sédiment. A une dizaine de mètres sous le sommet de cet intervalle, les marnes s'assombrissent et acquièrent une cyclicité plus courte et plus régulière ; les termes alternativement plus et moins calcaires se succèdent tous les dix centimètres. Ils précèdent une couche d'argilite noire, fissile, d'un mètre d'épaisseur, aisément repérable sur l'affleurement ; elle constitue le **niveau Kilian** (BREHERET, 1983) (pl. 4, fig. 1). Les fossiles sont rares dans cette passée ; cependant, des aucellines ainsi que quelques empreintes d'ammonites (indéterminables) peuvent être observées à son sommet. Les marnes sus-jacentes sont presque uniformément sombres sur six mètres ; elles sont seulement interrompues par trois discrets délit calcaires. Les bioturbations ne sont évidentes qu'en la partie moyenne où l'on observe les dernières aucellines. Le sommet de l'intervalle correspond à deux passées d'argilites noires azoïques pluridécimétriques, soulignant chacune un délit calcaire décimétrique, assez clair et bioturbé. L'ultime passée calcaire est notée DC 5 ; la couche noire sous-jacente, assez bien marquée, notée HN 1, peut être considérée comme la base de l'unité 10.

Les résédiments sont pratiquement inexistant. Il s'agit d'une turbidite gréso-glauconieuse chenalisante (atteignant 40 cm) juste au toit du faisceau Fromaget, puis d'un slump métrique (S 7a) situé un peu en-dessous de DC 2. Les nodules calcaréo-phosphatés (centrés sur des terriers) sont fréquents à la partie supérieure de l'intervalle dans les marnes encaissant le niveau Kilian.

**Unité 10** (110 m). L'intervalle suivant est constitué d'argilites calcaires et de marnes sombres, très monotones, c'est l'unité des "black shales". Au-dessus des couches de passage HN 1/DC 5, la première vingtaine de mètres admet six horizons noirs décimétriques ou pluridécimétriques (HN 2 à HN 8), intercalés dans les argilites calcaires sombres et homogènes, selon des rythmes dont d'épaisseur varie entre 1 et 6 m (pl. 5, 6). Les horizons noirs sont assez fissiles ; ils présentent un débit en écailles plus ou moins régulières et plan-parallèles, seul caractère qui les distingue des marnes sombres encaissantes au débit plus massif. Les niveaux à bioturbation manifeste sont rares ; il s'agit de sédiments dont la teinte est beige verdâtre, plus claire que l'encaissant ; les traces fossiles alors y apparaissent en sombre. Des nodules calcaréo-phosphatés sont disséminés dans les argilites ; la plupart sont centrés sur des bioturbations, certains correspondent aux terriers eux-mêmes minéralisés. Les fossiles sont limités à de très rares empreintes d'ammonites indéterminables, de très rares pectinacées, une dent de sélacien.

Précédé à deux mètres d'une fine passée (20 cm) d'argilite noire (HN 8), s'individualise alors un niveau (HN 9) de marne laminée gris clair à gris foncé, épais de 1,80 m environ, nommé **niveau Paquier** (BREHERET, 1983) (cf. pl. 4, fig. 2 ; pl. 7, fig. 1, 2). La remarquable fissilité de la roche (le débit très régulier est parfois infra-millimétrique), son induration un peu plus élevée que celle des marnes encaissantes, confèrent un caractère typique à cette assise repère. D'autre part, le niveau se révèle très riche en ammonites aux tests aragonitiques écrasés dans les feuilletts. Les débris de poissons n'y sont pas rares (notamment écailles), des squelettes en connexion ayant même été trouvés. On y rencontre aussi quelques lamellibranches dont les valves sont encore unies (rares inocérames) et de rares fragments de Chéirolépidiacées. Nous reviendrons sur ce niveau dans le paragraphe consacré aux variations latérales ainsi que dans la deuxième partie.

Après une lacune d'observation d'environ trois mètres, les argilites calcaires apparaissent

complètement homogènes sur une dizaine de mètres, admettant quelques horizons à nodules calcaréo-phosphatés. Un seul niveau décimétrique plus clair apparaît bioturbé. Ensuite, jusqu'au sommet de l'intervalle, les marnes et argilites calcaires gris sombre sont "striées" tous les deux à dix mètres d'horizons noirs pluridécimétriques isolés, en doublets ou en triplets ; ce sont des niveaux laminés, fissiles (notés HN, indicés ici jusqu'à HN 28) (cf. pl. 8, fig. 1). Plusieurs d'entre eux sont affectés par des filonnets calcitiques. Leur présence est accompagnée généralement de niveaux plus ou moins épais (jusqu'à plusieurs centimètres) de marnes ou argilites frippées qui représentent la conséquence de glissements dans le plan de stratification consécutifs aux contraintes tectoniques. La cyclicité, bien que discrète, redevient manifeste, en partie à cause d'un enrichissement progressif en calcaire. Les horizons manifestement bioturbés sont rares et correspondent aux sédiments relativement clairs (parfois situés au toit des passées de laminites). Les fossiles sont rares dans tout cet intervalle et, hormis quelques rostrés de bélemnites, ils sont tous contenus dans les horizons laminés. Un certain nombre de ces horizons contiennent de sporadiques empreintes d'ammonites mal préservées. C'est particulièrement le cas de celui (HN 17), situé à environ 35 m du niveau Paquier, remarquable par sa grande fissilité et les fréquents débris de poissons qui s'y trouvent préservés : le **niveau Léenhardt** (BREHERET, 1983). Les inocérames (*Birostrina concentrica* (PARK.)) deviennent fréquents à partir de ce niveau. De rares Pectinacées se rencontrent, ainsi que de sporadiques fragments de Chéirolépidiacées. Quelques horizons à nodules calcaréo-phosphatés centrés sur des bioturbations se rencontrent. Cependant, fait notable, plusieurs horizons laminés situés dans la moitié supérieure renferment des concrétions phosphatées le plus souvent aplaties en forme d'amandes. Les quinze mètres supérieurs se chargent en nodules barytiques étagés, puis en horizons de miches calcaires plus ou moins continus, cependant que le sédiment devient de plus en plus nettement silteux ; il s'agit de la base de l'unité 11 (que traverse la route D. 173).

#### Données biostratigraphiques

##### Macrofaune

Les faunes d'ammonites sont relativement mal représentées dans la coupe décrite, ce qui est particulièrement le cas pour l'unité 10 des *black shales*. Il ne s'agit que d'empreintes, souvent peu déterminables, contenues dans les feuillettes des horizons laminés. Néanmoins quelques niveaux ont fourni des faunes significatives. L'unité 9 appartient en totalité à l'Aptien supérieur sommital - partie supérieure de la zone à *Jacobi*. *Hypacanthoplites jacobi* (COLLET) et *H. elegans* (FRITEL) sont fréquents à la base dans le niveau Jacob et au sommet, dans le doublet qui fait suite au niveau Kilian. La base de l'Albien correspondrait à peu près au début des *black shales* de l'unité 10, si l'on s'en tient à des observations effectuées hors de cette coupe de référence sur les niveaux équivalents. Ainsi, le doublet de laminites HN 2 a livré les premiers Leymeriellidés tandis que persistent certaines formes aptiennes appartenant aux genres *Eotetragonites* et *Phylloceras* (DELAMETTE, in BREHERET *et al.*, 1986, p. 169). Le niveau Paquier fournit une faune très abondante représentée en majorité par des *Leymeriella* du groupe *tardefurcata* d'ORB. ce qui le place dans la première zone de l'Albien inférieur (zone à *Tardefurcata*, mais non basale). La faune du niveau Léenhardt, avec *Douvilleiceras* gr. *mammillatum* SCHLOTH., *Anagaudryceras* gr. *buddha* (FORB.), ainsi que des *Puzosia*, *Hamites*, permet de le placer dans la zone à *Mammillatum*. Dans la partie supérieure de la coupe (près de la route), un niveau a fourni des petites formes appartenant aux *Lyelliceratinés*, rapportées à des *Tegoceras* du groupe *camatteanum* d'ORB., ainsi que des hétéromorphes comme *Metahamites sablieri* (d'ORB.) et *Protanisoceras barrense* (BUV.). Le genre *Douvilleiceras* a disparu. Ces faits permettent à DELAMETTE (*ibid.*) de placer cet horizon dans la zone à *Dentatus* (base de l'Albien moyen).

##### Microfaune

L'unité 9 est caractérisée par la présence de *Ticinella bejaouaensis* SIGAL et *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI) qui attestent un âge Aptien supérieur terminal (Clansayésien). Ces marqueurs disparaissent cependant sous le niveau Kilian. Au-dessus, seules subsistent de minuscules formes appartenant aux genres *Hedbergella* et *Globigerinelloides*. L'extrême sommet de l'Aptien supérieur et la base de l'Albien inférieur, caractérisés par les ammonites, ne peuvent donc ici être mis en évidence par les foraminifères planctoniques. Des faunes de plus grande taille

incluant des marqueurs apparaissent une trentaine de mètres au-dessus du niveau Paquier avec *Hedbergella rischi* MOULLADE puis *H. trocoidea* (GANDOLFI). L'association serait caractéristique de la zone à *H. planispira*. Environ 75 m au-dessus du niveau Paquier, les *Ticinella* reviennent dans les populations avec *T. roberti* GANDOLFI et *T. primula* LUTERBACHER ; l'association est typique de la zone à *T. primula*, c'est à dire de l'Albien moyen, ce qui s'accorde avec les données des ammonites.

Pour les nannofossiles calcaires, contrairement aux répartitions figurées par THIERSTEIN (1971, 1973, 1976), *Prediscosphaera columnata* (= "*P. cretacea*"), marqueur stratigraphique, apparaît 10 m environ au-dessus du toit du faisceau Fromaget, c'est à dire bien en dessous de la limite Aptien-Albien (cf. BREHERET *et al.*, 1986). Cependant, la place que THIERSTEIN attribue à cette limite repose sur les arguments biostratigraphiques exprimés par MOULLADE en 1966 (cf. *supra*). Notons que cette forme ténue et fragile est rare dans tout le matériel étudié. La limite entre les zones à *P. angustus* et *P. columnata* se situe juste sous l'horizon DC 2 (cette limite avait été portée par erreur au niveau de DC 3 sur la fig. 3 in BREHERET *et al.*, 1986). Pour BRALOWER *et al.* (1993, fig. 6), *Hayesites albiensis* apparaissant juste sous le Paquier, sur la coupe de Palluel, marquerait la base (?) de l'Albien inférieur.

Age	Zones Ammonites	Zones Foraminifères	Lithologie
Albien moyen	Dentatus (Lyelli)	T. primula	Doublets laminites
Albien inférieur	Mammillatum Tardefurcata	H. planispira ? minuscules Hedbergella	niveau Léenhardt niveau Paquier
Aptien supérieur (Clansayésien)	Jacobi	T. bejaouensis	niveau Kilian niveau Jacob

Tableau 4.

#### 1.1.4. Col de Palluel

Comme le souligne MOULLADE (1966, p. 238) "le magnifique développement des successions gargaso-albiennes aux environs de Rosans a depuis longtemps attiré l'attention des géologues (LORY, 1879 ; PAQUIER, 1900 ; CHRISTOL, 1943 ; BLANC, 1959)..." La série, effectivement dilatée dans la région, présente la coupe la plus complète de l'Albien, pour tout le bassin vocontien, au pied de la butte du Risou, au Col de Palluel. Nous reprendrons la coupe que décrit MOULLADE (1966, p. 239-244).

#### Description lithologique (fig. 7, 8, 9, 10, 11)

La partie inférieure de la coupe (localisée au nord de la route D 994) reprend les éléments observés au Col de Pré-Guittard, et évoqués dans le paragraphe précédent. C'est la raison pour laquelle je n'évoquerai ici que les aspects qui en diffèrent.

**Unité 9.** La base de la coupe, plus ou moins masquée par la végétation, permet néanmoins d'observer quelques bancs calcaires appartenant au sommet du faisceau Fromaget ("Clansayésien") ainsi que des barres gréseuses sus-jacentes. Cependant, une faille décrochante

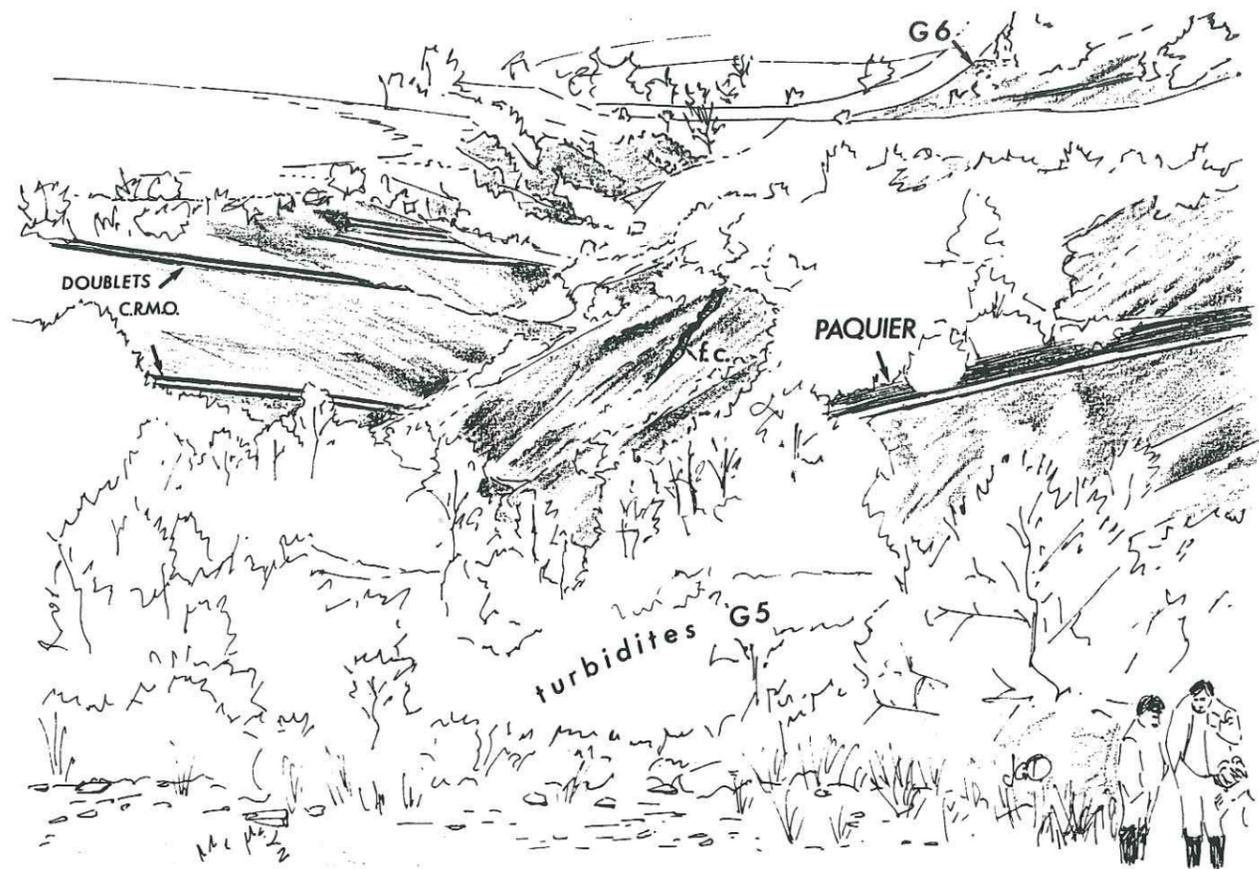


Fig. 7. L'Albien inférieur au Col de Palluel (Moydans). Panorama vers le Sud.

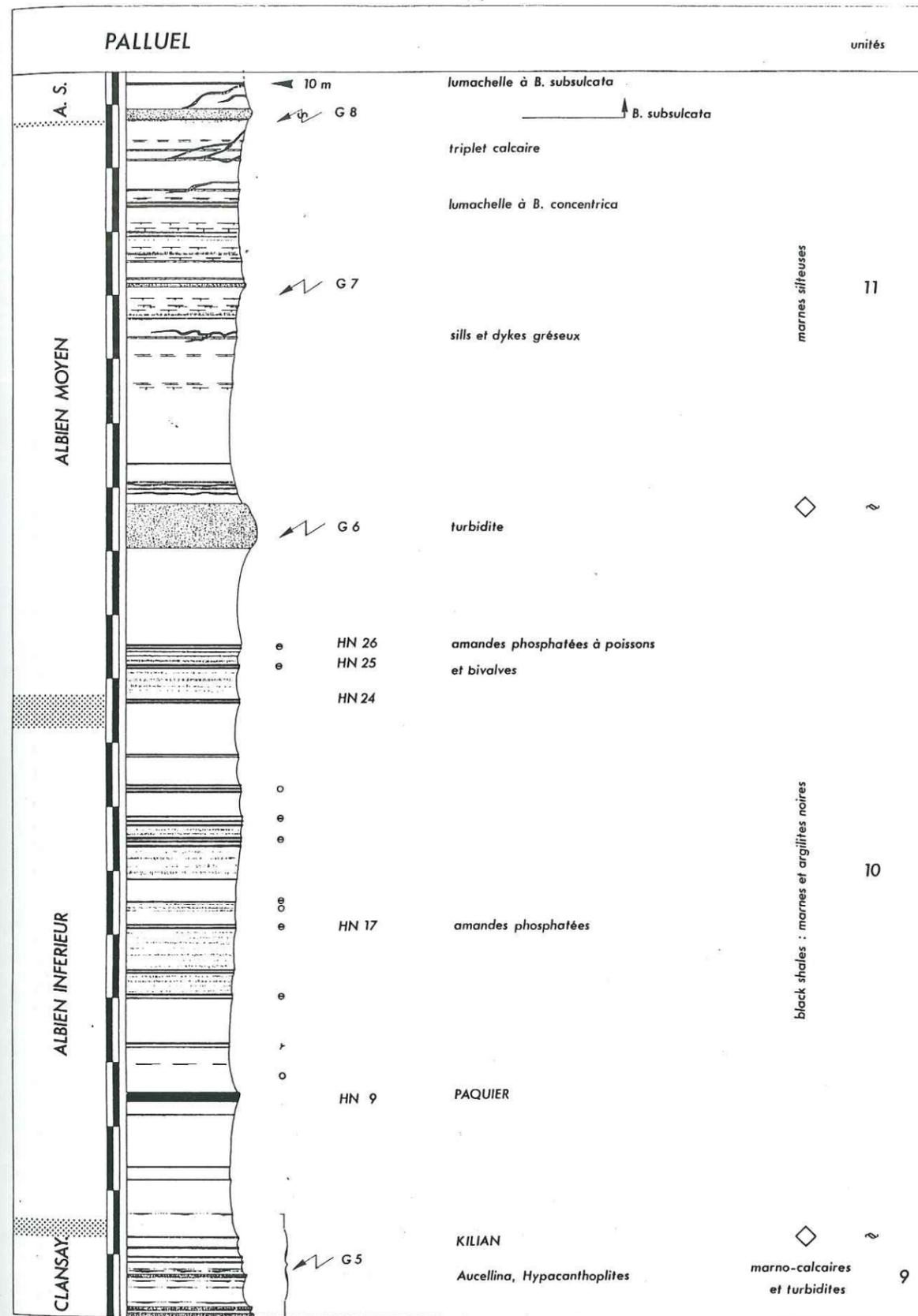


Fig. 8. Col de Palluel (Moydans). Lithostratigraphie. Albien inférieur - moyen. Légende des symboles et figurés : cf. tableaux 1 & 2.

orientée NNE-SSW perturbe complètement la succession (cf. MOULLADE, 1966). La série affleurante et non (ou peu) tectonisée débute avec un ensemble de turbidites grés-glaucוניeuses d'une douzaine de mètres d'épaisseur. L'épaisseur des bancs varie entre 1 et 60 cm. Ils sont organisés selon une séquence strato-décroissante. La semelle de certains bancs moule des tests d'ammonites, des *Hypacanthoplites*, et de fréquentes aucellines. Un horizon très sombre, fissile, est disposé environ 1,50 m sous le dernier gros banc (30 cm) de grès. Les marnes sombres qui l'encaissent sont riches en nodules calcaréo-phosphatés centrés sur des bioturbations, il s'agit du niveau Kilian. Les marnes sombres et plus argileuses au-dessus de ce niveau forment la transition avec l'unité 10 décrite au Col de Pré-Guittard. La limite entre l'Aptien et l'Albien correspondrait approximativement au toit de l'intervalle turbiditique, et ne serait pas située en dessous comme le proposait MOULLADE (1966, p. 239).

**Unité 10** (110 m). Le niveau Paquier ne se trouve qu'à 20 m au-dessus du dernier gros banc gréseux. Trois horizons laminés seulement le précèdent ; ils se rapportent à HN 4, HN 5 et HN 8. Il n'est pas exclu qu'une épaisseur de ces argilites sombres ait été érodée, bien qu'un biseau consécutif à une faille soit possible. La série d'argilites sombres à laminites intercalées (*black shales*), d'âge Albien inférieur et moyen, sus-jacente au niveau Paquier, se développe sur environ 85 m. Les doublets et triplets de laminites (reconnus jusqu'à HN 26) sont répartis dans des argilites calcaires au rubanement manifeste, essentiellement consécutif à l'anisotropie plus ou moins marquée dans la structure sédimentaire et le débit subséquent. On notera particulièrement la fréquence des concrétions phosphatées disposées dans les feuillettes des laminites. Ce peuvent être de simples amandes centimétriques ou bien des lames effilées, de quelques millimètres d'épaisseur, d'une longueur pouvant atteindre 30 cm ; elles présentent parfois une orientation préférentielle. Les deux derniers doublets contiennent d'abondantes amandes phosphatées qui se sont formées sur des coquilles de bivalves ou bien des squelettes de poissons (cf. *infra*). Quelques nodules calcaréo-phosphatés centrés sur des terriers, ou correspondant à des terriers minéralisés, se rencontrent dans les argilites bioturbées. L'une des passées a livré une lentille barytique de type *cone-in-cone* (cf. II.4.4).

**Unité 11** (110 m). L'intervalle suivant peut être en partie étudié le long de la route (D 994) sur des affleurements rendus favorables par suite des travaux d'élargissement de la voie ayant nécessité le recoupement des talus (année 1987). Les affleurements localisés au Sud de la route, plus précisément au Sud de la butte portant le point coté 787 (Ouest du ravin des Jassines), permettront de compléter les observations, notamment pour la partie supérieure. Cet intervalle débute par une turbidite (G 6), massive, riche en glauconie, d'environ 7 m d'épaisseur (des sphéroïdes se rencontrent vers la base et une lamination plane est observable en son sommet). FRIES (1986, et travaux en coll.) désigne ce type de corps sableux par le terme de fluxo-turbidite (selon KUENEN, 1958, tel que revu par SLACKA et THOMPSON, 1981). Il s'agit du dépôt en masse de la charge d'un courant de haute concentration sableuse (cf. PICKERING, HISCOTT *et al.*, 1989). Au-dessus, les marnes se chargent nettement en silts. Deux filons clastiques surmontant la turbidite dans les trois mètres sus-jacents encadrent une passée de marne noire, silteuse, fissile (discrètement laminée), qui contient quelques rares empreintes d'ammonites et des *Variamussium*. Ensuite, sur une quinzaine de mètres, les marnes silteuses sont très monotones. Puis, sur une quarantaine de mètres, de fréquents délits de calcaires argileux (entre 10 et 20 cm d'épaisseur) s'intercalent dans les marnes silteuses, alternativement claires et foncées, généralement bioturbées. Quelques passées fissiles de marnes silteuses laminées, qui sont interstratifiées, renferment de nombreux inocérames (*Birostrina*) ainsi que des ammonites. Un banc de grès glauconieux de 70 cm d'épaisseur (G 7) se trouve à 35 m du toit de la première turbidite massive, puis 25 m au-dessus se trouve un troisième niveau de grès glauconieux (G 8), épais de 1,70 m. Ce banc G 8 porte des *frondescant casts* à sa semelle, ainsi que des empreintes d'inocérames (*Birostrina subsulcata*) et d'ammonites ; il renferme des galets mous. Comme nous l'avons observé avec DELAMETTE, sa géométrie complexe suggérerait un slump gréseux plutôt qu'une véritable turbidite (comparable au slump gréseux de position stratigraphique identique à Saint Ferréol, cf. sect. 2.2.4). Plusieurs filons clastiques recoupent la série en son voisinage (au-dessous et au-dessus). Trois mètres au-dessus un horizon noir, laminé, livre une abondante faune d'inocérames (*Birostrina subsulcata*) ainsi que de nombreuses ammonites (*Dipoloceras cristatum*).

La coupe située à l'Ouest des Jassines permet d'étudier les mêmes niveaux ainsi que la

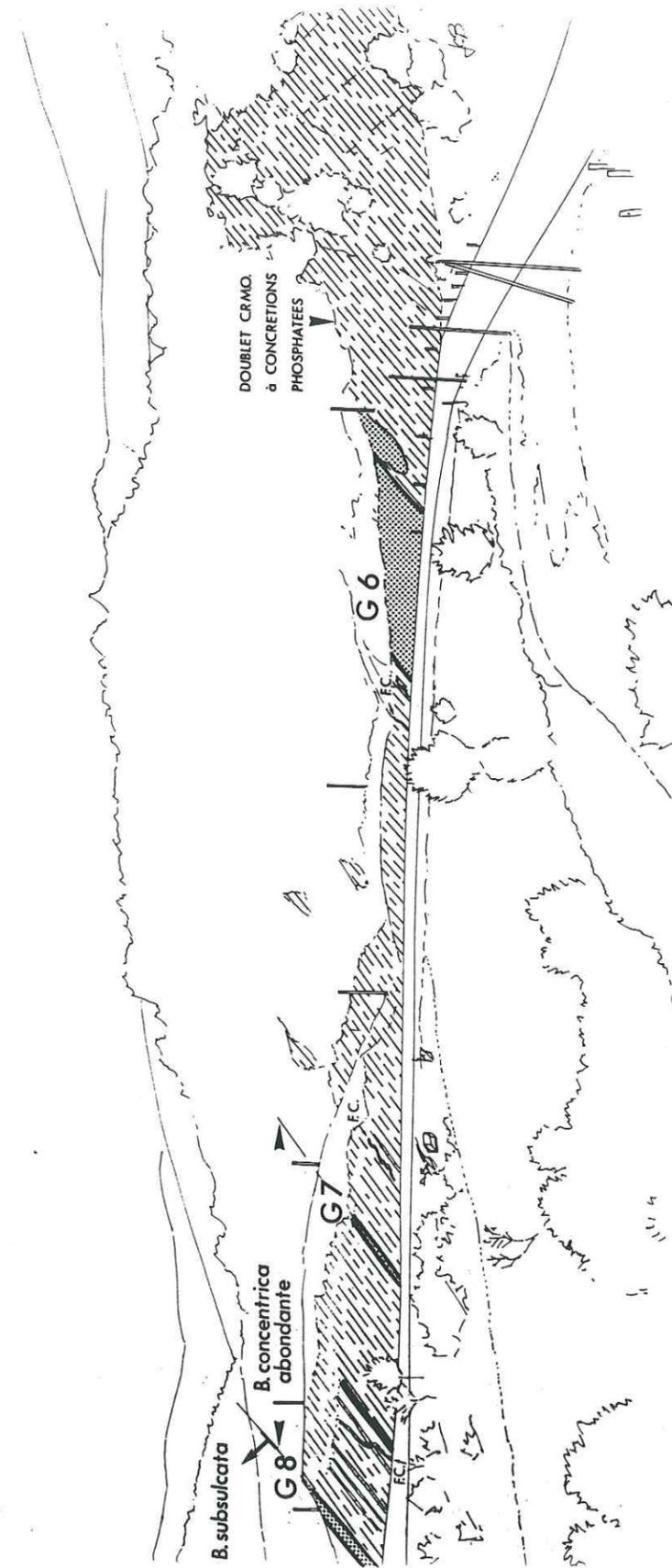


Fig. 9. Col de Palluel. Affleurement de l'Albien moyen sur les talus de la route D 994.

partie supérieure de l'intervalle (fig. 10 et cf. fig. 38). Les corrélations peuvent être assez bien établies entre les horizons représentés dans les deux affleurements. Le fait le plus remarquable est cependant que les épais corps gréseux (turbidites et slump) observés précédemment, ainsi que leur cortège de filons clastiques, sont totalement absents ici, bien que la distance entre les deux affleurements soit inférieure à 700 m. Au-dessus de l'horizon laminé à *B. subsulcata*, le faciès de marnes silteuses à défits calcaires se poursuit sur une quinzaine de mètres, admettant deux horizons laminés noirs (30 cm) à nombreux inocérames et ammonites. Puis, un faisceau de bancs calcaréo-silteux, appelé "faisceau silteux" (BREHERET et DELAMETTE, 1987) se développe sur environ 15 m (cf. fig. 39). La proportion de silts varie de manière importante. Certains bancs, irrégulièrement espacés, se biseautent latéralement. Des structures laminées en petites auges pluricentimétriques ont été décelées dans certaines passées : elles pourraient représenter des indices de courants tractifs sur le fond. Les sédiments de ce faisceau seraient assimilables à des contourites (?). Quelques bancs, notamment vers le sommet, sont plus ou moins nodulés (miches). Cinq turbidites centimétriques à pluricentimétriques sont intercalées. L'intervalle se termine par une quinzaine de mètres de marnes silteuses entrecoupées de plusieurs bancs de calcaires silteux et de quelques horizons laminés noirs à nombreux inocérames (*B. sulcata*), ammonites et *Variamussium* qui constituent de véritables lumachelles. Le sommet est marqué par un triplet de défits calcaires (1 m d'épaisseur). Ces trois bancs sont criblés de petites bioturbations de diamètre millimétrique (*Chondrites*) remplies de calcispères et foraminifères planctoniques (fig. 40). C'est surtout le cas du troisième, et ceci lui confère un aspect très particulier d'où la dénomination de "petite vérole" (BREHERET, in BREHERET et DELAMETTE, 1987). Cette bioturbation particulière est probablement consécutive à une légère induration du fond (du type "firmground") lors d'une pause de la sédimentation. Sur plusieurs dizaines de centimètres, au-dessus de ce troisième banc, les sédiments sont assez silteux et contiennent un peu de glauconie. Quelques passées constituent des lumachelles à ammonites (particulièrement *Puzosia* et *Hysteroceras* dont les moulages présentent un enduit vert) et inocérames (*B. sulcata*). On y remarque tout particulièrement au sein d'une couche la présence de grands bivalves (*Pinna*) dont les coquilles, à épaisse prismatication, dépassent 30 cm. Un moule d'ammonite en barytine y a été récolté.

La disposition de la coupe permet de noter la fréquence des nodules calcaréo-phosphatés centrés sur des bioturbations vers la base, et celle de nodules pyriteux dans la partie moyenne, sous le faisceau silteux. Plusieurs concentrations en nodules barytiques (patates) s'observent. Elles sont situées de façon caractéristique quelques mètres sous les horizons laminés noirs lumachelliques. Nodules calcaréo-phosphatés et pyriteux les accompagnent. Des rhyncholites ont aussi été trouvés associés au premier gisement. Les nodules barytiques, sous forme de patates, sont particulièrement fréquents à une dizaine de mètres sous la "petite vérole" (mais aussi sous des couches noires à lumachelles) ; ils sont disposés sur cinq mètres d'épaisseur.

**Unité 12** (75 m). L'intervalle suivant consiste en marnes entrecoupées de bancs calcaires peu marqués (10 à 25 cm) Ces bancs sont séparés par quelques mètres (en moyenne) de marnes à défits calcaires. Le sédiment est toujours bioturbé. La fraction silteuse est négligeable dans la première moitié de l'intervalle ; elle est très discrète dans la partie supérieure. Seulement deux turbidites centimétriques isolées se rencontrent au sein de cet ensemble. Les moules et empreintes d'ammonites sont fréquents que ce soit dans les marnes ou les calcaires. Quelques ammonites pyriteuses se rencontrent au tiers inférieur, mais elles sont plus abondantes dans les dix derniers mètres de l'intervalle. Les pectinacées sont sporadiques dans les deux tiers inférieurs. Environ 12 m au-dessus de la "petite vérole", les *Variamussium* forment même une lumachelle. Les aucellines apparaissent 30 m sous le sommet et peuvent être abondantes. Les nodules de pyrite sont fréquents dans le tiers inférieur. Les nodules calcaréo-phosphatés sont exceptionnels.

**Unité 13** (40 m). Au-dessus, et sur une quarantaine de mètres, les bancs calcaires sont assez épais et mieux marqués, bien que la disposition d'ensemble demeure comparable. Hormis le "faisceau silteux", c'est l'intervalle le plus carbonaté de la coupe. Par ailleurs, caractère remarquable, des horizons de marnes laminées s'intercalent ; certains sont riches en empreintes d'ammonites. Un ensemble de sept turbidites gréseuses, centimétriques, est disposé dans ces marno-calcaires, plutôt vers la base. On trouve quelques rares nodules calcaréo-phosphatés, ainsi que quelques miches barytiques. Les ammonites pyriteuses sont assez fréquentes vers la base. Les empreintes d'ammonites sont communes dans les différents termes lithologiques. Les aucellines

## COL DE PALLUEL

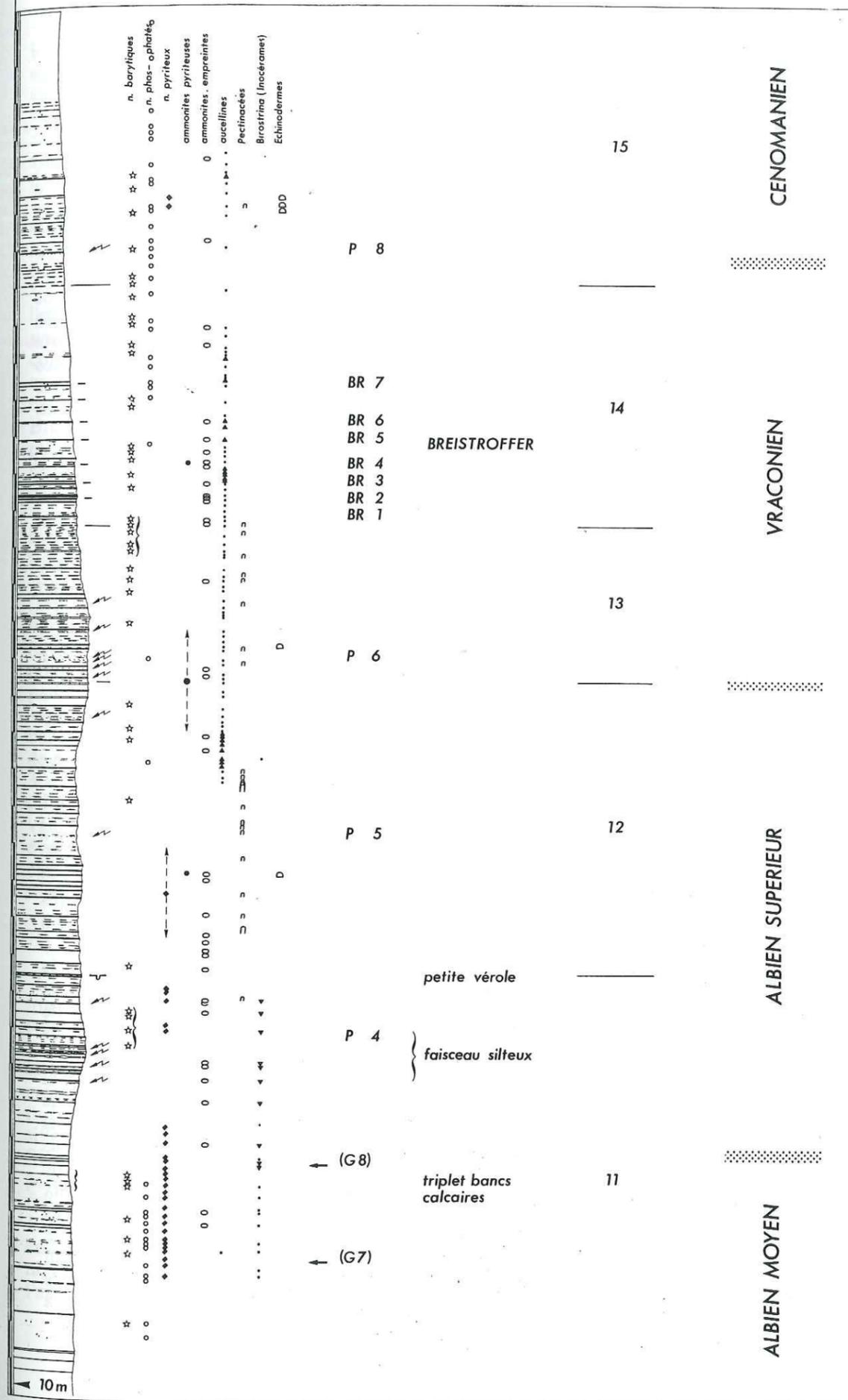


Fig. 10. Col de Palluel (Moydons), les Jassines, flanc Nord du Risou. Lithostratigraphie. Légende des symboles et figurés : cf. tabl. 1 et 2.

sont fréquentes, mais les pectinacées sont rares. Au sommet, les bancs calcaires s'estompent, alors que s'intercalent quelques discrets horizons de marnes laminées. Les nodules barytiques, sous forme de patates, y sont fréquentes. Empreintes et moules d'ammonites ne sont pas rares, de même que les aucellines.

**Unité 14** (60 m). Deux intervalles peuvent y être décrits. Le **premier intervalle**, d'environ 35 m d'épaisseur est surtout remarquable par des horizons de marnes laminées à empreintes d'ammonites d'espèces très variées et souvent particulièrement bien préservées. Ces horizons, d'épaisseur pluridécimétrique (jusqu'à 50 cm), sont abondants vers la base ; ils y sont groupés en triplets. L'ensemble de ces couches correspond au **niveau Breistroffer** (BREHERET, 1987) (pl. 9, fig. 1). Vers le haut, les horizons diminuent d'épaisseur et s'espacent largement. La fréquence des délits calcaires diminue parallèlement. Les empreintes d'ammonites se raréfient ainsi que les lamellibranches. Des ammonites pyriteuses sont présentes au sommet du Breistroffer. On y trouve aussi quelques nodules calcaréo-phosphatés. Le **deuxième intervalle** de 25 m d'épaisseur est uniformément marneux. Sa monotonie n'est brisée que par trois vagues délits calcaires, de rares miches barytiques et quelques nodules calcaréo-phosphatés. Trois horizons sont assez riches en empreintes d'ammonites. Elles sont rares par ailleurs, de même que les bivalves.

**Unité 15** (70 m). Le dernier intervalle est épais d'environ 70 m. Les deux tiers inférieurs sont constitués de marnes rythmées de vagues délits calcaires qui s'espacent plus ou moins progressivement vers le sommet. Quelques empreintes d'ammonites mal préservées sont contenues dans des passées plus ou moins fissiles. Les bivalves sont relativement rares. Quelques miches barytiques se trouvent vers la base. Des nodules calcaréo-phosphatés sont disséminés dans les marnes. Les vingt mètres supérieurs correspondent à des marnes très monotones ; elles sont recouvertes d'une substantielle couche de desquamation qui entrave la lecture de la lithologie. La série des marnes bleues est coiffée de calcaires clairs, en bancs massifs de 20 à 30 cm. Pour MOULLADE (1966, p. 244) et PORTHAULT (cf. MOULLADE, 1966, *ibid.* ; 1974, p. 112-113), il s'agit du Cénomaniens basal.

#### Données biostratigraphiques

##### Macrofaune

Pour MOULLADE (1966, p. 239) la coupe du col de Palluel "présente (...) l'avantage de renfermer deux niveaux fossilifères superposés dans l'Albien supérieur (une faune à Ammonites calcaires, ce qui constitue une découverte, et une faune à Ammonites pyriteuses, déjà connue) et un niveau à Ammonites pyriteuses du Vraconien." A ces gisements évoqués par cet auteur, il convient d'ajouter beaucoup de niveaux fossilifères que j'ai mis en évidence. Parfois très riches, ils sont essentiellement constitués d'empreintes dans les marnes et laminites et ce, surtout à partir de l'unité 11 (BREHERET et DELAMETTE, 1989, p. 271, fig. 3).

Comme évoqué plus haut, l'Aptien supérieur de la zone à *Jacobi* a été reconnu à la base de la coupe. Il se termine avec le sommet de l'intervalle à turbidites (unité 9). Le niveau Paquier de la zone à *Tardefurcata* (Albien inférieur basal) se situe 20 m au-dessus. Par corrélation avec le col de Pré-Guittard, l'Albien moyen commencerait peu en dessous de l'épaisse turbidite G 6 de la base de l'unité 11. C'est d'ailleurs en coïncidence avec l'apparition de *Ticinella primula* (LE GOC, 1977). Les marnes silteuses de cette unité 11 comportent plusieurs horizons à *B. concentrica* abondante et ammonites de l'Albien moyen : zone à *Loricatus/Lautus*. Les *Dipoloceras* apparaissent une dizaine de mètres sous le niveau de grès G 8, et *B. subsulcata* à la base de celui-ci. Ces événements marquent la base de l'Albien supérieur (Zone à *Inflatum*, sous-zone à *Cristatum*). MOULLADE (1966, p. 240) signale, "*Pervinqueria*" (*Mortoniceras*) *inflata* SOW. en compagnie de *Prohysterocheras pseudelobiosa* SPATH, *Kosmatella* sp. et *Puzosia* sp., dans le faisceau silteux qui appartiendrait à la sous-zone à *Orbignyi*. Au sommet de l'unité 11, les marnes noires silteuses légèrement glauconieuses qui surmontent la "petite vérole" contiennent les derniers représentants de *B. sulcata*, qui coexistent notamment avec d'abondants *Hysterocheras*, des *Hamites*. Ce niveau correspondrait à la base de la sous-zone à *Varicosum*. Comme le signale MOULLADE (*ibid.*) les faunes d'ammonites pyriteuses contenues à la base des marnes à délits calcaires rapportées ici à

l'unité 12, avec *Kosmatella agassiziana* PICT., *K. mühlenbecki* FALL., *Phylloceras subalpinum* d'ORB., *Latidorsella latidorsata* MICH., *Eogaudryceras shimizui* BREISTR., permettent de les attribuer à la partie supérieure de la zone à *Inflatum* (sous-zones à *Varicosum/Auritus*). A la partie supérieure de cette unité, j'ai récolté (moules pyriteux et empreintes) *Kosmatella* sp., *Phylloceras* sp., *P. seresitense*, *Scaphites* sp., *S. simplex*, *Hamites* sp., *Lechites gaudini* PICT., *Hysterocheras* sp. (dét. DELAMETTE). On notera que l'apparition des aucellines précède nettement le deuxième intervalle à pyriteux.

La base de l'unité 13, marquée par le début d'horizons laminés (et d'un ensemble de quelques turbidites) livre une faune pyriteuse et en empreintes. *Lechites maeti*, *Turrilitoides hugardianus* (d'ORB.), *Mariella gressleyi* PICT., *Durnovarites* sp., coexistant avec la plupart des formes précédemment citées, indiquent la base de la zone à *Dispar*, c'est à dire le sous-étage Vraconien ou Albien supérieur terminal. La vire marneuse de la base de l'unité 14 correspond à l'extinction de *Kosmatella*, *Phylloceras seresitense* ; *Turrilitoides hugardianus* d'ORB., *Mariella gressleyi* ont disparu ; *Anisoceras* sp. apparaît. Le niveau Breistroffer (milieu de l'unité 14) correspond aux derniers représentants de *Puzosia* sp., *Scaphites simplex*, *Scaphites* sp., mais (et ceci dès sa base) aux premiers individus de *Mariella bergeri* BRGN. Cet événement place ce niveau dans la sous-zone à *Perinflatum*, c'est à dire à la partie supérieure du Vraconien. Au sommet du Breistroffer, *Hamites* sp., *Anisoceras* sp., *Durnovarites* sp. disparaissent, et *Ostlingoceras puzosianum* d'ORB. apparaît. Enfin, quelques spécimens mal préservés de *Mariella* sp., *Ostlingoceras* sp., *Phylloceras* sp., *Lechites* sp. ont été récoltés dans les marnes rythmées de délits calcaires vers la base de l'unité 15.

Les nombreux nouveaux horizons fossilifères découverts permettent donc d'affiner sensiblement le cadre stratigraphique, mais, en contrepartie, amènent à réviser les répartitions figurées par MOULLADE (1966, fig. 18) et les attributions aux étages. L'Albien "inférieur" ou "formation o" (notre unité 10) est attribué ici à l'Aptien terminal (Clansayésien) ; l'Albien "moyen" (*pro parte* base de la "formation p" correspondant à notre unité 11) est ici attribué à l'Albien inférieur (limite déplacée de 70 m environ) ; le sommet de la "formation p" et la "formation q" (excepté sa partie supérieure) correspondent à l'Albien moyen ; le sommet de l'Albien "moyen" pour la partie supérieure de la "formation q" et la base de la "formation r1" correspond en fait à la partie inférieure de l'Albien supérieur (limite déplacée de 30 m environ vers le bas) ; la limite Albien supérieur-Vraconien paraît inchangée (milieu de la "formation r2" ou base de notre unité 13) ; la base du Vraconien supérieur (sous-zone à *Perinflatum*), placée dans la "formation r3" (équivalent de notre unité 15), est ramenée vers le "sommet de r2" (milieu de notre unité 14) (limite abaissée de 30 m au minimum, de 80 m au maximum ?). Ces modifications entraînent évidemment un certain glissement dans les distributions verticales des foraminifères par rapport aux limites d'étages (ceci vaut aussi pour les nanofossiles calcaires étudiés par THIERSTEIN). Ces conséquences seront évoquées dans le paragraphe suivant. La limite entre Vraconien et Cénomaniens ne peut cependant être précisée par les ammonites étant donné leur rareté et leur médiocre préservation au sommet des marnes bleues ; de ce fait nous nous aiderons des foraminifères planctoniques.

##### Microfaune

MOULLADE (1966) signale *Ticinella bejaouaensis* (ainsi que *Hedbergella trocoidea*) dans les marnes de la "formation o" (notre unité 9), ce qui confirme son âge Aptien supérieur (Clansayésien) comme nous l'avons vu pour la coupe de Pré-Guittard, et non Albien inférieur. Pour MOULLADE, le foraminifère benthique *Dorothia oxycona* (REUSS) apparaît dans la partie supérieure de la formation p (notre unité 10), au sommet de l'Albien inférieur ; *Ticinella primula* apparaît plus haut, à la base de la "formation q" (notre unité 11), c'est à dire au-dessus de la turbidite G 6. "*Globigerinelloides*" (*Biticinella*) *breggiensis* (GAND.) apparaît à la base du faisceau silteux, au milieu de la "formation r1" (partie supérieure de notre unité 11). *Ticinella praeticinensis* SIG., *Rotalipora ticinensis* (GAND.) et *Hedbergella delrioensis* (CARS.) apparaissent dans la partie supérieure de la "formation r1", (c'est à dire au sommet de notre unité 11), au dessus du faisceau silteux. Avec la base du Vraconien (au milieu de la "formation r2", ou base de notre unité 13) débute *Preaglobotruncana delrioensis* (PLUMM.) ; *Rotalipora appenninica* (RENZ) apparaît ensuite, puis *Planomalina buxtorfi* (GAND.) au sein de la vire marneuse (notre unité 14, sous le niveau Breistroffer). Cette espèce disparaît à la limite des "formations r2 et r3" (c'est à dire à l'aplomb de l'horizon BR 4 du Breistroffer). *Rotalipora brotzeni* (SIG.) apparaît avec les ultimes

laminites vraconiennes (partie supérieure de l'unité 14), *Schackoina cenomana* (SCHACKO) vers la base de l'unité 15 et *Schackoina multispinata* (CUSH. & WICK.) environ 25 m au-dessus.

Par rapport au schéma proposé par MOULLADE (1966), les amendements suivants peuvent être présentés. *Dorothia oxycona* apparaît approximativement à la base de l'Albien moyen, *Ticinella primula* apparaît un peu au-dessus. Selon LE GOC (1977, pl. I.a), *T. primula* apparaît sous la turbidite G 6 (c'est à dire au sommet de notre unité 10). *Ticinella breggiensis* apparaît nettement au-dessus de la base de l'Albien supérieur. La distribution verticale de *P. buxtorfi* est à cheval sur le Vraconien inférieur et le Vraconien supérieur basal. *Schackoina cenomana* débute beaucoup plus bas que les calcaires attribués au Cénomaniens par MOULLADE. La limite de cet étage semblerait pouvoir être placée au milieu de la "formation r3" de cet auteur, c'est à dire vers la base de notre unité 15.

D'après la compilation de CARON (1985), la limite Albien-Cénomaniens correspond à la disparition de *P. buxtorfi* et à l'apparition de *R. brotzeni* et de *S. cenomana* (p.31, et fig. 3, fig. 12). J'observe ici que la première apparition de *R. brotzeni* est postérieure à la disparition de *P. buxtorfi* et antérieure à l'apparition de *S. cenomana*.

En ce qui concerne les nannofossiles calcaires, si l'on s'en tient aux répartitions mentionnées par THIERSTEIN (1973, fig. 16), les modifications suivantes peuvent être faites, eu égard aux réajustements permis par les ammonites. *Tranolithus exiguus* apparaît approximativement à la limite Albien inférieur-Albien moyen (au lieu de la partie moyenne de l'Albien moyen). *Axopodorhabdus albianus* apparaît très peu en deçà de la base de l'Albien supérieur (au lieu de la partie moyenne de l'Albien moyen). *Eiffellithus turriseiffeli* apparaît bien au-dessus de la base de l'Albien supérieur. Pour ma part, j'ai noté l'apparition de petits *Eiffellithus* (du type sp. 3, cf. PERCH-NIELSEN, 1985) environ 20 m au-dessus de la "petite vérole" et les vrais *Eiffellithus turriseiffeli* 10 m encore au-dessus. Cette disposition des *Eiffellithus* est tout à fait en accord avec l'observation de MORTER et WOOD (1983, p. 522) sur l'Albien d'Angleterre et du Hanovre. Ainsi, l'apparition de *E. turriseiffeli*, marqueur biostratigraphique, ne correspond pas à la limite Albien supérieur (base de la sous-zone à *Cristatum*), mais se situe dans la sous-zone à *Varicosum*. *Cribrosphaerella ehrenbergi* ainsi que *Corollithion signum* débutent sensiblement à ce niveau, c'est à dire dans l'Albien supérieur déjà élevé (au lieu de l'Albien supérieur basal). *Broinsonia enormis* apparaît dans l'Albien supérieur terminal (Vraconien).

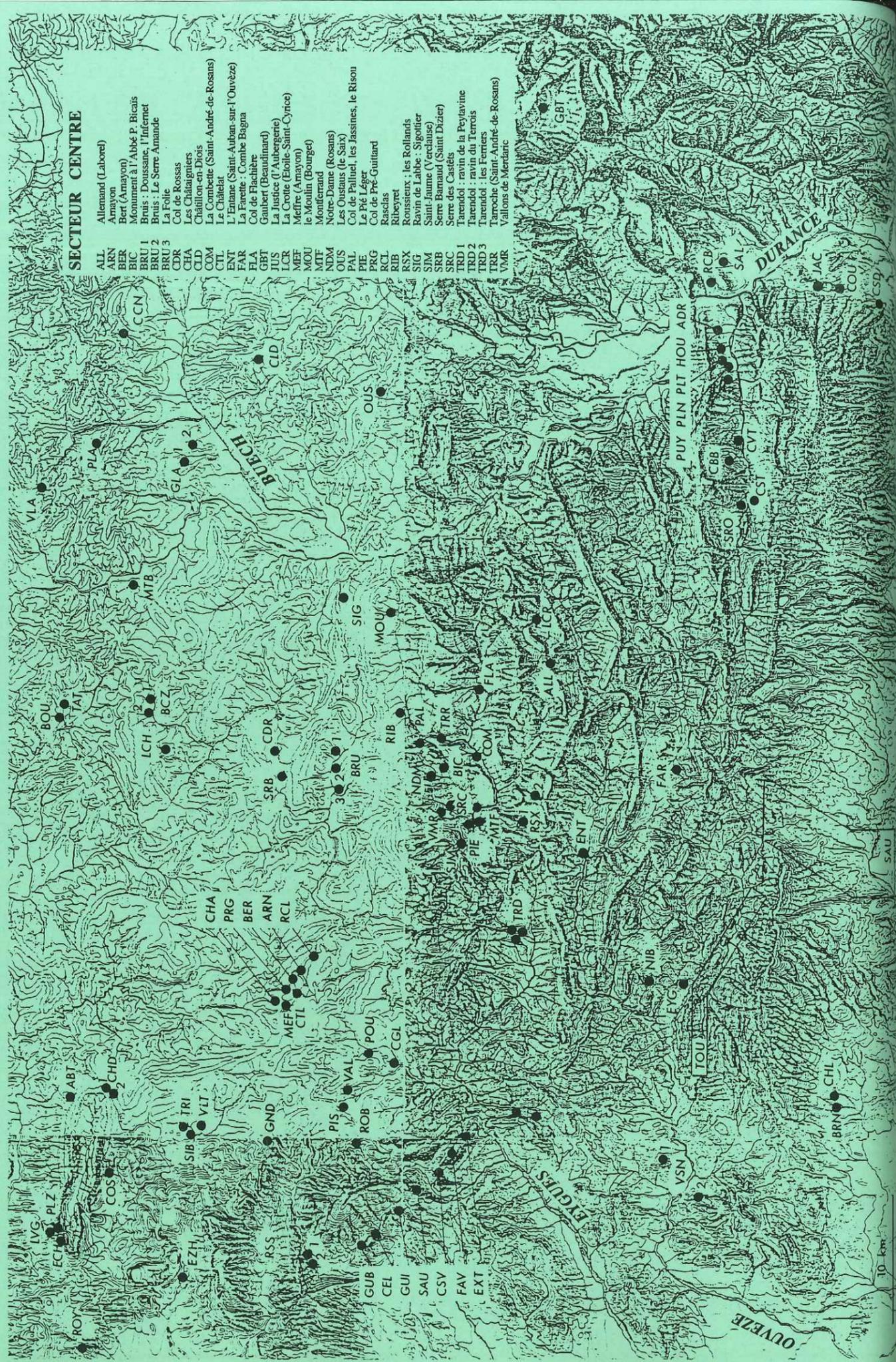


Fig. 11. Col de Palluel (Moydans). Panorama sur le Risou (vers le Sud) depuis la route D 994. Albien supérieur.

Age	Zones Ammonites	Zones Foraminifères	Lithologie
Cénomanién	Mantelli	R. brotzeni	marnes
Vraconien	Dispar	R. appenninica	Breistroffer (P. buxtorfi)
Albien supérieur	Inflatum	B. breggiensis	marnes calcaires
	Orbigny		marnes silteuses (m. silt. laminées)
	Cristatum		
Albien moyen	Loricatus/Lautus	T. primula	"black
	Dentatus		
Albien inférieur	Mammillatum	H. infracretacea	shales"
	Tardefurcata		niveau Paquier

Tableau 5.

## 1.2. Variations latérales



## 1.2. Variations latérales

### 1.2.1. Unité 1

Cette unité correspond essentiellement, comme on l'a vu, au niveau Goguel qui peut être, soit en partie, soit en totalité, rapporté au niveau S1 de FRIES *in* FRIES et BEAUDOIN (1986, p. 201) et FRIES (1986, p. 323). L'auteur attribue à ce niveau une épaisseur "habituelle" de 20 à 30 cm. Il ne m'a cependant jamais été donné d'observer une si faible épaisseur pour celui-ci ; très vraisemblablement il s'agit seulement de l'un des horizons qui le compose (sans doute GO 5 qui est le mieux exprimé ; voir ci-dessous). Etant mis en corrélation avec le niveau dans son intégralité, "engraissé (...) par les turbidites et le slumping" (FRIES et BEAUDOIN, 1986, p. 204 ; FRIES, 1986, p. 327), il en est conclu que "l'accumulation de résédiments éclaira les variations d'épaisseurs visibles sur la carte d'isopaques actuelles de S1 (fig. 9c)". Cette figure apparaît inexacte du fait de corrélations inadéquates conduisant à des contrastes d'épaisseur notablement exagérés : 17 m pour 0,2 à 0,3 m (60 à 80 fois).

Le niveau Goguel a pu être mis en évidence dans une grande partie du bassin (cf. fig. 7 *in* FRIES et BEAUDOIN, 1986 ; et fig. 198, *in* FRIES, 1986). Cependant, les corrélations détaillées sont rendues difficiles par l'abondance des résédiments : coulées, slumps et turbidites. Le niveau Goguel fait défaut en plusieurs endroits, notamment dans le sous-bassin oriental (par exemple dans la région de Saint-André-les-Alpes : Col des Robines, les Briers...) ainsi que le souligne FRIES (1986, p. 323). Ceci peut être imputable à son entraînement dans des glissements gravitaires. Cependant, nous verrons ultérieurement que ce n'est pas l'unique possibilité. Une absence totale de turbidites caractérise le niveau Goguel aux Sauzeries, de même qu'aux environs de Beaudinard où cependant il est slumpé (Ravin de la Tour) et tectonisé (Ravin des Vignasses, Gaubert). Il est affecté de très rares et fines turbidites (millimétriques) à Sous-les-Roches (Nord de Saint-Vincent-sur-Jabron). Partout ailleurs, la sédimentation autochtone est troublée par les résédiments (coulées, slumps et turbidites), particulièrement épais dans l'axe WNW-ESE du sous-bassin occidental (cf. FRIES).

*Disposition type du niveau Goguel : les Sauzeries (fig. 12 ; pl. 1)*

L'épaisseur totale du niveau est de l'ordre de 4,30 m. On notera toutefois que le dernier banc calcaire du Bédoulien est slumpé, ainsi que l'extrême base du niveau Goguel sur 10 à 20 cm. On peut y observer notamment, au sein d'argilites vertes bioturbées, parfois noires, un lambeau de laminite remanié. Dix couches laminées de 3 à 12 cm d'épaisseur peuvent être distinguées. Le fait que certaines ne sont séparées que par une très faible épaisseur d'argilite homogène ou bioturbée permet leur regroupement en six horizons : GO 1 à GO 6. Les horizons composites sont ainsi GO 2, GO 3 et GO 6. L'horizon GO 1 correspond à une seule passée laminée (15 cm) dont la teneur en calcaire augmente vers le sommet. Entre GO 1 et GO 2, les argilites vertes disparaissent et font place à des argilites sombres plus ou moins fissiles jusqu'au sommet du niveau Goguel. L'horizon GO 2 (24 cm) est formé de trois passées composites ; la première et la base de la seconde sont très noires et argileuses ; le sommet est plus calcaire et plus clair. GO 3 (30 cm), formé de deux passées laminées, est assez argileux. L'horizon GO 4 (10,5 cm) est formé d'une seule passée laminée, assez argileuse, très noire (notamment au sommet). Celle-ci est caractérisée par sa richesse en petits nodules phosphatés à inclusions pyriteuses dont la taille est comprise entre 1 et 3 mm ; les réseaux de *Chondrites* y sont fréquents. L'horizon GO 5 (12 cm), qui est constitué d'une seule passée laminée, est le mieux repérable car le plus calcaire et le plus fissile : il a le débit d'un schiste carton. On y décèle trois feuillettes riches en pyrite, et une passée noire, plus argileuse de 0,3 cm à 2,5 cm de son toit. La présence de traces vermiculaires claires, calcaires, de quelques millimètres de longueur sur 0,1 à 0,5 mm de largeur, est remarquable. Les marnes intercalées entre GO 3 et GO 4 et GO 4 et GO 5 présentent une courte cyclicité formée par des termes plus ou moins fissiles. L'horizon GO 6 (20 cm) compte deux passées laminées (3 et 3,5 cm) séparées par 14 cm de marne sombre homogène. La première passée, assez calcaire, présente le même débit de schiste carton que GO 5. Elle est soulignée par un niveau très noir, assez argileux, épais de 1 cm. Au-dessus, débutant l'unité 2, les marnes rubanées offrent d'abord à 43 cm un niveau noir isolé de 6 cm d'épaisseur (EN 1), puis après 78 cm de marne, se succèdent quatre horizons noirs pluricentimétriques vaguement fissiles (EN 2). Une passée isolée se trouve à 1,30 m, puis un mètre au-dessus vient un

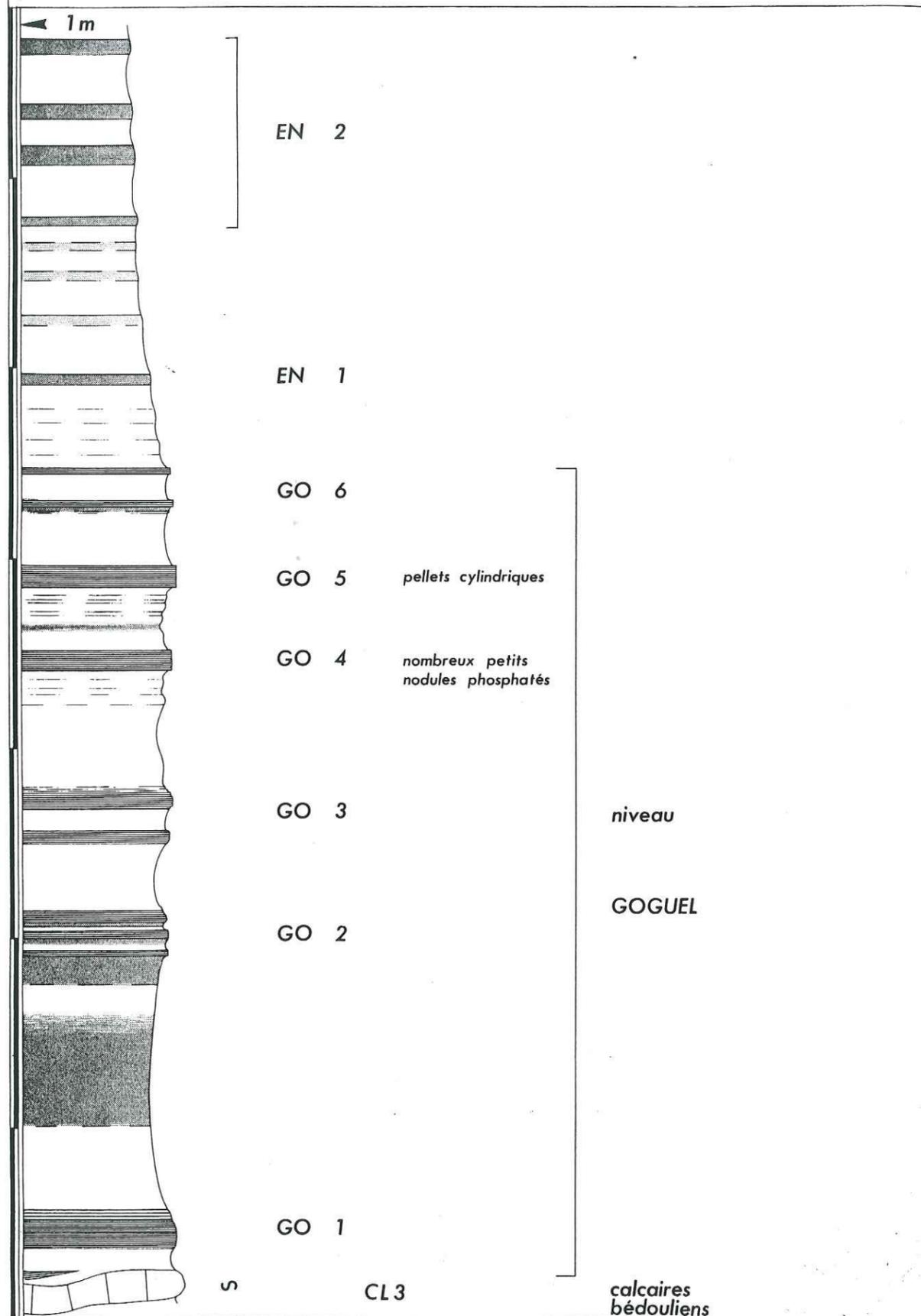


Fig. 12. Le ravin de Pétignon (Les Sauzeries). Niveau Goguel (sommet de l'Aptien inférieur).

douplet de 30 cm d'épaisseur ; enfin une dernière passée noire se trouve à 50 cm, surmontée par le faisceau calcaire du niveau blanc.

Bien qu'envahis le plus souvent par de très nombreuses turbidites, les sédiments du niveau Goguel montrent dans la plupart des cas la structuration caractéristique en six horizons. Reconnaissons toutefois qu'il est difficile d'établir des corrélations précises entre les horizons des différents sites. Cependant GO 5 et GO 6 sont bien repérables grâce à leur structuration particulière et à leur débit de schiste carton. Ils sont assez riches en débris de poissons, et certains feuillets présentent de nombreuses traces vermiculaires calcaires (Sauzeries, Les Rollands, Baudon...). L'étude de celles-ci au M.E.B. (échantillons 2211 et 3709, Les Rollands, près de Roussieux) révèle des cylindres très aplatis selon le litage (du fait de la compaction), et dont le contenu consiste uniquement en nanofossiles calcaires plus ou moins brisés. J'interprète ces objets comme des déjections de broûteurs planctoniques. En effet, ils ne sont pas sans rappeler la figuration de "cylindrical pellets" donnée par DUNBAR et BERGER (1981, fig. 3f, p. 214) qui les attribuent, à titre d'hypothèse et par comparaison avec les objets décrits par FOWLER et SMALL (1972), à des déjections produites par des Euphausiacés (petits crustacés à allure de crevettes, voisins des décapodes, cf. GRASSE, POISSON et TUZET, 1970, p. 619). Je n'ai pas rencontré de déjections comparables dans d'autres niveaux de la série des marnes bleues.

*Les resédiments*

**Les coulées boueuses (à blocs = débrites) (mud flow et debris flow des anglo-saxons).** Les coulées boueuses sont surtout manifestes dans le sous-bassin occidental. A cet égard, on observe tout d'abord que le toit du Bédoulien calcaire, excepté quelques sites marginaux, est systématiquement affecté par un remaniement correspondant soit à une (des) coulée boueuse, soit à un (des) glissement de couches avec contournements ou convolutions (*slumps*). Il s'agit de la coulée notée CL 3 par FERRY (1987, 1989). Nous la désignerons ici par CL 3a. Certains affleurements en surface structurelle sont particulièrement démonstratifs à cet égard (Sigottiers-la Montagne, Glaise-l'Hermitage, Montclus, ainsi qu'au Sud : les Houlettes). Les blocs de calcaire arrondis, ou boules (calcaires pélagiques et calcaires de plate-forme, à miliolidés et bivalves), émergeant de la matrice, elle-même calcaire, présentent des perforations, ce qui atteste leur état induré au moment de l'écoulement boueux (exemple aux Houlettes). Quant à la matrice, elle est, en surface, parcourue de terriers en U à traverses rapportées à *Rhizocorallium*, forme caractéristique d'un substrat semi-induré. A Glaise, les blocs calcaires sont localement emballés dans une matrice calcarénitique. On doit à FERRY et FLANDRIN (1979) (voir aussi FERRY, 1987, 1989) la mise en évidence du système du Diois occidental où l'on peut suivre le phénomène gravitaire depuis les niches d'arrachement de Beaufort jusqu'aux coulées à olistolites du col de la Chaudière. Les coulées représenteraient des écroulements de flanc du "canyon de Crest" qui recoupa les dépôts, localement jusqu'à l'Hauterivien supérieur.

Plusieurs coulées boueuses à blocs (à matrice argileuse ou marneuse) sont intercalées dans les sédiments de l'unité 1. Selon leur position dans le bassin, elles peuvent être absentes ou former une à trois épaisseurs (métrique à plurimétrique) comme c'est le cas à Tarendol (fig. 110). Selon la nomenclature de FERRY, les trois coulées peuvent être désignées comme CL 3b, CL 3c, CL 3d. Les blocs calcaires, centimétriques à plurimétriques, ont été arrachés au substratum barrémo-bédoulien et sont surtout constitués de calcaire micritique. Cependant, en plusieurs sites, des blocs de calcaire type *packstone* à nombreux foraminifères benthiques (Miliolidés), débris d'échinodermes... se rencontrent (La Chaudière, Glaise-l'Hermitage, Gumiane-les Châtaigniers). Les blocs, en provenance de la plate-forme, contiennent parfois une proportion élevée de spicules d'éponges qui peuvent être complètement pyritisés comme au Bourget (Montclus). En certains sites, le sommet de quelques blocs calcaires est perforé et enduit d'oxydes de fer (les Châtaigniers, les Tonils). Ceci rappelle la disposition évoquée pour les Houlettes, à savoir : blocs calcaires à surface perforée émergeant de la matrice calcaire de la débrite CL 3a (sommet du Bédoulien calcaire). La matrice est ici constituée des argilites et marnes noires (+ laminites ?) complètement destructurées (fluidifiées lors de l'écoulement gravitaire) de l'unité 1. La bio-perforation des blocs peut, à mon sens, être simplement interprétée comme une conséquence de l'émergence de ceux-ci au-dessus de la coulée, à la manière de petits îlots indurés, au sein de la vase gorgée d'eau. Leur façonnement par les organismes, certainement rapide, n'aurait pas nécessité d'arrêt notable de la sédimentation ; le temps mis pour leur ensevelissement, vraisemblablement de l'ordre du millier

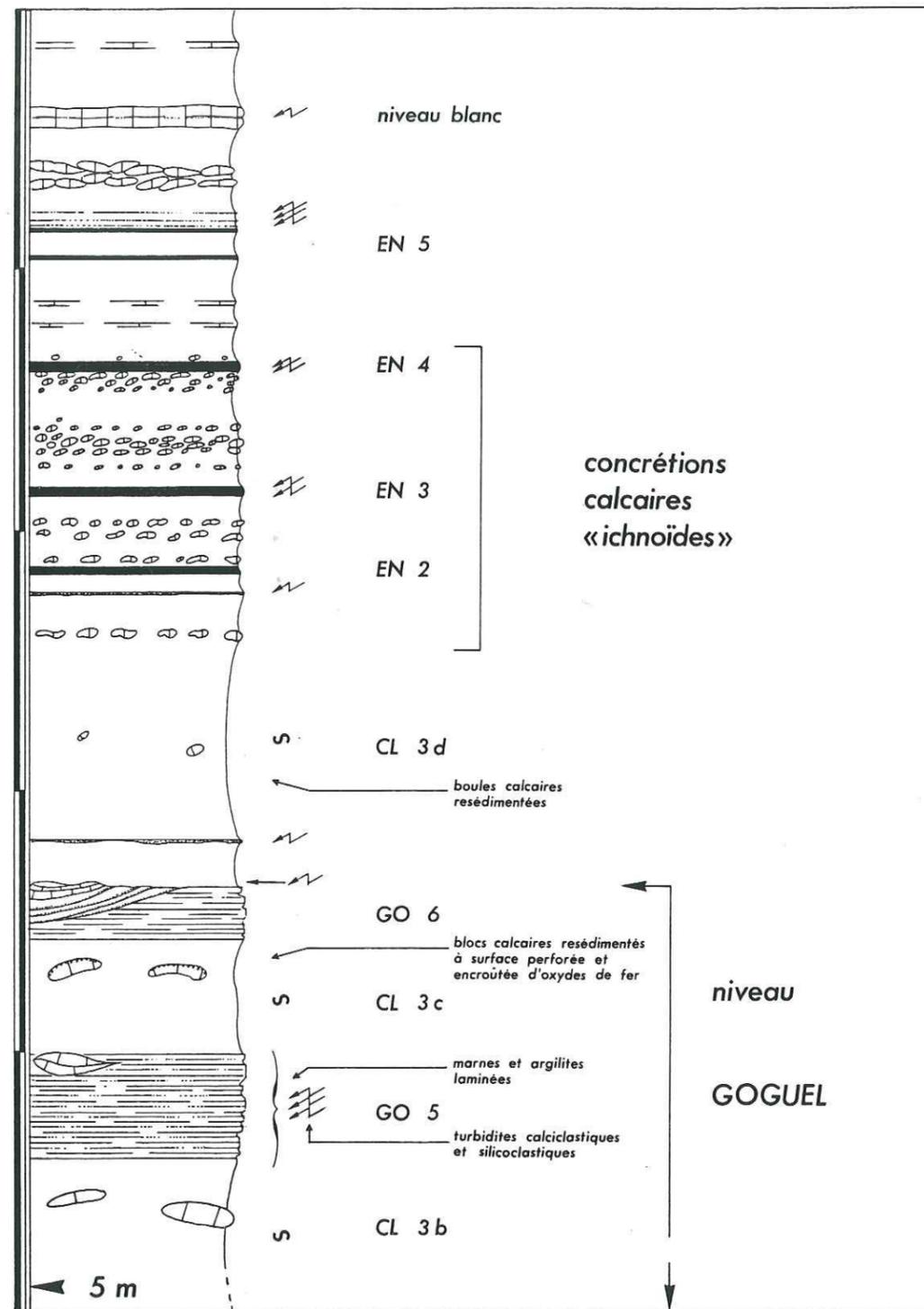


Fig. 13. Les Châtagniers (Gumiane). Coulée boueuse à blocs au sein du niveau Goguel. Intervalle à concrétions calcaires "ichnoïdes" (manchons de terriers et moules d'ammonites) et argilites noires (sommet de l'Aptien inférieur).

d'années, étant largement suffisant pour leur colonisation, ainsi que pour leur incrustation par les oxydes de fer. La coulée CL 3b correspond vraisemblablement au corps appelé "slump  $\alpha$ " par FRIES (1986, p. 103). Il aurait une extension de plusieurs centaines de km<sup>2</sup>. La correspondance de l'une des deux autres coulées avec le corps appelé "slump  $\beta$ " par FRIES et FRIES et BEAUDOIN apparaît plus conjecturale.

Les **slumps**, ou glissements synsédimentaires, ou faisceaux contournés (cf. GOGUEL, 1938). Un slump (au moins) est mis en évidence dans l'unité 1. Il remanie des couches du niveau Goguel et de son encaissant argileux et marneux, ainsi que des turbidites intercalées (cf. *infra*). Il est particulièrement bien observable au pied de la colline de Saint Jaume ainsi qu'aux Houlettes et à Gaubert. Il fut décrit par FRIES et BEAUDOIN (1986, p. 201) et FRIES (1986, p. 102, 323) et désigné comme le "slump  $\beta$ ", dont la reconstitution est proposée in FRIES (1986) en fig. 43 (p. 104) et fig. 200b (p. 324) (précisons que les deux figures, illustrant les épaisseurs, sont identiques au détail près de ces épaisseurs : données en m en fig. 43, et unité non précisée en 200b ; cependant les valeurs sont différentes...) Cette reconstitution doit être nuancée lorsqu'on considère les sites intégrés dans le schéma. Plusieurs points apparaissent effectivement groupés au centre, dans la région de Rosans ; ils sont reliés à un point isolé, excentré, situé au Nord-Est sur la carte (peut-être s'agit-il de Glaise ? je n'y ai cependant observé que deux coulées, sans lambeau du niveau Goguel). En contrepartie, cette reconstitution n'inclut pas deux sites signalés sur la figure 198 (p. 322), correspondant pourtant au glissement gravitaire du niveau Goguel : "présence de S1 dans un slump". Par ailleurs, l'auteur (p. 323) interprète l'absence du "niveau S1" (c'est à dire du niveau Goguel) en certains sites (c'est notamment le cas dans le sous-bassin oriental ; exemple : Les Briers) comme la conséquence "d'un non-dépôt ou bien d'un remaniement précoce" (sous-entendu : slump). Ces éléments me suggèrent que "le slump  $\beta$ " correspond en fait à plusieurs glissements qui se sont succédés dans le temps et qui se sont produits en divers points du bassin, et ceci jusque après le dépôt de l'horizon GO 6. Par ailleurs, il paraît bien y avoir passage latéral entre slump et coulée complètement déstructurée, ce qui rend d'ailleurs difficile, en plusieurs cas, la détection d'une couche remaniée, en l'absence de blocs.

Les **turbidites**. L'abondance de turbidites, comme l'ont constaté FRIES et BEAUDOIN (1986), FRIES (1986), BREHERET (1988a, b) et RUBINO (1988, 1989) constitue un trait caractéristique de l'unité 1. Bien qu'elles soient distribuées sur la totalité de l'épaisseur de l'unité, leur groupement en plusieurs faisceaux pluridécimétriques à métriques est remarquable, ainsi que la coïncidence plus ou moins marquée avec les horizons de laminites (fig. 14, 15, 16, 17). Leur épaisseur individuelle varie entre une fraction de millimètre et deux ou trois décimètres, avec une moyenne de l'ordre du centimètre. Selon la nature des matériaux remaniés, on peut distinguer plusieurs types de turbidites.

+ des **calciturbidites à structure packstone** (parfois *wackstone*) dont les éléments sont des foraminifères benthiques, des débris de crinoïdes, ainsi que des spicules d'éponges... (exemples fréquents dans le synclinal de Rosans, notamment aux Rollands, au col de la Flachière, ainsi qu'à Glaise...)

+ des **calciturbidites à structure mudstone** (parfois *wackstone*) remaniant la boue calcaire hémipélagique (les exemples sont limités à l'Ubac - La Lance ; Les Rollands - Roussieux: éch. 3708).

Ces calciturbidites sont particulièrement bien représentées à la base de l'unité 1 ; elles deviennent très rares vers le sommet. Les turbidites silicoclastiques, déjà représentées vers la base, relayent alors les calciturbidites (cf. notamment les Rollands). Cependant, on notera la présence d'une dernière calciturbidite au toit de la coulée CL 4, observée au Serre Chaitieu (voir plus haut), mais aussi à Sous-les-Roches, près de Saint-Vincent-sur-Jabron (DELAMETTE, comm. pers., 1989). Leur surface taraudée constitue une particularité.

+ les **turbidites silicoclastiques** sont composées pour l'essentiel de grains de quartz et de glauconie. Cependant, elles peuvent admettre une quantité non négligeable de bioclastes carbonatés (foraminifères benthiques), de spicules d'éponges et de phosphoclastes. Certaines turbidites silicoclastiques remanient, en leur sein, des lambeaux de matériel calciclastique à Rasclas.

+ des **turbidites "phosphoclastiques"** peuvent être observées sur plusieurs coupes. Il s'agit de couches composées pour l'essentiel de débris de squelettes de poissons (vertèbres, dents, etc.), de pelotes fécales phosphatisées et de petits nodules phosphatés. Selon leur position, leur taille peut aller d'une petite fraction de millimètre à un centimètre. Cette composante phosphatée

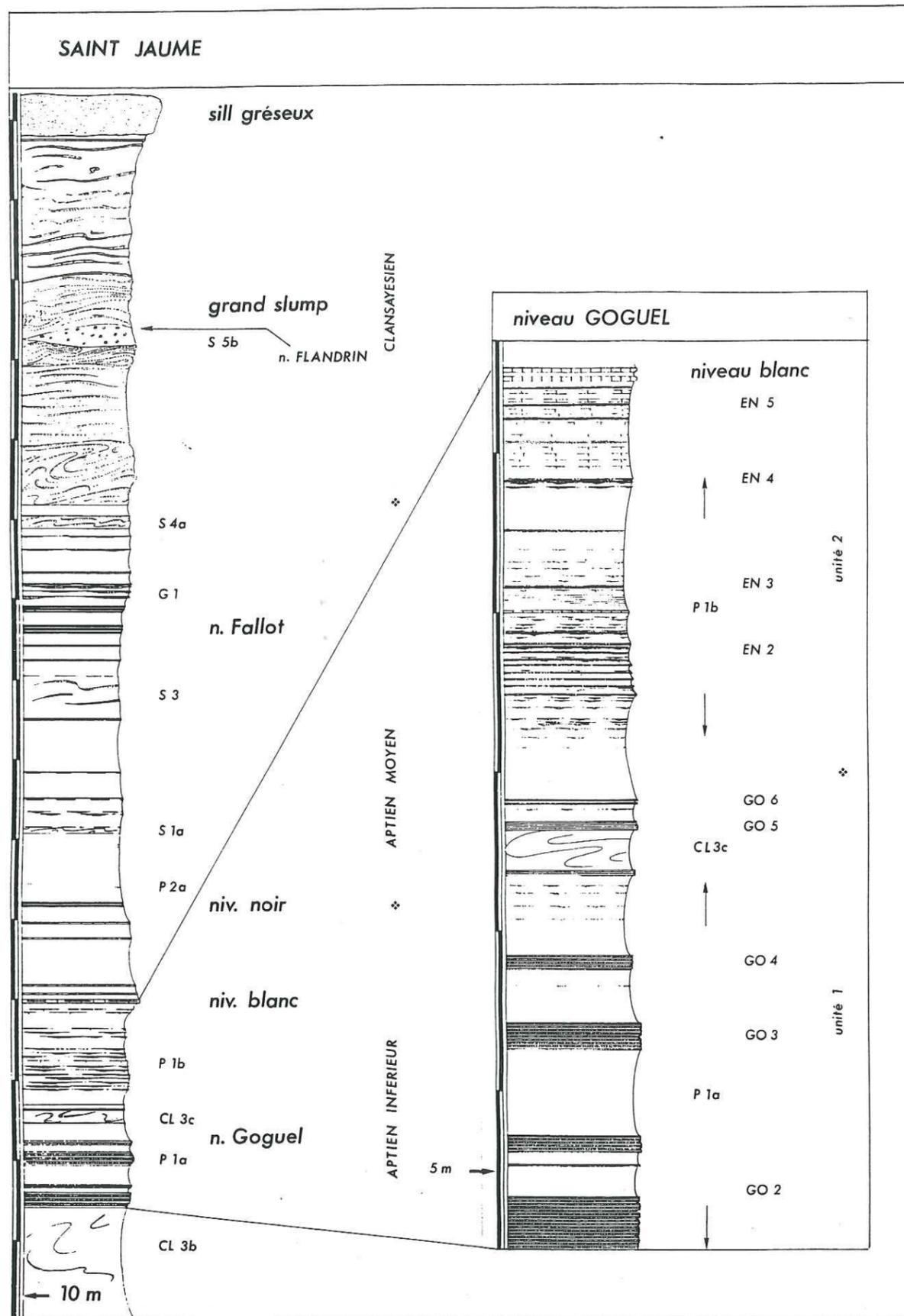


Fig. 14. Saint-Jaume (Verclause). Lithostratigraphie de l'Aptien, détail du niveau Goguel.

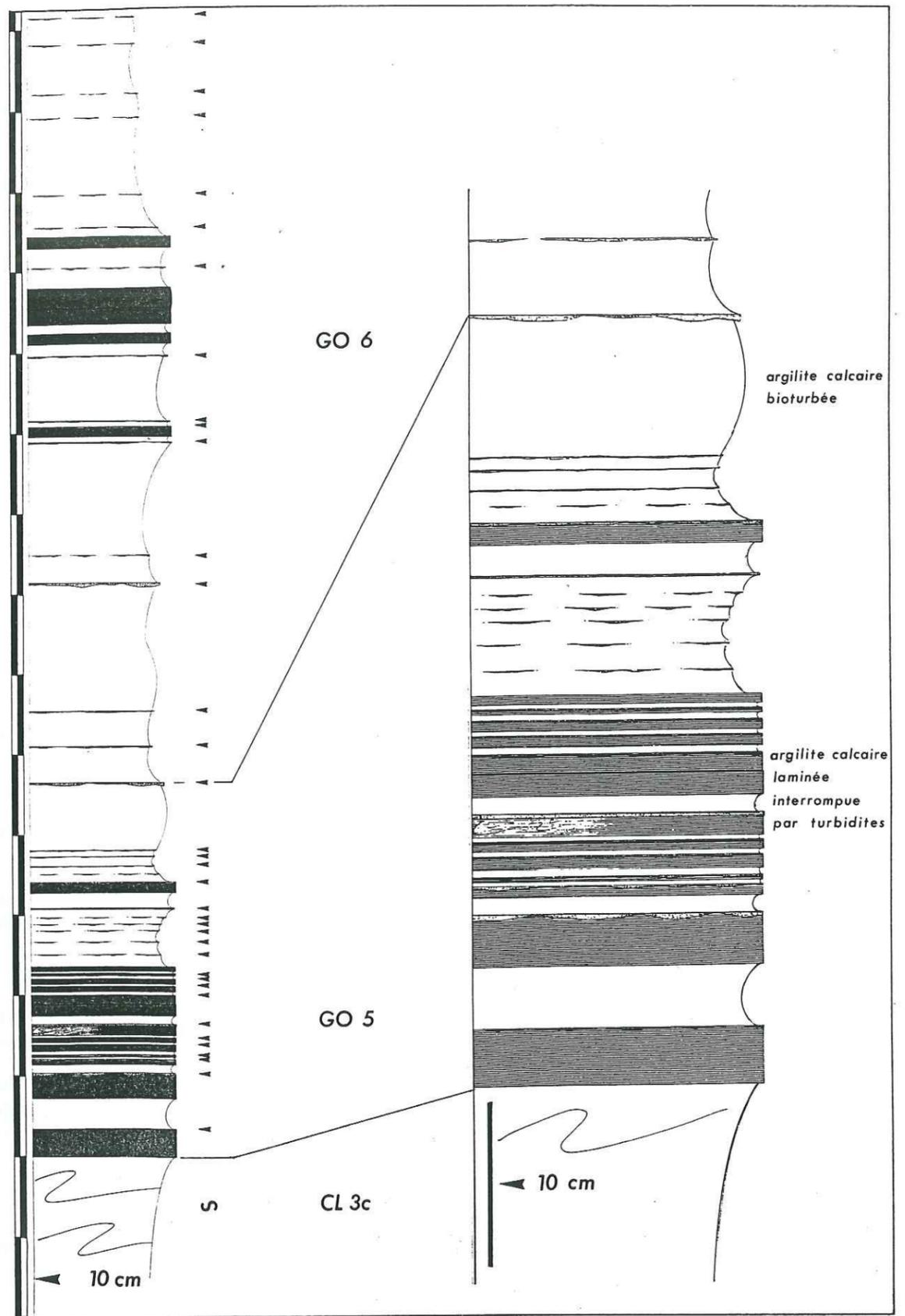


Fig. 15. Saint-Jaume (Verclause). Détail de la partie supérieure du niveau Goguel (horizons GO 5 et GO 6) ; position des turbidites par rapport aux horizons laminés.

concerne surtout la base des turbidites (terme A). Ces resédiments sont, de manière caractéristique, intercalés dans les horizons laminés du niveau Goguel et correspondent au remaniement des éléments disposés sur le fond pendant l'épisode de confinement à l'origine du faciès laminé (*cf. infra*). Le liant de ces éléments peut être calcitique, pyriteux ou siliceux. Des exemples peuvent être observés à Saint Jaume, Glaise, Serre Chaitieu, mais surtout à Allemand (Laborel).

Le changement dans la nature des matériaux resédimentés reflète l'évolution des conditions de l'environnement sur la plate-forme. En effet, les calciturbidites remanient les éléments de la plate-forme carbonatée périphérique (Urgonien) en voie d'extinction ou déjà asphyxiée, témoignage local de leur ennoiement généralisé ("drowning") observé dans les régions téthysiennes par nombre d'auteurs (*cf. MASSE, 1989*). Le linéol sableux qui ensevelit alors la plate-forme approvisionne des turbidites silicoclastiques dont le développement est important au cours de l'Aptien moyen et supérieur.

**Rapport des turbidites avec les horizons laminés du niveau Goguel.** Dans la plupart des sites, les sous-niveaux du Goguel sont formés de multiples passées laminées, dont l'épaisseur varie du millimètre à plusieurs centimètres, séparées par des horizons d'argilite homogène d'épaisseur comparable et des turbidites. L'examen soigneux des rapports entre ces différents termes (fig. 15, 16) montre que les turbidites peuvent occuper deux positions : 1) intercalées dans les argilites homogènes ; 2) au sommet des horizons laminés. En revanche, elles ne reposent jamais à la base d'horizons laminés. Cette disposition permet d'établir dans l'ordre la succession : 1) couche laminée (ou couche argilo-carbonatée homogène), 2) turbidite, 3) couche argilo-carbonatée homogène. L'interprétation suivante peut être proposée. Des courants de turbidité (engendrés proximatement) se sont développés sur des fonds où se sédimentaient calmement des vases par décantation dans un milieu confiné (d'où une lamination de type planctono-euxinique du sédiment autochtone). Les événements gravitaires provoquaient une remise en suspension des boues déjà déposées. Il se formait alors des bouchons vaseux qui mettaient plusieurs heures ou jours à se redéposer, recouvrant ainsi les sédiments grossiers allochtones d'une draperie argilo-carbonatée homogène. Ces événements gravitaires instantanés n'interrompaient la sédimentation autochtone que très brièvement. La sédimentation planctono-euxinique reprenant immédiatement ensevelissait alors très lentement ces dépôts. Le déclenchement d'un courant de turbidité suivant de peu un courant précédent (de quelques heures à plusieurs années) peut expliquer la position de turbidites au sein d'intercalations d'argilites homogènes.

La comparaison des épaisseurs des horizons laminés du sous-niveau GO 5 entre sites à intercalations de turbidites et sites dépourvus de resédiments vient conforter cette interprétation. En effet, à Glaise, par exemple (fig. 16), l'épaisseur cumulée des passées laminées (interrompues par les turbidites) de ce sous-niveau GO 5 avoisine 11 cm (pour une épaisseur totale du sous-niveau d'environ 40 cm) ; à Saint-Jaume (fig. 15), elle est de 15 cm pour une épaisseur totale du sous-niveau de 34 cm. Cette épaisseur des passées laminées est tout à fait comparable à celle mesurée aux Sauzeries (12 cm). [à Gaubert, elle est de 18 cm, à Sous-les-Roches : 20 cm, à Roussieux 15 cm, à Saint-Auban-sur-Ouvèze : 9,5 cm].

Par ailleurs, le contenu en matière organique (analysé en pyrolyse Rock Eval ; *cf. infra*) des argilites homogènes et des passées laminées apparaît, dans plusieurs cas, assez comparable en quantité et en qualité (exemple : Saint Jaume, Glaise). Cette observation milite en faveur d'une parautochtonie des argilites homogènes.

On pourrait opposer aux arguments développés plus haut le fait que beaucoup de turbidites sont disposées en faisceaux, lesquels viennent en coïncidence avec les sous-niveaux de laminites (on y compte environ cinq fois plus de turbidites que dans l'encaissant). Aux éléments d'analyse, il faut alors ajouter le facteur temps. En effet, ceci revient à se poser la question de savoir si la fréquence des courants de turbidité était plus élevée pendant le dépôt des couches laminées que pendant celui des argilites bioturbées intercalées, ou bien si, leur fréquence demeurant comparable, le taux d'accumulation sédimentaire autochtone était réduit pendant ces périodes. Par ailleurs, une compaction nettement plus élevée que pour les argilites bioturbées pourrait expliquer une telle profusion de ces resédiments. Cependant, étant donné la densité assez voisine des deux faciès, ceci nous ramène au taux d'accumulation sédimentaire. Bien qu'il soit difficile de résoudre ce problème pour l'instant, la fréquence des turbidites au sein des sous-niveaux laminés ne m'apparaît aucunement un argument convainquant pour expliquer l'origine de ces couches et, considérant plutôt la disposition relative des faciès, l'enchaînement des termes lithologiques, je suis plutôt enclin à considérer cette fréquence comme la conséquence d'un faible taux de sédimentation.

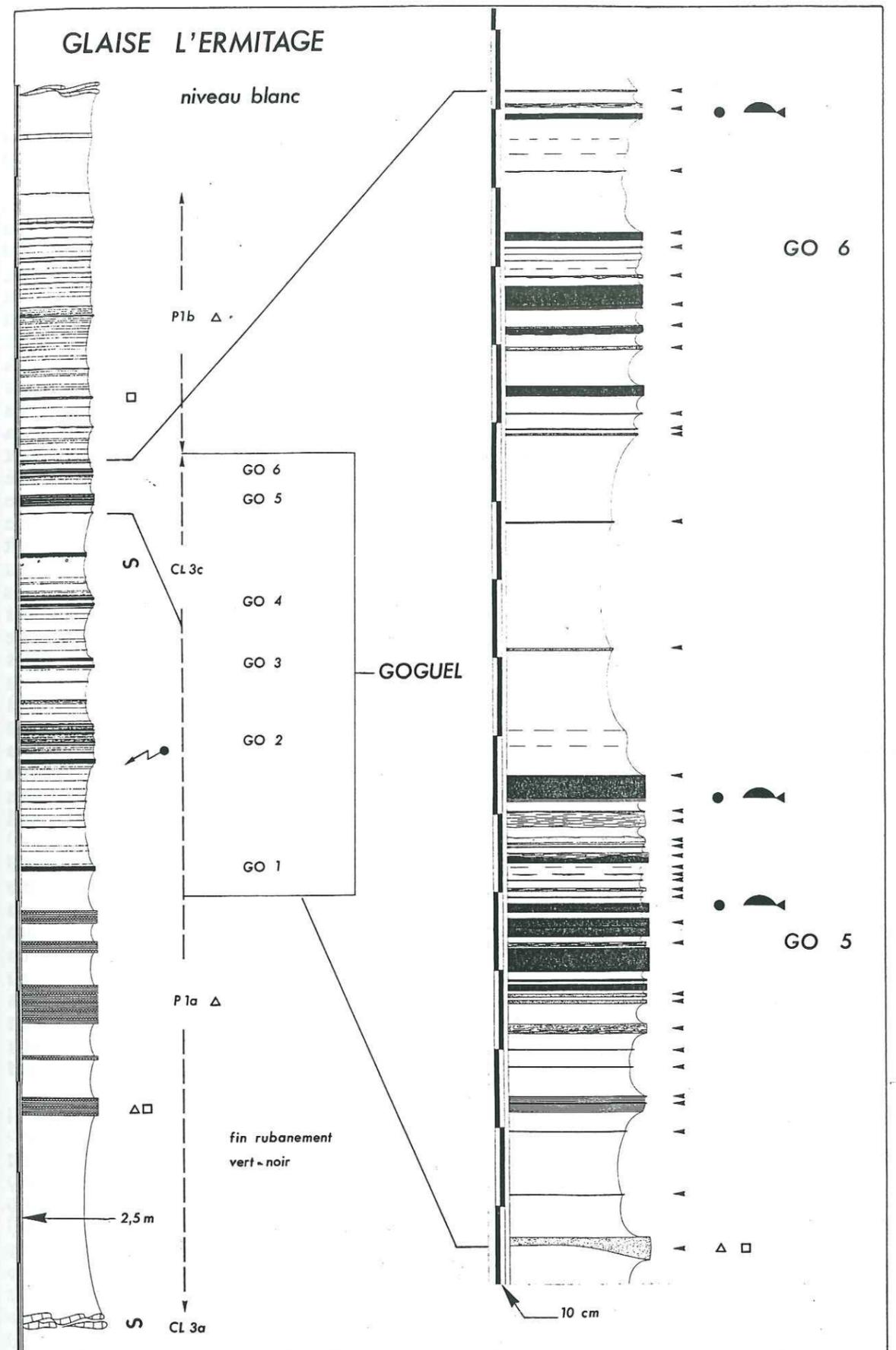


Fig. 16. L'Ermitage (Glaise). Niveau Goguel (sommet de l'Aptien inférieur) ; importance des turbidites par rapport aux horizons laminés. Détail de GO 5 et GO 6.

En Atlantique Central, la formation de Hatteras (JANSA *et al.*, 1979), caractérisée par l'importance des *black shales*, comporte de nombreux résédiments : turbidites, ainsi que débrites et slumps. Pour la partie Ouest, au large de la marge continentale américaine, ceci concerne les sites 101 et 105 (LANCELOT *et al.*, 1972), 386 et 387 (McCAVE, 1979), 391 (BENSON *et al.*, 1978), 417 et 418 (DONNELLY *et al.*, 1980) et 534 (SHERIDAN *et al.*, 1982). Pour la partie Est, au large des marges continentales européenne et africaine, ceci concerne les sites 367,368 et 370 (DEAN *et al.*, 1977 ; DEAN et GARTNER, 1982), 397 (CORNFORD, 1979), 398 (ARTHUR, 1979 ; de GRACIANSKY et CHENET, 1979 ; HABIB, 1979), 400 et 402 (de GRACIANSKY *et al.*, 1979) et 415 (LANCELOT *et al.*, 1980). Une revue est donnée par ARTHUR, DEAN et STOW (1984).

Parmi les hypothèses avancées pour expliquer la présence de *black shales* dans les bassins de l'Atlantique Central, deux au moins font appel aux courants de turbidité. Pour certains auteurs, les vases noires riches en matière organique se sont initialement sédimentées sur le talus ou la plate-forme externe, là où, selon les modèles océanographiques actuels, la couche à minimum d'oxygène dissous atteint les fonds marins. Ces dépôts, sporadiquement déstabilisés, notamment du fait de la structuration des marges de cet océan en ouverture, entraînés alors dans des courants de turbidité, venaient s'étaler sur le fond des bassins. Les *black shales*, ou au moins certains d'entre eux, sont ainsi considérés comme allochtones. En deuxième lieu, les courants de turbidité, comme le proposent DEAN et GARTNER (1982), ARTHUR *et al.* (1984), DEAN *et al.*, (1984), sont eux-même à l'origine d'une détérioration des conditions d'oxygénation au niveau du fond et du potentiel d'oxydo-réduction dans les sédiments. DEGENS *et al.* (1986) suggèrent que 1) durant les phases turbiditiques, les suspensions riches en matière organique originaires des sédiments des bassins primaires sur les marges continentales, subissent une advection le long des limites de densité dans la colonne d'eau ; 2) ces substrats sont alors introduits dans des zones où les populations microbiennes qui réagissent, créent de vastes zones appauvries en oxygène. La dégradation microbienne affectant de façon privilégiée les composés organiques marins contenus dans ces sédiments, il en résulte un kérogène résiduel composé de matière organique déstructurée dont le signal terrigène est prononcé, ce qui entraîne le dépôt de vases noires riches en matière organique. Les observations dont on vient de faire état pour le niveau Goguel ne permettent pas d'attribuer la genèse des sédiments laminés riches en M.O. à la mise en place de turbidites. Ils n'en représentent pas non plus une conséquence. Au contraire, les courants gravitaires ont troublé la calme sédimentation sur le fond du bassin.

ANASTASAKIS et STANLEY (1984, p. 502), à la suite des travaux de NESTEROFF (1973) et KIDD *et al.* (1978), ont attiré l'attention sur la fréquence de sapropèles mis en place par des courants (gravitaires) en Méditerranée orientale, au Quaternaire. Ils introduisent le terme "d'épisapropèle" ("*episapropel*") afin de grouper les différents types de séquences qui incluent des lithofaciès riches en M.O. (C.O.T. > 2%), mis en place par courants gravitaires au sein de sédiments hémipélagiques qui contiennent au moins une couche de sapropèle (avec une teneur en carbone organique supérieure à 2%). Les auteurs montrent qu'une couche de quelques centimètres de sapropèle (comme le plus récent daté de l'Holocène : S1) correspond localement à un épisapropèle de plusieurs mètres d'épaisseur, formé de multiples couches résédimentées. Les faits décrits dans le cas du niveau Goguel, ainsi que le soulignent FRIES et BEAUDOIN (1986) peuvent être rapprochés des observations de ANASTASAKIS *et al.* (1984).

#### Les séquences turbiditiques

Je n'ai pas procédé à une étude détaillée de la géométrie des corps turbiditiques non plus que de leur structure. On peut cependant observer la grande extension latérale du faciès turbiditique, comme l'ont d'ailleurs noté FRIES et BEAUDOIN (1986, p. 201), FRIES (1986, p. 327), BREHERET (1988, p. 350), BREHERET et DELAMETTE (1988, p. 85) et RUBINO (1988, p.61). Selon FRIES et BEAUDOIN (1986, fig. 7 et fig. 9a) et FRIES (1986, fig. 198 et 200a), "la distribution spatiale de ces turbidites intercalées dans S1 et les sens des courants mesurés montrent leur canalisation dans une morphologie étroite (environ 20 km de large), identifiée sur près de 60 km." Cette distribution apparaît incomplète puisque les turbidites sont également observables au Serre Chaitieu (comme il est décrit plus haut à propos de la coupe référence), à Glaise, aux Oustaus, aux Houlettes, c'est à dire en des positions assez écartées par rapport à la disposition suggérée par les auteurs. Ainsi, même si les épaisseurs cumulées des turbidites apparaissent effectivement maximales pour l'axe WNW-ESE, la morphologie indiquée apparaît moins étroite,

et/ou plus complexe. Pour FRIES et BEAUDOIN (1986, p. 201) et FRIES (1986, p. 327), les turbidites (silicoclastiques) montrent les termes b, c et d de la séquence de BOUMA. Dans la plupart des cas, les structures observables sont effectivement des laminations planes (Td) et des convolutions. Cependant des figures de granoclassement dans du matériel sableux sont souvent évidentes. Certaines des turbidites intra-Goguel comportent des galets mous. On peut constater que des lambeaux arrachés aux argilites laminées (peu carbonatées), constituent alors des petits galets de calcaire laminé qui, du fait de la diagenèse précoce (vraisemblablement au sein de la zone de méthanogenèse, assez peu profonde dans ce cas : *cf. infra*) et des propriétés mécaniques du sédiment sableux, sont relativement peu déformés par la compaction. Par ailleurs, les argilites homogènes constituent le terme ultime des couches gravitaires. Tous les termes de la séquence de BOUMA (Ta à Te) sont donc représentés, quoique tout à fait exceptionnellement sur une seule section verticale de turbidite. Pour RUBINO (1988, p. 61), les turbidites constituent "un complexe de chenaux et de levées correspondant au système de type III de MUTTI (1985)". Un certain nombre de turbidites correspondraient au type CCC de WALKER (1985) : C pour *clasts*, *convolution* et *climbing ripples*, type qu'il considère caractéristique de marges de chenaux ou de levées (dénotant érosion du substratum et approvisionnement substantiel).

#### 1.2.2. Unité 2

La base de l'unité 2 offre quelques variations d'épaisseur essentiellement dictées par l'intercalation de turbidites plus ou moins abondantes et plus plus ou moins épaisses. Elles sont généralement plus épaisses que dans l'unité 1 : ainsi à Saint-Jaume (fig. 14), Notre-Dame, L'Ermitage (fig. 16). Elles interfèrent avec la sédimentation autochtone marquée par l'alternance de termes calcaires et argileux. Localement, la base de l'unité admet une coulée CL 3d (les Châtaigniers (Gumiane), Rasclas (Arnayon), Tarendol). Grâce aux observations complémentaires menées en différents sites (Gaubert, Sauzeries, Ermitage, Saint Jaume...), il est possible d'établir que les deux premiers termes de l'unité 2 (entre le Goguel et le doublet du Niveau blanc) contiennent cinq ensembles de passées pluricentimétriques d'argilites calcaires ou de marnes gris sombre homogène, dont certaines sont plus ou moins fissiles. Le premier (EN 1) contient un seul horizon, peu marqué, situé entre quelques décimètres et un mètre au-dessus du sous-niveau 6 Goguel. Le deuxième (EN 2), débutant environ un mètre au-dessus, est formé de quatre horizons dont le plus élevé est le mieux marqué. Ils sont répartis sur 1,50 à 2 m. Après 1,50 m de marnes contenant trois fins délits calcaires, l'ensemble EN 3 présente ses trois horizons répartis sur 1,50 m. Le premier est le plus sombre. Lui succèdent deux mètres de marnes à quatre petits délits calcaires, puis un nouvel ensemble (EN 4) de quatre horizons noirs dont les deux derniers forment un doublet qui apparaît noir et bien exprimé. Ce doublet assure la transition avec le deuxième terme de l'unité 2, nettement enrichi en calcaire. Après une succession de six petits bancs serrés sur environ 1,50 m, vient le dernier ensemble (EN 5), dont l'épaisseur est comprise entre 1,50 m et 2 m, formé de trois horizons noirs régulièrement espacés dont les deux premiers sont très nettement visibles (l'horizon inférieur particulièrement qui forme en fait un doublet), et ce pratiquement sur toutes les coupes étudiées.

L'affleurement des Châtaigniers, près de Gumiane (fig. 13), présente un intérêt tout particulier. En effet, intercalés dans les marnes entre les niveaux d'argilites noires, douze horizons à concrétions carbonatées (calcaire micritique), pluricentimétriques à bidécimétriques, se répartissent pour l'essentiel entre les ensembles EN 2 et EN 4. La plupart de ces concrétions sont centrées sur des terriers (= "ichnoïdes"), certaines se sont développées sur des ammonites ou nautilus. Leur autochtonie apparaît manifeste puisque 1) ces nodules sont structurés en couches régulières, formant presque des bancs (il ne s'agit pas de débrites) ; mais surtout 2) comme on vient de le souligner la plupart de ces concrétions forment un manchon diagénétique autour de bioturbations ; enfin 3) les niveaux calcaires sous-jacents au doublet du niveau blanc sont eux-mêmes "michoïdes", ainsi que le doublet lui-même, mais dans une moindre mesure. Par ailleurs, la rareté des turbidites est remarquable dans cette partie de la coupe. Elle pourrait correspondre à un épisode de transit ("*by-passing*").

Le doublet du Niveau blanc forme un repère assez constant à l'échelle du bassin (cf. pl. 2, fig. 1). Les marno-calcaires sus-jacents (unité 2 C) peuvent être assez bien corrélés au banc par banc. On notera (en tous les sites) que la cyclicité est fine, décimétrique, entre le doublet du niveau

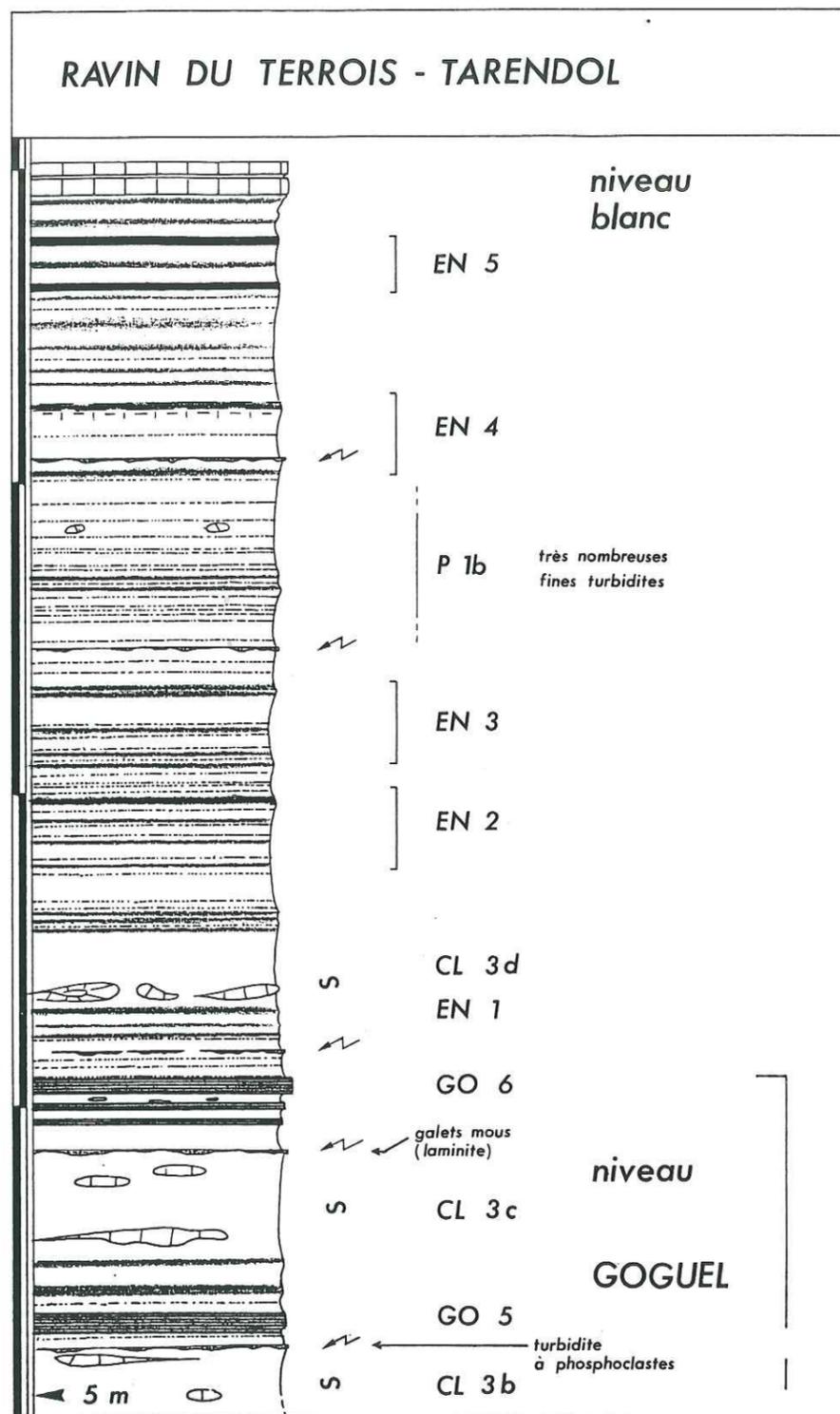


Fig. 17. Le ravin du Terrois (Tarendol). Le sommet du niveau Goguel et les passées d'argilites noires (ensembles noirs : EN) de l'unité 2.

blanc et NC 2, comme il en est sous le niveau blanc (unité 2B). Cette cyclicité se dilate quelque peu entre NC 2 et NC 3, comme on le constate à Saint Jaume par exemple.

Cependant la succession est souvent altérée par un slump cacheté par le délit calcaire NC 2 (slump  $\gamma$  de FRIES) ; nous en avons observé seulement un effet mineur au Serre Chaitieu. Inexistant dans la région axiale d'Arnayon et de Rosans ainsi que l'a observé FRIES (1986 ; fig. 44 + fig. 73), cet événement gravitaire est en revanche manifestement enregistré dans des sites aussi dispersés que Valouse, Tarendol, les Houlettes, Gaubert, les Briers, ainsi qu'à Saint-Léger (ce dernier point selon FRIES). Une alimentation depuis des secteurs indépendants est claire comme le suggère FRIES (1986, p. 135). Plusieurs glissements distribués dans le bassin sont donc contemporains (ou péné-contemporains), suggérant à l'auteur une origine sismique. Pour RUBINO (1988, 1989), le slump  $\gamma$  correspond à la coulée CL 4 de FERRY (1976), observée notamment à la Chaudière. Cette coulée CL 4 est plus probablement antérieure au slump  $\gamma$  comme le montre la fig. 20. En fait, ainsi que l'évoque la fig. 47 in FRIES (1986), j'ai pu observer que deux slumps peu épais (notés S 0a et S 0b), séparés par un petit faisceau de turbidites, étaient intercalés entre la débrite attribuable à CL 4 et les délits calcaires NC 3 et 4. Il semble bien alors que l'épisode de resédimentation fini-bédoulien soit polyphasé.

En certains sites, des nodules barytiques (type hérisson) se rencontrent entre les deux doublets de délits calcaires (l'Esclate), entre les délits calcaires du deuxième doublet (Baudon, Lallemand), ou entre ce dernier et le Niveau noir (L'Entane). De fréquents nodules calcaréophosphatés (parfois décimétriques) ainsi que pyriteux les accompagnent (ex. l'Entane). Il s'agit de terriers nodulés ou minéralisés de manière continue. De telles concrétions se rencontrent aussi au-dessus du niveau noir, à la base de l'unité suivante. Les ammonites pyriteuses peuvent être abondantes, les bivalves sont plus rares. Les rostrés de bélemnites sont parfois fréquents, comme à l'Esclate.

### 1.2.3. Unité 3

Dans tout le bassin, lorsque la série n'est pas érodée, ou troublée par les phénomènes de resédimentation comme dans l'axe Chaudière-Bruis, le sommet de l'unité 2 se marque par un changement notable dans la couleur des marnes. Au-dessus d'un doublet d'argilites sombres, le "Niveau noir", les sédiments deviennent gris foncé, avec des reflets bleus. Dans les différents sites visités, cet enchaînement de faciès est analogue à ce qui est observé au Serre Chaitieu (pl. 2, fig. 2) et à Gaubert. La coupe de Saint-Jaume, particulièrement bien exposée et lisible (fig. 18), permet d'établir une succession-type pour le détail de l'unité 3 A. Celle-ci se développe sur 25 m environ. Le rubanement est manifeste et, malgré la grande monotonie de l'ensemble, des niveaux repère sont mis en évidence et une certaine logique apparaît. Le Niveau noir qui se trouve environ deux mètres au-dessus de NC 4, représente en fait le premier d'une série de quatre doublets (NN 1 à NN 4) situés entre trois et quatre mètres les uns des autres. Chacun comporte deux horizons sombres encadrant un horizon bien clair. Ces doublets se succèdent de manière régulière, chaque fois séparés par trois autres bandes légèrement moins sombres. Un faisceau de très minces turbidites (de 1 mm à 1 cm) se surimpose à cette série. Un slump (S 1a) brise cette régularité environ un mètre au-dessus de NN 4. Deux mètres au-dessus de ce slump se placent huit petites turbidites dont deux sont plus épaisses. Puis deux horizons sombres, assez calcaires par rapport à l'encaissant (NNC 1 et NNC 2), sont espacés de trois mètres. Quatre bandes un peu moins sombres sont intercalées. L'horizon NNC 2, quelque peu colonisé par la végétation, correspond au "niveau à touffes" de FRIES (1985, p. 126, fig. 85). Le premier horizon du niveau Fallot (FA 1) vient sept mètres au-dessus de NNC 2 dont il est séparé par une dizaine de couples clair-sombre. La seconde partie de l'unité (3 B) correspondant au Fallot est un peu moins lisible qu'au Serre Chaitieu. On remarque l'intercalation d'un slump (S 3) au-dessus de FA 1 ; il remanie des lambeaux de FA 2.

Pour le niveau Fallot, les corrélations sont assez bonnes au niveau du bassin (fig. 2, 3, 5, 18, 19, 99 ; pl. 3, fig. 1). Les horizons repères : FA 1 à FA 4 se retrouvent assez systématiquement lorsque les conditions d'affleurement sont favorables, et que les glissements synsédimentaires ne les ont pas complètement perturbés. A cet égard, on observe que cinq ou six passées foncées séparent les horizons 1 et 2 au Serre Chaitieu (fig. 3). Elles sont de même visibles à Gaubert (fig. 5) quoiqu'un slump de 3 m d'épaisseur s'intercale dans cette série. Un slump s'observe au même emplacement aux Briers (fig. 99). Cinq passées sombres séparent les

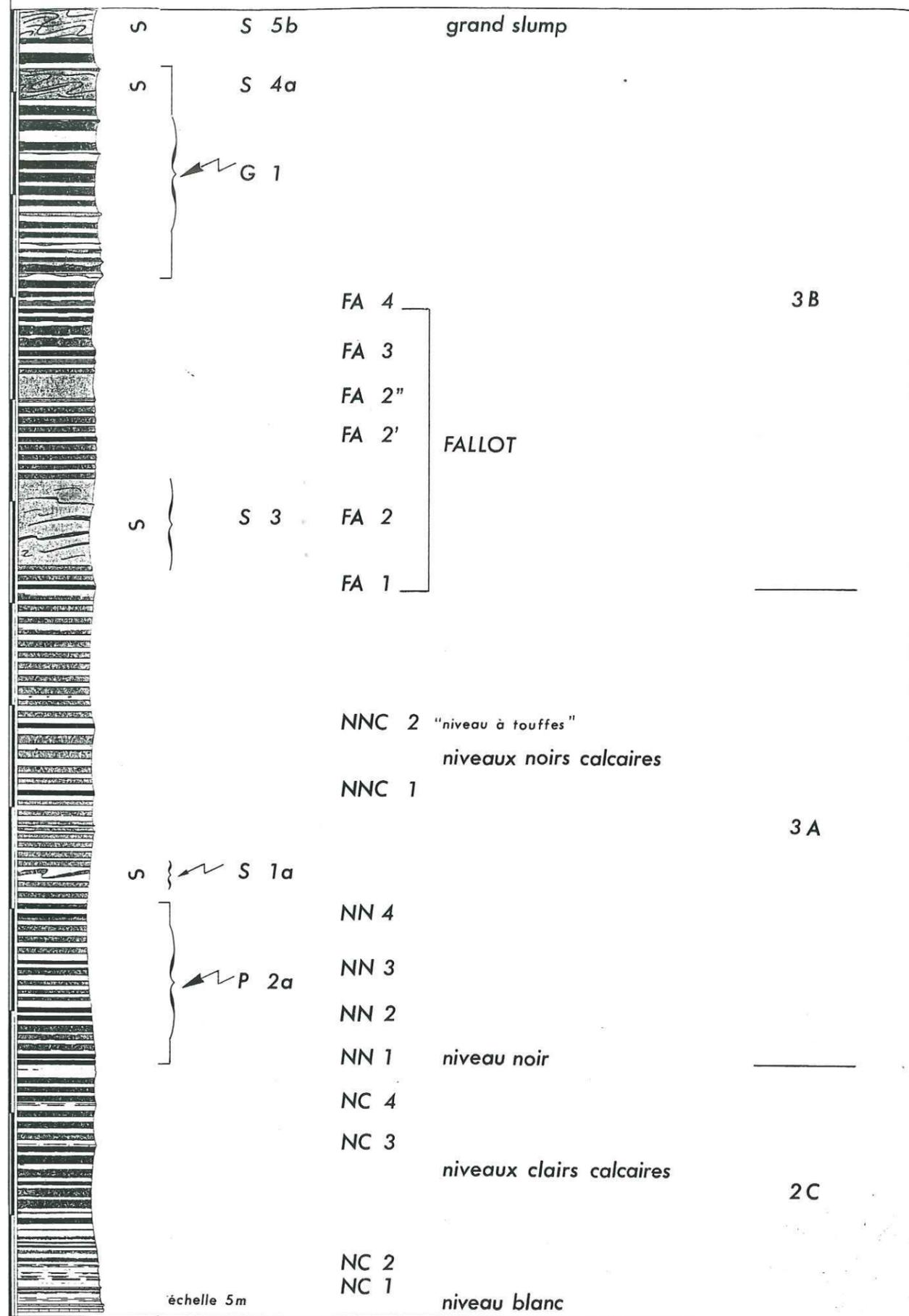


Fig. 18. Saint-Jaume (Verclause). Le rubanement des marnes des unités 2 et 3 (sommet de l'Aptien inférieur et base de l'Aptien moyen).

horizons FA 2 et FA 2' dans les deux sites, trois séparent les horizons FA 2' et FA 2" (faiblement marquées). Ce rubanement est plus difficile à observer entre FA 2" et FA 3 à Gaubert. On remarque cependant, au Serre Chaitieu, cinq passées sombres dont les deux dernières, nettement exprimées car un peu fissiles (et enrichies en M.O.), forment la base du triplet FA 3 (fig. 3). Ce triplet est également observable à Gaubert, comme pratiquement en tous les sites (de Saint Jaume, fig. 18, aux Briers, fig. 99). Quatre passées sombres séparent les horizons FA 3 et FA 4 au Serre Chaitieu ; mais seules les deux dernières qui, à l'instar du cas précédent, forment un triplet avec FA 4, sont visibles à Gaubert comme d'ailleurs en la plupart des autres sites. Ce triplet est toutefois légèrement moins marqué que FA 3, ce qui est dû à la moins bonne fissilité de ses termes. Les nodules pyriteux sont assez répandus dans les marnes intercalées dans le niveau Fallot, les nodules calcaréophosphatés sont plus discrets. Il s'agit de terriers minéralisés.

Les objets diagénétiques sont relativement fréquents à la base de l'unité (3 A), entre le niveau noir et le premier horizon du Fallot FA1. Les ammonites pyriteuses sont abondantes à Gaubert, à la Peytavine (fig. 19), notamment au-dessous et au-dessus du "niveau clair". Quelques moules phosphatés d'ammonites sont présents à la Peytavine. La densité des nodules calcaréophosphatés ainsi que pyriteux est remarquable en tous les sites. Les terriers phosphatisés sont partout fréquents au voisinage de NNC 2. A la Peytavine, certains d'entre eux se prolongent par des concrétions barytiques. Quelques fragments de carapaces de crustacés décapodes y ont été récoltés (éch. 3176) ; par ailleurs, une association curieuse de nodules en "rond de sorcière" y a été observée (BREHERET, 1990) ; ces ichnoïdes présentent une minéralisation de barytine et de phosphate (cf. *infra*). Les nodules barytiques peuvent être fréquents, soit en miches décimétriques (Gaubert), soit en hérissons (Baudon, Saint Jaume, l'Esclate), voire sous forme de sabliers ou diabolos (quelques centimètres) comme à la Peytavine (Tarendol) ou l'Entane (Saint Auban). Ces différentes concrétions paraissent développées sur des terriers de fousseurs. Cependant, quelques turbidites de faible épaisseur (plurimillimétriques) sont minéralisées en barytine, et en phosphate (ex. éch. 3177). Elles peuvent constituer le plan de symétrie de "cone-in-cones" barytiques, ce qui est peut-être aussi le cas des diabolos (ou sabliers) barytiques, à la base du niveau Fallot.

Quelques slumps interrompent la sédimentation de l'unité 3. Un premier (S 0c) s'intercale entre NC 4 et le Niveau noir (NN 1) à la Peytavine. Puis S 1a est disposé sous l'horizon calcaire NNC 1 à la Peytavine et à Saint Jaume, et S 1b se trouve entre NNC 1 et NNC 2 à la Peytavine<sup>1</sup>. Le slump S 2 se surajoute aux marnes du niveau Fallot, entre FA 1 et FA 2 à Gaubert et aux Briers, alors que FA 2 lui même est remanié dans un glissement S 3 à Saint Jaume. FRIES (cf. fig. 85, p. 124, in FRIES et BEAUDOIN, 1985) rapporte au slump A, reconnu notamment à la Chaudière, dans la région de Bourdeaux (FRIES, 1986, fig. 47), et à l'Est d'Arnayon (*ibid.*, fig. 68), ce resédiment que j'ai appelé S 3 (qui remanie l'horizon FA 2 comme on l'a vu). Cette corrélation avec le slump A établie par FRIES ne me paraît pas assurée. A cet égard, il convient de souligner le fait que ce slump remanie du matériel pélagique, alors que le slump A de FRIES remanie du matériel hémipélagique provenant de la plate-forme, comme tous les slumps qui, au Gargasien supérieur, remplissent une structure située légèrement plus au nord. Plus probablement, le slump A de FRIES s'est déclenché après le dépôt du Fallot (voir paragraphe suivant : unités 4-8).

En ce qui concerne les turbidites, en dehors de l'axe du bassin et de sa partie la plus occidentale, les venues gréseuses se font tout à fait discrètes. Au Serre Chaitieu, une seule turbidite de quelques millimètres s'observe à l'aplomb de NN 4, trois mètres sous le slump S1 b. Des nodules pyriteux à composante gréseuse (P 2b) se trouvent sporadiquement sous l'horizon FA 1 du niveau Fallot, et entre FA 1 et FA 2. On en rencontre à nouveau entre FA 2" et FA 3, puis au niveau de FA 4 et au-dessus. A Gaubert, les turbidites millimétriques ou centimétriques sont également peu abondantes. Elles sont localisées entre FA 2 et FA 4.

Dans la partie occidentale, un premier ensemble remarquable, noté P2a, se localise dès la base de l'unité 3, (c'est à dire en coïncidence avec le Niveau noir) comme on peut l'observer notamment dans le ravin de la Peytavine (Tarendol), où il développe sur une dizaine de mètres des turbidites centimétriques, ainsi qu'à Saint Jaume. Au-dessus, un deuxième ensemble, P 2b, est constitué de quelques turbidites éparses et de faible épaisseur (Peytavine, Saint Jaume). Le matériel remanié est silicoclastique : quartzeux et glauconieux.

<sup>1</sup> les glissements mentionnés à la Peytavine avaient été reconnus par FRIES et BEAUDOIN (1987, fig. 5) mais non positionnés précisément (notamment par rapport au Fallot)

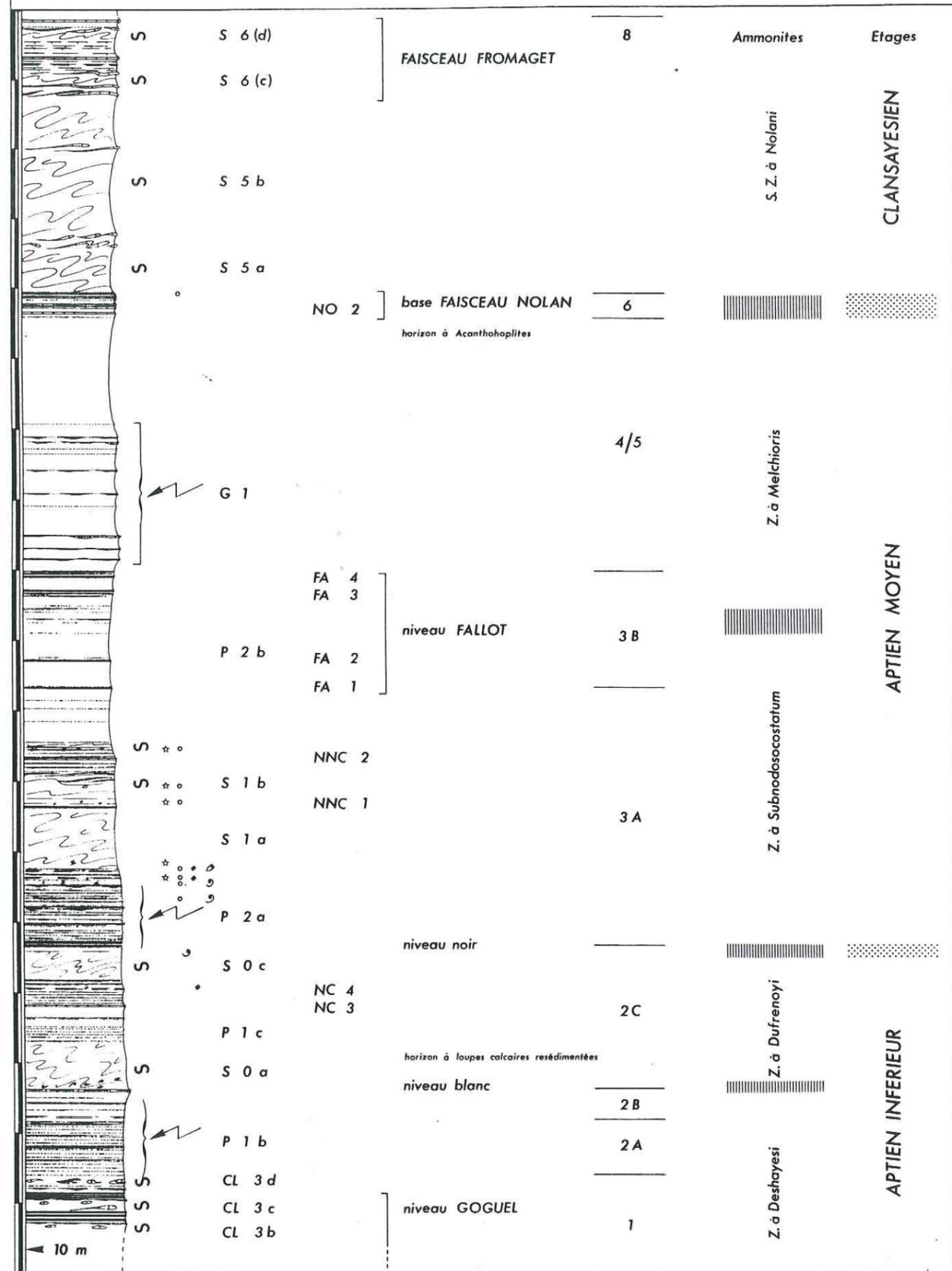


Fig. 19. Le ravin de la Peytauvine (Tarendol). Lithologie et stratigraphie de l'Aptien.

1.2.4. Unités 4-8

Alors qu'il était relativement aisé d'établir des corrélations pour les unités sous-jacentes, la tâche devient difficile pour les unités 4 à 8 équivalant à la partie supérieure du Gargasien et la partie inférieure du Clansayésien (autrement dit : à la partie supérieure de la séquence G et à la séquence K1 de FRIES, 1986). Ceci tient au fait que les resédimentations sont particulièrement abondantes dans cet intervalle (zone à *Melchioris* et zone à *Nolani*) selon l'axe du bassin (voir par exemple les figures 54b et 54c in FRIES, 1986 ; et FRIES et BEAUDOIN, 1987, p. 219) et que, par ailleurs, dans les sites éloignés de cet axe, plusieurs lacunes, délicates à mettre en évidence, tronquent la série de manière assez généralisée. Ainsi, et comme FRIES l'évoque dans sa thèse (1986, p. 100-101, 301), "la série est d'autant plus incomplète que la coupe est proche des bordures." En conséquence, le descriptif de la sédimentation "autochtone" de l'ensemble de ces unités (4 à 8) ne repose pratiquement que sur la coupe de Gaubert, présentée plus haut.

Excepté le travail de FRIES, qui demeure cependant succinct à cet égard, extrêmement peu de détails sont donnés dans la littérature pour ce qui concerne les sédiments autochtones des unités 4 à 7 reconnues ici (les alternances du faisceau Fromaget = unité 8 ont été considérées à plusieurs reprises dans divers travaux), c'est-à-dire : sommet du Gargasien, base du Clansayésien. Ainsi la seule précision donnée à ce propos par MOULLADE (1966, p. 224) est qu'un "discret rappel de ce faciès s'observe également dans les derniers mètres<sup>2</sup> : il se manifeste de la même façon, par de rares et minces indurations striant les marnes." Pour FRIES (1986, p. 19) "la discontinuité sommitale<sup>3</sup> se manifeste diversement selon les endroits : lacune d'une zone (microfaune) ; présence de structures calcaires d'origine diagénétique (columnaires) avec des cristallisations septariennes remplies de calcite et de barytine ; de niveaux sableux très glauconieux ; d'un niveau centimétrique d'argiles plastiques tranchant sur des marnes encaissantes très carbonatées<sup>4</sup>". Puis (p. 99) "un faisceau de quelques bancs calcaréo-marneux marque le sommet de la séquence G." Enfin (p. 19) "au-delà de cette discontinuité<sup>5</sup> se développe le faisceau marno-calcaire clansayésien" (voir aussi ses fig. 7, 27 et 39). Une première description de ce "faisceau clansayésien" observé à Vergons (dans la partie Sud-Est du bassin) est livrée par FROMAGET et VARCIN (1954). Ces auteurs amènent en effet, grâce aux faunes d'ammonites comportant de nombreux *Hypacanthoplites*, quelques précisions sur sa position stratigraphique fini-aptienne, et montrent, au-dessus, l'existence de marnes à aucellines du Clansayésien terminal (le "Vergonsien"), que surmontent des argilites noires à *L. tardefurcata* de l'Albien inférieur. Les successeurs reconnaissent, par la suite, son rôle de repère dans la monotone série des marnes bleues. Cependant, ils identifient le faisceau avec la limite même des étages Aptien et Albien. MOULLADE (1966) place cette limite au milieu de ce faisceau, alors que, pour COTILLON (1971), elle coïncide avec son sommet. Ainsi que le font remarquer BREHERET *et al.* (1986) (et voir plus haut), en accord avec FRIES (1986), ce faisceau est situé nettement sous les couches de passage de l'Aptien à l'Albien (lorsque la série est complète).

Le remplissage de la gouttière arnayonnaise (fig. 20, 21)

Comme l'a montré FRIES (1986), les terrains gargasiens sont caractérisés "par un grand nombre de slumps très puissants" dans le sous-bassin occidental, les turbidites étant nettement subordonnées. Cette accumulation constitue une part importante de l'appareil que l'auteur qualifie "d'Eventail de Céüse" qui implique en fait tout l'Aptien. Une dizaine de glissements ont effectivement été inventoriés au "Gargasien supérieur", et FRIES a esquissé leur cartographie détaillée (fig. 46 - 53 ; voir aussi FRIES et BEAUDOIN (1985), fig. 42 - 52). Tous ces glissements (S 4 dans la présente étude) se mettent en place dans l'intervalle correspondant au dépôt de nos unités 4 et 5. Cette phase d'instabilité sédimentaire se poursuit au Clansayésien (nos unités 6 et 7, ainsi que 8 et 9).

Les corrélations apparaissent très délicates entre les slumps recensés dans les différentes coupes ; il en est de même pour les faisceaux de turbidites. Par ailleurs, les correspondances avec

<sup>2</sup> de son unité m : note de JGB

<sup>3</sup> de la séquence G de FRIES : note de JGB

<sup>4</sup> les faciès marginaux sont évoqués dans ce contexte : note de JGB

<sup>5</sup> G/K1 : note de JGB

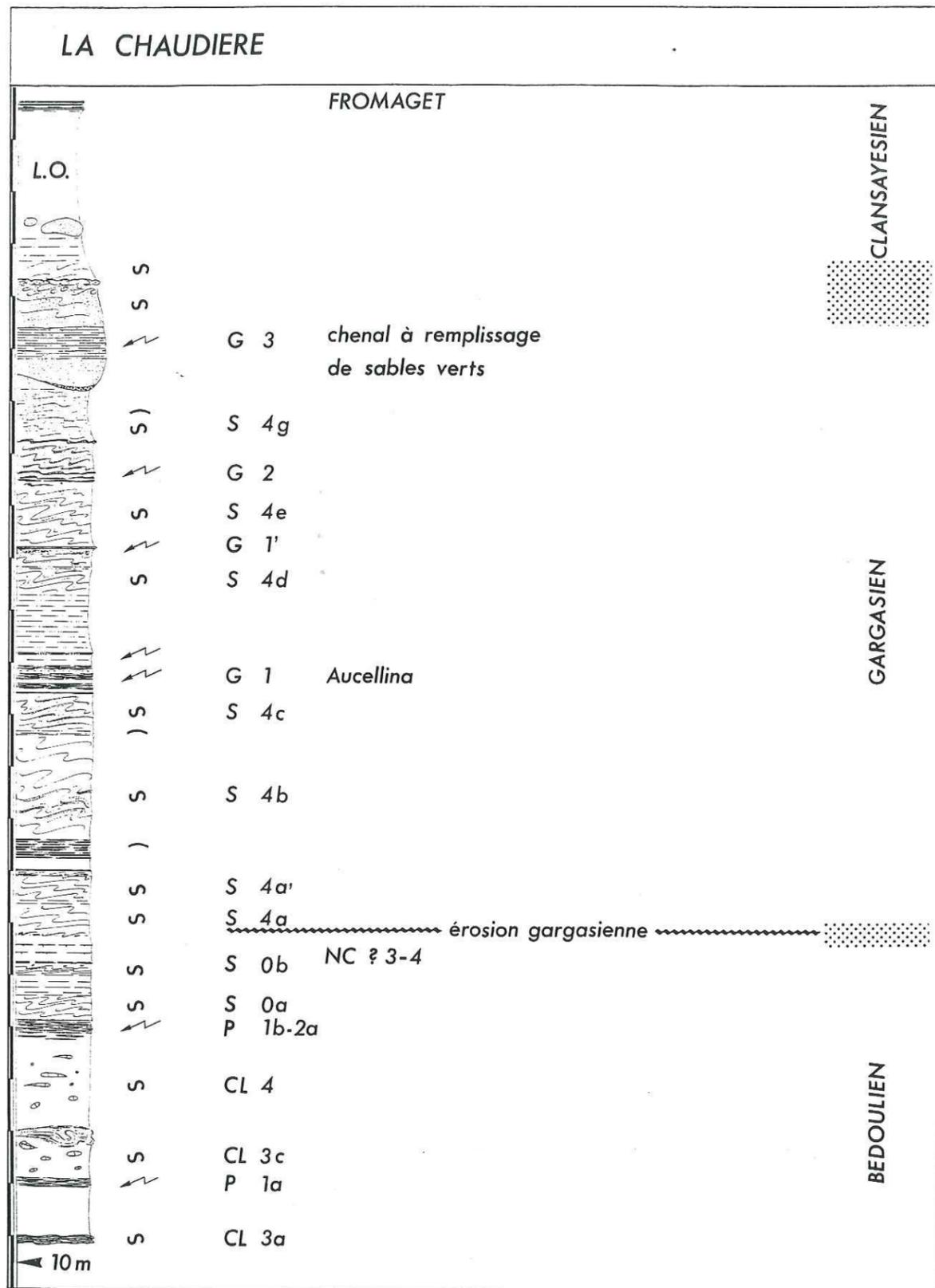


Fig. 20. La Chaudière. Coupe de l'Aptien. Les résédiments en amont de la gouttière arnayonnaise.

les observations de FRIES ne sont pas assurées. Ceci tient au fait que les informations d'ordre biostratigraphique (reposant sur les travaux de BIZON et BIZON) sont assez sporadiques dans les travaux de cet auteur. Les slumps gargasiens notés S 4 dans le présent travail portent des indices en lettres minuscules attribués selon mes observations. La reconnaissance des glissements et leur nomenclature tiennent naturellement compte de l'étude de FRIES. Ainsi, on trouvera, dans les indices alphabétiques, la correspondance avec la notation en lettres capitales de cet auteur. N'ayant pas suivi de manière détaillée la géométrie des slumps, je m'en rapporte à l'étude de FRIES (1986) qui a esquissé une reconstitution de leurs trajets.

Selon l'axe Chaudière - Arnayon - Bruis - Sigottier, il y a lacune partielle ou totale de l'intervalle : sommet de l'unité 2 et unité 3, à la suite d'une phase d'érosion (cf. FRIES *in* FRIES et BEAUDOIN, 1987, p. 219). Le remplissage de cette "gouttière arnayonnaise" aurait débuté dès la base du Gargasien supérieur (FRIES, 1986, p. 131). Ainsi, à Rasclas (Est d'Arnayon, fig. 21), le slump S 4a (ou slump A de FRIES), est coiffé par des horizons sombres (resédimentés ?) à nombreuses turbidites silicoclastiques. Ces turbidites correspondraient au faisceau T 1 de FRIES et BEAUDOIN (1987, p. 219, et fig. 5) qui est daté, pour l'affleurement très voisin du Ravin des Pennes, de la base de la zone à *G. algeriana*. Le slump S 4a serait donc immédiatement postérieur au niveau Fallot (horizon FA 4). [Par ailleurs, et selon ces considérations, le "changement de couleur" induit par la disposition du premier slump S 4 (ou A de FRIES), formé de marnes silteuses sombres, sur les marnes claires de l'unité 2 (au-dessus de NC 3 et 4), et interprété comme une surface d'inondation : "main flooding surface" par RUBINO (1989, p. 29 et fig. 21), selon des observations effectuées notamment à Rasclas, au Ravin des Pennes, ne peut évidemment être confondu avec le changement de couleur observé dans la succession des assises autochtones pélagiques (passage du "Niveau noir") décrit plus haut.]

La fig. 64 *in* FRIES et BEAUDOIN (1985), et la fig. 70 *in* FRIES (1986), [mais voir aussi pour plus de détail les fig. 42 à 52 *in* FRIES et BEAUDOIN (1985) ainsi que fig. 48 à 53 *in* FRIES (1986)] suggèrent que la disposition des slumps au cours du Gargasien est nettement centrée sur l'axe Chaudière - Arnayon - Bruis - Sigottier, ne dépassant guère ce dernier site vers l'Est (Céüse se situe à environ 20 km à l'Est de Sigottier). De plus, cette accumulation est assez étroitement confinée dans une morphologie qui évoque bien davantage une gouttière qu'un glacier, ce que montre bien, du reste, la carte des épaisseurs cumulées (décompactées) sur la fig. 54b *in* FRIES (*ibid.*). Ces faits m'amènent à employer dans ce travail les termes de "remplissage de la gouttière arnayonnaise" pour les sédiments gravitaires gargasiens, réservant le concept "d'Eventail de Céüse" pour l'ensemble de tous les sédiments gravitaires aptiens. En ce qui concerne cette distribution géographique, on observera cependant que les importants glissements du Clansayésien, dont on verra plus bas qu'ils sont largement développés selon l'axe rosannais (axe plus méridional), ont éventuellement pu oblitérer de tels slumps S 4b à S 4k du Gargasien supérieur (les slumps S 4c et S 4d, et S 4h sont peu développés et n'atteignent que la zone d'Arnayon, FRIES, *ibid.*, fig. 53). Il n'en reste pas moins que les effets, sur les sédiments infra-Gargasiens, de l'érosion méso-gargasienne sont négligeables selon cet axe méridional, puisque le Fallot, et *a fortiori* le niveau blanc sont présents. Il ne paraît pas y avoir de contrepartie de cet ensemble resédimenté dans le sous-bassin oriental.

Tous les slumps du Gargasien supérieur remanient des sédiments caractéristiques de la plate-forme distale silico-clastique : marnes silteuses à fréquentes passées sableuses, représentant vraisemblablement des tempestites (rides chevauchantes à bioturbation abondante) comme les slumps S 4b à S 4e, et des turbidites comme S 4i. Des éléments de chenaux gréseux plurimétriques sont même contenus dans le slump S 4i. La composante glauconieuse est parfois importante. L'analyse des microfaunes, selon SALINAS (1985) *in* FRIES (1986, p. 61, 109) confirme cette origine de plate-forme. De plus, il apparaît que la composante sableuse est de mieux en mieux marquée des slumps anciens aux slumps plus récents. Ceci s'oppose à la nature pélagique qui caractérise la plupart des glissements observés au sein des terrains antérieurs (ailleurs que dans l'axe arnayonnais, où ces assises sont absentes).

Comme on peut l'observer sur les affleurements de la Chaudière et Rasclas, un ensemble de turbidites G 1, à matériel silicoclastique (quartzeux et glauconieux)<sup>6</sup>, vient au-dessus du slump S 4c. Ces turbidites correspondent probablement aux T 1 de FRIES et BEAUDOIN (1987, p. 219,

<sup>6</sup> remaniant vraisemblablement les niveaux condensés de plate-forme équivalents à Fallot

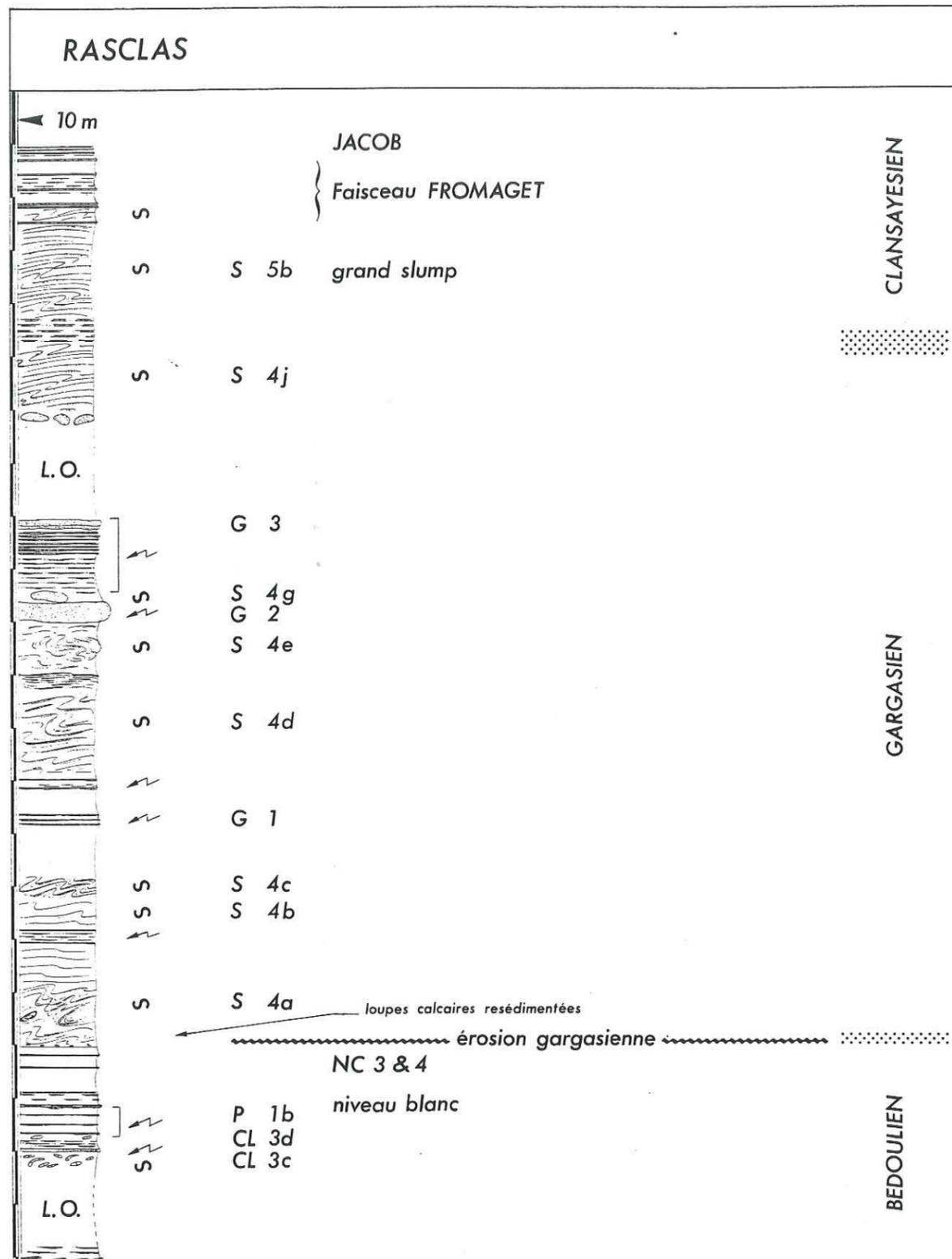


Fig. 21. Rasclas (Arnayon). Coupe de l'Aptien. Position des resédiments gargasiens formant le remplissage de la gouttière arnayonnaise (creusée jusqu'aux bancs NC 3 et 4 au sommet du faisceau du Niveau blanc).

fig. 5), bien qu'il y ait une certaine ambiguïté quant à leur position exacte : comparer la fig. 68 in FRIES, 1986, la fig. 5 in FRIES et BEAUDOIN, 1987, et la fig. 21 du présent travail. Leur extension est importante. Dans les zones écartées de l'axe, elles se présentent en bancs lenticulaires dont le biseautage est visible à l'échelle de l'affleurement ; leur épaisseur peut atteindre quelques décimètres. Au-dessus, sept slumps (S 4) ont été mis en évidence par FRIES pour la partie supérieure du Gargasien sur les affleurements du Pays de Bourdeaux à Arnayon (nommés de D à K par FRIES, excepté F qui correspond à des chenaux gréseux). On trouve, intercalé entre S 4d et S 4e, un deuxième petit faisceau de turbidites (G 1') visible à la Chaudière. Des corps gréseux assez glauconieux, G 2 dans la présente étude (ou F pour FRIES), étroitement chenalisés (largeur des chenaux généralement inférieure à la centaine de mètres selon FRIES et BEAUDOIN (1987, p. 221) sont distribués dans la partie Nord-Est. Quatre grands chenaux ont été reconnus et suivis sur d'assez grandes distances par FRIES. Le chenal 1 se prolonge sur plus de trente kilomètres. Vers l'aval (Est de Bruis), comme le remarquent FRIES et BEAUDOIN (1987, p. 221) "le chenal 1 cède la place à une succession de turbidites décimétriques à métriques organisées en un grand rythme strato-croissant scindé en trois séquences de même polarité". Un troisième faisceau de turbidites grésoglaucieuses G 3, agencées de manière strato-croissante, et d'épaisseur voisine de 15 m (ex. Rasclas) surmonte un slump à "lambeaux gréseux métriques" (FRIES et BEAUDOIN, 1987). Son extension est importante (*ibid.*, fig. 10a).

#### Des bancs de "guimauve calcaire" : une resédimentation d'ichnoïdes ?

A Rasclas, on remarque, à l'extrême base du slump S4a, la présence de nombreuses loupes de calcaire contournées. Les considérations qui suivent permettent d'avancer une explication. En effet, l'affleurement, situé le long de la route entre Gumiane et Arnayon, aux environs des Châtaigniers, m'a permis d'observer une structure singulière que je n'ai pas trouvée décrite dans la littérature. Il s'agit de deux lits décimétriques, chacun formé d'un agglomérat de boules de pâte calcaire micritique déformées, étirées, torsadées, moulées les unes sur les autres. Ces deux lits, espacés d'environ 3 m, se localisent au-dessus du Niveau noir, après un intervalle caractérisé par de nombreuses turbidites silico-clastiques. De manière caractéristique, on observe que chacune de ces couches à "guimauve calcaire" est surmontée par une coulée marneuse d'épaisseur métrique (homogène pour la première, à boules calcaires pour la seconde) que coiffe une turbidite silico-clastique pouvant atteindre une épaisseur de 10 cm. Ces deux ensembles peuvent être interprétés comme des faciès (séquences) de resédimentation. L'origine des boules de guimauve calcaire me semble pouvoir être recherchée dans l'arrachement gravitaire d'ichnoïdes analogues à ceux observés à la base de l'unité 2 (sur la même coupe, ces ichnoïdes sont situés environ 25 m plus bas). Cette observation permettrait d'expliquer la présence de pseudo-galets mous calcaires à la base du slump S4a, juste au-dessus de NC 4 situé au toit de l'unité 2 alors érodée à Rasclas. Les deux coulées notées aux Châtaigniers seraient des avatars de ce même slump S4a (ou bien des témoins de S 0a). De semblables objets sont aussi observables au Taris (près de Bourdeaux), sous le doublet du niveau blanc, ainsi que dans le Ravin de la Peytavine (près de Tarendol), à la base de S 0a juste au-dessus du doublet du niveau blanc (unité 2). Par ailleurs, les coulées disposées à la base de la coupe de la Chaudière admettent, à côté de corps calcaires pluridécimétriques à plurimétriques, de fréquents sphéroïdes calcaires qu'il serait possible de rapporter à des ichnoïdes. Ces faits permettent de supposer qu'à la fin du Bédoulien et au Gargasien moyen, la bordure occidentale du bassin vocontien était caractérisée par l'abondance d'une faune benthique génératrice de terriers, ultérieurement minéralisés dans des conditions diagénétiques particulières qui seront évoquées plus loin (II.4.3). Ces ichnoïdes ont été remaniés en plusieurs endroits, et à diverses reprises.

#### Le "Grand Slump" et sa position stratigraphique ; les "faisceaux clansayésiens"

Toujours dans le sous-bassin occidental, la partie inférieure du Clansayésien équivalant à nos unités 6 et 7, correspond, pour l'essentiel, à deux slumps de grande extension latérale (selon les données stratigraphiques de FRIES, 1986). Il s'agit des slumps S 5 a et S 5 b (ou  $\Sigma 1$  et  $\Sigma 2$  selon FRIES). Le premier "n'est préservé qu'en quelques points (du fait de l'érosion par le "Grand Slump"  $\Sigma 2$ ) situés sur les bords de la vallée et à l'amont" (FRIES, 1986, p. 117), dans la région de Bourdeaux. Le second, S 5 b, à juste titre qualifié de "Grand Slump" par FRIES, emprunte l'axe

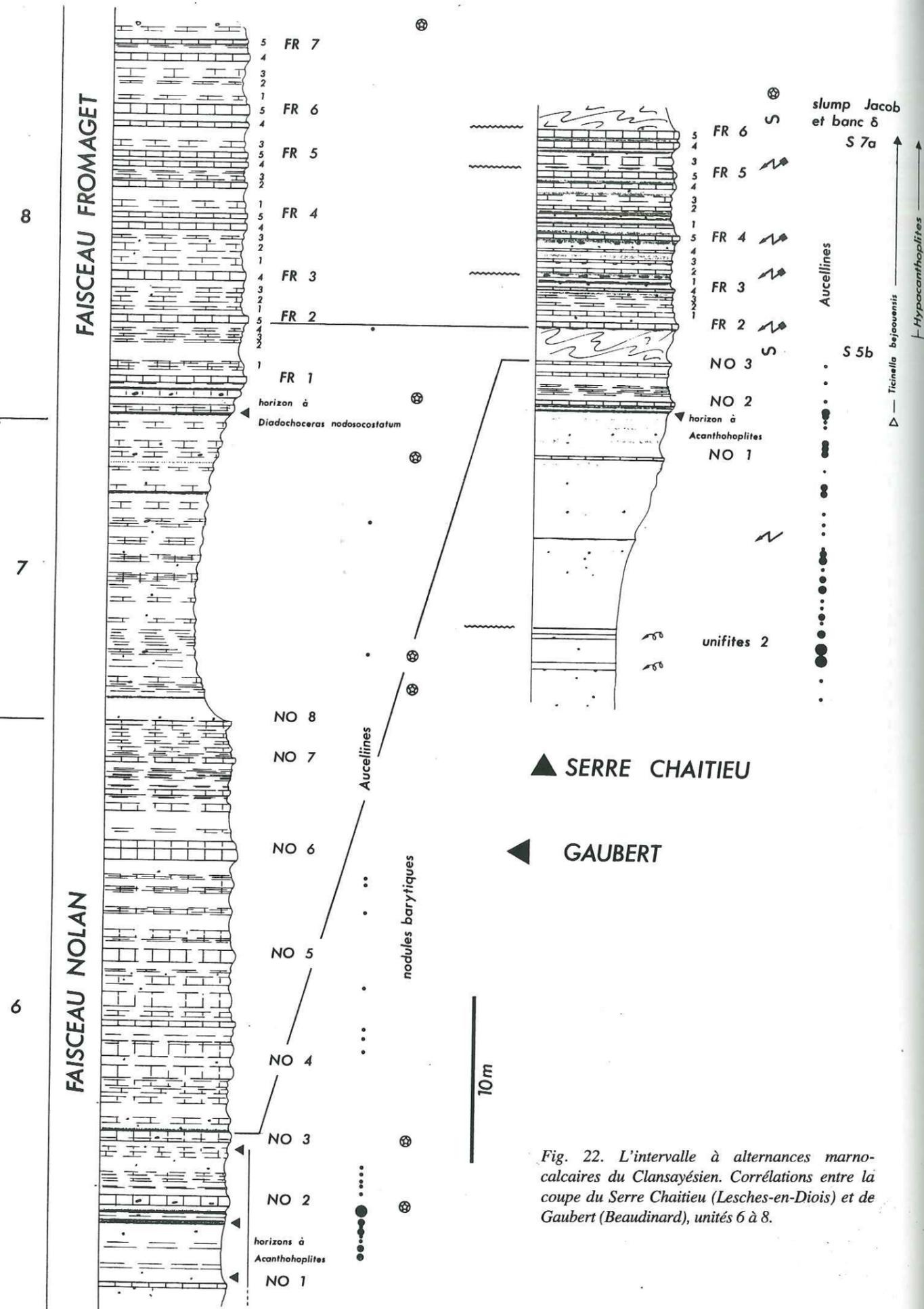


Fig. 22. L'intervalle à alternances marno-calcaires du Clansayésien. Corrélation entre la coupe du Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois) et de Gaubert (Beaudinard), unités 6 à 8.

rosannais, légèrement plus au Sud que l'ensemble des résédiments gargasiens (S4). [Une telle configuration avait d'ailleurs été observée, pour les niveaux de grès, par MOULLADE (1966, p. 303) : "A l'Albien inférieur, l'aspect de l'aire d'extension des dépôts ne permet plus de matérialiser un chenal d'amenée d'une façon aussi évidente qu'au Gargasien. L'allure des contours conduit cependant à penser qu'il en existait également un à cette époque, axé cette fois sur Rémuzat (vallée de l'Eygues) et par conséquent légèrement décalé vers le Sud par rapport au précédent." Rappelons à cet égard que l'intervalle rapporté ici à l'Albien inférieur par MOULLADE est désormais considéré comme Clansayésien]. Largement étalé géographiquement, il offrirait, pour FRIES, une extension de plus de 1200 km<sup>2</sup>. Son épaisseur atteint plus de 60 m (non décompacté) dans la région de Saint-André-de-Rosans. Le volume de sédiment déplacé, constitué de marnes silteuses (faciès hémipélagique), atteindrait 60 km<sup>3</sup> selon FRIES (1986, p. 117, et voir fig. 56). A Saint-Jaume, ce glissement de quarante mètres d'épaisseur vient reposer au-dessus de l'intervalle à turbidites G 1 de la base de l'unité 4 et d'un petit slump S 4 (remaniant du matériel hémipélagique). De même que pour les slumps S 4 de la gouttière arnayonnaise, ces deux slumps S 5 sont absents du sous-bassin oriental, ce qui est en accord avec les observations de FRIES (cf. fig. 35 in FRIES, 1986).

La position stratigraphique du "Grand Slump" serait établie, selon FRIES (1986, p. 137, et cf. fig. 55, 74), au sein des premiers bancs du "faisceau clansayésien" (0 et 1/2 selon sa nomenclature<sup>7</sup>, cf. fig. 55, 74). Cet auteur met en corrélation le "Grand Slump" avec le glissement disposé entre les deuxième et troisième bancs du "faisceau clansayésien" au Serre Chaitieu (0 et 3 selon sa nomenclature, le "banc 2" n'existant pas, cf. fig. 74). Il constate (p. 139) : "la cartographie du banc 2 et de l'intervalle ]2,3[ montre que ceux-ci n'existent que superposés à Σ2 (fig. 75 et 76), la réciproque n'étant pas vraie : plusieurs coupes (par exemple Serres Chaitieu (fig. 74) montrent le banc 3 immédiatement au-dessus de Σ2 ; en fait, leur extension est limitée à la partie centrale et amont de Σ2." Ces constatations me suggèrent deux hypothèses. Ou bien il s'agit d'un slump légèrement plus récent, et alors s'explique l'absence du "banc 1/2" et de l'intervalle marneux sus-jacent "2,3[" ; ce que viendrait éventuellement étayer la distance considérable de la localité par rapport à l'axe de glissement (voir la fig. 56, in FRIES, 1986). Ou bien il y a eu, au moins localement, interruption de la sédimentation entre l'événement gravitaire et le dépôt du "banc 3". Cette deuxième explication permettrait de comprendre l'absence du "banc 2" et de l'intervalle marneux "2,3[" de FRIES, en des zones non centrales, ainsi que notablement éloignées du Serre Chaitieu. En tout état de cause, la disposition de ces couches au-dessus du "grand slump" contredit l'affirmation dans un sens opposé formulée par FRIES (1986, p. 145) à propos du recouvrement du slump Σ3 plus récent : "son recouvrement progressif (le banc 4a est absent sur tout le trajet de Σ3) par les bancs 4b, 4c, 4d et 5 manifeste son caractère biconvexe, bien visible en volume avec le bloc réalisé près de bordure nord, près de Rosans (fig. 80). Cette caractéristique morphologique est en fait la règle pour les slumps, même si au niveau d'un affleurement les surfaces inférieures et supérieures apparaissent planes (LE DOEUFF, 1977)."

Afin de mieux cerner ce problème, il est utile de revenir sur les coupes du Serre Chaitieu et de Gaubert (fig. 22). Sur le premier site, un seul faisceau d'alternances marno-calcaires est observable : le "faisceau clansayésien", dix à douze mètres au-dessus des unifites (voir plus haut). Il débute par un premier délit de 15 cm (NO 1), situé trois mètres au-dessus d'un banc calcaire (23 cm) nettement mieux exprimé (NO 2) que souligne une couche d'argilite noire. Ce banc NO 2 est surmonté par un triplet, à peine marqué, de fins délit calcaires décimétriques, puis de deux autres passées calcaires plus épaisses et assez bien visibles, notamment la dernière : NO 3 (20 cm) située 2,30 m au-dessus de NO 2. Ces passées calcaires sont recouvertes par le slump S 5b, d'épaisseur 2,50 m environ qui, pour FRIES (1986, fig. 74) représente le Grand Slump, ou Σ 2. Une turbidite pyritisée coiffe ce résédiment. Elle est surmontée par une couche d'argilite noire sur laquelle repose un banc calcaire riche en *Hypacanthoplites* (FR 2). En ce qui concerne les marqueurs fauniques, on notera les faits suivants. La richesse en aucellines des sédiments sus-jacents aux unifites U 2 apparaît remarquable. En revanche, dès la base du slump, plus aucune aucelline n'est observée. Pour les foraminifères planctoniques, *G. algeriana* disparaît au niveau des unifites U 2. *T. bejaouensis* apparaît au-dessus de notre banc NO2 si l'on se réfère à MOULLADE (1966). Sa présence serait sporadique (?) au-dessus des unifites pour FRIES (1986, d'après BIZON). Pour ma part, je l'ai notée à partir du niveau d'argilite noire sous le banc NO 2. Enfin, fait important,

<sup>7</sup> Le banc 1/2 correspond en réalité à une turbidite - la turbidite sommitale du slump - surmontée d'un délit calcaire, parfois exprimé comme un vrai banc du fait de la diagenèse.

cette couche d'argilite noire m'a livré plusieurs exemplaires d'*Acanthohoplites* et des aucellines. Cette couche, parfois glauconieuse, présente une extension à l'échelle du bassin et constitue un niveau repère.

A Gaubert, comme nous l'avons vu, deux faisceaux marno-calcaires, séparés par une vire marneuse, caractérisent le Clansayésien. Les aucellines se répartissent entre les petits niveaux argileux noirs situés à la base de l'unité 5 et le tiers inférieur du premier faisceau calcaire, le faisceau Nolan. L'examen de la base de celui-ci révèle : un premier délit calcaire NO 1 (28 cm) qui coiffe une passée d'argilite sombre plus ou moins fissile ; environ cinq mètres plus haut, un banc calcaire NO 2 assez bien exprimé (60 cm) et, 90 cm sous celui-ci, un doublet d'argilite noire (environ 30 cm). Entre ce doublet et le banc calcaire NO 2 s'intercalent un horizon clair, relativement carbonaté, et une passée marneuse gris beige verdâtre, bioturbée à nombreux débris d'aucellines. Au-dessus du banc NO 2, trois petits délits calcaires sont disposés, puis à 2,50 m de ce banc NO 2 une passée calcaire mieux marquée, et enfin, à environ 3,50 m, un banc calcaire (NO 3). Ce dernier supporte une couche d'argilite noire laminée, au débit plan-parallèle. Les bancs NO 2 et NO 3 contiennent des miches barytiques. Les ammonites récoltées dans cet intervalle permettent d'établir que les marnes sous-jacentes au premier délit calcaire NO 1 appartiennent à la zone à *Melchioris* (avec des *Parahoplites*) ; le faisceau Nolan étant, au moins pour sa partie supérieure, dans la zone à *Nolani* (c'est à dire : base du Clansayésien), de même que la vire marneuse qui sépare les faisceaux Nolan et Fromaget. On notera particulièrement que la passée d'argilite sombre sous-jacente à NO 2 livre une faune d'*Acanthohoplites* et de *Parahoplites* dont c'est la limite supérieure de répartition. Pour les foraminifères planctoniques, d'après BIZON in FRIES (1986, fig. 39), la disparition des *G. algeriana* coïncide sensiblement avec la base de l'unité 5 ; *T. bejaouaensis* apparaît dans la partie moyenne du faisceau Nolan.

La distribution des faunes, de même que la géométrie de la stratification, suggèrent fortement la corrélation des bancs NO 1, NO 2 et NO 3 ainsi que des marnes et délits calcaires intercalés, du faisceau Nolan à Gaubert avec les bancs de la base du faisceau de Serre Chaitieu, que j'ai donc numérotés de manière équivalente. En revanche, la présence de *H. jacobi* dans le banc sus-jacent au slump S 5b au Serre Chaitieu, montre que ce banc n'appartient pas au faisceau Nolan, et il est logique de le rattacher au faisceau Fromaget. Les corrélations apparaissent un peu plus délicates pour les bancs de ce faisceau. Cependant, les comparaisons effectuées entre Serre Chaitieu et Gaubert ainsi qu'avec d'autres coupes, notamment le Col de la Chaudière, suggèrent que le banc sus-jacent au slump au Serre Chaitieu correspond au banc FR 2 du faisceau Fromaget à Gaubert. De ce fait, le banc immédiatement sus-jacent au slump  $\Sigma$  2 signalé par FRIES pour la partie centrale du bassin ("banc 1/2") correspond au premier banc du faisceau Fromaget décrit à Gaubert : FR 1. Ces observations laissent penser que le slump S 5b (équivalent supposé du "Grand Slump") entre les bancs NO 3 et FR 2 du Serre Chaitieu, souligne une lacune équivalant à une épaisseur potentielle de sédiments de plusieurs dizaines de mètres (environ 50 m à Gaubert). L'épaisseur de sédiments peut-être ainsi déstabilisée (ou en partie) serait *a priori* en rapport avec l'importance volumétrique attribuée au "Grand Slump" par FRIES, matériels pélagiques et hémipélagiques étant remaniés. La mise en place de S 5b se situerait vers le sommet de la zone à *Nolani*.

Le schéma observé au ravin de Peytavine (Tarendol, fig. 19) confirme les faits que l'on vient d'établir. Effectivement, on retrouve l'horizon d'argilite noire à *Acanthohoplites* et riche en aucellines, sous un banc et deux délits calcaires attribuables à NO 2. Un ensemble slumpé, à faciès pélagique, recouvre ces derniers. Cet ensemble est lui-même surmonté d'un Fromaget largement composé de faisceaux contournés.

### Remarques sur le "Grand Slump"

Références faites aux travaux de FRIES (1986, fig. 55, 56, 74, p. 117, 121, 137), les résédiments qualifiés de "Grand Slump" constituent une entité composée d'un matériel de nature homogène, remanié au cours d'un seul événement, avec une seule région source. Ceci appelle quelques remarques. Les divers affleurements étudiés montrent à l'évidence que le matériel remanié est loin d'être homogène. En effet, au Serre Chaitieu, de même qu'à la Peytavine (fig. 19), il est entièrement sous faciès pélagique et semble correspondre au remaniement du Nolan et des marnes sus-jacentes. A Saint Jaume, les paquets résédimentés présentent des faciès diversifiés : faciès de tempestites, de marno-calcaires silteux hémipélagiques, ainsi que des turbidites, des marnes et calcaires à faciès pélagique (vraisemblablement faisceau Nolan). On y trouve également un niveau

condensé glauconieux à nombreux *Acanthohoplites*, témoin marginal d'un niveau repère reconnu à l'échelle du bassin (cf. *infra*), le niveau Flandrin (BREHERET, 1995), et un intervalle à ichnoïdes calcaires. Une seule source d'approvisionnement explique difficilement, à mon avis, une telle hétérogénéité, avec notamment des faciès pélagiques au Nord et sur la bordure ouest, et un empilement de faciès pélagiques et hémipélagiques dans l'axe rosannais (central). De plus, un tel étalement géographique - il s'agirait d'un éventail de plus de trente kilomètres de large - paraît difficilement compatible avec les propriétés physiques d'un glissement en masse (il ne s'agit pas d'un courant de turbidité) sur une morphologie dont l'auteur suggère la complexité (p. 287 à 295, fig. 183 ; et voir JOSEPH *et al.*, 1989), et qui n'évoque pas un glaciaire. Il se pourrait bien, au contraire, que plusieurs glissements d'origines géographiques différentes composent l'ensemble des résédiments rapportés au "Grand Slump". De plus, les observations faites dans l'axe rosannais laissent supposer un événement polyphasé. Mais il est vrai que selon le pouvoir de résolution actuelle, on ne peut préciser les corrélations, et l'on admettra de laisser cet ensemble sous la nomenclature S 5b. Je restreindrai le terme de "Grand Slump" à l'importante masse résédimentée, principalement composée de matériel hémipélagique, accumulée dans l'axe rosannais.

### Les slumps du faisceau Fromaget

Par ailleurs, au-dessus du slump S 5b, le faisceau Fromaget au Serre Chaitieu montre trois petites turbidites pyritisées. Elles pourraient elles-mêmes être mises en relation avec les cicatrices de slumps. Ainsi, la première située entre FR 3 et FR 4 est surmontée d'argilites noires. Elle coiffe le banc calcaire FR 3 peu exprimé, lui-même correspondant seulement à une quatrième induration au-dessus de FR 2. Au-dessus de cette petite turbidite, ne prennent place que trois indurations calcaires avant le banc FR 4. Par comparaison avec les autres groupes d'alternances dont le rythme implique un banc calcaire toutes les cinq indurations, ces constatations amènent à proposer comme hypothèse que la turbidite scelle un slump affectant deux couches calcaires : le "vrai banc FR 3" (le banc ainsi noté devrait être FR 2,5), et l'induration FR 3,2. Cette disposition est en accord avec ce qu'on observe à Gaubert où "FR 3" correspond en fait à FR 2,5. Une simple épaisseur d'argilites calcaires coiffe ce banc, là où il y aurait le deuxième terme d'un doublet. La diagenèse de terriers de crustacés sous la turbidite FR 3,2 au Serre Chaitieu en constitue peut-être un indice supplémentaire (?). Ce slump S 6a correspond au slump  $\Sigma$  3 décrit par FRIES en d'autres sites, notamment Bourdeaux (cf. fig. 74 in FRIES, 1986). Une autre petite turbidite grésopyriteuse coïncide avec un second cas d'arythmie entre les bancs FR 5 et FR 6. Au Serre Chaitieu, elle est observable juste au-dessus du banc FR 5, surmonté par un seul délit calcaire avant le doublet FR 6. Une configuration identique existe à Gaubert. On peut proposer la numérotation suivante pour les bancs : FR 5 (ou FR 5,1) ; turbidite ; FR 5,4 pour le délit calcaire ; FR 5,5 pour le premier banc du doublet calcaire ; FR 6 pour le deuxième banc de ce doublet. La petite turbidite scellerait donc la cicatrice d'un slump S 6c impliquant deux délits calcaires (FR 5,2 et FR 5,3) ; il correspondrait au slump noté  $\Sigma$  5 par FRIES. L'hypothétique slump  $\Sigma$  4 de FRIES (mentionné p. 117, mais non décrit et non positionné par cet auteur ; les slumps notés  $\Sigma$  4 et  $\Sigma$  5 in FRIES et BEAUDOIN (1985, p. 85, 89, fig. 55 d et 57) sont rapportés respectivement à  $\Sigma$  5 et  $\Sigma$  6 dans FRIES (1986, fig. 59)) pourrait correspondre à un glissement plus localisé (S 6b ?) dont la seule trace au Serre Chaitieu serait la très discrète turbidite grésopyriteuse située au-dessus de FR 3,5. A l'opposé du "Grand Slump" S 5b, dans l'axe rosannais, les slumps S 6 remanient seulement du matériel pélagique et se limitent à une faible épaisseur de sédiments récemment déposés. Ces observations s'accordent avec celles de FRIES (1986, cf. p. 141 et fig. 57, 79a,b).

Un slump S 6d ( $\Sigma$  6 FRIES, 1986), sous-jacent au niveau Jacob, remanie des sédiments détritiques au-dessus du banc  $\delta$  de FRIES, comme on peut le voir à Bourdeaux (Les Valentins). Au col de la Chaudière, du reste, le banc  $\delta$  a été emporté dans ce glissement ou bien ne s'est pas déposé. Au sommet du Serre Chaitieu, l'intervalle supra-Fromaget, incluant le niveau Jacob, est affecté sur une partie du serre par un slump. Dans la partie Est-Sud-Est (voir notre coupe), le banc  $\delta$  a été emporté par le glissement, et le Jacob apparaît contourné. Ce slump post-Jacob est noté S 7a.

Dans les autres sites, il est possible de trouver, sur une même coupe, à la fois des slumps et des turbidites cicatricielles, ou bien des slumps seulement (avec leur turbidite sommitale), ou encore des turbidites cicatricielles seulement. Ce dernier cas caractérise évidemment les sites de bordure. La coupe des Bayles (Châteauneuf-de-Bordette) me paraît significative à cet égard ; le faisceau Fromaget y est effectivement réduit à cinq bancs répartis sur 9,50 m d'épaisseur (comparé

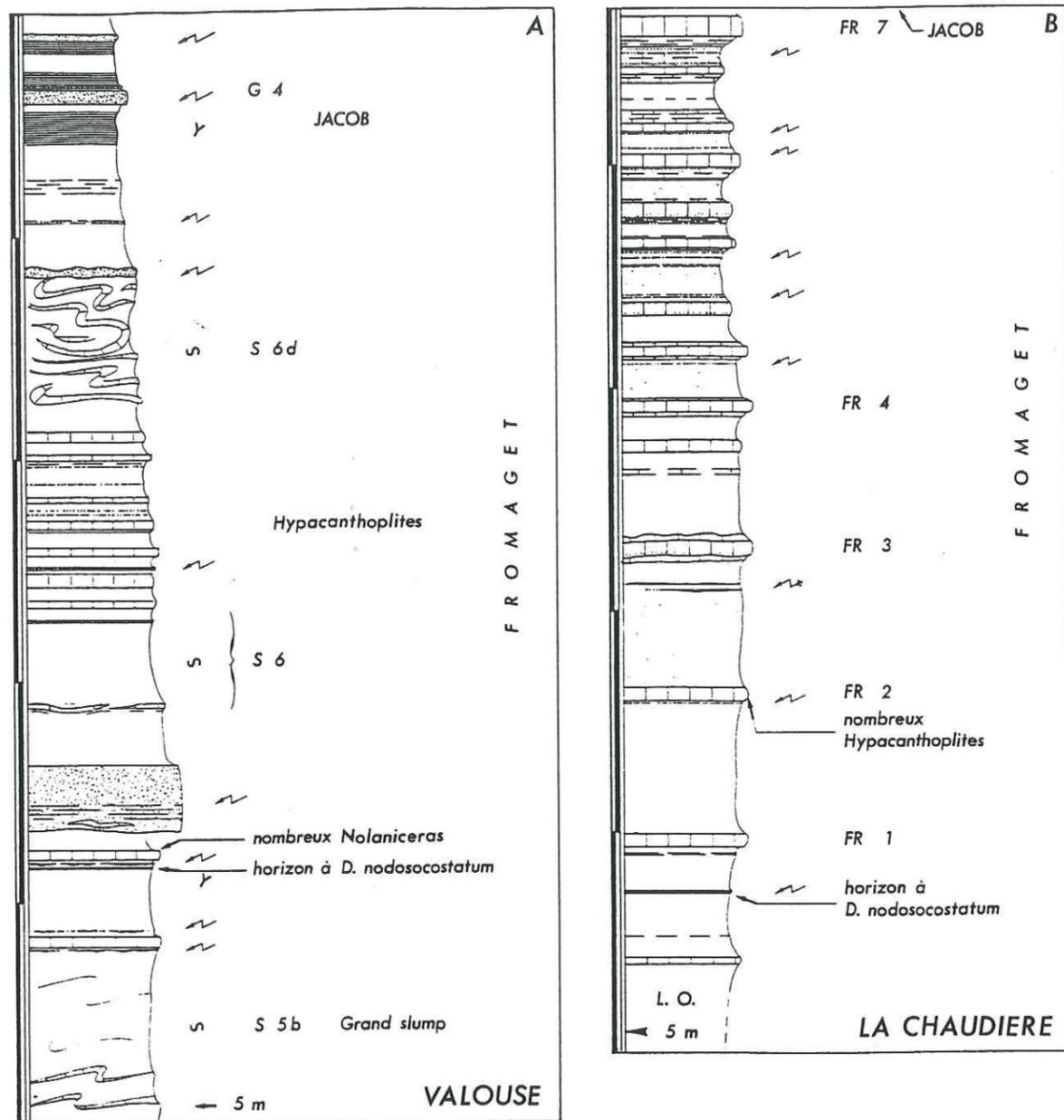


Fig. 23. Le faisceau Fromaget. Comparaison entre les coupes de Valouse - le Vigier (A) et du col de la Chaudière (B). Position de l'horizon à *D. nodosocostatum* (unités 7 - 8).

aux 22 m de Gaubert). Les intervalles manquants sont seulement signalés soit par des petites turbidites millimétriques à centimétriques, soit par des marnes ou argilites noires à lamination mécanique. Par ailleurs, la coupe du Serre Noir (Glaise) paraît assez comparable à celle du Serre Chaitieu. Effectivement, on trouve, environ un mètre au-dessus d'un délit calcaire (vraisemblablement NO 1), le niveau d'argilites noires à nombreuses aucellines, placé juste sous un banc calcaire qu'on peut rapporter à NO 2. Un slump épais d'environ dix-huit mètres (S 5b) recouvre ce dernier. Les alternances qui se développent ensuite sur dix mètres, correspondent au faisceau Fromaget. Le premier banc FR 2 est, après un délit calcaire, recouvert d'un slump S 6a mais plus probablement S-6b, lui-même coiffé par le banc FR 5 ; un grès s'intercale dans les délits calcaires sus-jacents ; un dernier slump S 6c interrompt la régularité du faisceau sous un gros banc calcaire qui correspond sans doute à FR 6. La série se poursuit par un slump S 6d à la base de l'unité 9.

FRIES (1986, p. 141, 157) fait état de véritables lumachelles d'ammonites dans certains bancs du "faisceau clansayésien" (ses bancs 3 et 5). Leur nombre élevé et leur imbrication dans les sites proximaux (Nyons, Bourdeaux), leur moindre abondance et leur disposition parallèle au litage vers le centre du bassin suggèrent à l'auteur (qui considère ce fait comme une "discontinuité") l'action "d'un courant au moment du dépôt de ces bancs et peut-être un temps de mise en place assez bref." Au col de la Chaudière, certains bancs portent effectivement de manière indubitable des traces de remaniement. La base de ces bancs (formés de calcaire micritique), est calcaréo-grésoglaucieuse ; des moulages de gouges d'érosion (*flute casts*) sont même observables. Il ne semble pas exclu qu'un dépôt gravitaire ait précédé une phase de simple décantation d'un matériel carbonaté produit par d'abondants organismes planctoniques. L'aspect banc calcaire serait renforcé par l'importante diagenèse consécutive à l'existence du drain formé par la couche granulaire.

Le niveau noir situé sous le banc 1 du faisceau Fromaget de Gaubert peut être mis en corrélation avec l'horizon noir, centimétrique, à abondante faune d'ammonites, parmi lesquelles *D. nodosocostatum*, trouvé à la base du faisceau Fromaget au col de la Chaudière, ainsi qu'à Valouse (fig. 23).

Le faisceau Nolan paraît représenté dans son intégralité aux Vallons (Tartonne) et aux Bayles (Châteauneuf-de-Bordette). Partout ailleurs, le faisceau est soit absent, soit représenté par quelques bancs de sa base (la Peytavine, Glaise), d'ailleurs très souvent nodulisés (comme c'est le cas dans les environs de Bevens, cf. II.2.3.4, fig. 94, 95). La fréquence des nodules barytiques sous le faisceau Nolan est remarquable, en de nombreux sites.

#### Des lacunes consécutives aux glissements gravitaires

Les considérations qui précèdent nous montrent que les différences d'épaisseur pour des intervalles de même âge entre les coupes étudiées ne sont pas dues à de simples différences de taux de sédimentation (ou pas uniquement), causant dilatation ou contraction des séries. De véritables lacunes tronquent la succession des sédiments. De ce fait, la question de la continuité sédimentaire se pose pour l'intervalle compris entre le niveau Fallot et les premiers bancs du faisceau Nolan au Serre Chaitieu (40 m), étant donné que l'épaisseur de l'intervalle correspondant à Gaubert (95 m) représente plus du double. Seules la géométrie de la stratification et la signification sédimentologique des couches peuvent nous aider à résoudre le problème puisque nous nous situons en-deçà de la résolution biostratigraphique par les foraminifères planctoniques (les ammonites sont relativement peu abondantes). Les turbidites (pour la plupart pyritisées) et les unifites constituent à cet égard des guides dans notre quête puisqu'elles correspondent fréquemment à des cicatrices d'amples glissements gravitaires. Compte tenu de ces prémisses, on peut proposer que les deux premières unifites (U 1) du Serre Chaitieu (fig. 4), situées entre les deux délits calcaires, correspondent à une coupure située à la base de l'intervalle à petites alternances de l'unité 4. Deux délits calcaires distants de 4 m sont observés au Serre Chaitieu au lieu de 30 m à Gaubert. A cet égard, une passée d'argilite noire d'environ 30 cm d'épaisseur est disposée au-dessus de l'avant-dernier délit calcaire à Gaubert et pourrait être contemporaine de l'une des unifites du Serre Chaitieu. Une épaisseur comparable de marnes vient au-dessus dans les deux sites : 18 m au Serre et 22 m à Gaubert. L'ensemble des turbidites grésopyriteuses du Serre n'a pas de contrepartie à Gaubert. Les cinq unifites suivantes (U 2) marquent le début de l'unité 5 ; les quatre passées d'argilite noire notées à Gaubert peuvent être mises en corrélation. La turbidite gréseuse située environ 5 m au-dessus de la dernière unifite est aussi un éventuel indice de lacune.

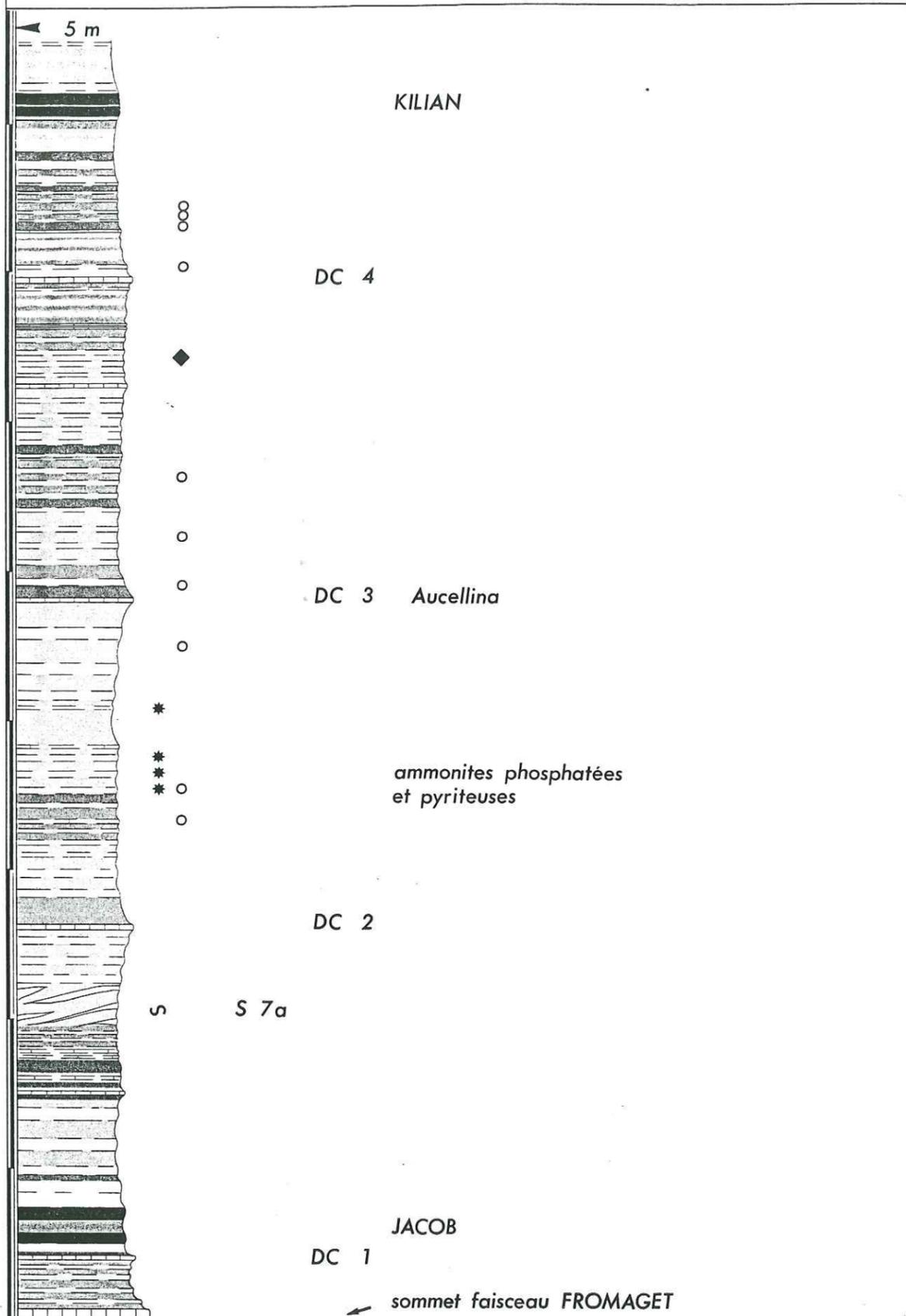


Fig. 24. Les Ferriers (Bellecombe - Tarendol). Coupe de l'unité 9 du Clansayésien (sommet de l'Aptien supérieur).

Les données d'autres sites, trop peu nombreuses s'agissant des unités 4 à 7 dans le domaine de bassin, ne permettent pas de compléter utilement les observations livrées plus haut en ce qui concerne la sédimentation autochtone.

*Les sédiments autochtones du faisceau Fromaget*

Pour le faisceau Fromaget (unité 8), des corrélations possibles pour les bancs à l'échelle du bassin attestent leur continuité comme l'établit FRIES (1986), compte tenu évidemment des altérations amenées par les glissements gravitaires. L'épaisseur de l'assise atteint au maximum 25 m. Cependant, des groupes de bancs pouvant disparaître du fait de plusieurs slumps, son épaisseur est en moyenne d'une douzaine de mètres. Par ailleurs (voir section 2), en fonction de la position par rapport aux marges du bassin, les érosions ont entaillé le Clansayésien sommital (nos unités 8 et 9) et, de ce fait, le sommet du faisceau peut faire défaut ; il peut être réduit à quelques bancs, voire complètement absent. Les exemples du Sud Sisteronnais et du Nord de l'Arc de Castellane sont particulièrement démonstratifs à cet égard (cf. § 2.3.4 et 2.4.1). Il faut souligner la fréquence relativement faible des venues détritiques grossières (silicoclastiques). Par ailleurs, fait notable, consécutif à une diagenèse diversement exprimée selon les sites, un certain nombre de couches peuvent être soit représentées par un banc franchement calcaire, soit par un simple délit plus ou moins induré. L'épaisseur des bancs varie du décimètre à 40 cm. Une cartographie par FRIES (1986, p. 139 et suivantes) des épaisseurs de différents intervalles permet d'observer, si tant est que les corrélations soient adéquates, une répartition inégale dans le sous-bassin occidental qui semblerait encore dictée par la morphologie sous-marine. Les bancs calcaires sont, de manière générale, très fins et riches en éléments planctoniques : radiolaires et moins fréquents foraminifères planctoniques, comme le souligne COTILLON (1971, p. 52). On peut ajouter que la matrice micritique comporte une bonne proportion de *Nannoconus* assez recristallisés (conformément aux observations de NOEL (1968), dans une trame de calcite diagénétique (BREHERET, 1994) admettant quelques feuillets d'argiles, de rares petits quartz détritiques, et quelques bioclastes carbonatés. Excepté l'un des bancs calcaires et quelques intervalles sombres, légèrement fissiles, la bioturbation est généralisée, et l'on reconnaît de multiples *Chondrites* et *Planolites*, plus une forme en étoile rapportée à *Cladichnus fischeri* (Heer) par BROMLEY (comm. pers., 1988) qui serait caractéristique d'environnements profonds. Enfin, le dernier banc calcaire, dans la plupart des affleurements du sous-bassin occidental (ex. Serre Chaitieu, Bourdeaux, Palluel, Combe Bagna...), offre un faciès hémipélagique (il s'agit du banc noté  $\delta$  par FRIES, 1986, p. 149). Riche en petits quartz détritiques, il comporte également des pellets glauconieux et phosphatés, ainsi que des petits bioclastes tels que des débris d'échinodermes.

Comme il a été évoqué plus haut, les nodules pyriteux sont parfois fréquents dans certains interbancs marneux ; les nodules phosphatés sont plus sporadiques. Les quelques minéralisations barytiques correspondent à des miches disposées au sein des bancs calcaires. Les bancs calcaires eux-mêmes sont parfois noduleux, comme on l'observe sur les bordures (ex. Châteauneuf-de-Bordette).

1.2.5. Unité 9

Elle débute au sommet du faisceau Fromaget. Etant donné l'extension limitée des résédiments, à la base de cet intervalle, les corrélations entre coupes sont relativement aisées. Le sommet de l'unité est toujours tronqué par une lacune vers les bordures. La base montre les témoignages d'un détritisme silicoclastique confiné à la partie occidentale du bassin. Un slump S 6d, peu épais, remaniant des sédiments argilo-sableux, se développe dans la région de Bourdeaux (les Valentins, fig. 61), de Valouse (fig. 23) ; il est noté  $\Sigma$  5 par FRIES et BEAUDOIN (1985, p. 89 et fig. 57,60) et  $\Sigma$  6 par FRIES (1986, fig. 57). Des turbidites très fines, millimétriques à centimétriques, forment des équivalents latéraux (Col de la Chaudière, les Bayles, Ribeyret). Au col de la Chaudière, du reste, le banc  $\delta$  a été emporté dans ce glissement ou bien ne s'est pas déposé. Le slump rapporté à  $\Sigma$  5 par FRIES sur la fig. 59 concernant la coupe du Moulin, n'est pas, comme indiqué, coiffé par le niveau Jacob (= "S" 1") ; il serait en fait à rapporter à  $\Sigma$  6 (notre S 7a), voire à un slump plus récent. Au sommet du Serre Chaitieu, l'intervalle supra-Fromaget, incluant le niveau Jacob et même le banc  $\delta$ , est affecté par un slump (S 7a) sur une partie du Serre.

Le niveau Jacob débute environ 3 m au-dessus du dernier banc du Fromaget, quelques décimètres au-dessus d'un délit calcaire DC1. Dans les sites où la série "autochtone" est le mieux

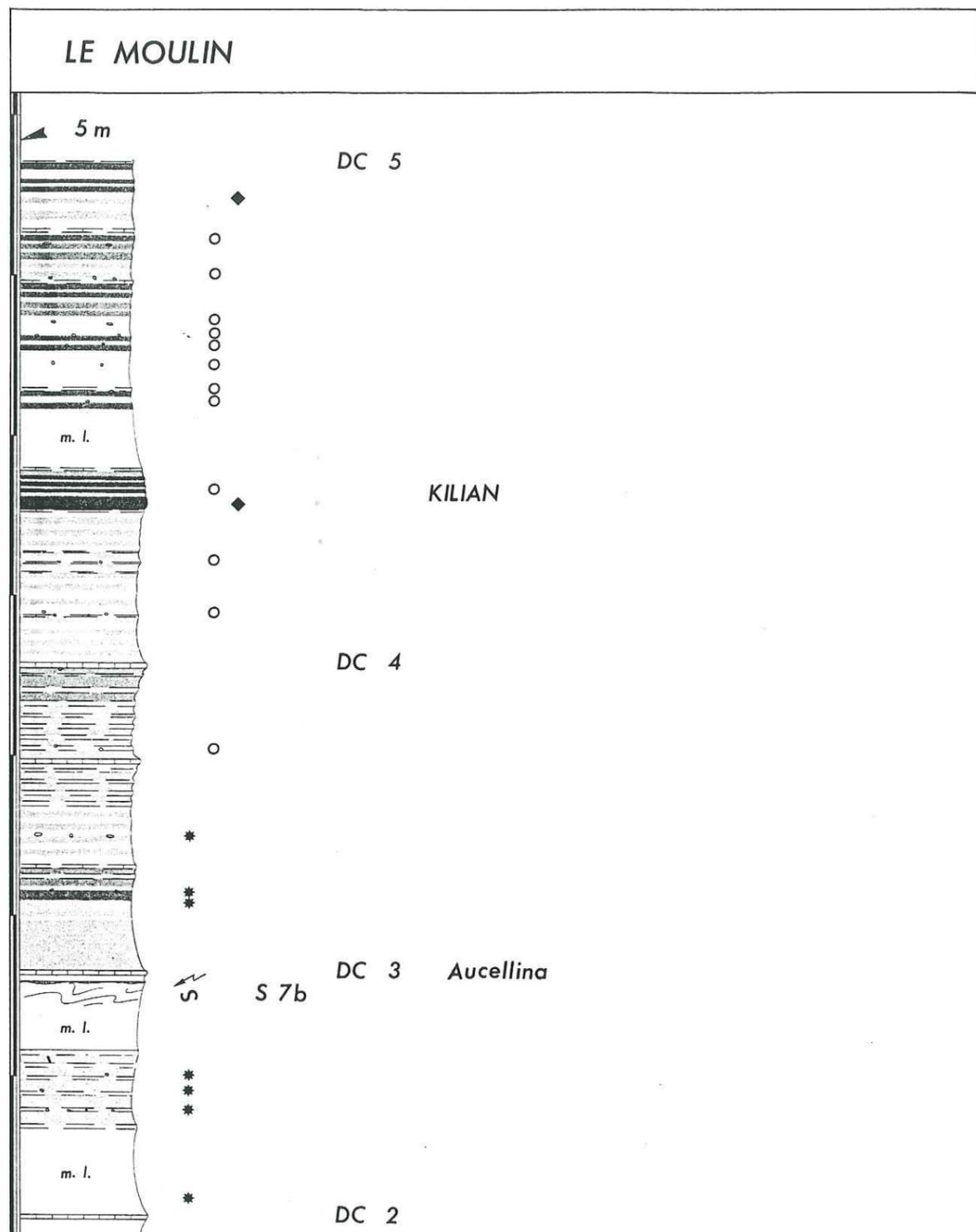


Fig. 25. Le Moulin (l'Epine). Coupe de l'unité 9 du Clansayésien (sommet de l'Aptien supérieur).

préservée, le niveau, partie intégrante du rubanement clair-sombre, est toujours constitué de deux horizons pluridécimétriques sombres et fissiles. Comme il est possible de l'observer sur les meilleurs affleurements, tel que Rasclas ou les Ferriers, cinq indurations strient régulièrement chacun des deux horizons. Le premier horizon est le plus fissile et le plus riche en macrofaune : ammonites, quelques bivalves, squelettes de poissons téléostéens en connexion (BREHERET, 1983 ; CHANET, 1991), rameaux de *Frenelopsis* (BARALE & BREHERET, 1995). Les marnes sus-jacentes livrent de rares rhyncholites (la Peytavine, le Puy - Bevons).

Au-dessus, et répartis jusqu'au niveau Kilian, trois principaux délits calcaires, notés DC 2 à DC 4, rythmant la succession des marnes, sont corrélés en la plupart des affleurements (exemple Pré-Guittard, Bellecombe-Tarendol). Leur teneur en calcaire est de l'ordre de 55 à 65 %, au lieu de 75 à 80 % pour les bancs du Fromaget. Leur épaisseur est de 15 à 20 cm au lieu de 25 à 40. Pour l'ensemble de cet intervalle, le sédiment, de teinte plus ou moins foncée, apparaît bioturbé, les traces de *Planolites* et *Chondrites* sont généralement abondantes ; il renferme de nombreuses coquilles (ou des fragments) d'aucellines.

L'observation détaillée de quelques affleurements privilégiés, notamment aux Oustaus, aux Ferriers (près de Bellecombe-Tarendol, fig. 24) ou au Moulin (Fig. 25), permet de saisir quelques traits de l'organisation séquentielle des marnes de l'unité 9. En effet, une structuration en petites séquences groupant des alternances de termes plus ou moins durs, décimétriques à pluridécimétriques, peut être décelée. Ces petites alternances refléteraient l'oscillation des teneurs en carbonate de calcium, comme cela est manifeste au voisinage du délit calcaire DC 4, sous le niveau Kilian. Elle ne serait perceptible que lorsque les contrastes entre les termes sont suffisants et, d'autre part, lorsque la pente topographique des affleurements tend à se redresser au-delà de 30° vers la verticale. La cyclicité qui se surimpose correspond à l'individualisation, toutes les cinq alternances, d'un terme sous forme d'un délit calcaire (parfois d'un doublet) plus ou moins marqué, dont ceux notés DC 1 à DC 4 ne sont que les plus visibles. Cette configuration qui était mal décelable au col de Pré-Guittard, ne paraît constituer qu'un avatar plus argileux de la cyclicité qu'il est possible d'observer sur le faisceau Fromaget. Dans ce cas, les bancs franchement calcaires (10 à 15 % de carbonate en plus), sont aussi deux fois plus épais (notamment vers le sommet), en partie du fait de la diagenèse précoce. Cette cyclicité paraît plus ou moins régulière entre le Jacob et DC 3 ; elle devient évidente au-dessus, peut-être en conséquence d'un raccourcissement dans sa longueur d'onde (entre 2 et 3 m ? vers la base, puis 1,20 à 1,80 m vers DC 4 et au-dessus). Trois ou quatre séquences ou faisceaux de cinq alternances (FCA) séparent deux délits calcaires bien marqués consécutifs.

Interférant avec cette première cyclicité, on remarque, sur les bons affleurements (exemple marnes infra-Kilian à la Sausse, près Bellecombe-Tarendol, les Oustaus, ou col de Pré-Guittard), un rubanement clair-sombre, dont les bandes, d'épaisseur métrique, regroupent deux ou trois alternances du premier type inscrites dans les faisceaux de cinq alternances (FCA). Ce rubanement est plus ou moins évident, et relativement irrégulier sous DC 3 ; au-dessus il est mieux réglé. Par ailleurs, il n'est pas homogène et emboîte un rubanement de plus courte longueur d'onde qui apparaît en coïncidence plus ou moins exacte avec l'alternance carbonatée. Les horizons clairs peuvent être réduits à de minces couches de 3 - 4 cm, au sommet d'indurations calcaires incluses dans une large bande sombre, comme dans la séquence sous-jacente à DC 4 au Moulin (fig. 25). Les bandes sombres apparaissent généralement disposées vers la base des FCA, au-dessus du délit calcaire. Par ailleurs, au-dessus des principaux délits (DC 2, DC 3), les bandes sombres du premier FCA sont mieux exprimées. Cette configuration est bien illustrée par la position du Jacob, correspondant lui-même à une bande sombre, au dessus de DC 1.

Venant juste au-dessus d'un délit calcaire à peine décelable - le quatrième au-dessus de DC 4 - le niveau Kilian, d'épaisseur comprise entre 0,50 et 1 m, brise cette régularité (cf. pl. 4, fig. 1). Une étroite bande (quelques cm) plus claire, légèrement plus calcaire, vient le coiffer. Cette configuration, de même que sa place au sein des marnes encaissantes (cf. fig. 24), suggèrent nettement que ce niveau d'argilite noire s'est déposé en coïncidence avec un FCA. Il est parfois possible de reconnaître dans ce niveau (exemple : Merdaric, la Peytavine) cinq indurations correspondant sans doute à une structuration en autant de petites séquences. La macrofaune est rare dans l'argilite. Quelques aucellines sont préservées en son sommet (notamment au col de Pré-Guittard, au Serre Amande). Une empreinte de fougère y a été récoltée par DELAMETTE (Serre Amande). Au-dessus de ce niveau, le sédiment devient plus sombre ; en fait, les horizons clairs s'amincissent et se raréfient. Cinq récurrences de minces horizons assez calcaires, d'espacement

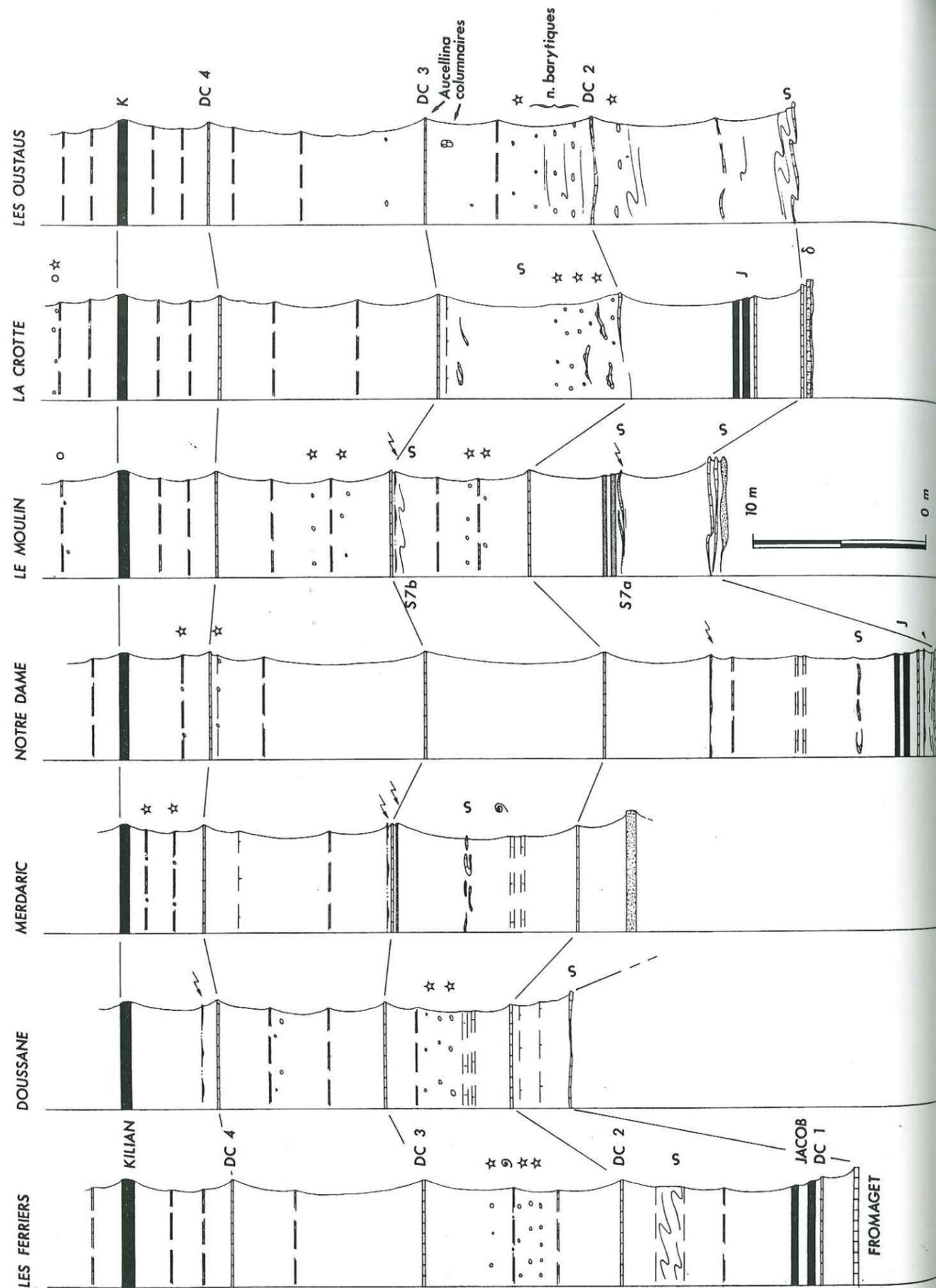


Fig. 26. Le sommet du Clansayésien (Aptien supérieur ; unité 9). Corrélatons établies pour quelques coupes simplifiées levées dans la partie occidentale du bassin. Noter (1) le remaniement du niveau Jacob par glissement synsédimentaire en plusieurs affleurements, (2) la relative constance de l'intervalle à nodules barytiques au-dessus du banc DC 2.

comparable aux FCA sous-jacents, assurent la transition avec l'unité 10 des argilites noires. On observe nettement dans ce contexte déjà sombre le décalage des bandes les plus foncées vers le sommet de ces FCA, venant alors plus ou moins en coincidence avec l'horizon calcaire. Les deux derniers délits de l'unité 9 - en fait des doublets - sont caractéristiques à cet égard. L'affleurement des Oustaus permet d'observer, lorsque l'incidence de la lumière est favorable (l'après-midi), que chacun des petits délits calcaires décimétriques est souligné par un horizon très foncé, assez fissile. Ce fait apparaît aussi au Moulin. Dans les autres sites, étant donné les conditions d'affleurement, ces rapports sont loin d'être aussi flagrants, et seuls sont visibles deux horizons d'argilite sombre comme au col de Pré-Guittard, ou aux Briers. Au titre des niveaux repères, les horizons noirs et fissiles, laminés, prennent le relais des délits calcaires. Selon la numérotation employée, le dernier doublet de délits calcaires est noté DC5, il correspond en même temps au premier horizon d'argilite noire interférent de l'unité sus-jacente : HN 1. Le rapport entre la cyclicité calcaire et la cyclicité redox semble ainsi avoir évolué depuis le niveau Kilian : en opposition de phase, sous le Kilian, une conjonction plus ou moins exacte s'esquisserait ensuite.

Les nodules barytiques (patates) se rencontrent de manière assez constante entre les horizons DC 2 et DC 3 (fig. 26) dans le sous-bassin occidental ; quelques fois sous DC 2 (ex. les Oustaus). En coincidence, on trouve des ammonites phosphatées et pyriteuses (aux Ferriers et à Merdaric). Quelques patates barytiques parsèment les marnes au-dessus de DC 3 au Moulin, à Ribeyret et à Doussane. Ces nodules sont fréquents aussi entre DC 4 et le Kilian (Merdaric, Notre Dame, la Crotte). Ils sont plus rares dans les marnes sus-jacentes au Kilian (le Moulin, la Crotte). De rares rosettes de barytine (type *cone-in-cone*) sont présentes au-dessus du Kilian, notamment à la Sausse (Bellecombe-Tarendol) et au Champ de Nasse (Tartonne). La présence de nodules barytiques dans les marnes du niveau Jacob (nodules hérissés septariés) est restreinte aux zones de bordure (voir plus bas). Les nodules calcaréo-phosphatés, centrés sur des terriers, déjà fréquents sous DC 4, deviennent abondants entre celui-ci et le Kilian ; ils sont très abondants au-dessus. Généralement compris entre 1 et 4 cm, ils peuvent dépasser 10 cm, comme aux Oustaus. Certaines concrétions correspondent à des moules phosphatés d'ammonites (Merdaric, Ribeyret, les Ferriers). Leur quantité est remarquable au Champ de Nasse (Tartonne)<sup>8</sup>. En certains cas, la disposition et la fréquence des nodules calcaréo-phosphatés permet de supposer qu'ils soulignent de petits arrêts de sédimentation (voir plus bas). C'est ce que suggère l'horizon situé entre DC 2 et DC 3 aux Oustaus. Un horizon noir paraît y remplacer deux FCA (cf. fig. 26). A la Haute Luce (le Plaine), un banc formé de nodules de teinte rousse surmonte le Kilian (sa position exacte est incertaine du fait de la tectonique). L'examen de lames minces et l'analyse en diffractométrie des rayons X ont permis de montrer qu'il s'agit en partie de sidérite dont c'est le seul gisement que je connaisse dans les Marnes bleues, hormis de minuscules rhomboédres disséminés au sein des marnes et signalées dans BREHERET (1983, pl. 2, fig.13). De rares rhyncholites ont été récoltés au-dessous (Serre Amande) ou au-dessus du Kilian (Notre Dame, Merdaric). L'intervalle livre aussi quelques rares fragments de carapaces de crustacés décapodes au remplissage phosphaté. Ce sont des représentants de la famille des *Erymidae*. Selon les déterminations de SECRETANT (comm. pers. 1992), les spécimens les mieux préservés correspondraient à *Eryma cf. sulcata* HARBART. Ce sont des *Reptantia* du Mésozoïque, probables équivalents de la langoustine contemporaine *Nephrops norvegicus* (qu'on trouve en milieu circalittoral).

Le dépôt du niveau Jacob est suivi par un événement de resédimentation bien individualisé. Son expression la plus spectaculaire, une épaisse coulée sableuse (G4), s'observe dans la région de Rosans. La barre de grès dépasse 40 m dans l'axe du chenal, à Saint-André-de-Rosans. FRIES (1986, p. 121) l'interprète comme une "fluxoturbidite" au sens donné par SLACZKA et THOMPSON (1981), c'est à dire une coulée dense, "grain supported". Pour RUBINO (1988, fig. 11, 12), elle représente une mégaturbidite coiffée de plusieurs petites séquences turbiditiques. Elle est localisée "dans un étroit chenal orienté E-W d'environ 5 à 6 km de large" selon FRIES (1986, p. 121, fig. 60, 171, 172). Sa cartographie détaillée par PARIZE (1988, fig. 44) montre une largeur de chenal entre 500 et 1000 m. Cette turbidite repose sur une surface érodée, qui recoupe les alternances du faisceau Fromaget jusqu'au banc 3 de FRIES (notre banc FR 2) selon PARIZE (1988, fig. 28). Sa semelle montre des moulages de gouges d'érosion *flute casts* et des *prod casts*. Elle contient de nombreux galets mous, centimétriques à métriques, dont beaucoup ont induit une cimentation diagénétique assez caractéristique en sphéroïdes, les

<sup>8</sup> Première mention d'un gisement d'ammonites phosphatées dans l'Albien de la partie pélagique du bassin vocontien.

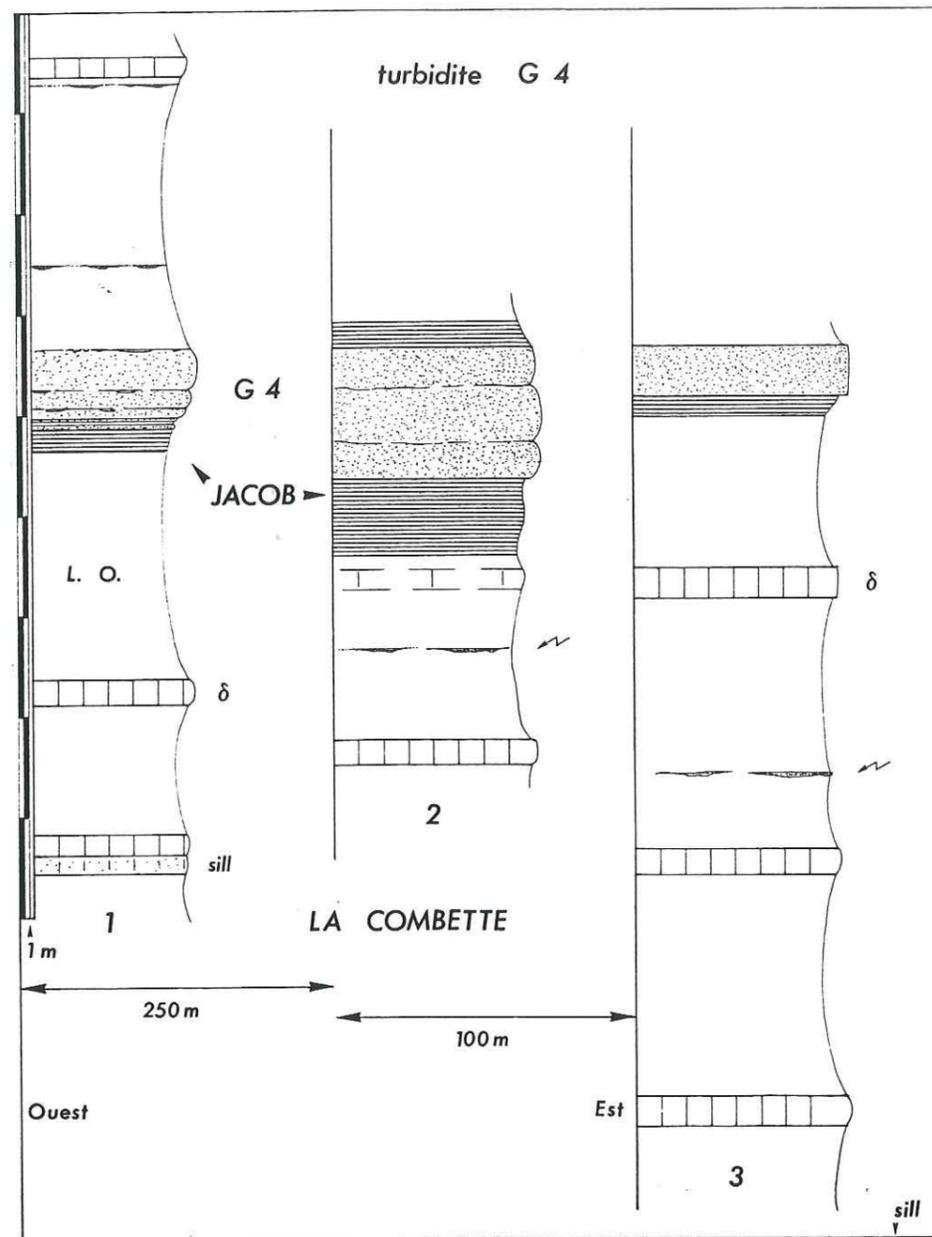


Fig. 27. Position de la turbidite G 4 par rapport au niveau Jacob (Clansayésien, Aptien supérieur) à la Combette (Saint-André-de-Rosans).

célèbres boules de grès de Rosans (sphéroïdes connus en fait dans beaucoup de coulées sableuses, de différents âges et en diverses régions), et des enclaves plurimétriques de fragments du faisceau alternant marno-calcaire Fromaget (RUBINO, 1988, fig. 12). FRIES (1986, p.121) voit dans la région de la Lance (? près de Rousset-les-Vignes) l'amont de cette coulée sableuse. Les affleurements dont il s'agit concernent probablement la Combe de Sauve. Cette possibilité peut être envisagée. Nous verrons cependant, par la suite, que l'âge de la grosse barre sableuse de la Lance est probablement Albien supérieur. De plus, deux corps sédimentaires, éloignés du point de vue temporel y seraient en fait superposés (cf. § 2.2.3).

La position stratigraphique de la coulée sableuse peut paraître problématique non seulement à cause de l'érosion des terrains sous-jacents, mais aussi du fait de la complexité des affleurements consécutive à la présence de dykes et de sills qui miment de vrais bancs. L'examen soigneux des affleurements révèle effectivement, comme l'ont bien montré BEAUDOIN *et al.* (1983), FRIES (1986, p. 273 et suivantes, fig. 169, 172) et PARIZE (1988), que ces sables recoupent la stratification, souvent en marches d'escalier ; un même corps gréseux pouvant être alternativement sur et sous un banc calcaire de la série stratigraphique normale. Ces corps peuvent présenter à leurs semelles, ou leurs épontes, de nombreuses figures de charge, parfois spectaculaires (*load casts* et surtout *frondescant casts*), en revanche ils ne montrent pas de moulages du paléo-fond marin : figures d'érosion par des courants (*flute casts...*) ou pistes d'organismes (ichnofaune). A l'origine de ces sills et dykes, les auteurs cités invoquent l'injection *per descensum* de matériel sableux, lors de la mise en place de la fluxoturbidite. "Le massif marneux, déjà en partie compacté," ainsi que l'explique FRIES (1986, p. 281), "est débité par un réseau de fractures et de failles associées, dont la géométrie guidée par la pesanteur est étroitement dépendante du champ de contraintes régional." Il ne sera pas discuté ici de cette interprétation. Le lecteur trouvera une analyse approfondie de ces objets dans le travail de PARIZE (1988).

L'étude d'affleurements écartés de l'axe principal de la coulée sableuse (exemple : La Condamine au Sud, Luzerne, Ribeyret au Nord, mais aussi Le Vigier = Valouse en amont, fig. 23 et 78) permet d'établir, la part étant faite des injections subséquentes, qu'elle s'est déposée peu avant la fin du dépôt du niveau Jacob (fig. 27). Les observations de PARIZE (1988, p. 57) confirment cela : "En quelques points (coupes de Lidane, des Aigrets-centre) peut être observée une barre métrique formée par un empilement de bancs centimétriques à décimétriques à surfaces irrégulières et de niveaux davantage silteux (fig. 43). Ce faciès repose, au plus, une quarantaine de centimètres au-dessus du niveau à marnes sombres (fig. 28) <sup>9</sup>. Il est toujours sus-jacent au faisceau contourné  $\Sigma 6$  <sup>10</sup>. Il correspondrait à des dépôts de levées de  $\Phi$  <sup>11</sup>.

Au-dessus, les dernières manifestations de l'instabilité aptienne sont matérialisées par des slumps et des turbidites assez localisés (fig. 26). Deux slumps remanient les sédiments récemment déposés (uniquement marneux) : S 7a sous le deuxième délit calcaire DC 2 (Col de Pré-Guittard, Notre Dame, le Moulin (?)), et S 7b entre le deuxième (DC 2) et le troisième délit (DC 3), vers le sommet de l'intervalle, c'est à dire sous un calcaire assez riche en aucellines (Col de la Chaudière, Merdaric, Notre Dame, le Moulin, la Crotte). Un tel glissement paraît enregistré à Eygaliers : banc calcaire à boules. Au col de la Chaudière, deux autres niveaux (sus-jacents) correspondent à des bancs discontinus formés de miches irrégulières. Il pourrait de même s'agir de slumps, cependant les médiocres conditions d'affleurement ne permettent pas d'en être assuré.

A la Crotte (Etoile), dans le slump S 7b, les fragments de bancs calcaires contournés sont associés à de la barytine. En outre, dans cet intervalle, on trouve aux Oustaus ainsi qu'au Ravin des Labes (Sigottier), quelques rares concrétions calcaires "columnnaires" (de quelques décimètres).

Au-dessus de la "fluxoturbidite", le détritisme gravitaire silicoclastique de l'unité 9 est tout à fait discret, étant limité à de très rares turbidites gréseuses, millimétriques à centimétriques. En quelques sites cependant, son importance dépasse l'anecdote. Ainsi, au centre du bassin, la région de Bruis, mais surtout de Palluel, comme nous l'avons vu, constitue un véritable champ d'épandage de turbidites décimétriques à pluridécimétriques (G5), qui s'empilent sur une vingtaine de mètres d'épaisseur. L'essentiel de cette activité s'estompe un peu au-dessus du niveau Kilian. Quelques rares turbidites centimétriques s'intercalent aussi dans cette unité au Serre Noir (Glaise). A Merdaric, deux turbidites pluricentimétriques se situent de part et d'autre du DC 3 (calcaire à

<sup>9</sup> il s'agit du niveau Jacob, note de JGB

<sup>10</sup> il s'agit de notre S 7a, note de JGB

<sup>11</sup> c'est-à-dire de la mégaturbidite notée ici G 4, note de JGB

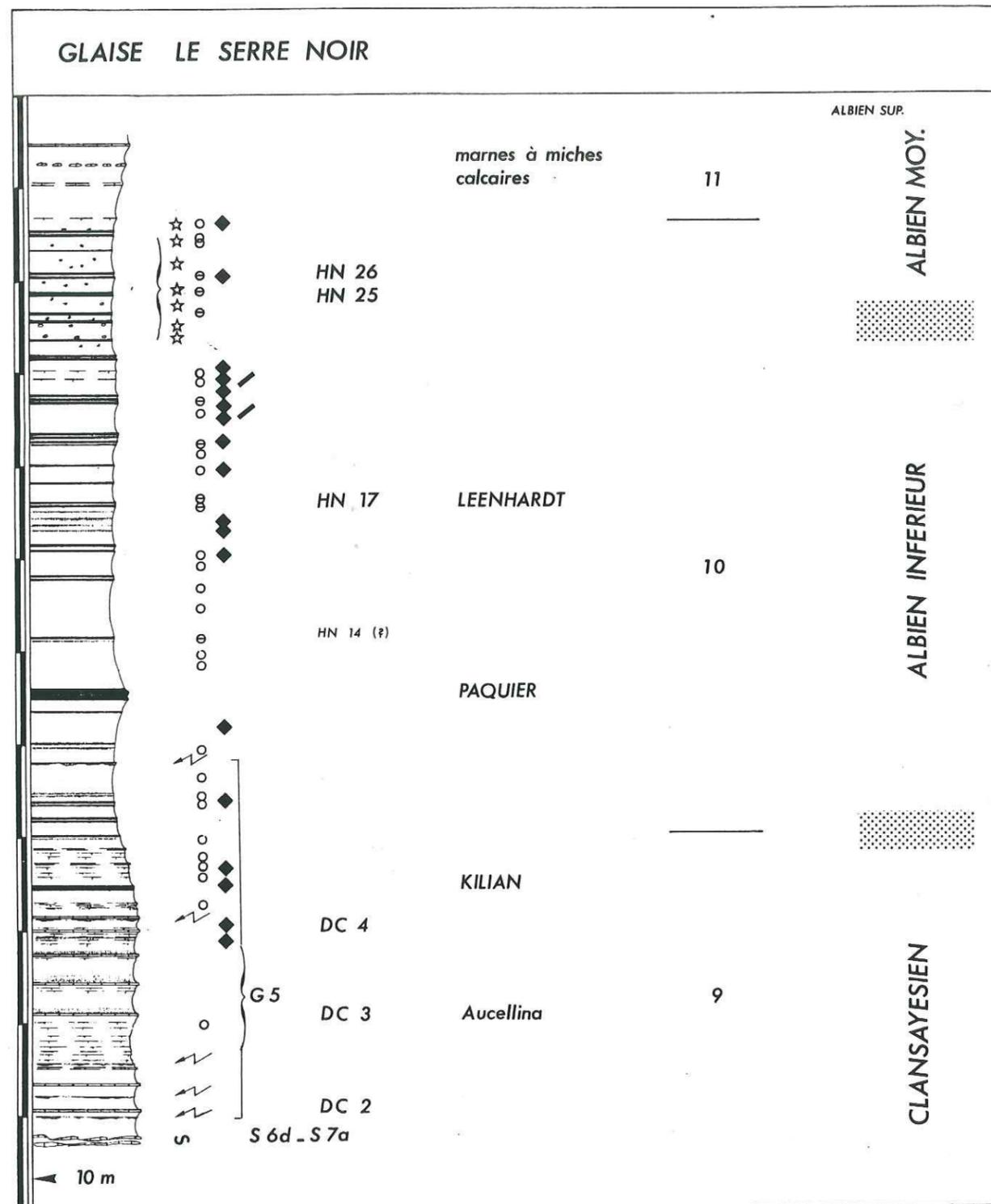


Fig. 28. Le Serre Noir (Glaise). Coupe des unités 9 et 10 (Clansayésien, Albién inférieur et moyen).

aucellines).

Cette unité 9 s'amincit sur les bords du bassin (ex. les Bayles) Elle peut faire complètement défaut sur les bordures

### 1.2.6. Unité 10

Sur les bordures du bassin, la base de cette unité est absente ou bien simplement représentée par un niveau de condensation (*cf. infra*). Lorsque les conditions d'affleurement sont favorables : diagenèse d'enfouissement moyennement poussée, pente topographique suffisamment redressée (> 20 %), le litage est perceptible. Lorsque ces conditions ne sont pas réunies, le plus souvent la succession lithologique de cette unité n'est pas lisible du fait du drapage de la roche saine sous une épaisseur trop importante (au moins décimétrique) des produits de sa desquamation. Parmi les sites les plus aptes à l'étude de cette série des *black shales*, nous pouvons retenir le Serre Noir (Glaise, fig. 28) mais surtout les Briers (fig. 29) et les Oustaus pour la partie infra-Paquier; par ailleurs, le Serre Amande (Bruis, fig. 37), Palluel (fig. 8), le Plaine, permettent l'étude de la partie supra-Paquier. Quant à ce niveau Paquier, il est particulièrement bien exposé en plusieurs sites, par exemple : Hyèges, Merdaric, Tartonne.

#### *Intervalle infra-Paquier (pl. 5, fig. 1 ; pl. 6, fig. 1, 2)*

Les faits suivants peuvent être notés aux Briers (fig. 29). Au-dessus des derniers fins délits calcaires supra-Kilian (DC 5) qui marquent la transition entre les unités 9 et 10, la série d'argilites calcaires, bien que d'aspect sombre et monotone au premier abord, apparaît nettement rubanée par la succession de bandes plus ou moins foncées dont l'épaisseur varie entre un décimètre et un mètre. Ce rubanement, aisément perceptible à distance, en panorama, ne se traduit cependant pas par un contraste accusé entre deux couches distinctes. En effet, étant donné la couleur sombre et homogène du sédiment (macroscopiquement) pour l'ensemble de l'unité, la différence entre les lithotermes ne réside bien souvent que dans l'anisotropie plus ou moins nette du matériel et la fissilité qui l'affecte, consécutive à l'altération de surface. A l'origine de ce caractère : peut-être les fluctuations relatives de la phase carbonatée et de la phase argileuse. Néanmoins, comme on l'a précédemment observé, les variations dans l'intensité de la bioturbation, ainsi que dans la quantité de sulfures de fer et de matière organique (paramètres liés au caractère plus ou moins réducteur du sédiment originel sous l'interface) paraissent également déterminantes. De plus, et c'est le plus manifeste en panorama, certains horizons pluridécimétriques, isolés ou en doublets, notés HN 1 à HN 8, apparaissent en noir sur le fond sombre de l'encaissant. Le matériel dont ils sont constitués se débite en lames plus ou moins fines et régulières, et laisse parfois deviner une très discrète lamination à l'examen macroscopique. L'épaisseur de ces horizons est très généralement inférieure à celle des couches sombres qui composent le rubanement de l'encaissant, fait qui peut être imputable à une compaction alors plus importante (ce dont atteste l'écrasement des rares tests d'ammonites découverts dans ces couches), associée à une diminution du taux d'accumulation sédimentaire, si l'on suppose un caractère périodique aux causes du rubanement.

Les derniers délits calcaires du doublet DC 5 qui assurent la transition entre les unités 9 et 10 sont chacun étroitement soulignés par un horizon noir formant le doublet HN 1, comme nous l'avons observé aux Oustaus ; aux Briers, on n'observe qu'un doublet sombre, d'épaisseur métrique, surmonté d'un horizon clair décimétrique. Il y a ainsi pratiquement conjonction entre la position du délit calcaire (ou du doublet) avec l'horizon noir (ou doublet). Ce doublet complexe marque l'installation du type de sédimentation qui caractérisera toute l'unité 10. Les horizons noirs et fissiles qui succèdent sont plus ou moins espacés, mais on remarque les faits suivants. Ils apparaissent soit isolés, soit groupés en doublets dont l'horizon supérieur est toujours mieux marqué. Ces couches s'inscrivent dans le rubanement qui affecte la série, et peuvent se distinguer de l'encaissant grâce à leur anisotropie mieux prononcée. On peut, dans certains cas, observer une sorte de gradation dans cet aspect, c'est à dire depuis des bandes sombres peu marquées, et souvent assez épaisses, *via* des bandes plus foncées, contrastées, vaguement fissiles jusqu'à un horizon "noir", laminé, fissile, peu épais. De plus, les horizons noirs (ou les sommets pour les doublets) sont séparés les uns des autres par un nombre de bandes sombres qui ne paraît pas fortuit. Le nombre minimum de ces bandes sombres est de trois, mais ce fait est observé une fois

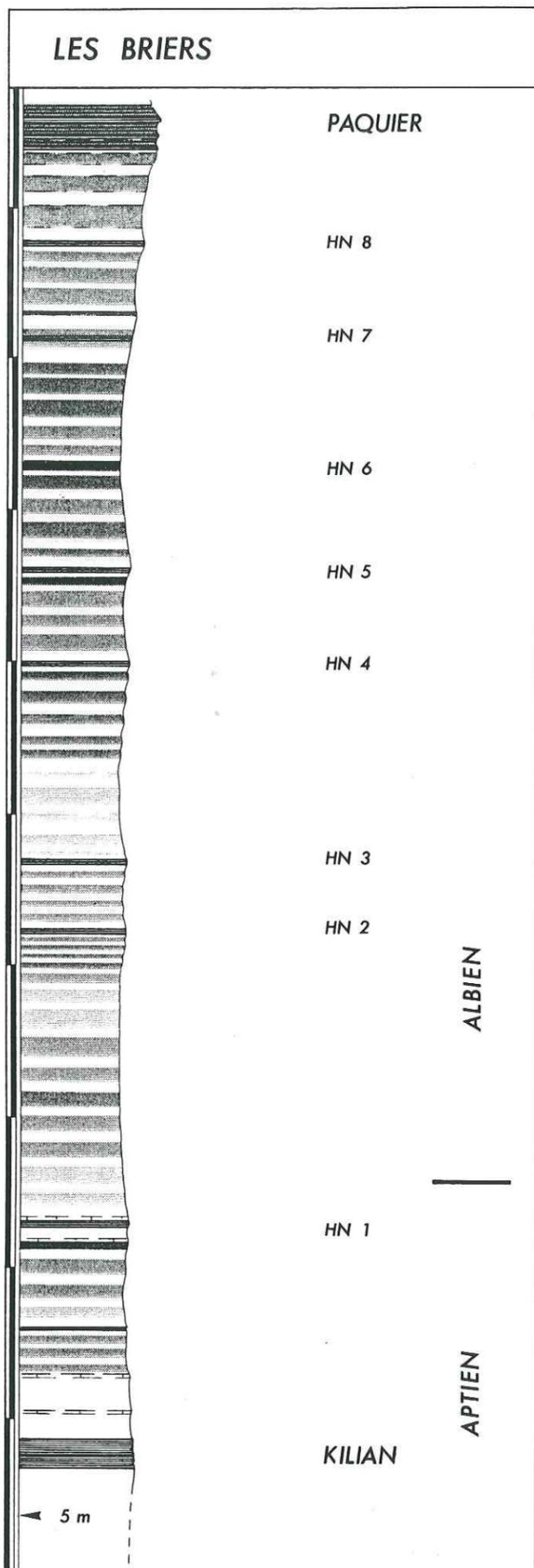


Fig. 29. Les Briers Saint-André-les-Alpes). Passage de l'unité 9 (Clansayésien) à l'unité 10 des "black shales" (Albien inférieur). Les horizons repères de laminites sont notés HN (horizons noirs). Le rubanement est caractéristique, avec des petites séquences formées de cinq couples clair-sombre.

(entre HN 7 et HN 8 précédant le Paquier), et dans les autres cas, ce sont quatre bandes sombres, autrement dit quatre couples "moins sombre - plus sombre" qui séparent deux horizons noirs. En fait, une organisation en séquences de cinq couples, ou faisceaux de cinq alternances (FCA ou "pentastromes") est ici nettement décelable. L'espacement parfois plus important entre deux horizons noirs traduit un plus grand nombre de couples "moins sombre - plus sombre", et représente deux, trois ou quatre FCA, ainsi pour [JHN 1, HN 2] : 4 FCA ; [JHN 3, HN 4] : 2 FCA. Cette disposition n'est pas sans rappeler celle observée pour les couches du niveau Fallot (*cf. supra*). De même, elle constitue, à mon sens, la continuation de la cyclicité caractéristique du Clansayésien, en tout cas de l'unité 9. A cet égard, l'estompement des fluctuations de la phase carbonatée, qui interférait avec la cyclicité rédox dans l'unité 9, rend plus évidente la disposition pentastromatique des sédiments de l'unité 10. Cette configuration est analogue à celle observée par HERBERT et FISCHER (1986) pour les *Scisti a Fucoïdi* des Marches (partie centrale des Apennins, Italie). Elle suggère fortement (*cf. BREHERET, 1994*) un contrôle allocyclique de la sédimentation selon un déterminisme comparable aux PACs de GOODWIN et ANDERSON (1985) ou aux séquences HF de GUILLOCHEAU et HOFFERT (1989), ou unités génétiques de CROSS (1988) et HOMEWOOD *et al.* (1992).

Huit horizons (parfois doublets) noirs et laminés HN 1 à HN 8 sont ainsi observables aux Briers et aux Oustaus. Ils constituent des repères dont la continuité est établie à l'échelle du bassin grâce aux corrélations établies en d'autres sites. Ils se succèdent de la façon suivante : doublet 1, quatre FCA I à IV dont le supérieur est caractérisé par un rubanement serré, horizon 2 bien marqué, un FCA V, horizon 3, deux FCA VI et VII, doublet 4 bien marqué, un FCA VIII, doublet 5 bien marqué, un FCA IX, horizon 6 très peu marqué, deux FCA X et XI avec, vers le sommet, une surépaisseur due à une couche plus claire et carbonatée, horizon 7 relativement peu marqué et formant un vague doublet, un FCA XII, altéré par une bande claire plus carbonatée en son sommet, un horizon noir à peine marqué surmonté d'un horizon plus calcaire, assez clair et trois bandes sombres XIII, horizon 8 assez bien marqué, un demi ? - FCA XIV, niveau Paquier. Depuis le doublet 1 au niveau Paquier, la série compte donc 13,5 faisceaux (pour 35 m d'épaisseur aux Briers, 30 m aux Oustaus). A Tartonne (Fig. 31), on remarque au sommet du FCA XII un horizon centimétrique laminé, dont l'aspect de schiste carton est identique à celui du niveau Paquier (*cf. infra*).

Même si la série est moins lisible dans les autres sites, il est souvent possible de reconnaître les horizons repères laminés et noirs ou du moins les mieux individualisés. Quelques lacunes peuvent, de ce fait, être mises en évidence. Ainsi, il est probable que deux à trois FCA, entre HN 1 et HN 3, manquent au Serre Amante (Bruis) (fig. 37). On note au toit du doublet HN 1 une turbidite chenalisante, pouvant atteindre 0,40 m d'épaisseur, dont la semelle, au creux de certains chenaux, est riche en rostrés de bélemnites orientés provenant du raclage des fonds lors de l'événement gravitaire. Une autre turbidite, moins épaisse (quelques centimètres), se trouve 3,50 m au-dessus, environ un mètre sous HN 3. Cette dernière correspond peut-être au sommet d'un slump. Pour particularité, elle est complètement labourée par les bioturbations, du toit à la semelle, ce qui pourrait être interprété comme un remaniement, après dépôt, probablement sous couverture sédimentaire de quelques centimètres ou décimètres, par des organismes endobiontes. De fait, le toit comporte des épireliefs convexes et de nombreux départs de tubes à remplissage sableux se perdant dans la marne sus-jacente. A Palluel, l'intervalle comprenant l'ensemble des derniers délits calcaires (au-dessus du Kilian), HN 1 compris, ainsi que les deux ou trois faisceaux sus-jacents semble faire défaut. Une turbidite est intercalée peu au-dessus du Kilian, et une autre à peu près au niveau de HN 3. Elle présente la même structure entièrement bioturbée que celle observée dans la même position stratigraphique au Serre Amante, et avec laquelle elle peut être mise en corrélation.

Au-dessus, les turbidites sont pratiquement inexistantes à Palluel, excepté des passées millimétriques. A Bruis, on observe une petite turbidite juste au-dessus de l'horizon 7. Mais la dernière de l'unité, et qui retient l'attention, est localisée au sein du niveau Paquier (nous la décrirons plus loin).

D'abondants moules d'ammonites pyriteuses se rencontrent entre les deux premières bandes sombres du FCA XII et les deux premières du FCA XIV à Tartonne (particulièrement au Pillart). Il s'agit du seul site caractérisé par la présence d'ammonites pyriteuses formant gisement, dans l'intervalle Albien inférieur-moyen. En d'autres sites, la présence de quelques moules d'ammonites phosphatées n'est pas exceptionnelle dans le faisceau XIV. Dans le FCA XIII, dans

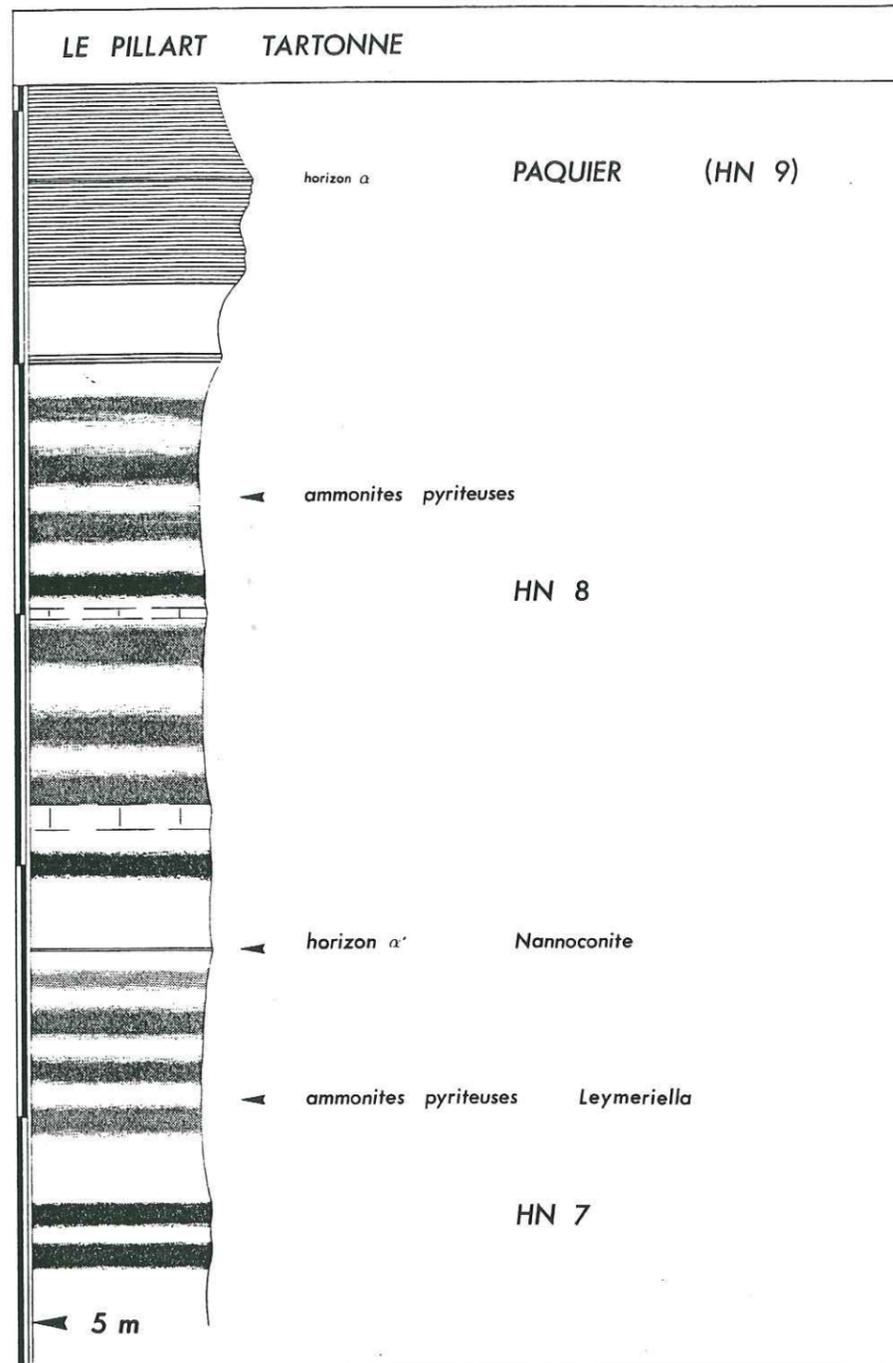


Fig. 31. Le Pillart (Tartonne). L'intervalle de l'Albien inférieur infra-Paquier. Position de deux couches à ammonites pyriteuses (dont *L. tardefurcata*), et d'une couche laminée ( $\alpha'$ ) à *Nannoconus* (analogue aux schistes carton du niveau Paquier, mais sans empreintes d'ammonites) entre les horizons HN 7 et HN 8.

les roubines du ravin de Malapatte (Serre Barnaud, col de Rossas), j'ai récolté un morceau de bois flotté aux parois cellulaires organiques, mais au remplissage silicifié, fait très exceptionnel dans les marnes bleues ; quelques fragments de bivalves sont observables en de rares cas dans ce même intervalle (la Beaume, Angles)

Quelques nodules phosphatés se trouvent dans cet intervalle infra-Paquier. Localement, il peuvent être abondants au-dessus de HN1, sous forme de terriers tubulaires de quelques millimètres de diamètre comme aux Briers. Ils sont petits et globuleux (1 à 2 cm) et sont encore des minéralisations de terriers entre HN 4 et HN 6 au Serre Amande, ainsi que sous HN 7 aux Briers. On en trouve aussi sporadiquement entre HN 8 et le Paquier. La barytine est exceptionnelle : un nodule en "hérisson" dans HN 8 aux Ravel (Hyèges), quelques *cone-in-cones* dans HN 7 au ravin de Malapatte, des nodules barytiques à coeur phosphaté au voisinage de HN 8 à Tartonne.

*Le niveau Paquier (pl. 4, fig. 2 ; pl. 7, fig. 1, 2).*

L'existence de ce niveau est mentionnée la première fois par LORY (1885) dans la région du Beauchaine. Il est retrouvé près d'Arnayon par PAQUIER en 1900 (p. 208-209). Pour cet auteur : "on rencontre dans leur masse<sup>12</sup> un banc plus dur, se débitant en minces feuillets, sur la surface desquels se montrent en grand nombre des *Ammonites* complètement aplaties, mais dont le test est généralement conservé. Ces formes appartiennent au Gault, et l'espèce la plus fréquente est *Hoplites tardefurcatus* (...)" L'auteur signale la présence de ce niveau près de la Maison Meffre (Ouest d'Arnayon) ; il reconnaît que "Ce niveau, qui se retrouve dans la vallée de Rosans, jouit d'une certaine constance, puisque M.P. Lory l'a retrouvé dans le Beauchaine au Dresq, près Saint-Julien. Les fossiles y sont toujours aplatis, ce qui rend leur détermination difficile ; par contre, le fait de leur conservation dans les marnes argileuses ayant préservé leur test de la destruction, ils offrent parfois un aspect nacré qui n'est pas sans rappeler les *Ammonites* des argiles du Gault." JACOB (1907) constatant l'existence de ce niveau dans les localités déjà citées par PAQUIER, établit la corrélation avec les nombreux gisements phosphatés des marges Nord et Sud. BREISTROFFER (1938) évoque l'analogie "avec les schistes à *Leymeriella* d'Hohenschwangau en Bavière" dont fait état KILIAN en 1901. FROMAGET et VARCIN (1954) montrent la présence des couches à *Leymeriella tardefurcata* dans la région de Saint-André-les-Alpes. Pour THOMEL (1964, p. 4310), "la zone à *Leymeriella tardefurcata* (LEYM.) (est) représentée, dans toute la région<sup>13</sup>, par un lit schisteux rempli d'*Ammonites* écrasées, à test nacré". Enfin MOULLADE (1966, p. 245) ne lui accorde pas un caractère de niveau repère étendu géographiquement : "les fossiles deviennent très rares dès l'Albien inférieur, se localisant uniquement dans le niveau basal à *Hypacanthoplites trivialis*<sup>14</sup> et, un peu plus haut, dans un lit marno-calcaire feuilleté plus ou moins bien individualisé, à *Leymeriella tardefurcata* (LEYM.) écrasées, rarement représenté et difficilement repérable". J'ai montré que cette couche, assez aisée à reconnaître, était non seulement étendue à tout le domaine pélagique du bassin vocontien (1983), mais (1985, 1988) qu'elle était identifiable dans des environnements comparables de la marge nord de la mer alpine et de prolongements orientaux, vraisemblablement jusqu'en Iran. Nous reviendrons sur ces précisions dans le chapitre dévolu aux couches riches en M.O.

Les conditions d'affleurement au col de Pré-Guittard ne sont guère propices à une étude détaillée du niveau Paquier. L'étude de ce niveau reposant sur les levés effectués en 35 affleurements (PAL, PRG, MEF, ARN, PER, CDR, BRU 1, BRU 2, SIG, MER (Rosans), VMR, MTF, RSX, LCR, FAR, EYG, MTB, PLA, GLA 2, CLD, OUS, COU, PAU, SSS, RCM, SAL, CHB, TAR, PIL, THO, HYE, BRI, VRG, BME, BAN), les corrélations établies entre les différentes coupes permettent, dans un premier temps, d'établir un schéma simple, très reconnaissable sur la plupart des sites. A cet égard, considérons l'affleurement du col de Palluel qui constitue une coupe-type, car c'est en ce site que je l'ai identifié et décrit (fig. 32). L'ensemble formant un triplet, six unités peuvent être reconnues pour la roche qui demeure gris foncé. A l'unité PA I formée de marne laminée, fissile, à nombreuses empreintes d'ammonites, épaisse de six centimètres, succède un épisode relativement homogène du fait de la bioturbation, peu carbonaté et dépourvu d'ammonites, d'environ 20 cm (PA II), puis, sur une dizaine de centimètres, la marne

<sup>12</sup> des marnes noires, note de JGB

<sup>13</sup> les Basses Alpes, note de JGB

<sup>14</sup> il s'agit en fait d'un banc du faisceau Fromaget, note de JGB

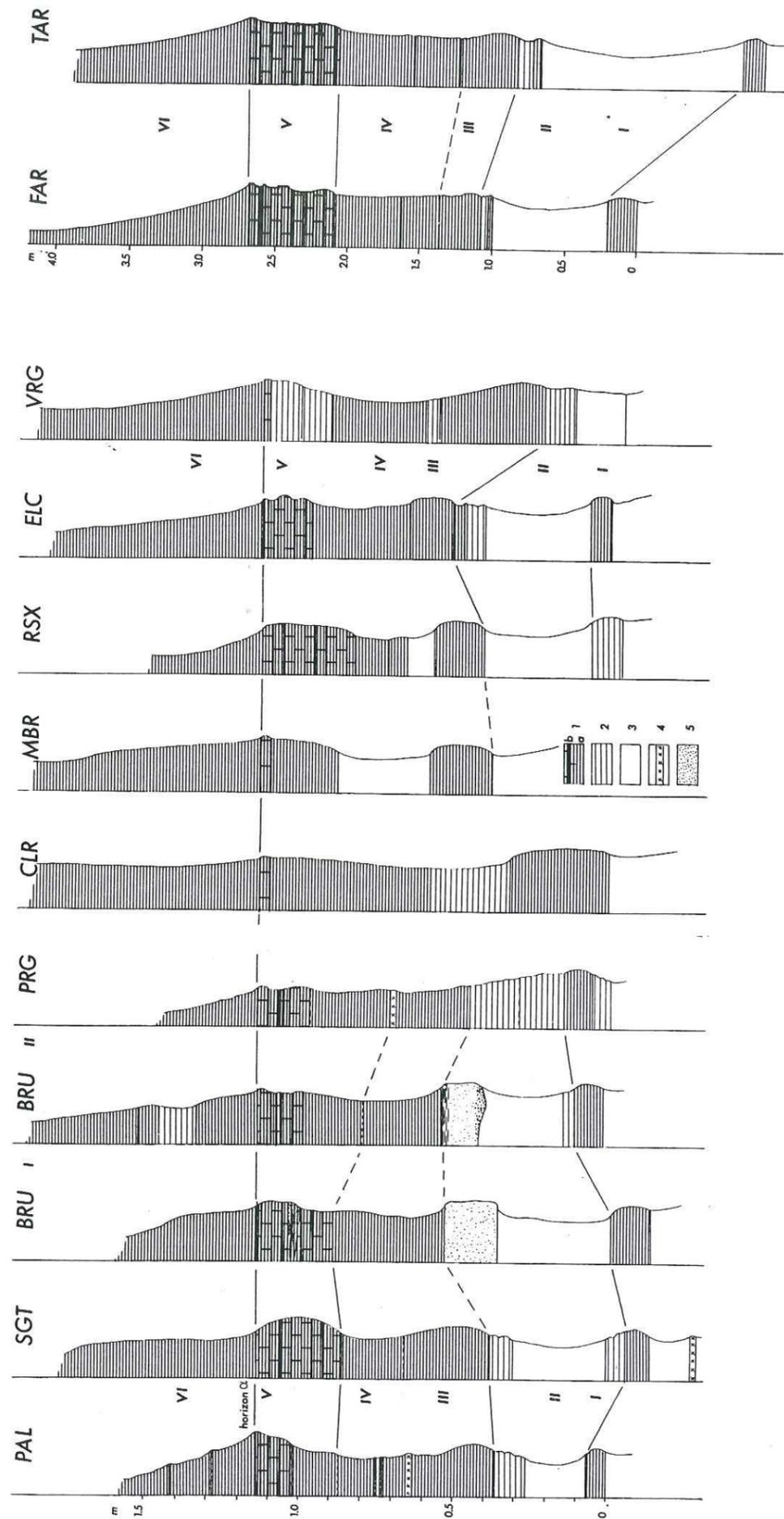


Fig. 32. Niveau Paquier (base de l'Albien inférieur). Corrélations entre plusieurs coupes réparties dans le bassin. La reconnaissance de six unités (en chiffres romains, Bréhéret, 1983) permet l'établissement aisé de corrélations.

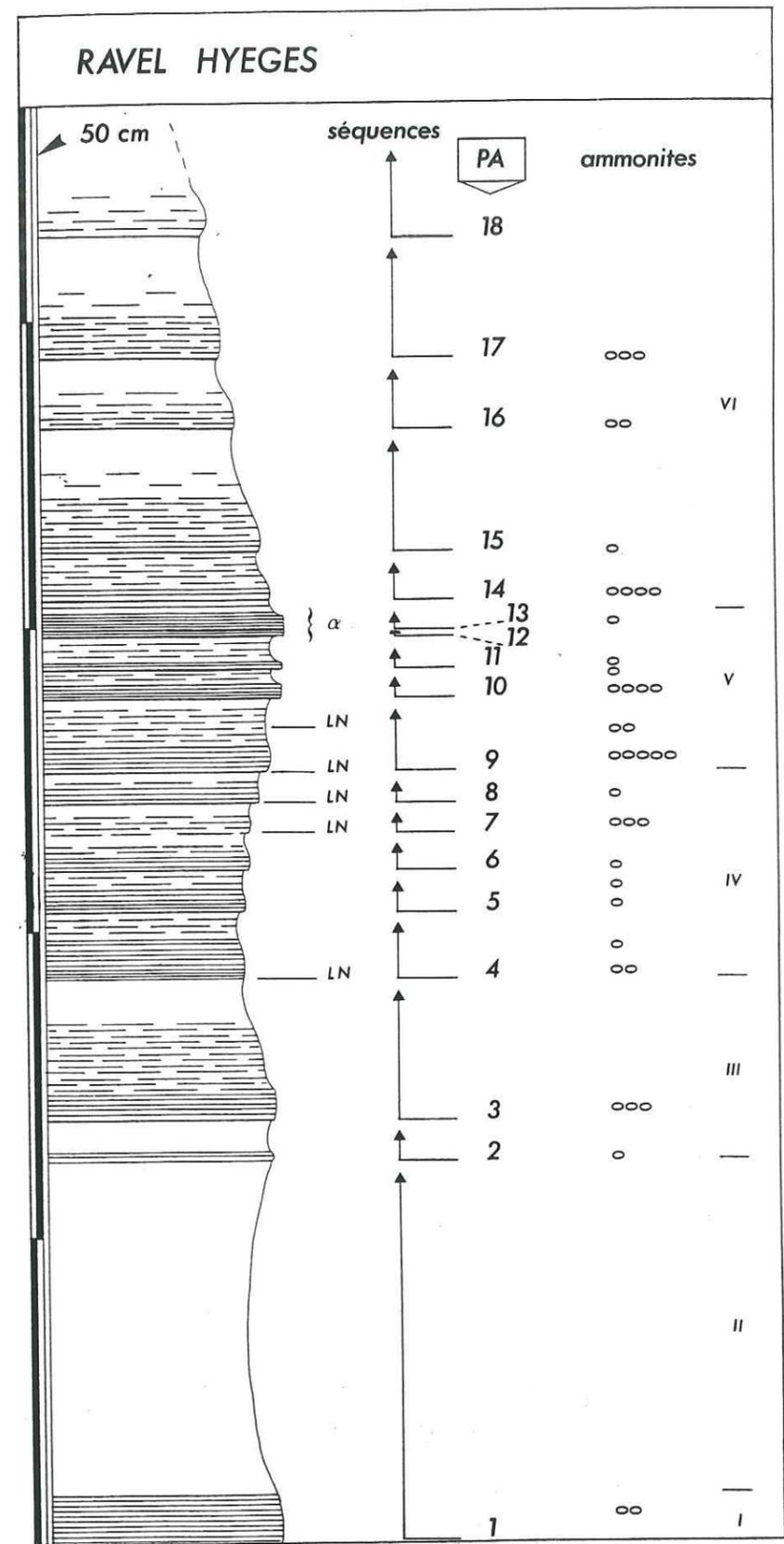


Fig. 33. Les Ravel (Hyèges). Une coupe type pour le niveau Paquier. Position des séquences caractéristiques (notées PA 1 à PA 18). LN : lamines calcaires à Nannoconus.

devient un peu plus calcaire, mais demeure peu fissile, et très pauvre en ammonites. L'unité PA III, d'une vingtaine de centimètres et constituée d'une marne très fissile, assez calcaire, très riche en ammonites, fait saillie. Ensuite, et sur une trentaine de centimètres, le sédiment s'appauvrit en calcaire et les ammonites se font un peu plus rares (PA IV). L'unité PA V, du fait de sa teneur en calcaire plus élevée et de son excellente fissilité, confère au niveau Paquier son aspect repérable. Les ammonites y sont très abondantes. A la partie supérieure de cet épisode, trois passées de 0,5 à 3 cm, assez indurées, forment des saillies assez caractéristiques, particulièrement la supérieure distinguée comme "l'horizon  $\alpha$ ". Une soixantaine de centimètres d'argilites calcaires (deux à trois fois moins carbonatées que les marnes de l'unité sous-jacente), très fines, laminées et très fissiles, assez riches en ammonites, termine le niveau.

Certains affleurements sont particulièrement favorables à une étude détaillée du fait qu'ils présentent une coupe perpendiculaire au litage. C'est le cas de Merdaric (Rosans), et surtout de Ravel (Hyèges) (fig. 33) qui nous servira pour décrire la succession. Le schéma simple présenté précédemment est bien sûr apparent, cependant, une structuration plus fine s'observe. De fait, on note l'alternance à fine échelle, d'ordre infra-centimétrique à pluricentimétrique, de passées finement laminées au débit de schiste carton et de passées relativement homogènes au débit plus massif. Ces alternances, au nombre de dix-huit, et d'épaisseur inégale, entre un centimètre et une vingtaine, représentent en fait de petites séquences qu'on peut corrélérer au niveau du bassin. Notées PA 1 à PA 18, elles s'agencent ainsi. 1) Une base très plane, souvent soulignée par une ou des lamines blanches, calcitiques, de 0,5 à 3 mm d'épaisseur, par laquelle débute une marne très finement laminée, très fissile (débit en lames plan-parallèles parfois de l'ordre de 0,5 mm), d'épaisseur variant entre un et cinq centimètres, dont le grain tend à devenir très légèrement plus important vers le haut ; les ammonites peuvent être très abondantes, notamment dans la partie supérieure. 2) Le caractère laminé est ensuite moins évident et la fissilité est moins fine. Les ammonites aussi se raréfient. Cette transition peut s'opérer en une dizaine de centimètres. 3) Enfin, sur quelques millimètres ou centimètres, la marne sombre est homogène, vraisemblablement en conséquence d'une faible activité benthique. La fissilité est généralement un peu irrégulière, le débit est parfois massif. Les ammonites sont rares, voire inexistantes.

Des écarts à cette structuration apparemment simple peuvent cependant être notés. Ainsi, des lamines calcitiques peuvent être répétées et présentes au sein des deux premiers termes de ces séquences. Par ailleurs, le terme 2 peut manquer (exemple séquence PA 1, où le terme 3, bioturbé, est épais de plusieurs dizaines de centimètres). De plus la couleur du sédiment interfère avec ces séquences. C'est du moins ce que j'ai pu observer au Serre Amande (Bruis), aux Briers, mais surtout à la Combe Bagna (la Farette), grâce à une dissection poussée des couches par l'érosion, en raison d'un pendage redressé. Cinq bandes noires pluricentimétriques sont disposées dans l'épaisseur du niveau : la première (1,5 cm) au sommet de PA 4, la seconde (3 cm) à la base de PA 8, la troisième au sommet de PA 9, la quatrième (3 cm) au sommet de PA 15 et la dernière (2 cm) au sommet de PA 16.

Comme je l'ai indiqué plus haut, les corrélations, pour ces petites séquences, peuvent être établies à l'échelle du bassin, du moins dans la partie centrale et lorsque les conditions d'affleurement sont favorables (fig. 34). Les plus carbonatées sont très caractéristiques. L'horizon  $\alpha$  par exemple, formé en fait d'une double séquence (PA 12, PA 13) dont l'inférieure est épaisse d'un centimètre se repère très aisément, du col de Pré-Guittard à Vergons (distants de 120 km). Les corrélations sont plus conjecturales pour les séquences peu carbonatées où, par conséquent, le contraste est faible. Ainsi les séquences PA 5 à PA 8 de la partie moyenne du niveau (correspondant à l'unité PA IV) sont-elles moins bien caractérisées.

La présence de très fines venues sableuses ou silteuses au sein du Paquier est à noter à Palluel ainsi qu'à Montferrand. A Palluel, une première passée d'au maximum 5 mm coiffe l'unité PA I, elle correspond à l'interruption de la couche laminée; une deuxième pouvant atteindre 4 mm est localisée dans l'unité PA IV (séquence PA 6 probablement). Une troisième, d'environ 5 mm, se trouve dans l'unité PA VI (séquence PA 15). Par ailleurs, au Serre Amande (Bruis), une turbidite chenalisée s'est disposée vers le sommet de la séquence PA 3 (fig. 35). Son épaisseur peut atteindre jusqu'à 1,50 m. Les termes Ta, Tb, Tc, Td de la séquence type de Bouma s'y reconnaissent. La semelle moule des gouges d'érosion et des cannelures (*flute casts*, *groove casts*). Son sommet est, selon les places, soit bioturbé, soit laminé (terme Td). La lamination mécanique vient alors à se confondre avec la lamination pélagique qui caractérise les sédiments sus-jacents. Les éléments remaniés dans cette turbidite sont surtout des quartz, de la glauconie, mais les bioclastes calcaires

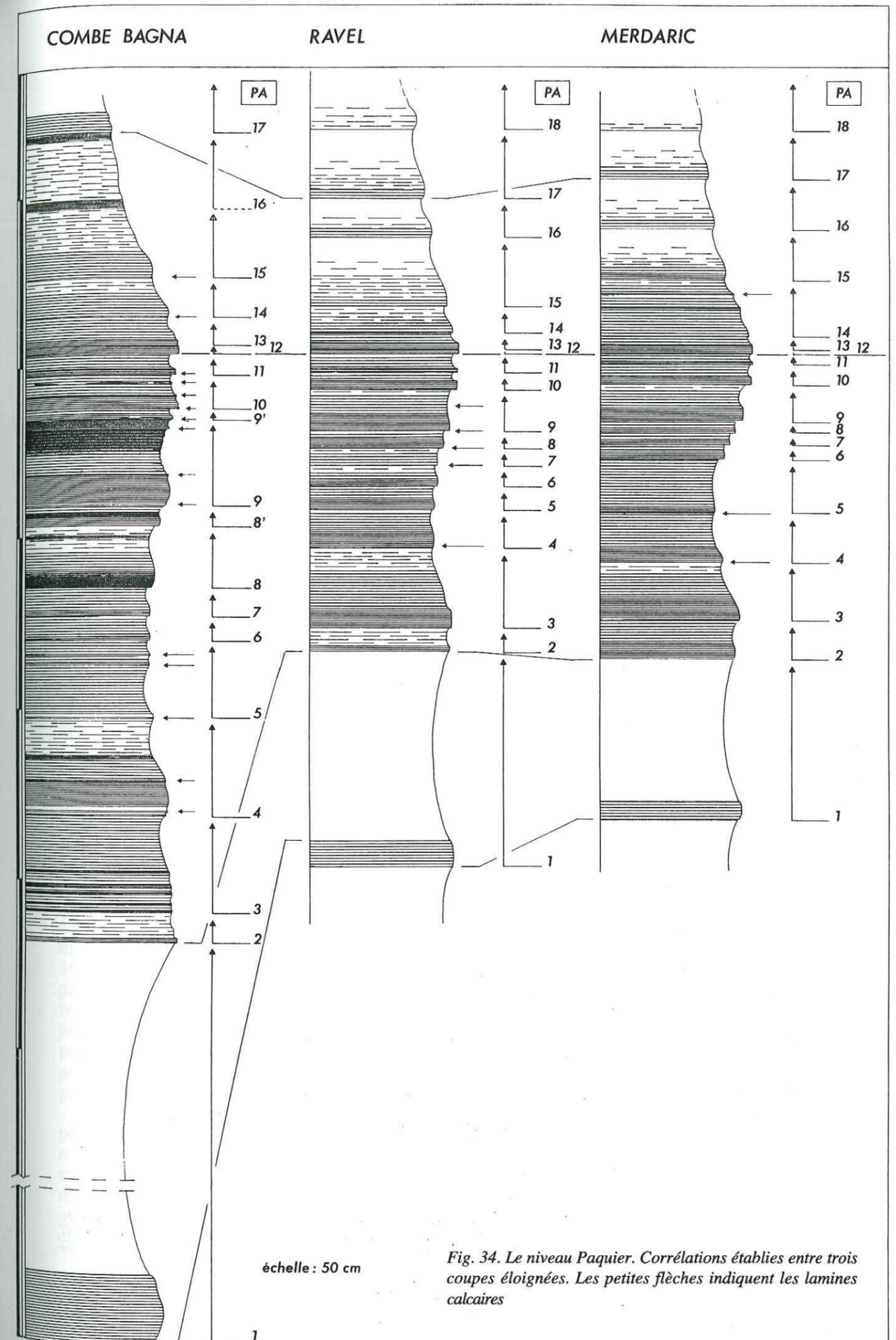


Fig. 34. Le niveau Paquier. Corrélations établies entre trois coupes éloignées. Les petites flèches indiquent les lamines calcaires

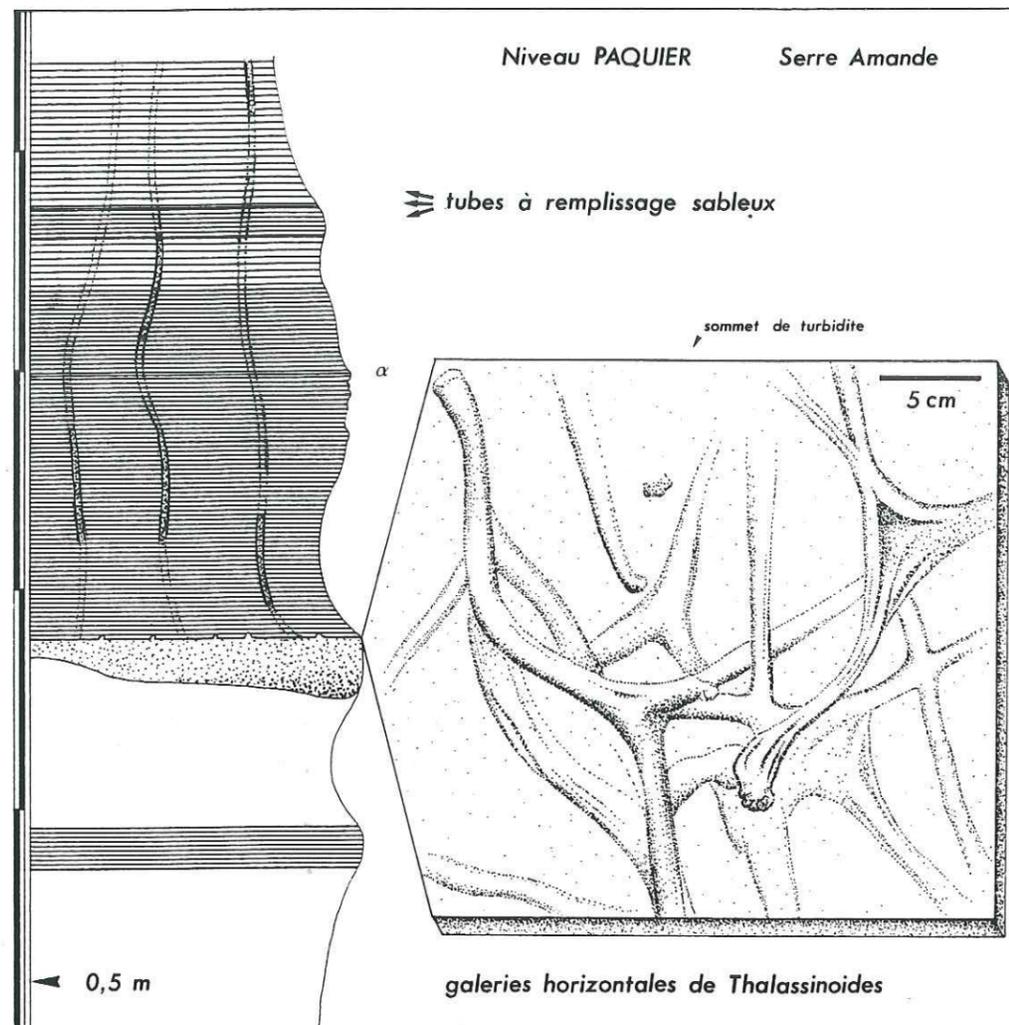


Fig. 35. Le niveau Paquier au Serre Amande (Bruis). Galeries de Thalassinoides au toit d'une turbidite interstratifiée dans le schiste carton.

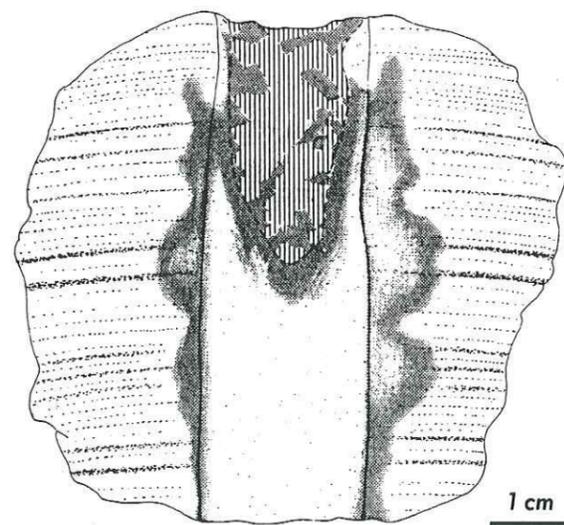


Fig. 36. Concrétion calcaire développée sur un terrier du type Thalassinoides dans le schiste carton du niveau Paquier aux Coignets (Salignac). Noter l'homogénéisation complète du sédiment dans l'axe du terrier, par rapport au calcaire laminé qui forme le manchon. Pointillés : halo de pyrite. Lignes verticales : remplissage de cristaux de barytine.

sont fréquents et diversifiés (entroques, rhodophycées, bryozoaires, foraminifères) attestant l'activité benthique sur la plate-forme. En plus de ce matériel, le remplissage de certains chenaux est caractérisé par l'abondance de phragmocônes d'ammonites, en particulier *Leymeriella* gr. *tardefurcata* et de particules phosphatées, pellets, mais aussi fragments de squelettes de poissons. L'ensemble de ces éléments permet de suggérer que l'événement gravitaire initié en domaine de plate-forme, à modeste activité benthique calcaire sur un substrat silicoclastique, a remanié aussi les débris de nombreux organismes nectoniques accumulés sur le fond du bassin.

Les traces fossiles sont très rares dans le niveau Paquier, et sont le fait d'animaux ayant vécu postérieurement à son dépôt, dans une ambiance redevenue propice. Les quelques observations effectuées en différents affleurements permettent de penser que les divers objets recensés résultent de l'activité d'un même type d'organisme. A la Combe Bagna (Farette), ce sont de simples galeries d'un diamètre centimétrique, façonnées dans la marne, dont les empreintes, d'ailleurs très peu abondantes, sont mal discernables car ce sont des moulages aplatis de marne noire dans la même marne noire discrètement laminée. Au Serre Amande (fig. 35), le toit de la turbidite, décrite dans le paragraphe précédent, porte çà et là des traces en "épi-relief" (*epichnia*) produites sous enfouissement (et non à l'interface eau-sédiment). Plusieurs moules de tubes verticaux, de diamètre centimétrique, formés de sable quartzueux et glauconieux grésifié, recoupant le litage du niveau Paquier, ont été trouvés. Ils montrent que les galeries formées au contact de la turbidite étaient le fait d'un organisme évoluant entre la turbidite et l'interface eau-sédiment, plusieurs dizaines de centimètres au-dessus.

Les autres objets concernent des concrétions développées dans le niveau Paquier, en tant que conséquences diagénétiques de la bioturbation. Aux Oustaus, il s'agit de grosses miches calcaires dont la taille peut atteindre 2 m. Bien que leur supposant une origine ichnoïde, je n'y ai pas trouvé d'indices formels. Elles pourraient être centrées sur des structures mécaniques telles que des rides de tempête (?). En section perpendiculaire au litage, ces miches présentent la lamination caractéristique du sédiment hôte, bien que moins compactée. L'effet de la compaction qui s'est exercée depuis le concrétionnement peut, de fait, s'observer sur les bordures grâce à une déformation progressive du réseau des lamines. Ces concrétions paraissent analogues à celles observées dans les Jet Rock (Toarcien). Aux Faïsses (Tartonne), les concrétions qui sont rencontrées dans le niveau Paquier présentent un aspect très particulier qui ne me semble pas avoir été jusqu'à présent signalé dans la littérature. Ce sont de multiples couronnes carbonatées, de diamètre compris entre 10 et 40 cm, de 3 à 7 cm de large, empilées le long d'un axe vertical pouvant atteindre 90 cm de hauteur. En section, ces couronnes montrent la lamination du sédiment encaissant, déformée de façon progressive vers les bordures interne et externe. Je les interprète comme des halos diagénétiques développés autour d'une bioturbation verticale, développés selon les horizons à la fois les plus calcaires et les plus poreux. Des concrétions tenant à la fois des deux types précédemment décrits sont observables aux Coignets (Salignac) (fig. 36), site qui se trouve en position un peu marginale par rapport au bassin. Ici, à côté de miches pluridécimétriques, un certain nombre de concrétions calcaires, de taille pluricentimétrique à décimétrique, présentent en leur centre la trace évidente d'une bioturbation. En coupe, on peut observer une masse calcaire à structure laminée à l'instar du sédiment encaissant, traversée en son centre d'un cylindre de matériau identique, mais complètement déstructuré, homogénéisé. L'échantillon présenté sur la fig. 36, offre à l'intérieur du manchon carbonaté, un halo formé de pyrite diffuse. Le vide situé à la partie supérieure est rempli de barytine. L'affleurement ne permet pas d'étudier le niveau selon une bonne coupe verticale. La trace fossile consiste donc en un long tube vertical de 1 cm de diamètre, jusqu'à un mètre de longueur, puis un réseau de galeries de diamètre comparable, développées parallèlement au litage et pouvant s'écarter de plusieurs dizaines de centimètres de l'axe. Elle pourrait être rapportée à l'ichnogène *Granularia* (cf. BROMLEY & EKDALE, 1986, fig. 7) ou aux puits verticaux de galeries de *Thalassinoides* (cf. WETZEL et AIGNER, 1986).

Les objets diagénétiques sont rares, à côté des miches calcaires déjà citées. Les nodules phosphatés sont exceptionnels ; quelques petits spécimens (centimétriques) ont été observés, notamment à la Baume. Aux Oustaus, un nodule pluricentimétrique d'aspect bothryoïde a été récolté et sera décrit plus loin. De même, la présence de concrétions barytiques est inhabituelle. De telles minéralisations consistent en petites rosettes pluricentimétriques (les Coignets, Salignac, Palluel) ou en *cone-in-cones* atteignant 15 cm, comme à Mesnard (la Baume), à la base de la séquence PA 5 et dans la séquence PA 13 (au-dessus de l'horizon  $\alpha$ ).



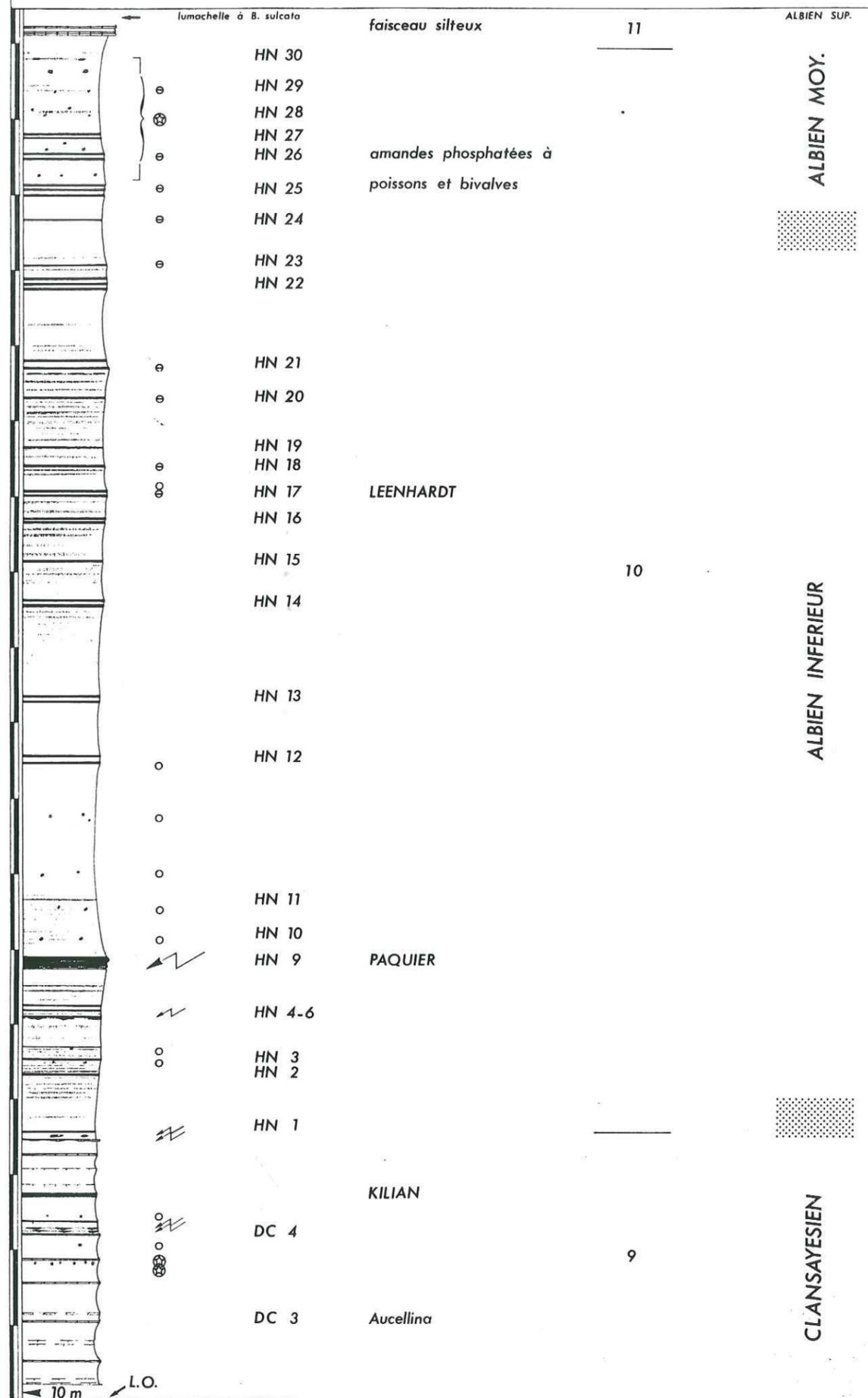


Fig. 37. Le Serre Amande (Bruis). Les "black shales" de l'Albien inférieur et moyen (unité 10) ; les niveaux repères.

*Intervalle supra-Paquier (pl. 8, fig. 1).*

Comme nous l'avons évoqué plus haut, bien qu'un certain nombre d'affleurements soient observables pour cet intervalle dans le bassin, les bonnes coupes sont rares, et se limitent au Serre Amande (110 m), Palluel (environ 85 m), la Haute Luce (60 m) et le Serre Noir (55 m). Les sédiments présentent les mêmes caractéristiques que ceux de l'intervalle infra-Paquier. Les argilites très sombres sont peu carbonatées vers la base (15-25 %), puis tendent à devenir un peu plus calcaires vers le sommet (20-40 %). De manière typique, et ainsi qu'on l'a vu pour l'intervalle sous-jacent, les terrains sont striés d'horizons de laminites soit isolés, soit groupés en doublets ou triplets qui s'inscrivent dans le rubanement "moins sombre-plus sombre". Ces horizons, au nombre de dix-huit, notés à partir du niveau Paquier (ou HN 9) HN 10 à HN 27, constituent des repères dans la monotone série de *black shales*. Le manque de très bons affleurements, d'une qualité comparable à celle des Oustaus ou des Briers, est peu propice à la détermination de la périodicité de ces horizons, surtout vers la base. Néanmoins, les précisions à cet égard peuvent être recherchées entre HN 14 et HN 21. A l'instar de la série infra-Paquier, cet intervalle peut être considéré comme résultant de l'empilement de FCA. La présentation de la coupe du Serre Amande (Bruis) (fig. 37) permettra de se faire une idée de la succession.

Sur environ 25 m, au-dessus du Paquier, les argilites calcaires sont très monotones, le rubanement y étant très discret. On décèle quand même deux triplets, à peine marqués, qui s'inscrivent dans les huit premiers mètres (HN 10 et HN 11), auxquels succède un ensemble, très homogène, moins bien exposé (environ 17 m). Au-dessus, deux doublets, HN 12 et HN 13, sont espacés de 7 m. Le rubanement devient plus apparent. La succession est alors la suivante. Trois FCA sur 12,50 m ; doublet HN 14 ; un FCA (5 m) ; horizon HN15 à petits rythmes très fins bien visibles ; un FCA (5,50 m) où les bandes sombres apparaissent scindées en petites unités ; petit triplet HN 16, peu épais (50 cm), à rythmes très fins, notamment le premier terme ; un FCA (3,80 m) dont l'épaisseur des bandes plus sombres diminue vers le haut ; un doublet très bien marqué, HN 17, avec un débit de schiste carton et contenant de nombreuses amandes phosphatées, qui constitue un horizon repère, le niveau Léenhardt ; un FCA de 3,30 m caractérisé par une très fine cyclicité ; un horizon HN 18, à abondants fragments de *B. concentrica* ; un FCA (3,50 m) ; un horizon HN 19 peu ou pas fissile ; un intervalle de 5,50 m correspondant à un ou deux ? FCA ; un horizon HN 20 ; intervalle de 3,00 m comportant vers la base un horizon vaguement fissile ; un triplet HN 21, dont le premier terme est assez calcaire, le deuxième étant très riche en amandes phosphatées ; un intervalle d'une dizaine de mètres ; un triplet HN 22 ; un FCA (1,65 m) ; un horizon HN 23 ; un intervalle de 6,00 m à fréquentes boules pyriteuses altérées ; un horizon HN 24 ; un intervalle de 3,00 m ; un triplet HN 25 de 1,70 m d'épaisseur, au terme médian riche en amandes phosphatées dont beaucoup sont développées sur des débris de bivalves (Ostracées?) et de squelettes de poissons ; intervalle de 3,30 m à boules barytiques en hérissons vers le milieu ; un doublet HN 26 dont le premier terme est très riche en amandes phosphatées dont beaucoup sont développées sur des débris de squelettes de poissons ; un intervalle de 2,10 m à grosses concrétions barytiques (hérissons) ; un doublet peu marqué HN 27 ; un intervalle de 2,50 m ; un horizon HN 28 assez discret entouré de deux horizons à nodules barytiques en patates (sphéroïdes à surface lisse ou à feutrage de petits cristaux) ; intervalle de 3,00 m avec au sommet des nodules pyriteux ; un doublet HN 29 ; intervalle de 3,50 m renfermant des nodules botryoïdaux de barytine ; un dernier doublet HN 30 peu marqué dont le premier terme contient des concrétions barytiques saccharoïdes, aplaties parallèlement au litage ; un intervalle de 2,20 m ; des bancs calcaires un peu silteux représentant la base de l'unité 11.

Les coupes de Palluel (fig. 8), du Serre Noir (fig. 28), de la Haute Luce (fig. 44) et de la Baume permettent de retrouver cette succession, mais de manière plus ou moins bien lisible selon les conditions d'affleurement. La base de l'intervalle n'autorise pas de bonnes corrélations étant donné le caractère très argileux de l'ensemble et le manque d'horizons repères. Mais les coupes peuvent être calées à partir du niveau Léenhardt (HN 17) jusqu'aux deux doublets à nombreuses concrétions phosphatées développées sur des bivalves et sur des squelettes de poissons (HN 25 et 26). Le niveau Léenhardt, bien repérable, notamment du fait de sa fissilité, ainsi que de sa richesse en amandes phosphatées, débris de poissons et coquilles de *B. concentrica*, peut être observé en de nombreux sites, notamment aux Faïsses (Tartonne). Les deux doublets HN 25 et 26 ont été retrouvés aussi à Sigottier, ainsi qu'à la Justice (au Sud de la ferme de l'Aubergerie, Sud de Rosans), où les concrétions à fragments de squelettes de poissons, voire de squelettes entiers, sont

particulièrement nombreuses. Il s'agit très vraisemblablement des "petits nodules de calcaire marneux" signalés en 1879 par LORY "à un kilomètre au Sud-Sud-Ouest du village".

De manière approximative, étant donné la qualité des coupes, il est possible d'estimer à une trentaine le nombre des FCA depuis le niveau Paquier, ce qui porte leur nombre à 44, au moins, depuis HN 1.

La partie supérieure de l'unité 10 est caractérisée par l'absence totale de résédiments, du moins pour la partie centrale du bassin. Cet épisode calme, enregistré même au cœur de l'axe Bourdeaux-Arnayon-Bruis, s'oppose complètement à la phase d'intense activité de sédimentation gravitaire (coulées, slumps et turbidites) déployée lors des déstabilisations des bordures au Gargasien et au Clansayésien. La mise en place d'une grosse coulée sableuse au sommet de cette unité 10, à Palluel, rompra le calme de cet épisode.

Un trait remarquable pour l'intervalle supra-Paquier est l'existence de concrétions phosphatées au sein des horizons laminés. Leur répartition débute avec l'horizon repère HN 17, ou niveau Léenhardt. Beaucoup sont centrés sur des bioclastes tels que coquilles de bivalves, d'ammonites, parfois de poissons ; cette dernière particularité étant typique des horizons HN 25 et HN 26 vers le sommet de l'intervalle. Leur forme est souvent celle d'amandes, mais certains horizons contiennent des concrétions très allongées (jusqu'à 35 cm, sur 2 à 3 cm), aplaties selon le litage (1 à 6 mm) et souvent orientées dans une direction privilégiée comme à Palluel, ou aux Coignets (Salignac). Les nodules phosphatés se trouvent aussi dans les argilites calcaires encaissantes, et sont centrés sur des bioturbations, notamment entre le Paquier et le Léenhardt, ainsi que vers le sommet de l'intervalle. Des concrétions d'un type particulier se rencontrent, et ce, essentiellement dans la partie sud-orientale du bassin, dans la quarantaine de mètres sous le niveau Léenhardt, notamment aux Faïsses (Tartonne). Ce sont des nodules barytiques au cortex nettement cristallisé dont le cœur, de géométrie complexe, est formé de phosphate. Il s'agit très probablement de bioturbations initialement minéralisées en phosphate, puis barytisées dans un stade ultérieur. Le sulfate de baryum est d'ailleurs loin d'être rare dans la série puisqu'on en rencontre sous forme de galettes de type *cone-in-cone* dans quelques horizons laminés, parfois sous forme de nodules de type "hérissou", souvent septariés (notamment à la Baume). Beaucoup de concrétions phosphatées contenues dans ces horizons sont aussi barytisées. Généralement la cristallisation a envahi secondairement le phosphate en une trame poecilitique (*cf. infra*) (ex. HN 21 au Serre Amande). Quelques bois flottés trouvés dans la partie supérieure sont complètement encroûtés de barytine (ex. la Farette, Tartonne, Blieux). Enfin, dans tous les sites, le sommet de l'unité (sur quinze à vingt-cinq mètres) est très riche en nodules barytiques dont le type évolue verticalement depuis des formes très cristallisées de type "hérissou", dépassant parfois la dizaine de kilogrammes, à des formes petites, arrondies et lisses, ou botryodiales de type "patate". PAILLERET (1983) avait particulièrement étudié cet ensemble de concrétions qu'il avait nommé "niveau supérieur" (voir plus bas). A la Haute Luce, les nodules de ce type sont très fréquents dans la série et sont répartis sur une cinquantaine de mètres dans les doublets et triplets.

La présence de concrétions calcaires non manifestement liées à des horizons carbonatés, et très probablement induites par la minéralisation de terriers, est très sporadique. Juste au-dessus du Paquier, mais en contexte un peu marginal, aux Coignets (Salignac), les couches sont parsemées de nombreux boulets pluricentimétriques (associés à un arrêt de sédimentation), et d'autres concrétions se rencontrent également au-dessus. Aux Faïsses (Tartonne), quelques nodules (décimétriques) se trouvent au-dessus de l'horizon HN 14, d'autres se situent au-dessous et au-dessus du niveau Léenhardt (HN 17). Enfin de grosses concrétions pluridécimétriques, les "columnaires", sont fréquemment disposées vers le sommet de l'unité, quelque vingt-cinq mètres à trente mètres sous le sommet, en fait en coïncidence avec la base de l'intervalle à barytiques, là où ces concrétions sont grosses et largement cristallisées (au Sud-Est : les Faïsses, Ravel, Vergons, Blieux, au Nord-Ouest : les Sibours ; le Pouet). Ces columnaires sont parfois barytisés par places.

Les nodules pyriteux sont fréquents en certaines portions de l'intervalle. On les remarque particulièrement au sommet de l'intervalle ; ils minéralisent des terriers.

Les fossiles sont peu abondants dans les *black shales* du sommet de l'unité 10. Les ammonites sont rares et essentiellement sous forme d'empreintes mal préservées dans les horizons laminés (il n'y a pas de moules calcaires ou marneux ; l'aragonite est mal préservée, mais le canal siphonal est parfois décelable). A part quelques spécimens disséminés dans ces couches, on peut noter leur fréquence dans le niveau Léenhardt (HN 17) en un certain nombre de sites, ainsi que dans l'horizon HN 29 au col de Pré-Guittard (le nom de niveau Lory donné par BREHERET

(1983) n'est pas été conservé, étant donné que la présence des ammonites n'est pas un caractère constant et ne confère pas à cet horizon valeur de niveau repère). Les ammonites pyriteuses sont inexistantes ; en revanche, on peut mentionner la présence de quelques ammonites phosphatées aux Faïsses au-dessous et au-dessus HN 14.

Les horizons laminés contiennent, à partir du niveau Léenhardt, une faune de bivalves représentés par *Birostrina concentrica* dont un certain nombre de spécimens présentent des tests plissotés (?), de petites Pectinacées (taille centimétrique) rapportées au genre *Variamussium*, et de petites Ostracées (ces dernières ayant parfois servi de nucleus à des concrétions phosphatées). Les débris de poissons sont relativement fréquents en quelques horizons, notamment le Léenhardt : écailles, vertèbres... Très sporadiquement se rencontrent des squelettes en connexion. Des crânes de poissons très déformés, écrasés selon le litage ont été reconnus sur des échantillons examinés par GAYET. Fréquemment ces débris sont préservés dans un écrin phosphaté ("amandes phosphatées"). De même quelques fragments osseux de dinosauriens peuvent être récoltés, notamment des vertèbres d'ichtyosaures (Les Coignets, Salignac, la Haute Luce, Palluel). Certaines forment le nucleus de concrétions phosphatées. De rares empreintes que l'on peut rapporter à des Chéirolepidiacées se trouvent dans des laminites, notamment le Léenhardt. Les bois flottés deviennent relativement fréquents vers le sommet, et quelques morceaux d'ambre ont été récoltés, notamment à Blieux.

### 1.2.7. Unité 11

Hormis le synclinal de Rosans, où seulement deux ensembles d'affleurements sont disponibles à cet égard, l'unité 11 est très réduite, voire absente, car elle correspond à un intervalle condensé (qui sera décrit plus loin) dans la majeure partie du bassin. Ce n'est cependant pas le cas pour la bordure sud (Sisteronnais), mais les faciès franchement hémipélagiques, différents, seront décrits plus loin. Une faible épaisseur de cette unité est néanmoins observable en quelques autres points. Ces raisons amènent à compléter nos observations effectuées au Col de Palluel par l'examen des affleurements situés au Sud de Rosans, sur le serre des Castêts (fig. 38). Malheureusement, du fait de l'érosion actuelle, la partie supérieure de l'unité est tronquée, et le sommet du serre (au Sud) correspond en fait à la base de l'Albien supérieur.

Notre coupe débute une quinzaine de mètres environ au-dessus des doublets repères HN 25 et HN 26 à concrétions phosphatées riches en débris de poissons, avec deux horizons clairs (distants de 3 m) à grosses miches barytiques. Elles contiennent quelques coquilles de *B. concentrica*. Cinq mètres au-dessus se place le premier délit calcaire (10 cm) de cette unité (le précédent se situe au toit du Clansayésien), très peu silteux, de couleur gris beige verdâtre moyen à clair, et normalement bioturbé. Trois mètres au-dessus se trouve un banc calcaire (25 cm) de faciès comparable. Quelques nodules pyriteux (en champignons) formés sur des bioturbations se trouvent entre ces calcaires, de même que quelques nodules phosphatés et nodules barytiques ; les marnes ont livré plusieurs rhyncholithes. Le bois flotté est fréquent ; un tronç de plus de deux mètres de longueur a même été observé. Sur plus d'une trentaine de mètres ensuite, la série marneuse est entrecoupée de manière plus ou moins régulière par des délits ou bancs calcaires. Un premier ensemble se distingue dans la dizaine de mètres sus-jacente à notre banc calcaire. Les bancs sont discontinus, michoïdes. Les marnes sont un peu silteuses et admettent de gros nodules calcaréophosphatés (pluricentimétriques), des nodules pyriteux, centrés sur des terriers, ainsi que quelques nodules barytiques en patates. Quelques rhyncholithes ont été récoltés. Deux horizons d'argilite noire, plus ou moins fissile, au sein de ce faisceau, livrent quelques lamellibranches dont *B. concentrica*. Le deuxième ensemble, débutant quelques mètres plus haut, se développe sur une dizaine de mètres. Il est également constitué de bancs plus ou moins continus et michoïdes, intercalés de trois niveaux d'argilite noire et fissile, au sein de marnes un peu silteuses et bioturbées. Les argilites contiennent de fréquentes ammonites, ainsi que des bivalves dont *B. concentrica* et quelques Pectinacées (*Variamussium*). La troisième passée est la plus riche, et constitue une vraie lumachelle à *B. concentrica*. Des nodules barytiques en patates sont disposées entre un à trois mètres sous les argilites. Trois mètres au-dessus, et souligné par un horizon discret d'argilite noire peu fossilifère, viennent trois bancs (continus) à espacement métrique, ordonné du plus épais et plus calcaire, au plus fin et argileux ; ce triplet de calcaires forme un niveau repère. Trois mètres au-dessus débute une série de marnes de huit mètres d'épaisseur, coupées de doublets de laminites. Elle est tronquée par le sommet du serre. Le premier doublet

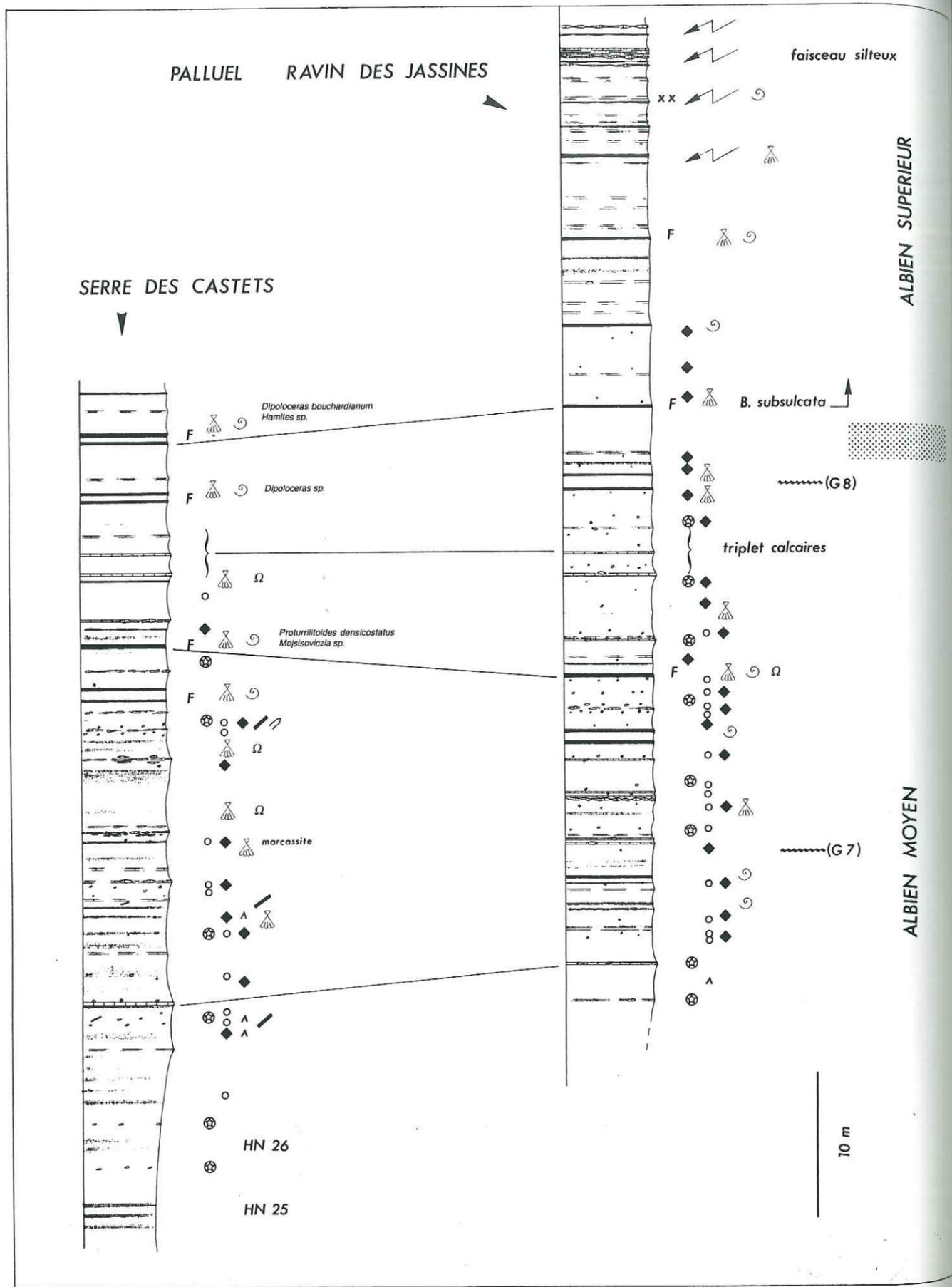


Fig. 38. Le passage de l'Albien moyen à l'Albien supérieur. Corrélation entre la coupe du Serre des Castêts (Rosans) et celle du ravin des Jassines (col de Palluel).

d'argilites laminées constitue une lumachelle à *B. concentrica* et livre quelques ammonites assez mal préservées. Le deuxième doublet (trois mètres au-dessus) forme une nouvelle lumachelle, mais riche en *B. subsulcata* très bien préservées. Les ammonites sont fréquentes et l'on y recense *Dipoloceras* cf. *crisatum*.

La corrélation de la coupe du serre des Castêts peut être menée au banc par banc avec celle du col de Palluel (le long de la route et aux Jassines). Pour peu que la série des Castêts soit complète, cette corrélation montre bien que les couches gréseuses G6, G7 et G8, qui sont restreintes au Nord du col de Palluel, ne sont pas érosives, ou bien l'érosion est si faible qu'elle est non décelable à notre échelle d'investigation. Elle permet aussi de préciser la position stratigraphique des nodules barytiques, puisque ceux-ci sont absents sur les affleurements du long de la route à Palluel, et peu abondants aux Jassines.

Au col de Palluel, comme on l'a vu plus haut, l'unité 11 se poursuit, un peu plus haut, par un faisceau de bancs calcaréo-silteux, lesquels se biseautent latéralement, le "faisceau silteux". Un semblable faisceau existe à Bruis, mieux exposé à la Folie qu'au Serre Amante (fig. 39). Il est disposé au-dessus de marnes noires et silteuses comportant quelques couches riches en bivalves (rares aucellines, petites Ostracées, rares *B. concentrica*) et deux horizons de miches calcaires d'épaisseur décimétrique dont le supérieur (2 m sous le faisceau) est un peu phosphatisé ; l'ensemble faisant suite en continuité aux *black shales* de l'unité 10 (dont les derniers mètres sont chargés en nodules barytiques). Environ 40 cm au-dessus de cet horizon à miches se trouve une surface d'arrêt de sédimentation recouverte d'une marne très légèrement glauconieuse. Des *Zoophycos* parcourent la marne sous-jacente. Une autre surface d'arrêt de sédimentation se trouve 1,20 au-dessus. Les marnes sous-jacentes sont, là encore, parcourues de *Zoophycos*, la surface étant recouverte par une vingtaine de centimètres d'épaisseur de marnes sableuses et glauconieuses largement bioturbées, à quelques débris de bois flottés.

Le premier banc du "faisceau silteux" se situe 40 cm plus haut. Le faisceau développe sur environ 18 m des bancs calcaréo-silteux assez indurés dont l'épaisseur peut atteindre 25 cm. La plupart de ces bancs sont noduleux. On y observe de grandes *Puzosia* (ammonites) et des *Zoophycos* de taille respectable (par exemple dans le troisième gros banc). Quelques passées d'argilites silteuses sombres s'intercalent entre les bancs, notamment vers la base. Les deux premières sont riches en *B. sulcata* ; elles contiennent en outre quelques Pectinacées et quelques ammonites (empreintes) dont des *Mortonicerias*. Sur cette même coupe, l'unité 11 se poursuit sur quelques mètres au-dessus du "faisceau silteux" ; comme on peut l'observer en panorama, le sommet de cette unité est marqué par un changement de couleur : de sombre un peu roux à sombre légèrement bleuté, ce qui traduit une chute nette dans la proportion de la fraction silteuse du sédiment. Au dernier gros banc du faisceau silteux, succède un intervalle métrique comportant deux horizons sombres silteux et fissiles, dont le premier est riche en empreintes d'ammonites : *Hysterocheras* et *Hamites*. Un banc de calcaire noduleux fait suite, surmonté à 80 cm d'un petit délit calcaire décimétrique, un peu nodulisé, soulignant une passée sombre de marnes silteuses, légèrement fissiles, livrant des *Hysterocheras* et des *Hamites*. Un trait remarquable est la présence de grands bivalves (*Pinna*) identiques à ceux observés au-dessus du niveau "petite vérole" à Palluel (fig. 40). Cette particularité suggère la corrélation entre ces deux coupes. La phase silteuse s'estompe dans les marnes sus-jacentes qui contiennent quelques nodules barytiques du type "hérisson". De grosses miches barytiques se rencontreront un peu plus haut, dans les bancs calcaires assez fins de la base de l'unité 12.

La succession observable sur les affleurements de la Combe Bagna (la Farette) (fig. 39) est légèrement différente. Au-dessus de l'Albien moyen formé de *black shales* chargés de nodules barytiques, après un intervalle marneux d'environ 6 m, à rares passées d'argilites silteuses fissiles à *B. concentrica* et *Puzosia*, le "faisceau silteux" se développe sur une huitaine de mètres, précédé par un horizon de quelques miches calcaires décimétriques. Cinq bancs calcaréo-silteux, relativement bien réglés, forment la moitié inférieure. Les deux premiers sont doubles et séparés par soixante-dix centimètres de marmo-calcaires chargés en glauconie, riches en lamellibranches et ammonites (*Puzosia*). La teneur en glauconie décroît ensuite ; quelques horizons riches en ammonites et bivalves se succèdent. La moitié supérieure du "faisceau silteux" est formée de cinq horizons de miches calcaires séparés d'intervalles pluridécimétriques de marnes non glauconieuses. Dans ce second ensemble, la teneur en silt est nettement plus faible et limitée à quelques horizons. Ammonites et bivalves sont beaucoup plus rares. Au-dessus débute une épaisse série marneuse sombre. Dans les premiers 25 m, elle est à peine marquée par de rares horizons un peu plus

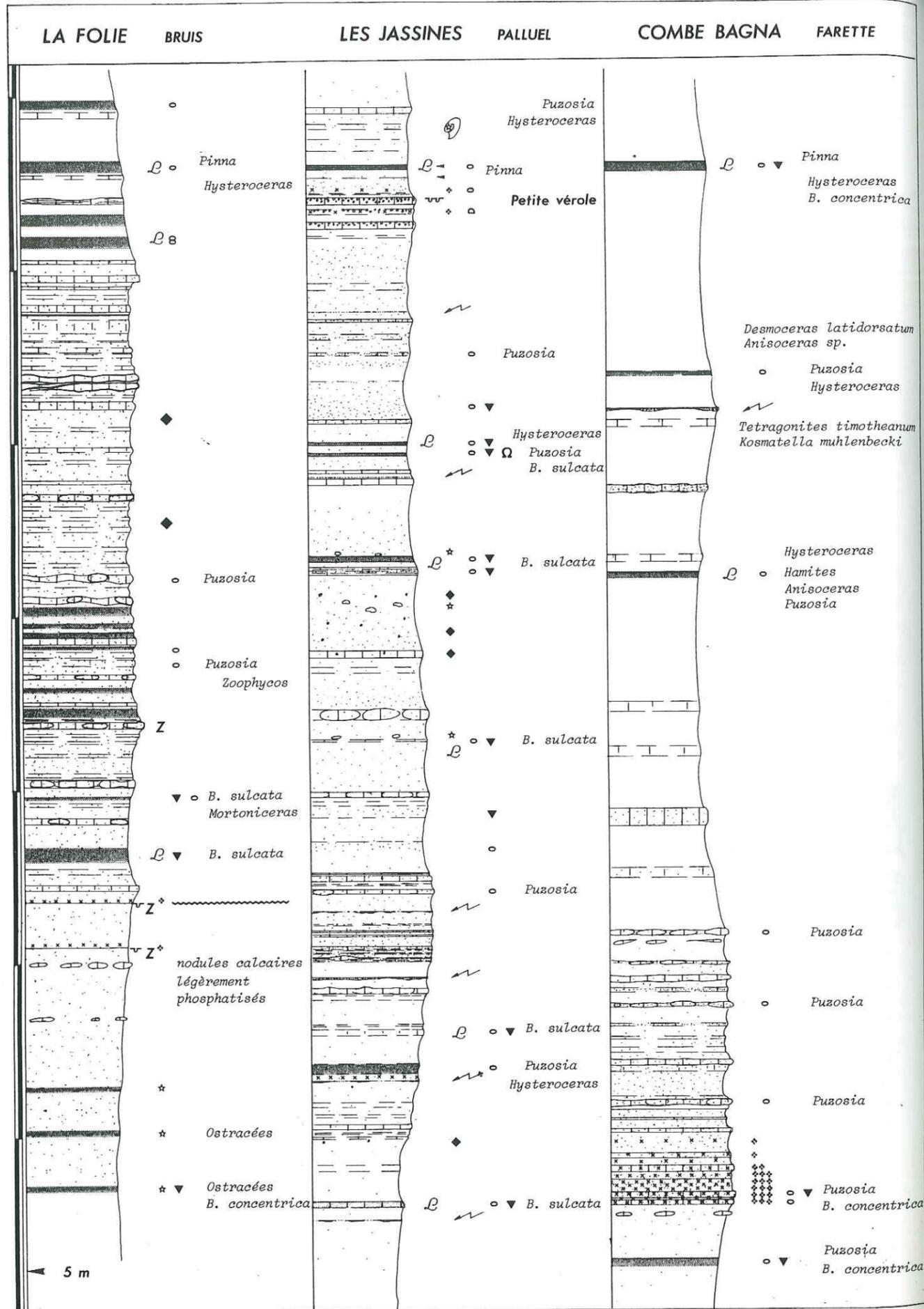


Fig. 39. Le Faisceau silteux (base de l'Albien supérieur). Corrélation entre les coupes de la Folie (Bruis), le ravin des Jassines (col de Palluel) et la Combe Bagna (La Farette).

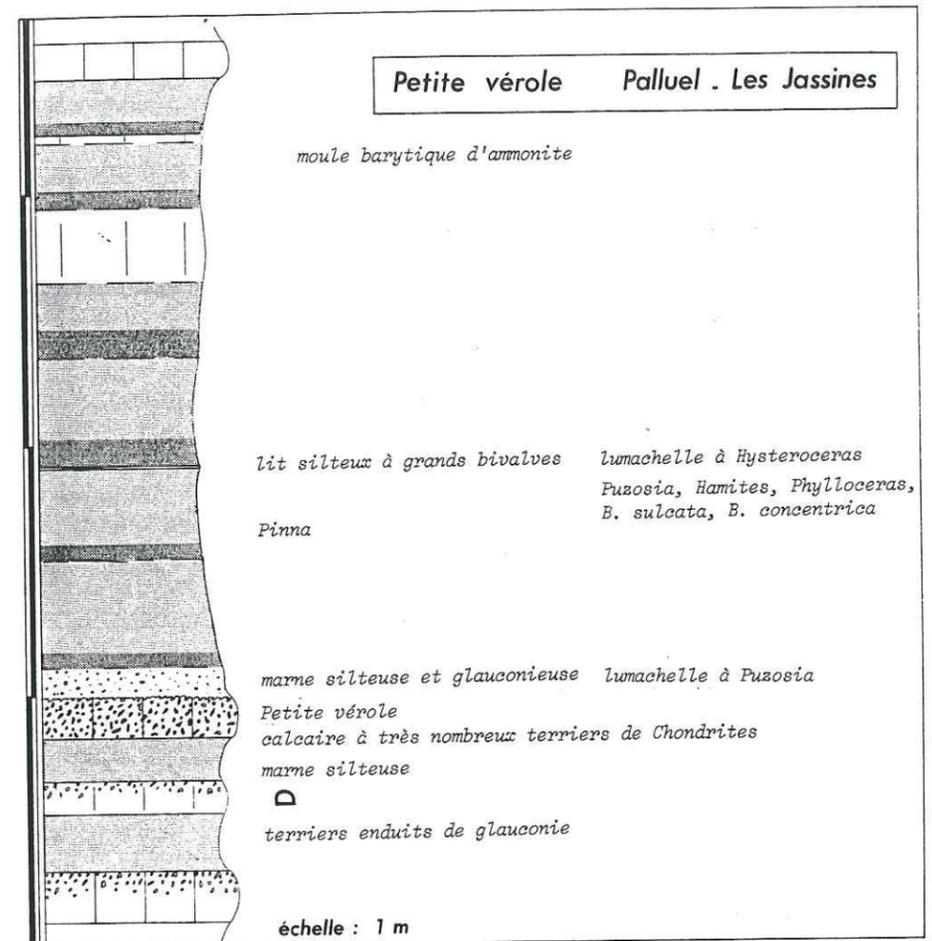


Fig. 40. La "petite vérole" (col de Palluel, Albien supérieur). L'exemple d'une discontinuité matérialisée par un fond cohérent ("firmground") criblé de réseaux de Chondrites à remplissage de calcisphères et foraminifères planctoniques, dénotant une surface d'arrêt de sédimentation.

calcaires. Deux petites turbidites se situent une quinzaine de mètres au-dessus du "faisceau silteux". Enfin, quatre horizons sombres, fissiles, se répartissent dans l'intervalle. Ils livrent une abondante faune d'ammonites. Dans le premier on reconnaît *Hysterocheras*, *Hamites*, *Anisoceras* et *Puzosia* ; le second livre quelques *Puzosia* et des *Hysterocheras* ; le troisième, au débit irrégulier, à côté d'*Hysterocheras*, permet d'observer quelques *B. concentrica*, et, fait remarquable, des *Pinna*. Enfin, le dernier horizon qui se situe trois mètres au-dessus du précédent, et qui marque la fin de notre unité 11, est caractérisé par une abondante faune avec : *Hysterocheras*, *Hamites*, *Phylloceras*, *Kosmatella*, *Mortoniceris*, *Puzosia*, *Scaphites*. L'ensemble des deux horizons sommitaux peut être mis en corrélation avec les trois mètres de marnes sus-jacentes au calcaire "petite vérole" de Palluel. Au-dessous, la correspondance avec Palluel n'est qu'approximative. Cette coupe ne m'a livré aucun exemplaire de *B. sulcata*.

A ma connaissance, le calcaire "petite vérole" (fig. 40) n'est observable qu'aux alentours du Risou, au centre du synclinal de Rosans, puisque, hormis Palluel, je ne l'ai noté qu'à l'Ouest du Risou, auprès du monument à l'abbé P. Bicaïs. En revanche, l'horizon à *Pinna* est remarquable dans les coupes présentées précédemment. Son caractère de niveau repère est, de plus, attesté par sa mise en évidence en d'autres points : Bert (Arnayon), Meffre (Arnayon), près du ravin des Baumettes (Saint-Dizier-en-Diois), la Haute Luce ; et dans le secteur sud-est du bassin : rares exemplaires au Ravin de Seresc (Vergons) et aux Ravel (Hyèges). Son grand intérêt est de suggérer un milieu de sédimentation de bathymétrie modeste eu égard à la distribution connue pour les représentants actuels des *Pinnidae* : au maximum circalittoral, pour le centre du bassin.

#### 1.2.8. Unité 12 (pl. 8, fig. 2)

Le contraste de l'activité sédimentaire observé pour l'unité 11 sous jacente, se poursuit pour l'unité 12. Celle-ci paraît bien enregistrée, et dilatée, dans la zone centrale de la partie occidentale du bassin ; elle est en grande partie condensée sur les bordures et dans le sous-bassin sud-oriental. Ce contraste rend évidemment difficile des corrélations banc par banc comme nous l'avions tenté pour la plupart des intervalles déjà présentés, même pour la partie dilatée. Il a été remarqué par FRIES (1986, cf. p. 164, et fig. 90e) dont la séquence A 4 représente l'équivalent de notre unité 12 (du moins selon toutes apparences, étant donné l'absence de précisions concernant les limites de cette séquence). Nous examinerons successivement les coupes de la Folie (Bruis), de Bert (Arnayon) (fig. 42) et la Haute Luce (fig. 44).

A la Folie, la base de l'unité, sur une dizaine de mètres, présente des délit calcaires espacés admettant quelques grosses miches barytiques. Les deux premiers sont surmontés d'argilites sombres plus ou moins fissiles ; ils livrent quelques empreintes d'ammonites. Les bancs calcaires se resserrent ensuite sur une dizaine de mètres. Un intervalle marneux succède, caractérisé par un rubanement clair-sombre (de type rédox) rappelant celui du niveau Fallot. Au sommet, une passée sombre et fissile livre quelques empreintes d'ammonites. Puis vient un petit faisceau de bancs et délit calcaires. D'abord resserrés, ils s'espacent et deviennent michoïdes ; ils admettent alors quelques nodules barytiques (patates). Sept très fines turbidites (P 5) s'intercalent dans ce faisceau (épaisseur quelques millimètres à quatre centimètres). Vers le sommet, dans l'intervalle à nodules barytiques, apparaissent en nombre des aucellines. L'unité 13 débute avec des horizons noirs, fissiles, à ammonites, avec *Mariella scheriana* caractéristique du Vraconien inférieur.

A Bert (Arnayon) (fig. 42, 44), l'unité 12 est un peu moins complète. Des bancs et délit calcaires, dont les premiers sont un peu noduleux, sont disposés sur une dizaine de mètres à la base ; deux petites turbidites sont intercalées. Cet ensemble est coiffé de deux autres petites turbidites de quelques centimètres d'épaisseur et espacées de 60 cm. Ce doublet est aisément identifiable et constitue un niveau repère dans tout le secteur du Châtelat (entre Gumiane et Arnayon). Ces turbidites présentent la particularité d'être intensément bioturbées, étant parcourues de terriers à remplissage sableux qui se perdent dans la marne sus-jacente. Comme ceci avait été évoqué pour une turbidite de l'Albien inférieur, la bioturbation a vraisemblablement été produite sous enfouissement, plusieurs centimètres, voire décimètres, sous l'interface eau-sédiment. Une pause dans l'accumulation sédimentaire est peut être à l'origine d'un tel labourage du matériel. Quarante centimètres au-dessus se trouve une passée noire et fissile livrant de nombreuses ammonites (sous-zone à *Auritus*). Puis, sur une quinzaine de mètres, se développent des marnes coupées sporadiquement de bancs et délit calcaires et de très minces turbidites (P 5, quelques millimètres au maximum). Les intercalations calcaires se resserrent ensuite sur quinze mètres, en même temps que

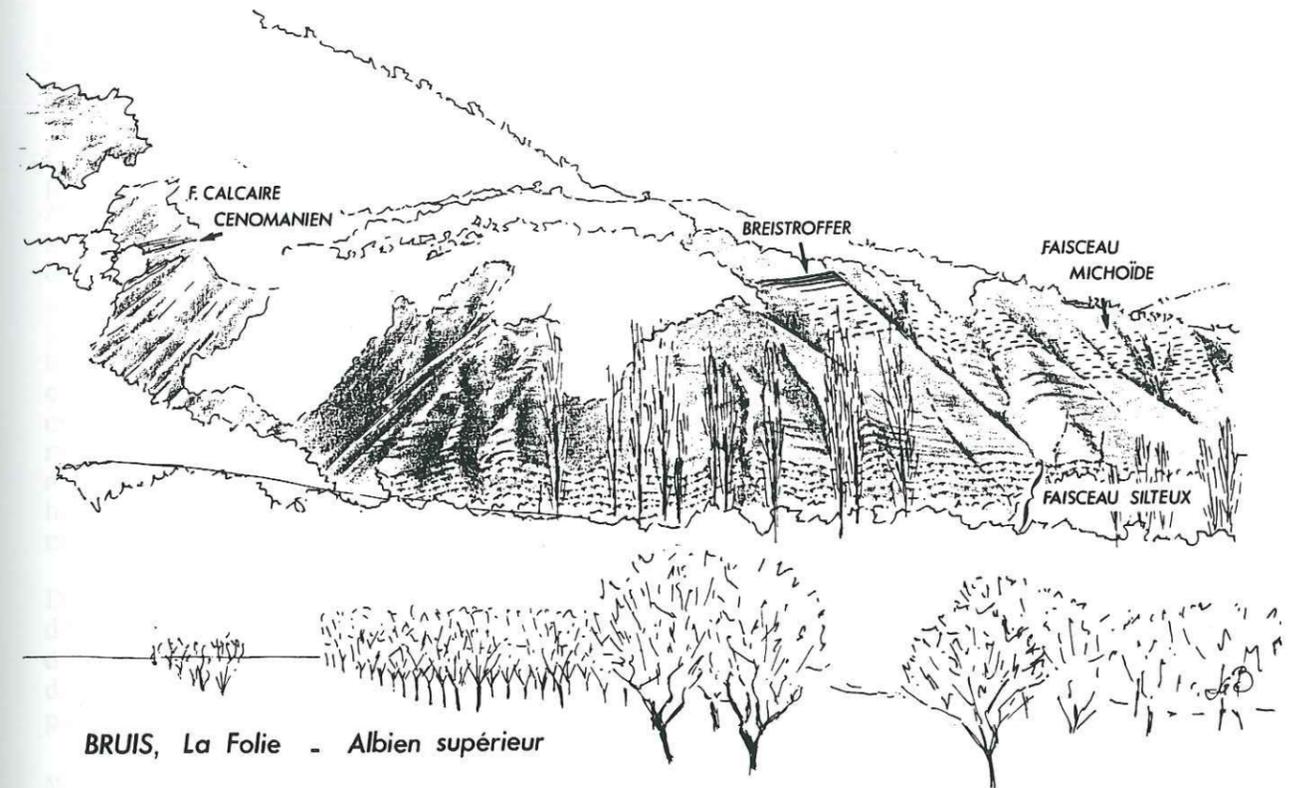


Fig. 41. La Folie (Bruis). Panorama sur l'Albien supérieur.

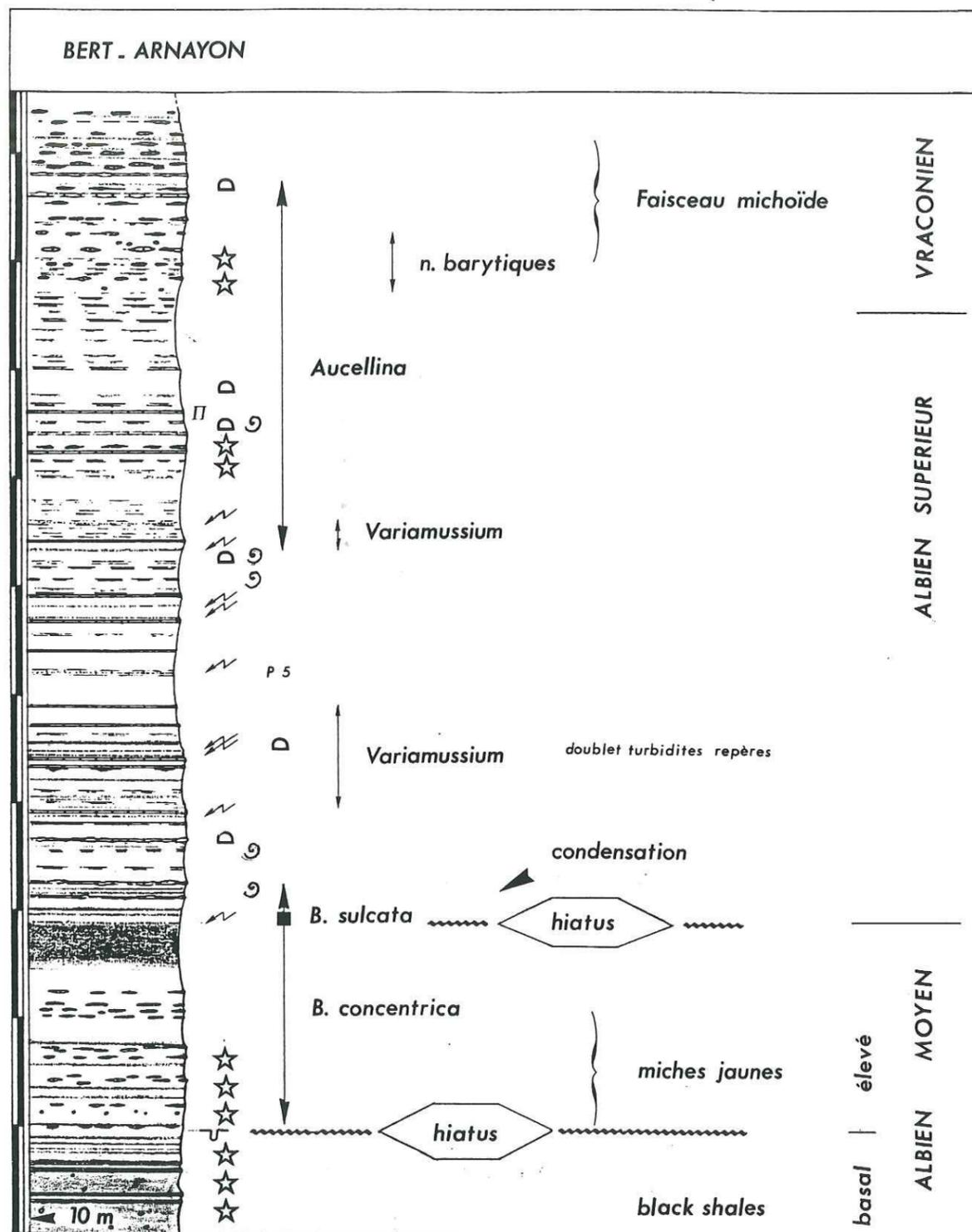


Fig. 42. Bert (Arnayon). La base de l'Albien supérieur.

les horizons un peu fissiles, riches en empreintes d'ammonites deviennent plus fréquents, et qu'apparaissent en nombre les aucellines (succédant à une brève poussée des *Variamussium*). Les nodules barytiques y sont très fréquents. Après un épisode plus marneux d'environ 10 m, débute le "faisceau michoïde" de l'unité 13 à la base duquel se localisent à nouveau de nombreux nodules barytiques.

L'intervalle marneux à alternances rédox observé à Bruis ne paraît pas exister à Bert : ou bien il ne s'est pas déposé, ou bien il a été érodé (ou slumpé), et c'est l'hypothèse que je tiens pour la plus vraisemblable. Le couple de turbidites repères scellerait cet événement. On observera toutefois que certains bancs de cet intervalle sont michoïdes, fait qui pourrait traduire une certaine condensation des couches sus-jacentes (autrement exprimée (?) par l'intense bioturbation du couplet de turbidites). L'horizon noir et fissile à ammonites situé au-dessus de ces turbidites serait équivalent de celui venant au sommet des marnes à alternances rédox à Bruis. Dans ces deux coupes, les délits calcaires formant les alternances sont nodulés (michoïdes). La succession observée à la Haute Luce rappelle tout à fait les éléments décrits pour ces deux coupes, cependant la série apparaît plus dilatée (environ 85 m) et plus complète que dans chacune d'elles. Les bancs ne revêtent aucunement un aspect michoïde. De ce fait des corrélations peuvent être assez bien établies pour la partie inférieure avec Bruis et pour la partie supérieure avec Bert. On remarque l'horizon à *Pinna* quelques mètres au-dessus la discontinuité de l'Albien supérieur. Deux doublets de passées sombres et fissiles, riches en ammonites, s'intercalent dans les marnes à cyclicité rédox. Une dizaine de mètres au-dessus du deuxième doublet fissile, débute un intervalle décimétrique comportant neuf turbidites centimétriques (P 5). A la base de celui-ci, quelques horizons de marnes légèrement fissiles livrent, avec quelques débris d'ammonites, des *Variamussium*. L'intervalle à turbidites P 5 se situe sous une zone riche en nodules barytiques (patates) et constitue la base d'un ensemble où les bancs calcaires offrent une certaine fréquence. Cet ensemble peut être corrélé avec ceux de Bruis et Bert, caractérisés par d'abondantes aucellines dont la base, dans les deux sites, est riche en nodules barytiques. A la Haute Luce, les fouilles non systématiques ne m'ont pas permis d'en observer, cependant, étant donné les contraintes stratigraphiques, la corrélation paraît hautement probable. Une vire plus marneuse d'environ 15 m fait suite ; deux turbidites millimétriques s'y rencontrent.

La succession observée dans la partie sud-orientale du bassin apparaît bien différente. Deux coupes nous permettront de la présenter (fig. 45). Il s'agit de Blioux (Le Bas Chaudoul) déjà décrite par COTILLON (1971, p. 53-55), et de Hyèges (Les Ravel) qui apparaît comparable à celle de Tartonne (Chênebuis, ou Coueste Jouane). Sur la coupe de Vergons au Ravin de Notre-Dame, décrite par COTILLON (1971, p. 51-53), l'unité 12 n'est pas très bien exposée, excepté pour sa partie basale.

A Hyèges, l'unité 12 se développe en talus aux pentes assez redressées sur quelque soixante dix mètres d'épaisseur. La base correspond à une marne très glauconieuse, épaisse de 10 à 30 cm, coiffant une marne sombre un peu silteuse, blanchie sur quelques centimètres à quelques décimètres, et parcourue de terriers à remplissage marno-glauconieux (fig. 45). Quelques *B. concentrica* peuvent être récoltées dans les horizons fissiles sous jacents. Des nodules phosphatés bruns, à patine luisante, de forme arrondie, sont disposés à la base de cet horizon glauconieux (nodules remaniés) ; on y trouve aussi quelques brachiopodes et de rares grands bivalves (*Pinna*). Les marnes disposées au-dessus de cet horizon sont silteuses et micacées. Sur quelques mètres, elles sont assez calcaires et montrent une relativement courte cyclicité (pluridécimétrique). Ces délits calcaires et un peu silteux s'espacent ensuite (un à trois mètres). De manière très caractéristique, on note, dès le premier horizon fossilifère situé deux mètres au-dessus de la marne glauconieuse, une profusion d'aucellines. Ces organismes sont très fréquents dans la première quinzaine de mètres de l'unité 12. Ils deviennent rares dans la moitié supérieure de cette unité. Dans sa partie moyenne, un horizon riche en nodules barytiques à cœur phosphaté, se développe sur quelques mètres d'épaisseur. Des nodules barytiques en patates, et des miches barytiques dans les bancs calcaires ne sont pas rares dans la partie supérieure. Les empreintes d'ammonites sont rares dans tout l'intervalle.

A Blioux (fig. 45), reposant sur quelques mètres de marno-calcaires silteux, la couche repère de marne glauconieuse intensément bioturbée, épaisse d'environ 80 cm, livre, à côté de

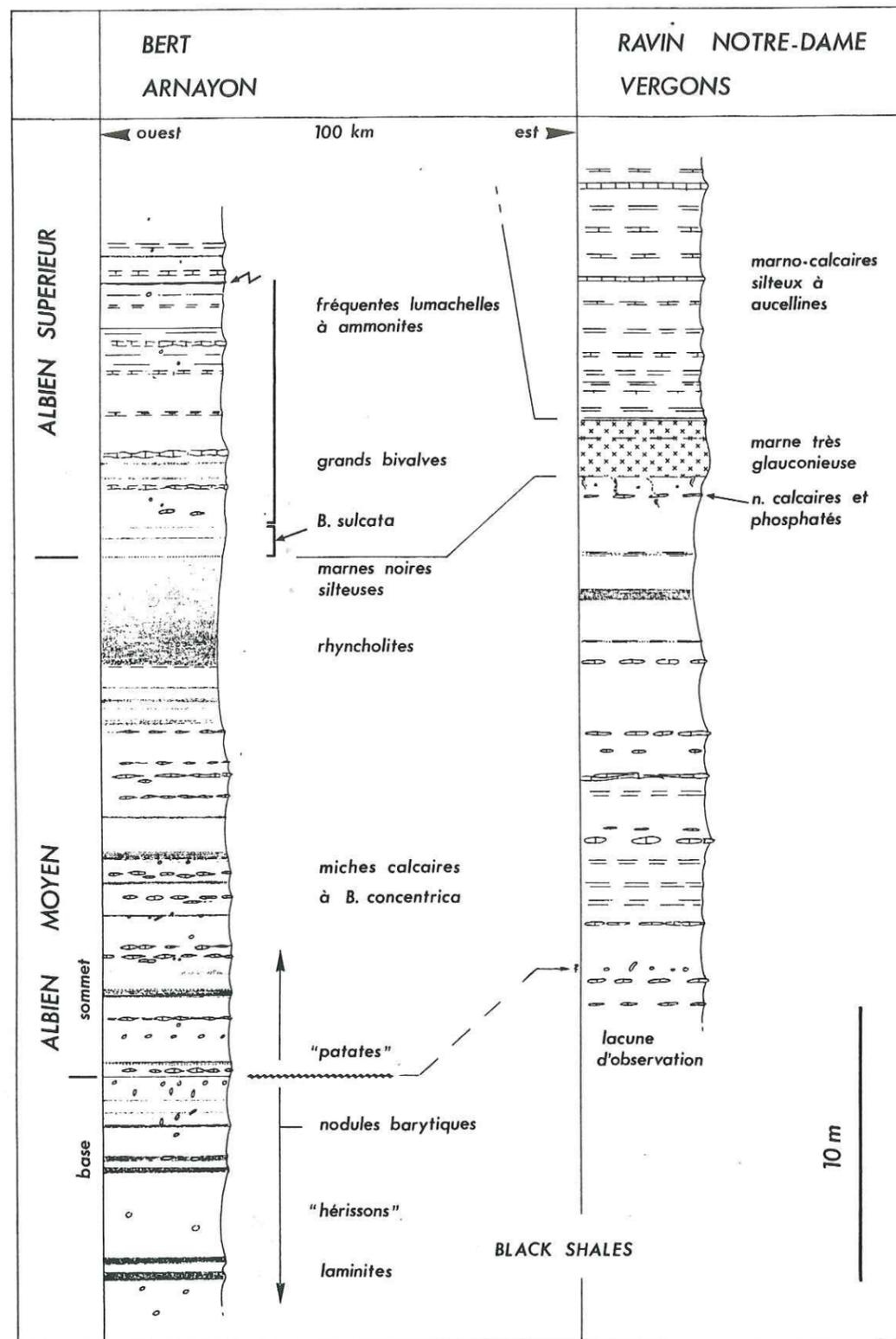


Fig. 43. Corrélations entre la coupe de Bert (Arnayon) et la coupe du ravin de Notre Dame (Vergons).

quelques petits nodules phosphatés noirs et vernissés, quelques brachiopodes et bélemnites, ainsi que de fréquentes *Puzosia* et quelques ammonites à grosses côtes. Un faisceau de marno-calcaires silteux, d'épaisseur décimétrique fait suite. A la base, un intervalle de marnes silteuses légèrement glauconieuses, de quelque 50 cm d'épaisseur, contient de fréquentes aucellines. Il est coiffé d'une turbidite d'épaisseur décimétrique, à structure laminée (Td de la séquence de BOUMA), à fréquents *Chondrites*. La semelle de cette turbidite correspond à une lumachelle d'aucellines. Les marno-calcaires sus-jacents, incluant quelques turbidites (centimétriques à pluricentimétriques), contiennent de fréquentes aucellines. Quelques horizons un peu fissiles livrent des ammonites (*Puzosia*, *Kosmatella*, *Hamites*). Une vire marneuse d'une quinzaine de mètres fait suite. De nombreux nodules barytiques à coeur phosphaté s'y rencontrent. Certains nodules barytiques sont développés sur des tests d'oursins ; des nodules phosphatés sont centrés sur des bioturbations.

La région de Vergons permet surtout d'étudier, au-dessus de l'unité 10 des *black shales*, la couche de marne glauconieuse de la base de l'Albien supérieur et la quinzaine de mètres de sédiments sus-jacents (fig. 43) (voir aussi § 2.4.1). Elle présente des caractères intermédiaires entre Hyèges et Blieux. On peut préciser que la marne glauconieuse a livré notamment sur la coupe de Pra-mouton quelques débris de grands bivalves (*Pinna*) ainsi qu'une empreinte de *B. sulcata*. Au ravin de Notre Dame, COTILLON (1971, p. 53) cite en tant que "Ammonites roulées et brisées, enduites d'une patine brune, très friables : *Anisoceras* gr. *perarmatum*, *Deiradoceras* sp." Les nodules phosphatés noirs et luisants sont rares, mais on y trouve de fréquentes concrétions blondes développées sur des bioturbations et moulant quelques coquilles d'ammonites. Un faisceau marno-calcaire silteux se développe sur une dizaine de mètres au-dessus. Quelques horizons livrent des aucellines. De rares ammonites s'y rencontrent (*Puzosia*, *Phylloceras*, *Lechites*, *Kosmatella*). Nous reviendrons ultérieurement sur l'horizon glauconieux et les marnes sous-jacentes.

En résumé, à Blieux, les marnes situées sous le niveau glauconieux, nettement enrichies en silt par rapport à Hyèges et Vergons, donnent un petit faisceau calcaréo-silteux qu'on n'observe pas non plus dans les autres sites. Dans cette région sud-est du bassin, un faisceau de calcaires silteux et micacés, reposant sur la glauconitite, se montre riche en aucellines. Il se prolonge par un intervalle de marnes fines coupées de délits calcaires puis par une vire un peu plus argileuse. L'ensemble, réduit à Blieux (25 m), est considérablement épaissi à Hyèges (85 m).

Si l'on compare ces données avec les observations faites dans la partie nord-ouest du bassin, on peut proposer les corrélations suivantes. Les quelques mètres de marnes noires, silteuses, à quelques *B. concentrica*, situées sous la glauconitite, correspondent à la partie inférieure de l'unité 11 observée à Palluel ; elles sont d'âge Albien moyen. Les marno-calcaires silteux sus-jacents à la couche glauconieuse, étant donné leur richesse en aucellines, seraient équivalents à la moitié supérieure de l'unité 12 observée à Palluel (et dans les autres sites occidentaux). De la sorte, l'équivalent de la quasi-totalité de l'unité 11, et des deux tiers inférieurs de l'unité 12, décrites à Palluel (environ 130 m) correspond à la couche glauconieuse d'épaisseur décimétrique à métrique caractérisée dans la partie sud-orientale. Il s'agit donc d'un niveau de condensation dont la manière d'être sera précisée ultérieurement. A Blieux, l'épaisseur de cette partie supérieure de l'unité 12 est comparable à l'équivalent à Palluel. A Hyèges, en revanche, il est frappant de constater que, malgré la très importante condensation donnant lieu à la couche glauconieuse à la base, la partie supérieure de l'unité 12 est considérablement épaissie, puisqu'elle représente environ trois fois la puissance de l'intervalle correspondant à Palluel. Cette interprétation stratigraphique va dans le sens des travaux de COTILLON (1971), et amène quelques précisions ou amendements. Ainsi, à Blieux, cet auteur place quarante mètres de marnes silteuses appartenant à l'Albien supérieur *s. stricto* au-dessus de la glauconitite. Nous avons trouvé, avec DELAMETTE, des ammonites pyriteuses dont des *Turrilitoides* indiquant le Vraconien basal, environ 25 m au-dessus de cette couche glauconieuse. De nombreux nodules barytiques se rencontrent dans les quelques mètres de marnes précédant le Vraconien, dans une position équivalente à celle de la Folie et du Châtelat. Par ailleurs, à Vergons, COTILLON interprète les terrains sus-jacents à cette couche comme déjà vraconiens. Mes propres observations me laissent penser que la succession est assez voisine de celle de Hyèges, quoique sensiblement moins épaisse. Les affleurements du ravin de Notre Dame étant peu propices (car boisés) pour l'étude de cet intervalle, il me semble que les quelques mètres, voire les quelque 20 à 30 m, sus-jacents à la glauconitite, représentent, comme à Blieux, le sommet de l'Albien supérieur *s. stricto*. Enfin, on notera que la partie supérieure de l'unité 12 correspond au grand développement des aucellines ; les oursins ne sont pas rares.

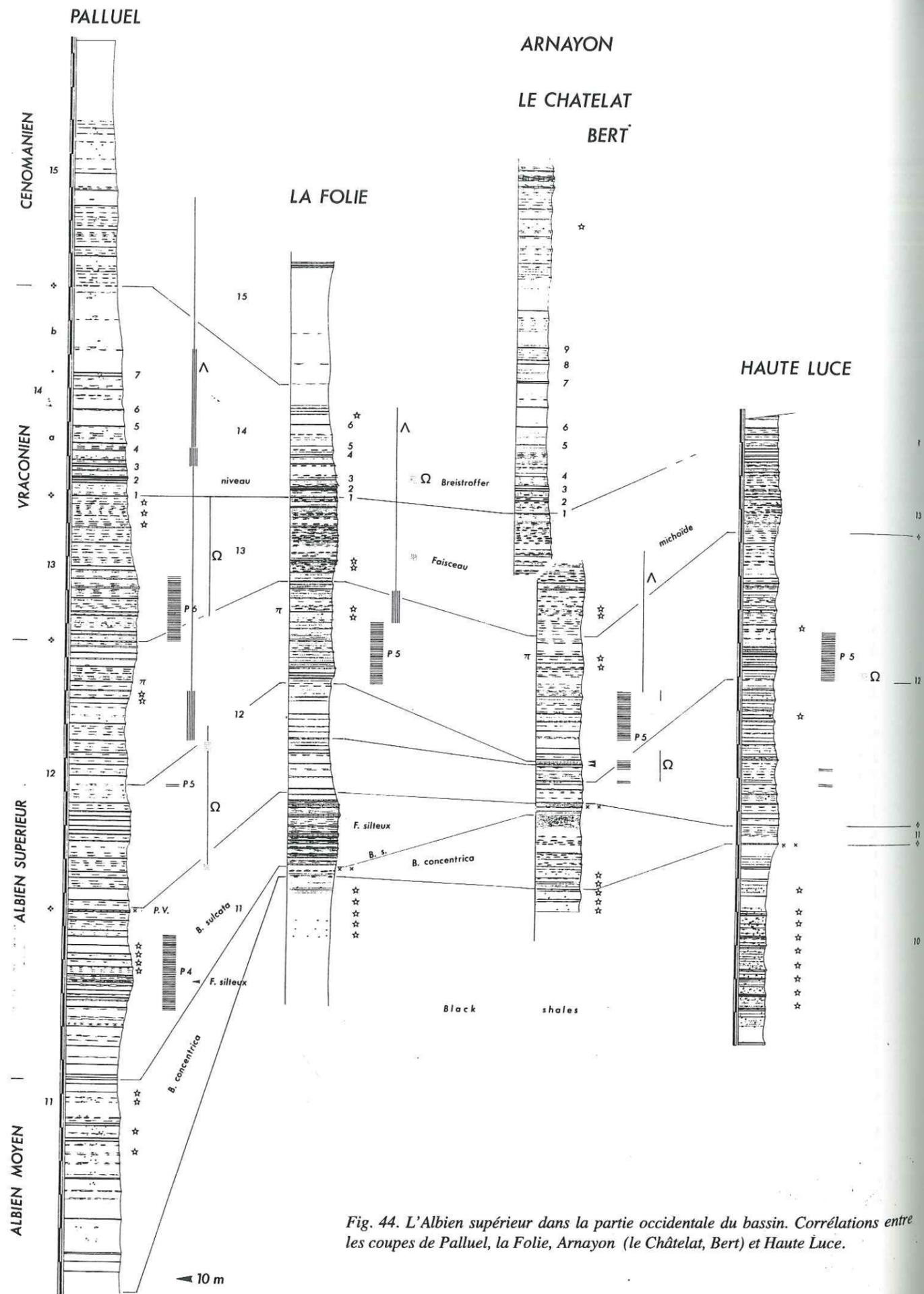


Fig. 44. L'Albién supérieur dans la partie occidentale du bassin. Corrélation entre les coupes de Palluel, la Folie, Arnayon (le Châtelat, Bert) et Haute Luce.

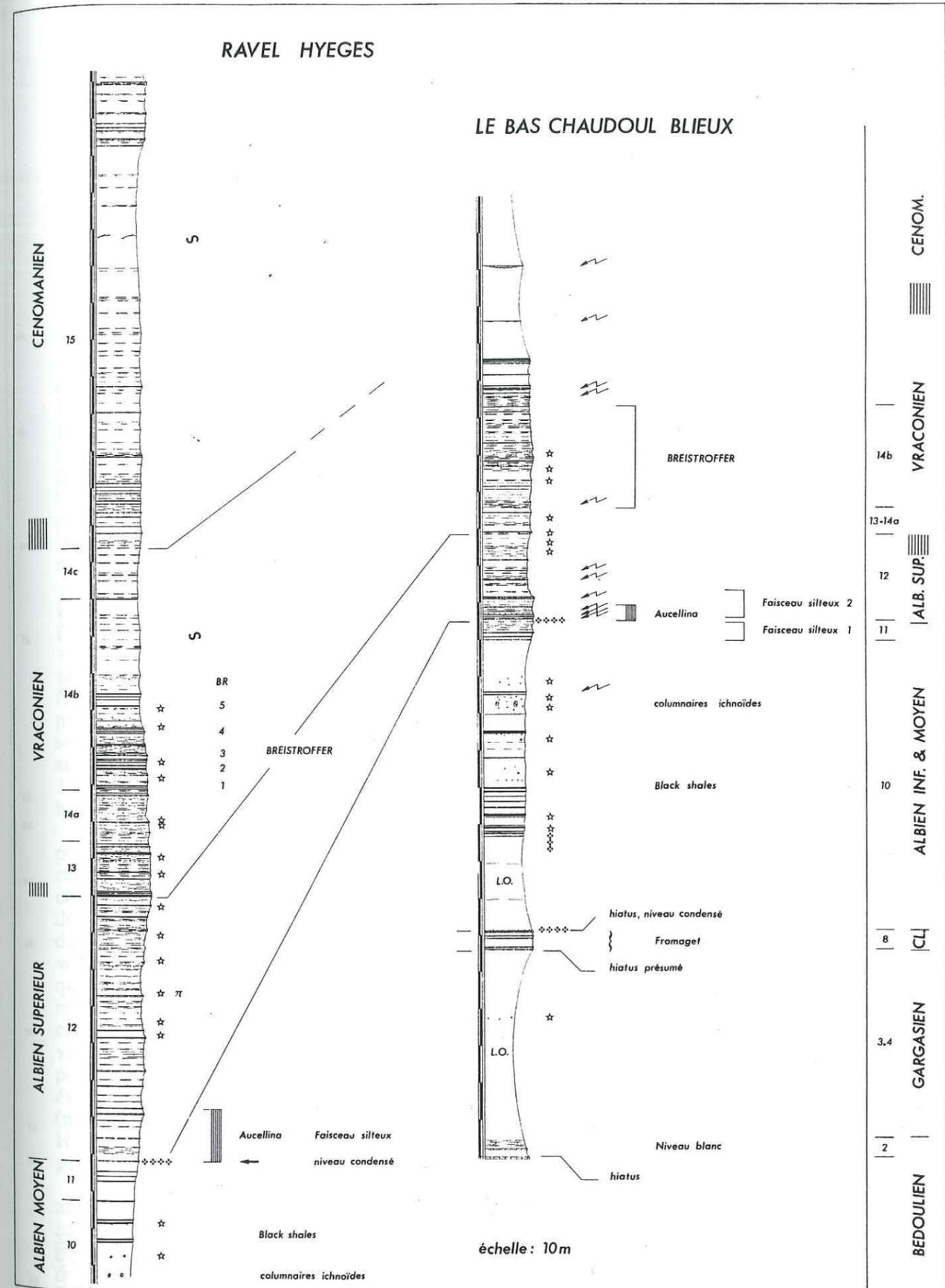


Fig. 45. L'Albién supérieur dans la partie orientale du bassin. Corrélation entre les coupes de Ravel (Hyèges) et du Bas Chaudoul (Blieux).

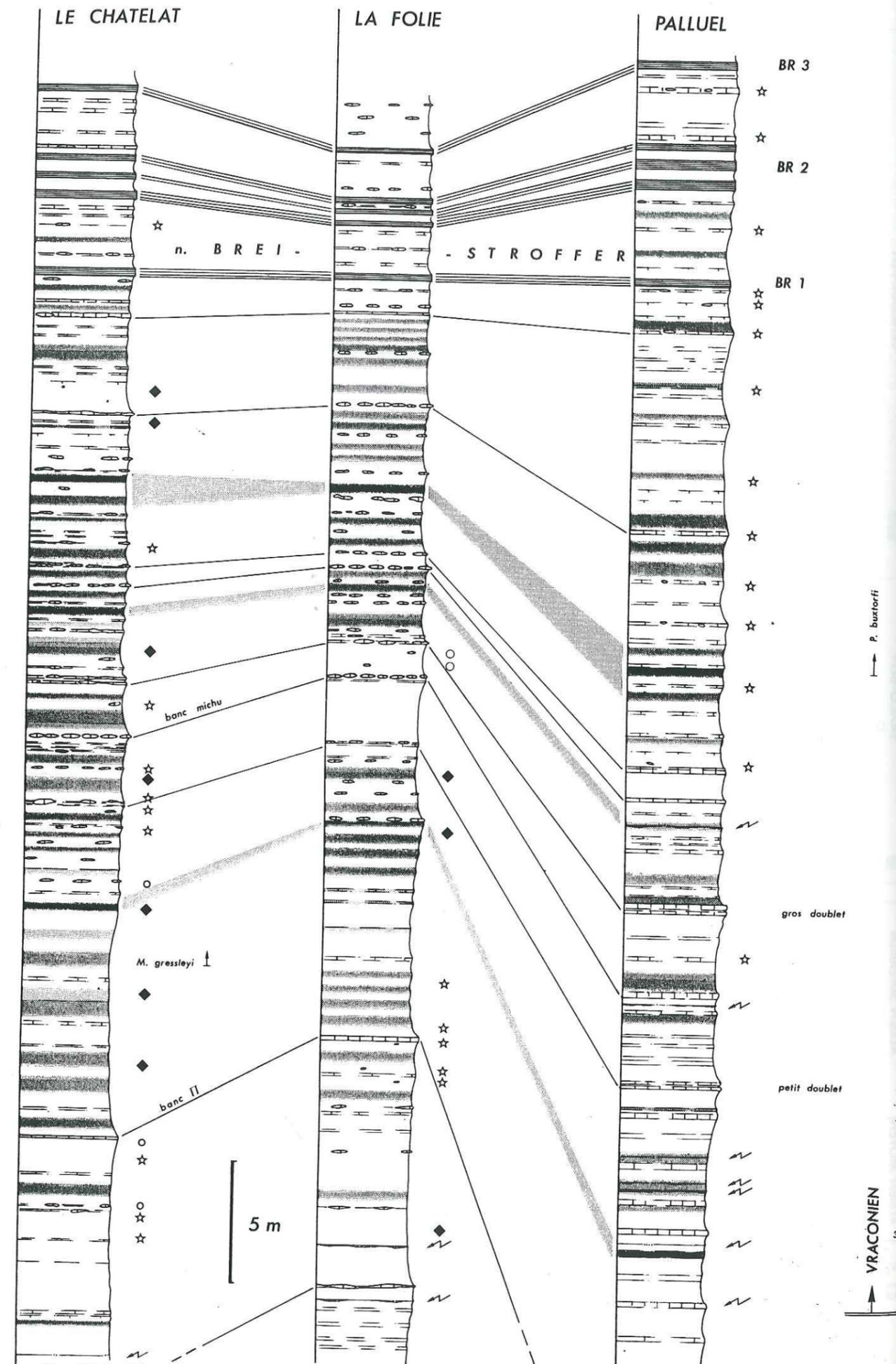


Fig. 46. Le "Faisceau michoïde" (Vraconien = Albien supérieur terminal). Corrélation entre les coupes du Châtelat (Arnayon), la Folie (Bruis) et du col de Palluel.

Unité 13.

Elle correspond à un pôle carbonaté dans l'ensemble monotone des marnes à délits calcaires de l'Albien supérieur. Dans la partie occidentale du bassin, l'unité 13 est effectivement marquée par un faisceau de bancs calcaires noduleux plus ou moins continus, dont l'ensemble est aisément repérable dans la topographie : le "faisceau michoïde", d'une vingtaine de mètres d'épaisseur (fig. 42, 44), hormis Palluel et la Combe Bagna où les bancs calcaires sont bien réglés. Des horizons sombres, plus ou moins fissiles, s'intercalent dans la succession. Ils livrent communément des ammonites aux tests écrasés, dont les faunes sont caractéristiques du Vraconien (voir Arnayon). La limite inférieure de ce sous-étage se situerait en fait quelques mètres sous le "faisceau michoïde", au-dessus d'un intervalle à nodules barytiques en patates comme à Bruis-la Folie et Arnayon ; un deuxième intervalle à barytiques étant trouvé à la base même du faisceau michoïde dans les deux mêmes sites. Les miches calcaires, de 10 à 20 cm d'épaisseur, sont disposées sur des délits calcaires, et sont, pour la plupart, centrées sur des terriers (cf. BREHERET, 1994 c) enduits de glauconie. Plusieurs petits délits calcaires peuvent être disposés entre deux horizons de miches. Les corrélations peuvent être établies banc par banc entre les coupes (fig. 46). On observera particulièrement une réduction d'épaisseur d'environ un tiers entre Palluel et la Folie. Cet amincissement est légèrement plus modeste pour Arnayon - le Châtelat. Etant donné les corrélations, cette réduction d'épaisseur s'opère ainsi de manière discrète. Elle constitue probablement la conséquence de multiples pauses de sédimentation (correspondant avec les horizons laminés) dont l'expression la plus tangible est la nodulisation particulièrement bien marquée au Châtelat et à la Folie, alors qu'elle est inexistante à Palluel (cf. BREHERET, 1994 c).

Unité 14 (pl. 9, fig. 1, 2)

Cette unité correspond au développement maximum de niveaux laminés riches en matière organique dans l'Albien supérieur (*s. lato*). Dans la littérature, excepté BREHERET *et al.* (1986, fig. 2), et BREHERET (1988), seul FRIES (1986, *cf.* p. 321) fait état d'un niveau "S3 (...)" daté par de nombreuses ammonites de l'Albien supérieur s.l." qui correspond à un horizon décimétrique susceptible d'être riche en M.O. Cet horizon, décelé à Hyèges, est, selon FRIES, "peut-être présent ailleurs (Eygalayes, Montmorin, Palluel) mais n'a pas encore été identifié." RUBINO (1988, 1989), à cet égard, cite les travaux dont il est fait état ci-dessus. Des précisions, quant à ces horizons laminés, sont amenées par BREHERET et DELAMETTE (1989) et BREHERET (1994 a).

Les horizons calcaires, resserrés dans l'unité 13 ("faisceau michoïde"), s'espacent progressivement dans l'unité 14. Leur teneur en calcaire diminuant, ils s'estompent presque complètement. A la base de cette unité, le niveau Breistroffer, comme je l'ai mis en évidence, correspond à un ensemble de passées pluridécimétriques laminées et riches en matière organique, dont la plupart sont caractérisées par une abondante ammonitifaune aux tests aragonitiques écrasés dans le plan des feuillettes. Comme pour l'Albien inférieur et moyen, ces passées, dont l'épaisseur varie entre 10 et 40 cm, sont isolées ou organisées en doublets ou triplets. Elles sont réparties sur quelques dizaines de mètres (40 à 50 m). Dans l'ensemble, elles sont cependant plus difficiles à mettre en évidence que les passées de l'unité 10 car la couleur de la marne laminée est gris moyen à clair, offrant un faible contraste avec l'encaissant, mais aussi du fait de la surimposition des variations rédox avec les fluctuations de la phase carbonatée, exprimées sous la forme de nombreux petits délits, notamment dans le tiers inférieur de l'unité. Le niveau Breistroffer a été mis en évidence en de nombreux secteurs du bassin. La considération des différentes coupes levées (notamment Palluel, Le Châtelat - Arnayon, Le Pouet - Saint-Féréol, La Folie - Bruis, Ravel - Hyèges), du fait de caractères suffisamment constants, autorise des corrélations assez bonnes et permet ainsi d'établir la succession suivante (fig. 44, 46).

Un horizon isolé, très discret, est disposé vers le sommet de l'unité 13 (intervalle à alternances calcaires assez bien marquées, ou plus souvent "faisceau michoïde") et correspond à la base d'une petite vire marneuse qui marque le toit de cette unité 13 ; les ammonites peuvent y être fréquentes. C'est cependant vers le milieu de la "vire marneuse" (épaisse de quelques mètres) que se situe le premier horizon de laminites bien fissiles, caractéristique du niveau Breistroffer (BR 1). Dans cet horizon isolé les ammonites sont généralement rares, sauf à Hyèges où, par ailleurs, deux horizons discrets le soulignent, en faisant un triplet. Deux à quatre mètres au-dessus, selon les

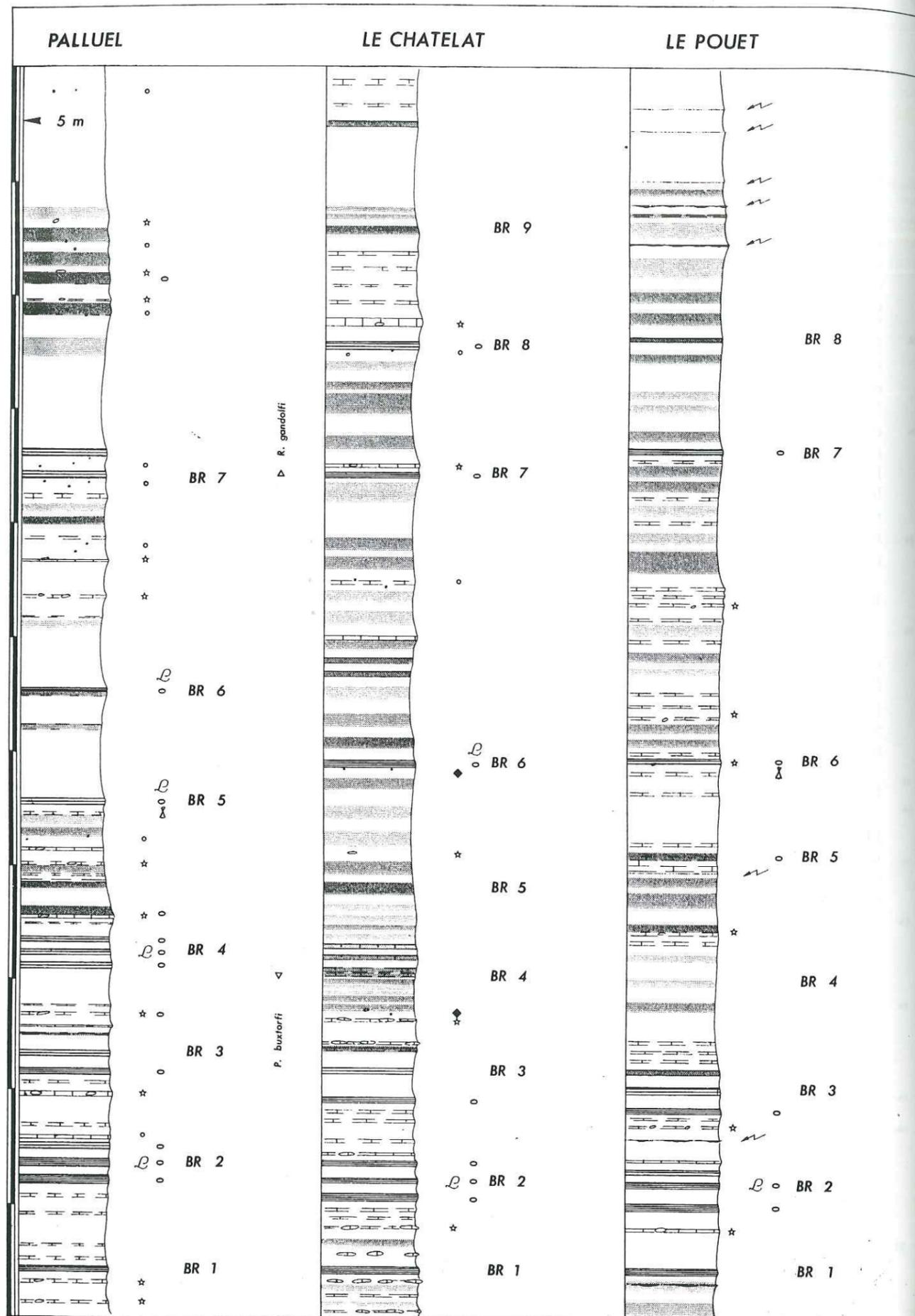


Fig. 47. Le niveau Breistroffer (Vraconien = Albien supérieur terminal). Corrélations entre les coupes de Palluel (Moydans), le Châtelat (Arnayon) et le Pouet (Saint-Ferréol). Les horizons repères sont notés BR 1 à BR 9.

sites, vient la passée la plus caractéristique du Breistroffer : BR 2, qui correspond à un triplet très bien marqué, nettement visible en panorama. La faune d'ammonites y est particulièrement riche, et ce en tous les affleurements, surtout pour les deux premiers horizons, qui sont assez épais (de l'ordre de quarante centimètres). La passée suivante, BR 3, qui vient trois à quatre mètres au-dessus, est formée d'un doublet dont le premier terme, comparable à BR 2 est particulièrement riche en ammonites. BR 4, quelques mètres plus haut, est un triplet très peu marqué, pauvre en ammonites, sauf à Palluel. L'horizon BR 5 est isolé, discret et pauvre en faune, excepté à Palluel. L'horizon BR 6, isolé, est bien marqué dans tous les sites et livre de nombreuses ammonites. Quinze à vingt mètres au-dessus, l'horizon BR 7, peu marqué, est isolé, et surmonté d'un petit délit calcaire vaguement fissile. Les ammonites peuvent être fréquentes, comme au Châtelat ou au Pouet. C'est la dernière passée laminée vraiment discernable à Palluel. Dans d'autres sites, notamment au Châtelat, on peut distinguer, quelques mètres au-dessus, un horizon BR 8 assez discret, mais assez riche en ammonites, puis, après encore quelques mètres, un horizon à peine décelable BR 9, sans ammonites. Au Pouet (Saint Ferréol), cet horizon est encadré par deux turbidites centimétriques. La série de Blieux, évoquée pour les unités sous-jacentes 11 à 13, malgré des faciès tout à fait similaires à ceux des coupes décrites dans ce paragraphe, ne permet pas d'établir des corrélations aussi fines, du moins dans le stade actuel de l'étude.

Au Pouet, contrairement aux autres sites, les conditions d'affleurement particulièrement favorables permettent d'observer une organisation du sédiment selon un rythme assez comparable à celui déjà mis en évidence dans l'unité 10 des *black shales*. Une succession de neuf faisceaux comprenant chacun quatre ou cinq couples "clair-sombre" est ainsi caractérisée depuis BR 1 à BR 9. Cette régularité est cependant brisée entre BR 6 et BR 7, du fait d'une surépaisseur. Quelques délits calcaires s'intercalent dans la partie moyenne de ce cycle, phénomène observable aussi sur les autres affleurements.

Les resédiments sont particulièrement rares dans cette unité et limités à quelques turbidites silicoclastiques d'épaisseur centimétrique au Pouet, à Bruis, à la Combe Bagna et un slump entre BR 6 et BR 7 à Hyèges.

Dans tout cet intervalle, et dans les différents sites étudiés, les miches barytiques (de taille décimétrique), associées aux délits calcaires, sont relativement fréquentes. De nombreuses patates de barytine sont disposées au sein de la vire marneuse, à Palluel. A Hyèges, dans cette même vire, les concrétions barytiques ont un coeur phosphaté. Quelques nodules barytiques à coeur phosphaté parsèment les sédiments à Blieux, de même qu'à Hyèges. A Blieux encore, certaines concrétions barytiques sont développées sur des tests d'oursins. Quelques nodules largement cristallisés, du type hérisson se trouvent au-dessus de BR 7 à Bruis. Quelques nodules phosphatés, centrés sur des bioturbations, sont épars ; ils sont cependant plus fréquents juste au-dessus de BR 4. Les marnes livrent quelques ammonites pyriteuses entre BR 3 et BR 4 à Hyèges, entre BR 4 et BR 5 à Palluel (ainsi que quelques ammonites phosphatées) et à Bruis, entre BR 6 et BR 7 au Pouet, entre BR 7 et BR 8 au Châtelat. Au contraire des autres sites, à Blieux, les ammonites pyriteuses sont abondantes ; ce gisement a été signalé par COTILLON (1971, p. 55). Quelques vertèbres d'ichtyosaures ont été récoltées à Bruis entre BR 2 et BR 3, ainsi qu'au Pouet, entre BR 6 et BR 7.

A Bruis (la Folie), au-dessus de BR 4, on doit remarquer la concentration relative en nodules pyriteux, concrétions phosphatées, petits hérissons de barytine, ainsi qu'en ammonites pyriteuses, rhyncholites, lamellibranches et brachiopodes. Au-dessous de BR 5, j'ai récolté une Ostracée portant l'empreinte des côtes d'une ammonite.

### Unité 15

Il s'agit certainement de l'unité la plus monotone de la série des marnes bleues, et par cela même, la moins bien caractérisée, en l'absence de tout niveau repère (fig. 44, 45). Sa base correspond à la reprise très discrète d'une sédimentation légèrement carbonatée. Quelques délits calcaires clairs s'espacent au sein des marnes dont le caractère rythmique est à peine apparent. Le sommet de cette unité est quasiment dépourvu de délits calcaires. Son épaisseur est de 50 m à Palluel, 100 m à Hyèges ; elle se réduit à une vingtaine de mètres à Bruis et à une dizaine au Pouet. De rares petites turbidites plurimillimétriques à centimétriques s'observent à la base à Bruis ainsi qu'à Palluel. A Hyèges, la partie supérieure comporte un faisceau slumpé de marnes à rares délits calcaires, d'épaisseur décamétrique. Quelques empreintes d'ammonites mal préservées, non déterminables, ou peu caractéristiques sont réparties dans certains horizons plus ou moins fissiles.

Quelques lamellibranches sont observables, la plupart se rapportant vraisemblablement à des aucellines. Quelques nodules phosphatés centimétriques sont disséminés dans les marnes, notamment dans la partie inférieure de l'unité. De rares miches barytiques sont centrées sur des délits calcaires (Palluel). Le sommet des marnes bleues est coiffé par le premier faisceau marno-calcaire alternant du Cénomaniens. On peut noter qu'au Pouet des nodules barytiques en hérisson se trouvent quelques mètres sous ce faisceau, de même qu'au Châtelat et au col de la Chaudière. De plus, il est hautement probable que la faible épaisseur de l'intervalle supra-BR 9 au Pouet, sous le Cénomaniens (ainsi que dans une certaine mesure à Bruis), soit imputable à un (ou plusieurs) glissement gravitaire (slump), scellé par les turbidites observées. Les marnes sus-jacentes aux turbidites correspondraient au sommet de l'unité 15. Référence faite à la biostratigraphie par les foraminifères planctoniques à Palluel (apparition de *Schackoina cenomana*), cet épisode se situerait au passage Albien-Cénomaniens.

### 1.3. *La coupe synthétique des Marnes bleues : série virtuelle*

### 1.3. LA COUPE SYNTHETIQUE DES MARNES BLEUES : série virtuelle.

L'étude détaillée des quatre coupes : Serre Chaitieu, Gaubert, Pré-Guittard et Palluel choisies comme références ainsi que les corrélations établies entre de nombreuses autres coupes au travers du bassin vocontien ont permis d'établir la continuité spatiale de beaucoup de couches ou d'ensembles de couches, en faisant la part des sédiments "autochtones", produits d'une décantation pélagique ou hémipélagique reflétant l'évolution des caractères océanographiques, et des sédiments remaniés par des phénomènes gravitaires (courants, coulées ou glissements), en provenance de la plate-forme ou des bordures, témoins sensibles de l'activité géodynamique et des fluctuations du niveau marin relatif. Des hiatus ont en revanche pu être mis en évidence, notamment au Serre Chaitieu, mais leur contrepartie effectivement enregistrée dans le sédiment a été décrite à Gaubert.

Compte tenu des éléments lithostratigraphiques dont l'image s'est précisée peu à peu au fur et à mesure des corrélations, il a été possible de dresser une coupe synthétique des sédiments "autochtones" pélagiques ou hémipélagiques (BREHERET, 1988, fig. 2) affranchie au maximum des resédiments, et dès lors susceptible de fournir une base à l'étude des fluctuations du paléoenvironnement marin du bassin vocontien, permettant éventuellement une comparaison avec d'autres bassins. En contrepartie, l'inventaire des sédiments gravitaires, et leur positionnement par rapport à l'autochtone pélagique, étant replacé dans le schéma biostratigraphique, permet d'identifier des phases dans la structuration du bassin, et/ou dans les fluctuations du niveau marin relatif. La détection des hiatus dont certains ont été observés dans le domaine bassin, et la quête des discordances sédimentaires que nous envisagerons au cours de trajets plate-forme - bassin, dans le chapitre suivant, nous permettront d'ajouter des éléments importants à ces égards.

De manière simple, j'ai superposé les segments appropriés des coupes références en les soudant selon des niveaux repères (fig. 48). Ainsi, l'Aptien inférieur et la base de l'Aptien supérieur (zone à *G. ferreolensis*), incluant le niveau Fallot (unités 1 à 3), sont empruntés au Serre Chaitieu, l'Aptien supérieur jusqu'au toit du faisceau Fromaget (unités 4 à 8) à Gaubert, le sommet de l'Aptien supérieur, du niveau Jacob au niveau Kilian, et l'Albien inférieur et moyen (*pro parte*) jusqu'au sommet des doublets de laminites (unités 9 et 10) au col de Pré-Guittard, le sommet de l'Albien moyen et tout l'Albien supérieur (+ base du Cénomani) (unités 11 à 15) au col de Palluel. On notera que ces coupes ne sont pas voisines à l'échelle du bassin. Des différences peuvent être mises en évidence dans les taux de sédimentation observés pour ces différents sites. Pour l'Aptien, il n'était pas possible de choisir une (ou des) coupe au centre du bassin, c'est à dire proche du col de Palluel, la sédimentation "autochtone" n'y constitue en effet qu'une part très faible de la série car, selon l'axe de la morphologie, les resédiments sont très abondants (*cf.* FRIES & BEAUDOIN, 1987). Dans toute la partie occidentale du bassin, le Serre Chaitieu, bien qu'excentré, constituait bien la meilleure coupe disponible, utilisée à juste titre par MOULLADE (1966) et THIERSTEIN (1973) pour la biostratigraphie des foraminifères et des nannofossiles calcaires. Cependant, étant incomplète en son sommet, il était alors nécessaire d'adjoindre la seule coupe possible : Gaubert, au centre-Est du bassin. Les resédiments étant rares à l'Aptien sommital et surtout à l'Albien inférieur et moyen, le choix des coupes utilisables ne posait pas vraiment de difficulté pour cette période. A côté de Pré-Guittard, les meilleures coupes sont celles de Bruis (supra-Paquier), Palluel (supra-Paquier), Glaise-le Serre Noir, les Oustaus (infra-Paquier), pour le sous-bassin occidental. Pour le sommet de l'Albien moyen et l'Albien supérieur, la coupe du col de Palluel s'imposait à plusieurs titres : 1) c'est la seule coupe avec le Serre des Castêts où peut s'observer le passage de l'Albien moyen à l'Albien supérieur, caractérisé par les ammonites et les inocérames ; 2) la base de l'Albien supérieur (sous-zones à *Cristatum* et *Orbigny*) n'est pas condensée ; 3) la série correspondant aux zones à *Inflatum* et *Dispar* est dilatée et riche en faune d'ammonites ; 4) des études biostratigraphiques ont été menées par plusieurs prédécesseurs (MOULLADE, 1966 ; THIERSTEIN, 1971 ; LE GOC, 1977).

#### 1.3.1. L'enregistrement de la sédimentation autochtone pélagique

Sous le terme de sédiments autochtones, je désigne tous les produits d'une aggradation verticale, calme, issue d'une sédimentation par décantation et, par extension, tous les termes qui ne portent pas l'empreinte manifeste d'une mise en place accidentelle, par processus "gravitaires" et/ou qui sont étroitement localisés (par leur géométrie : chenaux, rides, lentilles, faisceaux

contournés ; leur texture : présence de grains grossiers et clastes exotiques, olistolithes ; et leur structure : lamination mécanique, granoclassement...). Y sont intégrés cependant les sédiments à grain fin qui résultent éventuellement de courants de faible densité, pour lesquels je ne dispose pas, dans l'état actuel d'avancement des travaux, de critères évidents de caractérisation.

Quinze unités lithologiques ont été reconnues qui permettent de décrire la formation des marnes bleues, dont l'épaisseur totale peut être estimée de l'ordre de 750 m (la superposition des coupes les plus complètes, aux épaisseurs les plus importantes serait de l'ordre de 1.000 m ; une telle épaisseur accumulée en un seul site est cependant peu probable).

*Les considérations qui suivent résument les observations consignées dans les sections 1.1 et 1.2 (fig. 48).*

**Unité 1 : le Niveau Goguel.** Cette unité se développe sur une vingtaine de mètres au-dessus de la surface durcie du Barrémo-Bédoulien calcaire. Celle-ci, parcourue de *Rhizocorallium* sur les bordures, est toujours slumpée dans les sites centraux. Sa principale caractéristique est la présence d'un niveau d'argilites et de marnes laminées sombres, au débit de schistes carton : le niveau Goguel (BREHERET, 1988), de plusieurs mètres d'épaisseur. Il apparaît structuré en six sous-niveaux d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique (notés GO 1 à GO 6), comme le montrent de rares bons affleurements (Sauzeries, Sous-les-Roches). Dans la plupart des sites, cependant, un grand nombre de turbidites millimétriques à pluricentimétriques troublent la sédimentation autochtone, ce qui occasionne "l'engraissement" de ce niveau selon le terme de FRIES (1986, p. 327). Ces turbidites ne seraient pas à l'origine du dépôt des vases noires, laminées et riches en matière organique, comme cela a pu être évoqué pour d'autres séries (DEGENS *et al.*, 1986), mais représentent des accidents gravitaires qui jalonnent le cours d'une calme décantation en milieu anoxique. Malgré l'abondance des resédiments, des corrélations sont possibles dans une certaine mesure, notamment pour les sous-niveaux GO 5 et GO 6, et ce, à une échelle centimétrique. Les macrofossiles sont très rares dans cette unité (quelques ammonites, quelques débris de squelettes de poissons). Les foraminifères planctoniques sont rares et très petits dans la partie inférieure, ils deviennent plus abondants vers le sommet. Les nodules phosphatés sont rares également. Du point de vue stratigraphique, l'unité 1 correspond à un Aptien inférieur (Bédoulien) élevé (zone à *Deshayesi*).

**Unité 2 : le Niveau Blanc.** Son épaisseur est de l'ordre d'une trentaine de mètres. Elle constitue un pôle clair et assez carbonaté. Trois intervalles peuvent être distingués (sous-unités 2 A à 2 C). Le premier (2 A) offre une succession de très discrets délits calcaires et de marnes claires, bioturbées, ainsi que quelques horizons pluricentimétriques d'argilites sombres (EN 1 à EN 5). Le deuxième (2 B) correspond à un faisceau d'alternances marno-calcaires plus ou moins bien marquées, claires et bioturbées, qui se termine par un doublet de bancs calcaires assez durs : le "Niveau blanc" *s. stricto* (FRIES, 1985). Des marnes claires, bioturbées et rubanées constituent le troisième intervalle (2 C) où quelques délits calcaires sont espacés (NC 1 à NC 4). La macrofaune est peu abondante, cependant la présence d'aucellines est un fait remarquable en 2 C. La continuité de l'assise permet d'excellentes corrélations, au banc par banc, à l'échelle du bassin. L'unité 2 coïncide avec le sommet de l'Aptien inférieur, zone à *Furcata* ; c'est l'équivalent stratigraphique de l'horizon de Gargas (= "Gargasien inférieur").

**Unité 3 : black shales de l'Aptien moyen ; le Niveau Fallot.** Dans cette unité d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, les marnes deviennent nettement plus sombres, bien qu'étant toujours rubanées. L'intervalle débute au Niveau noir (NN 1) qui matérialise en quelque sorte le changement de couleur. Deux sous-unités sont distinguées. La première (notée 3 A) correspond à 25 mètres d'épaisseur de marnes rythmées de doublets sombres, répliques du Niveau noir (notés NN2 à NN 4), et dont les deux derniers sont davantage calcaires (notés NNC 1 et NNC 2). Quelques nodules phosphatés sont répartis dans cet intervalle caractérisé par une bioturbation plus ou moins intense et, en plusieurs sites, les couches encaissant le Niveau noir sont riches en nodules barytiques.

La sous-unité 3 B offre un rubanement caractérisé par le développement d'horizons sombres et laminés qui constituent des horizons repères. L'ensemble est appelé Niveau Fallot, les différents horizons étant notés FA 1 à FA 4. Les nodules phosphatés sont sporadiques ; les nodules

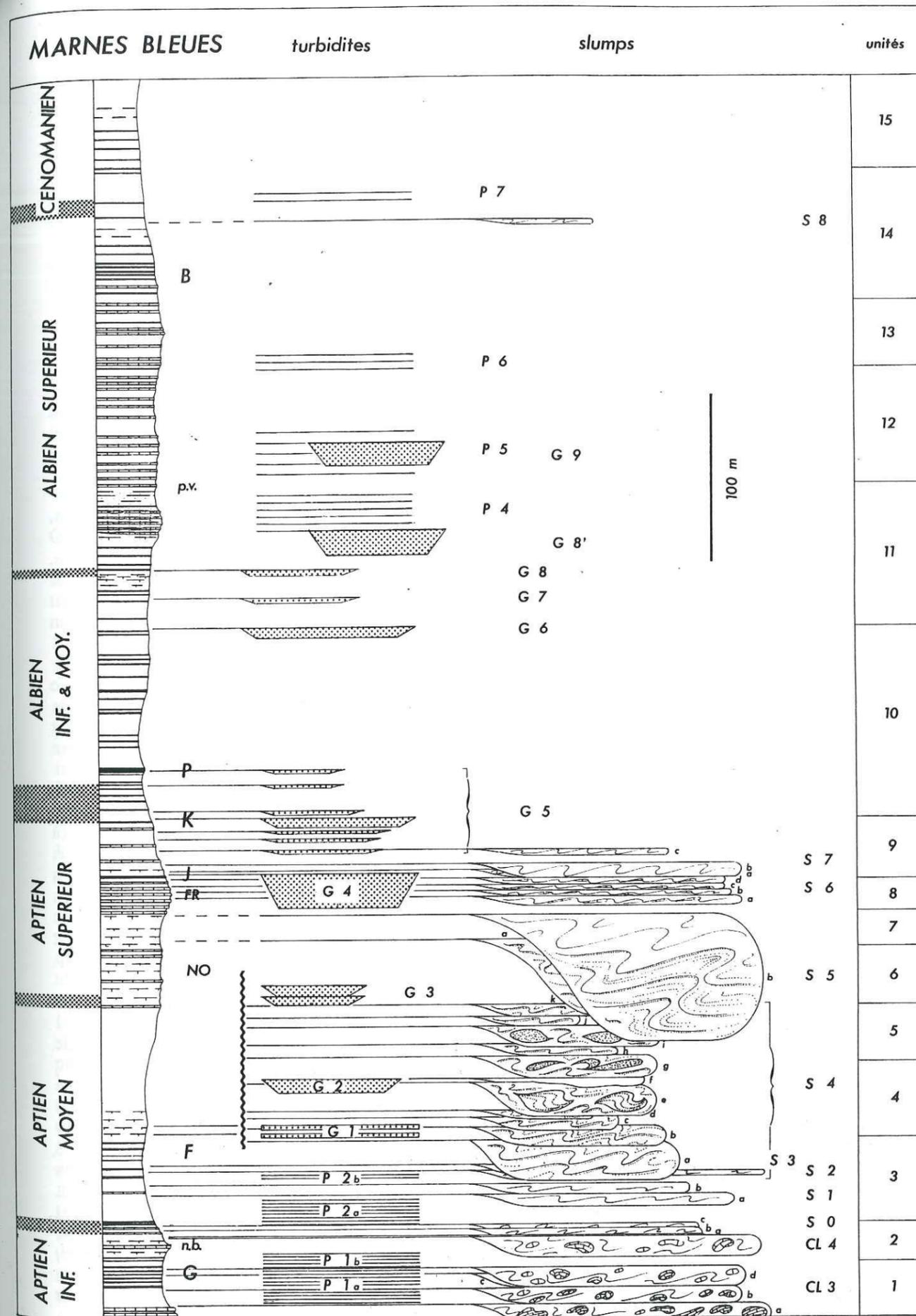


Fig. 48. La coupe synthétique des Marnes bleues. Position des sédiments gravitaires.

pyriteux sont assez abondants, surtout au sommet. Ce sont des terriers minéralisés et des moules internes d'ammonites (ainsi que de bivalves et de gastéropodes).

L'unité 3 se situe dans l'Aptien moyen, zone à *Subnodosocostatum* (ou *Martinioides*).

**Unité 4 : marnes rubanées.** Cette unité, observable à Gaubert, présente une épaisseur de 60 m. Le rubanement est marqué, vers la base, par une petite recrudescence des horizons calcaires délités, bioturbés. Le sommet de l'unité est composé de marnes très homogènes (environ 20 m). Les ammonites pyriteuses sont relativement fréquentes dans la partie inférieure. Les marnes contiennent quelques aucellines. Vers la base de cette unité, des turbidites gréseuses sont présentes. On les remarque en la plupart des sites jusque dans la partie centrale du bassin.

**Unité 5 : marnes "macrorubanées".** Cette unité, d'environ 35 m d'épaisseur, observée à Gaubert, est caractérisée par une grande homogénéité des marnes qui la composent. Elles sont marquées par un "macrorubanement" ; chaque terme de l'alternance "plus calcaire - moins calcaire" est épais de 2 à 6 mètres. Ammonites (empreintes), aucellines, inocérames et échinides sont sporadiques, quoique plus fréquents vers le sommet. Les unités 4 et 5 sont mal caractérisées du point de vue biostratigraphique : elles correspondent au sommet de l'Aptien moyen (zone à *Melchioris*).

**Unité 6 : faisceau Nolan.** L'unité 6, développée sur plus d'une trentaine de mètres, correspond au faisceau Nolan constitué d'alternances d'horizons calcaires délités (notés NO 1 à NO 8) et de marnes. Ces sédiments bioturbés contiennent des aucellines, particulièrement à leur base, ainsi que des ammonites ; Pectinacées et inocérames sont rares. Les *Parahoplites* et *Acanthohoplites* seraient caractéristiques du passage Aptien moyen - Aptien supérieur. A la base du faisceau, une couche sombre, riche en *Acanthohoplites* et en aucellines, constitue un horizon repère.

**Unité 7 : vire marneuse.** Il s'agit d'un intervalle à dominante marneuse d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, caractéristique encore à Gaubert ; il est localisé entre le faisceau Nolan et le faisceau Fromaget. Les marnes sont bioturbées. Les ammonites sont assez fréquentes, notamment *N. nolani*, vers le sommet ; les bivalves se raréfient. Nodules pyriteux et phosphatés sont fréquents. Le sommet du faisceau Nolan et la vire marneuse sont dans la zone à *Nolani*.

**Unité 8 : faisceau Fromaget.** Cette unité qui correspond au faisceau Fromaget (entre 10 et 20 mètres d'épaisseur) est constituée d'alternances marno-calcaires. Les bancs calcaires micritiques (à *Nannoconus*) sont assez massifs et bien indurés (notés FR 1 à FR 7) ; ce sont les horizons les plus remarquables de petites séquences constituées de cinq alternances marno-calcaires. Excepté les ammonites, notamment *Hypacanthoplites jacobi*, sous forme de moules dans les calcaires, les macrofossiles sont rares. Cet ensemble constitue un repère dans la série monotone des marnes bleues ; les cartographes l'ont considéré comme la limite entre l'Aptien et l'Albien dans le Sud-Est de la France. Il se situe dans la zone à *Jacobi* (Aptien supérieur).

**Unité 9 : marnes rubanées fini-aptiennes.** Cet ensemble, d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, est composé de marnes rubanées, rythmées par quelques délits calcaires espacés (DC 1 à DC 5). Il est organisé en petites séquences ; la séquence type correspondant à cinq alternances de termes plus ou moins carbonatés et plus ou moins sombres et bioturbés (faisceaux de cinq alternances : FCA). Les FCA sont groupés en paquets correspondant à des séquences de plus basse fréquence, dont l'expression la plus évidente est l'espace entre deux délits calcaires ; les affleurements de Bellecombe-Tarendol, aux Ferriers (fig. 24) en constituent le meilleur exemple. A la base de l'unité, juste au-dessus de DC 1, se trouve une passée de marne sombre laminée composée de deux horizons pluridécimétriques, le **niveau Jacob** ; il est particulièrement riche en ammonites aux phragmocônes aragonitiques préservés et livre des squelettes de poissons en connexion ainsi que des rameaux de Chéirolepidiacées. Les aucellines sont particulièrement fréquentes dans la partie moyenne de cette unité, notamment au niveau de DC 3. Vers le sommet, les marnes s'assombrissent et la cyclicité se resserre. Une passée d'argilite noire, fissile, d'épaisseur métrique, constitue un bon niveau repère, le **niveau Kilian**, qui correspond à l'ensemble d'un FCA. L'unité se termine par un doublet de délits calcaires (DC 5) soulignés chacun

par une couche noire bien visible. A cet égard, le doublet est aussi noté HN 1 ; il constitue également le premier de l'épaisse série des *black shales* de l'unité 10 qui fait suite. Mais les horizons noirs suivants seront dépourvus des passées calcaires et claires. L'unité 9 livre quelques ammonites pyriteuses et phosphatées. Les nodules phosphatés sont assez abondants vers le sommet ; ils sont liés pour la plupart à la minéralisation de terriers de crustacés dont quelques exemplaires fossiles ont été identifiés (famille des *Erymidæ*). Les nodules barytiques sont particulièrement fréquents en certaines coupes, notamment entre DC 2 et DC 3. Sur les bordures, ils sont plutôt abondants au voisinage du niveau Jacob ; vers le centre, ils sont plutôt distribués dans l'encaissant du Kilian.

**Unité 10 : black shales de l'Albien inférieur.** Cette unité, d'environ 120 m d'épaisseur, est remarquable par son aspect très sombre strié de bandes noires généralement organisées en doublets ou triplets, et notées HN 1 à HN 30. Ces horizons noirs, espacés généralement de un à trois mètres, sont laminés et fissiles et constituent en fait les termes les mieux visibles de petites séquences dont l'empilement forme l'ensemble de l'unité. Entre ces horizons noirs, le rubanement est parfois visible dans les marnes et argilites généralement homogènes ou dont la bioturbation est peu visible (la bioturbation est difficilement détectable du fait du manque de contraste de couleur des faciès). Les macrofossiles sont rares dans cet intervalle, et notamment dans les marnes bioturbées. Ils sont plus fréquents dans les horizons laminés, notamment vers le sommet, à partir de HN 17, qui constitue un horizon repère : le **niveau Léenhardt**. Ce sont quelques ammonites, mais surtout des bivalves tels que des *Birostrina concentrica*, des *Variamussium*, des Ostracées et quelques aucellines. Vers le sommet, les marnes se chargent de nodules phosphatés. Ce sont surtout des amandes ou des lames distribuées dans les feuillets des laminites ; la plupart des nodules sont centrés sur des valves de lamellibranches ou sur des squelettes de poissons. D'autre part, les nodules barytiques sont particulièrement abondants dans la dernière dizaine de mètres, dans les marnes bioturbées comme dans les horizons noirs. HN 9 correspond à un niveau repère particulièrement caractéristique, le **niveau Paquier** dont l'extension dépasse le cadre du bassin vocontien. La roche qui le constitue est parfaitement laminée et fissile ; il s'agit d'un schiste carton enrichi en carbonate par rapport à l'encaissant. Il est connu pour sa richesse en ammonites dont les phragmocônes aragonitiques sont écrasés dans les feuillets. Il est composé de 18 petites séquences (notées PA 1 - 18). La présence de *Leymeriella gr. tardefurcata* permet la datation à l'Albien inférieur (non basal). La base de l'étage, mal caractérisée, correspondrait au doublet de laminites HN 2 où les premiers exemplaires de Leymeriellidés ont été trouvés. Le sommet de l'unité des black shales appartient à la base de l'Albien moyen (zone à *Dentatus*, sous-zone à *Lyelli*).

**Unité 11 : marnes silteuses à inocérames.** Cette unité ne peut guère se suivre que dans les affleurements du centre du bassin (région de Rosans) car la série y est la plus complète. Ailleurs, elle est émaillée de lacunes substantielles et de condensations, voire absente. Cette unité correspond à des marnes plus ou moins silteuses et dont la teinte est plus claire que les sédiments de l'unité sous-jacente. Elles présentent des horizons de calcaires délités souvent noduleux. Hormis pour quelques horizons de *black shales*, la bioturbation est omniprésente. Les macrofossiles sont abondants dans les couches noires : ce sont surtout des inocérames (*Birostrina concentrica* puis, *B. sulcata*), mais aussi des ammonites (*Dipoloceras*, *Hysterocheras*...). Quelques intervalles riches en nodules barytiques sont reconnus. On distingue un faisceau de bancs carbonatés, dont la plupart sont noduleux, assez chargés en détritiques. Il s'agit du "faisceau silteux", dont l'origine est probablement due à une distribution sédimentaire par des courants de fond assez importants. L'établissement de corrélations entre coupes n'a pas été possible, ce qui pourrait s'expliquer par le fait qu'il s'agit de rides tridimensionnelles (à l'instar des contourites) réparties sur les fonds, et point strictement contemporaines. L'unité se termine par un ensemble de couches du type *firmground* matérialisant de petits arrêts de sédimentation. Il s'agit du niveau "petite vérole" qui doit cette appellation au fait que le calcaire est criblé de petites pustules qui sont les remplissages de réseaux de *Chondrites* par des calcisphères et foraminifères des couches sus-jacentes. Dans l'ensemble, et contrairement aux unités sous-jacentes, l'unité 11 ne se résoud pas au simple empilement de petites séquences régulières et bien repérables résultant d'une relativement calme décantation ; son cachet plus détritique, sa grande variabilité spatiale traduisent l'effet de courants notables. L'unité débute vers la base de l'Albien moyen (zone à *Dentatus* ; sous-zone à *Lyelli*) ; elle se termine à l'Albien supérieur, dans la zone à *Inflatum* (sous-zone à *Varicosum*).



**Unité 12 : marnes à horizons calcaires délités.** L'unité 12 est épaisse dans le centre du bassin (ex. Palluel, environ 70 m). Ce sont des marnes grises, peu ou non silteuses, bioturbées, à délits calcaires relativement espacés. Un rubanement clair-sombre est décelable en certains affleurements (ex. Bruis). Les ammonites sont fréquentes, sous forme de moules marneux, calcaires ou pyriteux. Les Pectinacées sont sporadiques, mais forment vers la base une véritable lumachelle. Des nodules barytiques sont assez fréquents vers le sommet. L'unité s'inscrit dans la partie supérieure de la zone à *Inflatum* (première zone de l'Albien supérieur).

**Unité 13 : marno-calcaires et faisceau michoïde.** Il s'agit de l'intervalle le plus carbonaté de l'Albien. Les délits calcaires sont mieux exprimés que dans l'unité 12 et un peu resserrés. Hormis la région centrale (Palluel), où il fait 40 m, l'intervalle correspond à un ensemble de bancs noduleux de moindre épaisseur : le "faisceau michoïde". Les corrélations montrent que chaque horizon à miches correspond à un délit calcaire identifié sur la coupe dilatée de Palluel. Des horizons de marne laminée se rencontrent dès la base de ce faisceau. Les moules marneux et pyriteux d'ammonites sont assez fréquents ; les marnes laminées sont parfois riches en empreintes. Les aucellines sont fréquentes, et les Pectinacées rares. L'unité débute à la base de la zone à *Dispar*, c'est-à-dire à la base de l'Albien terminal (Vraconien).

**Unité 14 : niveau Breistroffer.** Deux intervalles sont distingués. La sous-unité 14 A, de l'ordre de 35 m d'épaisseur est remarquable par le nombre de niveaux laminés à abondantes ammonites aux phragmocônes écrasés dans les feuillets : c'est le **niveau Breistroffer**. Ses horizons peuvent être isolés, mais la plupart sont groupés en doublets ou triplets ; ces horizons sont notés BR 1 à BR 9. Quelques calcaires délités sont interstratifiés. La sous-unité 14 B (environ 25 m) est uniformément marneuse, admettant seulement trois horizons vaguement calcaires. On y trouve quelques miches barytiques ainsi que des nodules calcaréo-phosphatés.

**Unité 15 : marnes homogènes.** Cette unité se développe sur environ 70 m (au centre du bassin). Très homogène, on y distingue cependant des petits rythmes formés de délits calcaires récurrents, notamment vers la base. Les macrofossiles sont rares (empreintes d'ammonites, aucellines). Quelques nodules calcaréo-phosphatés y sont disséminés. En l'absence d'ammonites caractéristiques, la présence du foraminifère *Schackoina cenomana* dès la base de cette unité marquerait la base du Cénomaniens.

### 1.3.2. La représentation des différents faciès

Les marnes bleues sous faciès autochtone se montrent, dans leur ensemble, formées de six grands types de sédiments répartis dans les 15 unités différenciées : marno-calcaires alternants, marnes rubanées, marnes à délits calcaires espacés, marnes à *black shales*, marnes homogènes (ou "macrorubanées"), marnes silteuses à horizons calcaires plus ou moins noduleux.

On retiendra que les faciès *black shales* sont caractéristiques de l'unité 1, avec le niveau Goguel (Aptien inférieur), l'unité 3, avec le niveau Fallot (Aptien moyen), l'unité 10, incluant le niveau Paquier (sommet de l'Aptien supérieur, Albien inférieur, base de l'Albien moyen), l'unité 14, avec le niveau Breistroffer (Albien supérieur élevé). Certains niveaux apparaissent isolés au sein d'autres faciès, par exemple le niveau Jacob, dans l'unité 9 (Aptien supérieur).

Les **marno-calcaires alternants** composent l'unité 2, avec le Niveau blanc (Aptien inférieur sommital), l'unité 6, avec le faisceau Nolan (Aptien supérieur basal), l'unité 8, avec le faisceau Fromaget (Aptien supérieur).

Des intervalles de marnes à **délits calcaires espacés**, ou de **marnes rubanées** se trouvent au sein des unités 2 et 3 (Aptien inférieur terminal - Aptien moyen basal), à la base de l'unité 4 (Aptien moyen), dans l'unité 9 (Aptien supérieur), dans les unités 12 et 13 (Albien supérieur).

Deux intervalles sont constitués de **marnes homogènes**, ou "macrorubanées" : le sommet de l'unité 4 et l'unité 5 (Aptien moyen élevé), et l'unité 15 (Albien supérieur terminal - Cénomaniens inférieur).

L'unité 11 est caractérisée par des **marnes silteuses** admettant des intercalations de

calcaires noduleux ainsi que des couches noires.

### 1.3.3. La distribution des intervalles à couches noires (*black shales*)

Les faciès de *black shales*, indicateurs potentiels de phénomènes globaux, qui étaient l'objet principal de notre intérêt au départ de ce travail (cf. Introduction), sont bien l'une des composantes de la sédimentation médio-crétacée du bassin vocontien. Leur répartition apparaît différenciée dans l'ensemble de la Formation des Marnes bleues. Trois niveaux sont particulièrement distingués par la qualité de la roche qui est un schiste carton au débit parfaitement fissile (lorsque soumis à l'altération superficielle) : le niveau Goguel, le niveau Paquier et le niveau Breistroffer. Par ailleurs, certains intervalles sont particulièrement riches en couches noires, notamment l'Aptien moyen et surtout l'Albien inférieur-moyen. Cette distribution stratigraphique s'inscrit assez bien dans les schémas dont fait état la littérature (ex. ARTHUR *et al.*, 1990), ce qui laisse envisager qu'il puisse s'agir de témoins locaux d'événements de portée plus importante, peut-être globale ; il en sera question dans la deuxième partie.

L'inégalité de la répartition à grande échelle se retrouve au sein même des intervalles décrits. Loin d'être homogènes, les intervalles à couches noires sont effectivement caractérisés par l'alternance de couches laminées et de couches bioturbées. Les couches laminées peuvent être resserrées, composant des doublets, des triplets ou les niveaux repères précités, mais elles ne forment jamais d'ensembles homogènes. Qui plus est, et de manière caricaturale, on peut dire que c'est leur grande hétérogénéité qui caractérise les couches noires laminées, les opposant ainsi aux faciès bioturbés. Il y a finalement plus de différence entre deux feuillets inframillimétriques d'un *black shale* que sur l'épaisseur pluridécimétrique d'un intervalle bioturbé comme l'unité 5 par exemple.

Enfin, eu égard à l'épaisseur totale de la Formation des Marnes bleues, l'épaisseur cumulée (données non décompactées) des intervalles à *black shales* est de l'ordre de 230 m, soit à peu près 30 %, mais le faciès noir effectivement laminé n'atteint que 36 m environ, en épaisseurs cumulées, c'est-à-dire représente à peu près 4,8 % de l'épaisseur de l'ensemble de la série ou 15 % de la totalité des intervalles à couches noires.

Pour comparaison, les ensembles marno-calcaires alternants sont nettement moins bien représentés : de l'ordre de 60 m d'épaisseur, c'est-à-dire environ 8 % du total des Marnes bleues. Les marnes rubanées, à délits calcaires sont mieux représentées avec 210 m.

### 1.3.4. La cyclicité dans les Marnes bleues

L'un des caractères remarquables de ces différents faciès, où alternent des couches de natures différentes, est leur agencement en petites séquences. Ces séquences sont particulièrement bien observables dans l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur, c'est-à-dire les unités 8, 9 et 10 : faisceau Fromaget (alternances marno-calcaires), marnes fini-aptiennes (marnes rubanées à calcaires délités) et *black shales* de l'Albien (fig. 49). Chaque petite séquence correspond de manière générale à un faisceau de cinq alternances (FCA). Ces paquets sont individualisés grâce à des horizons remarquables (qui sont souvent des doublets ou ensembles de deux alternances) : plus calcaires que les alternances encaissantes pour les faciès carbonatés, ou plus noirs et laminés pour les faciès *black shales*. Il apparaît qu'une grande partie des Marnes bleues correspond à l'empilement de ces séquences, elles-mêmes groupées en paquets plus importants. On observera que les intervalles caractérisés par l'empilement de ces FCA sont aussi celles où les corrélations peuvent être aisément établies bancs par bancs à l'échelle du bassin. Cette disposition semble bien traduire l'effet d'une calme sédimentation par décantation rendue possible lorsque les conditions sont idoines.

A l'opposé, certains intervalles ne peuvent être décrits comme correspondant à l'empilement de FCA. C'est particulièrement le cas de l'unité 5 au sommet de l'Aptien moyen et de l'unité 11 à l'Albien moyen et base de l'Albien supérieur. Les épaisseurs sont très différentes d'un site à l'autre et il n'est pas possible d'établir des corrélations fines à l'échelle du bassin en l'absence quasi-totale de niveaux repères. De plus, les lacunes sont importantes dans beaucoup de sites. Ceci traduit à l'évidence un mode de sédimentation sous l'effet de courants d'une énergie substantielle : courants de fond, de faible densité. Par ailleurs, sur certaines coupes des intervalles sont composés presque exclusivement de sédiments gravitaires, coulées, slumps et turbidites.

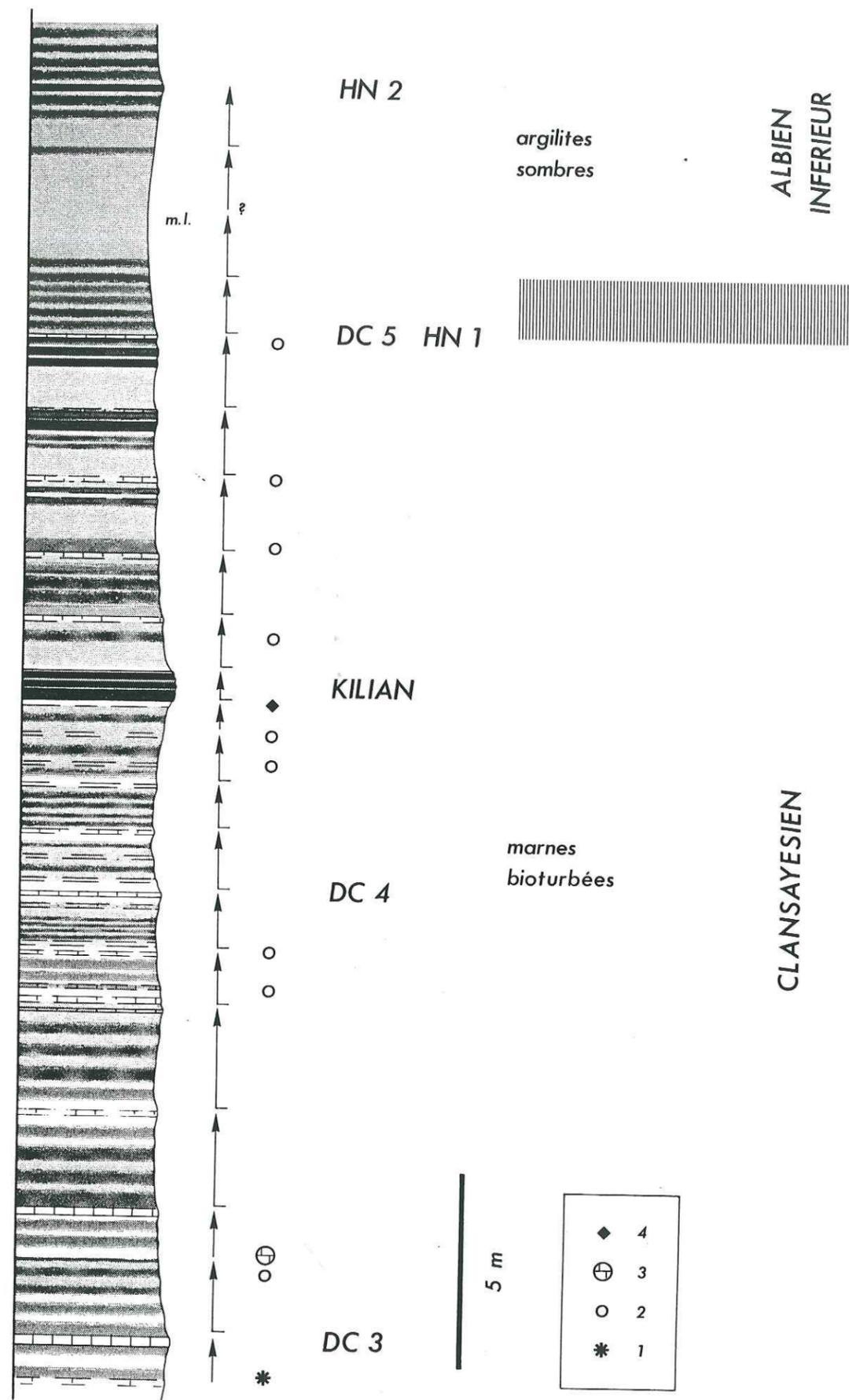


Fig. 49. La cyclicité dans les Marnes bleues au passage Aptien-Albien (les Oustaus) : les faisceaux de cinq alternances. 1. nodules barytiques ; 2. nodules phosphatés ; 3. colonnaires calcaires ; 4. nodules pyriteux.

### 1.3.5. Les ensembles resédimentés

La disposition des couches resédimentées au sein des Marnes bleues revêt un caractère frappant (fig. 48). Elles sont en effet presque totalement restreintes à l'Aptien et l'Albien basal.

**Les coulées marneuses à blocs** (débrites) sont confinées à l'Aptien inférieur (CL 3, CL 4). Les blocs remaniés sont des calcaires micritiques à *Nannoconus*, ou bien des calcaires plus grossièrement bioclastiques issus de la plate-forme.

**Les slumps** (où l'on distingue des reliques de la stratification) peuvent être répartis en deux catégories. 1) *les glissements de couches pélagiques*. Ils sont observés dans l'Aptien inférieur (S 0, S 1), notamment l'unité 2 (Niveau blanc), dans l'Aptien moyen (S 2, S 3) : unité 3 (3 A et 3 B, niveau Falot), dans l'Aptien supérieur (S 6 et S 7) : unité 8 (faisceau Fromaget), unité 9 (marnes fini-aptiennes). Ces slumps remanient les couches de même nature que celles de l'encaissant.

2) *les glissements de couches hémipélagiques* provenant de la plate-forme. Elles remanient des argilites calcaires et silto-sableuses bioturbées, et des rides de tempêtes. Ces slumps se sont mis en place à l'Aptien moyen (S 4) et à l'Aptien supérieur (S 5). Ils constituent particulièrement le remplissage de la gouttière arnayonnaise d'une part et de l'axe rosannais d'autre part.

**Les turbidites.** Quelques calciturbidites, remaniant des bioclastes de plate-forme se rencontrent dans l'Aptien inférieur, la plupart dans l'unité 1, au sein du niveau Goguel ; elles se raréfient considérablement dans le Niveau blanc (unité 2). Toutes les autres turbidites sont silicoclastiques. Elles remanient des grains de quartz, pour l'essentiel, mais aussi de la glauconie et quelques bioclastes issus de la plate-forme. Dans l'Aptien inférieur et la base de l'Aptien moyen ce sont des couches millimétriques à pluricentimétriques de grès qui forment des plaquettes à l'affleurement. Elles sont notées P 1 et P 2. Des turbidites d'épaisseur plus substantielle (pluricentimétriques à pluridécimétriques) se rencontrent dans l'Aptien moyen élevé : G 1 et G 2 (quoique l'extension de ces dernières est relativement limitée), à la base de l'Aptien supérieur : G 3. Les grès de Rosans correspondent à une mégaturbidite G 4, dont l'épaisseur atteint 40 m et mis en place sous la forme d'une coulée sableuse ("grain flow") à la base de l'unité 9 au sommet du niveau Jacob. Un ensemble de turbidites décimétriques à pluridécimétriques se rencontre au sommet de l'Aptien et à la base de l'Albien (région de Bruis et Rosans) : unité 9 et base de l'unité 10 (la dernière est intercalée dans le niveau Paquier).

Au-dessus, les turbidites sont particulièrement rares. G 6 est une mégaturbidite (7 m) observée à Palluel, à la base de l'Albien moyen. G 7 est une turbidite décimétrique au sein de l'Albien moyen observée dans le même site. G 8 est interprétée comme une turbidite resédimentée, slumpée, rencontrée à Palluel et au Pouet (Saint Ferréol). Dans les dépôts-centres, les terrains sus-jacents sont dépourvus de grosses intercalations détritiques. Ce sont de rares petites turbidites millimétriques à pluricentimétriques, au débit en plaquettes, rencontrées dans l'unité 11 : P 4, dans l'unité 12 : P 5, dans l'unité 13 : P 6, dans l'unité 14 : P 7. Des mégaturbidites G 8' se rencontrent dans l'unité 11, sur la bordure Ouest du bassin (cf. I.2.2). D'autres mégaturbidites, G 9, se trouvent sur l'ensemble des bordures de la partie occidentale du bassin vocontien (cf. I.2.2), à la limite de l'unité 11 et de l'unité 12 (dans l'Albien supérieur).

La distribution des resédiments est donc très inégale, entre un Aptien très affecté par les slumps et turbidites et un Albien pratiquement dépourvu de tels matériaux. Disponibilité du matériel, structuration du bassin et fluctuations du niveau marin relatif sont des explications possibles ; elles seront envisagées dans la deuxième partie (II.1).

*Les bordures du bassin  
vocontien*

*2.1. Secteur Nord*

## LES BORDURES DU BASSIN VOCONTIEN

L'objectif initial de ce travail étant l'étude de la série pélagique en domaine de bassin, il était néanmoins évident que l'explication des événements enregistrés dans cet ensemble sédimentaire nécessitait la prise en compte des dépôts plus étroitement dépendants (au moins en apparence) des moindres changements géodynamiques, climatiques et océanographiques, matérialisés notamment par l'évolution du niveau marin relatif, la production benthique et les apports détritiques terrigènes. Une "remontée" depuis le milieu bathyal vers le milieu néritique s'imposait donc. Ainsi, après l'esquisse de l'évolution sédimentaire pélagique qui vient d'être brossée, nous examinerons, dans cette deuxième partie, les séries exposées sur les bordures du bassin vocontien. Les comparaisons effectuées entre ces deux domaines permettront d'apporter de nouveaux arguments à notre reconstitution. Une telle entreprise repose naturellement sur l'établissement de corrélations, objectif essentiel de cette présente partie. Par la suite, nous serons en mesure de reconstituer, selon des trajets plate-forme - bassin, la géométrie des ensembles sédimentaires. L'identification des discontinuités sédimentaires (surfaces de non-dépôt ou d'érosion), ainsi que des horizons de condensation, éléments dont on saisit l'importance, fera particulièrement l'objet de notre attention.

Dans cette partie, nous allons cheminer autour du bassin, secteur par secteur, dans le sens antihoraire. A l'opposé du domaine bassin où, du fait de l'extension très vaste des couches consécutive à l'accrétion essentiellement verticale (selon le mode de sédimentation par décantation), les recherches nous ont permis d'établir une série-type susceptible de refléter l'évolution du milieu pélagique en termes historiques, quoique émaillée de variations latérales, les particularités inhérentes aux marges (talus et plate-forme *s. lato*), où les séries sont généralement très lenticulaires, nous engageant dans ce qui suit à présenter les faits d'une manière plus systématique à l'échelle locale. Conscient de l'aspect d'inventaire de cette démarche et de la lourdeur du texte qui en est le vecteur, c'est celle qui m'est cependant apparue la plus logique et la plus honnête, et par là même la plus susceptible de fournir des données réutilisables ; la tâche du lecteur intéressé en sera facilitée (les lacunes ressortissant de mes propres travaux en étant d'autant mieux soulignées). Cherchant particulièrement les causes et le déterminisme des événements qui ont engendré l'élimination du benthos et le piégeage de la matière organique sur les fonds en domaine bassin, nous nous intéresserons particulièrement aux faciès hétéropiques et à leur place dans l'enregistrement sédimentaire. Un certain nombre de faciès étant évoqués, une attention spéciale sera ainsi accordée aux horizons condensés à glauconie et phosphates qui seront, du reste, étudiés de manière plus détaillée dans la seconde partie. Plus modestement, et avant de suggérer des interprétations, dans le présent chapitre nous essayerons, demeurant sur les faits de terrain, de décrire la lithologie et d'établir des corrélations. Pour certains affleurements que je n'ai pas étudié en détail, je m'en remettrai aux travaux des auteurs publiés antérieurement. De même, il sera largement tenu compte des données biostratigraphiques livrées dans la littérature pour établir le cadre chronologique des séries et procéder aux corrélations. Etant donné le but fixé pour ce travail, le choix des outils et l'échelle employée pour les méthodes d'investigation, beaucoup d'aspects seront évoqués très succinctement (que ce soit pour la sédimentologie des clastiques, la paléontologie ou les rapports tectonique-sédimentation...), le champ demeure nécessairement ouvert de multiples façons aux futures études.

### 2.1. SECTEUR NORD

#### 2.1.1. Dévoluy

Les affleurements sont surtout disposés dans la partie Sud-Ouest de la région. Le site méridional de Glaise (près de Veyne) offrant une série apto-albienne au cachet bassin (quoique émaillée de hiatus) a été évoqué plus haut. Il a aussi été fait référence à la Haute-Luce (près de la Cluse) pour la partie supérieure. A la suite des anciens auteurs (C. LORY et P. LORY), FONTES *et al.* (1965) ont étudié les affleurements du Crétacé moyen dans cette partie Sud-Ouest du Dévoluy. Leurs observations portant, outre ceux précités, sur l'affleurement du vallon des Aiguilles, que je n'ai pas étudié, permettent de compléter nos informations. Ces auteurs distinguent un "complexe de



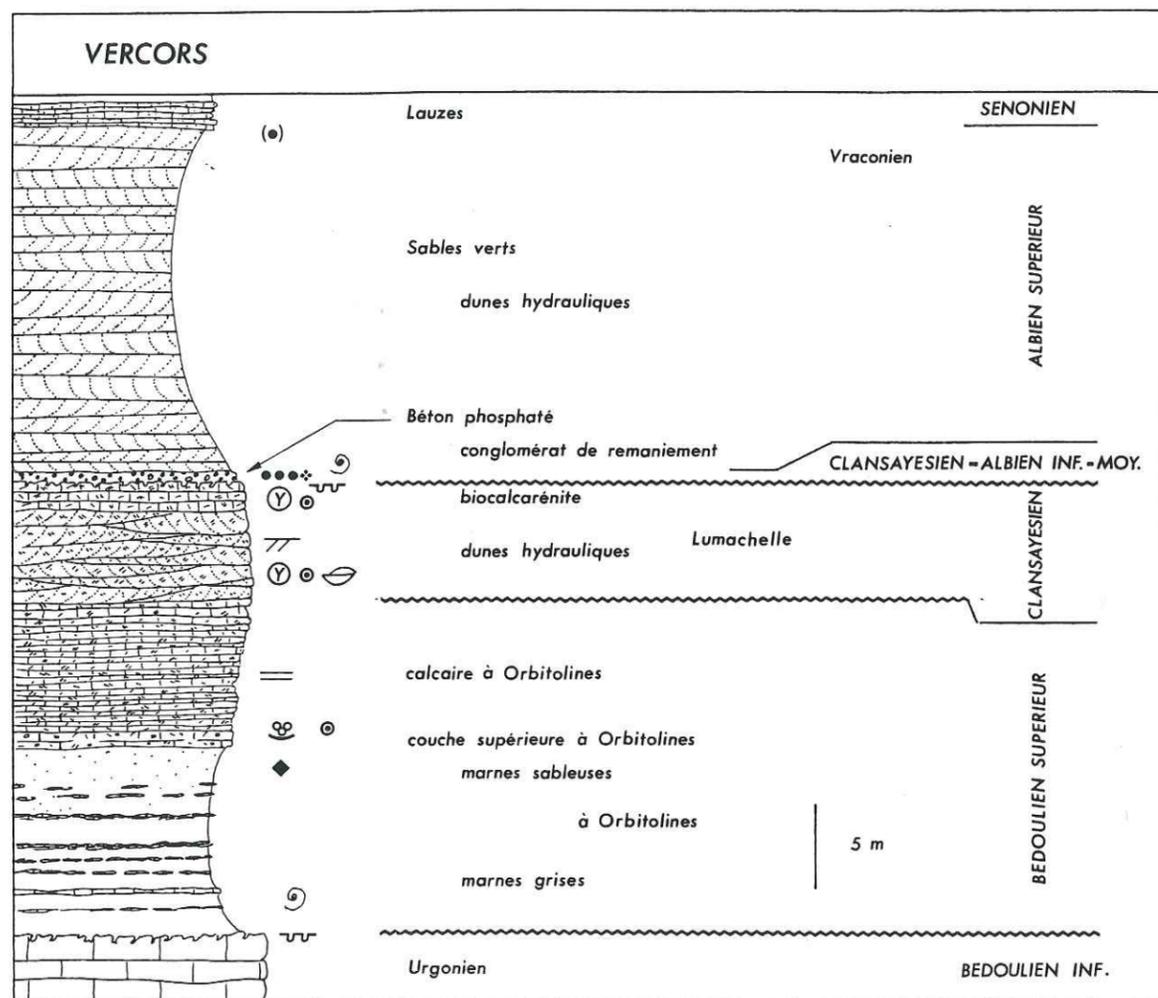


Fig. 50. Coupe synthétique virtuelle de la série médio-crétacée du Vercors, d'après les données de la littérature (particulièrement THIEULOY et GIROD). Compte tenu des très importantes variations latérales, les épaisseurs sont données à titre indicatif. Lithologie et stratigraphie. Légende des symboles et figurés : cf. tableaux 1 & 2.

base" qui s'avère correspondre à nos unités 1 et 2. Il s'agit de 4 m de marmo-calcaires qui comportent de "très fréquents sphéroïdes" (fait qui pourrait rappeler le champ d'ichnoïdes des Châtaigniers près de Gumiane, (cf. § 1.2.2), mais qui, plus probablement, correspond à l'expression d'une coulée boueuse à blocs, ou débrite, telle que CL 3), puis de 6 m d'alternances de marnes et de calcaires argileux, interrompues par un banc de grès de 20 cm d'épaisseur qui, selon la description des auteurs, serait une calciturbidite. Au-dessus du "complexe de base", FONTES *et al.* constatent un faciès uniforme de marnes noires à fréquents nodules de pyrite et sporadiques concrétions barytiques qui, du fait de la présence de *G. stephani* et *R. appenninica*, serait étendu jusqu'au Cénomani.

Au Sud de la Cluse (Le Ranc, Haute-Luce), la surface calcaire "barrémo-bédoulienne" correspond à une débrite et la trace de terriers de *Thalassinoides* dénote un arrêt de sédimentation. Au-dessus, la série débute par une débrite d'épaisseur métrique mêlant matériels micritique et calcarénitique (équivalent de CL 3 b). Il s'y superpose une autre débrite d'environ 15 m d'épaisseur qui remanie des grands clastes de calcarénite dans de la marne (équivalent de CL 3 c). La série sus-jacente est formée, sur environ 120 m, d'un empilement de slumps de marnes sombres encaissant des turbidites décimétriques. Le premier slump remanie le faisceau du niveau blanc.

Hormis cette partie Sud-Ouest, les affleurements sont rares et de mauvaise qualité sur le Dévoluy. On peut citer : au Sud-Est, le col de Conode (près du Sommet des Templiers, au Nord de la Roche-des-Arnauds), à l'Est-Nord-Est, au Mont Pellegrin (à l'Ouest du Glaizil), au Nord, au Chalet des Baumes (au Sud-Ouest de Pellafol). Une simple reconnaissance en ces sites m'a montré qu'ils sont caractérisés par le faciès marnes bleues. En outre, au Mont Pellegrin, où la série est un peu mieux exposée, on peut préciser que le niveau Goguel est présent, avec de nombreuses turbidites centimétriques à décimétriques interstratifiées. Les marnes gargasiennes (environ 30 m) incluent le niveau Fallot surmonté de quelques turbidites de G1. Le faisceau Fromaget se développe sur 15 m, surmonté de quelques mètres de marnes à délits calcaires, puis de marnes très sombres qui apparaissent tectonisées.

### 2.1.2. Vercors

N'ayant pas étudié d'affleurements dans les régions du Vercors et de la Chartreuse, nous nous reporterons à la littérature pour ce qui les concerne. Une coupe synthétique virtuelle en a été tirée (fig. 50).

Ainsi que PAQUIER (1905) et JACOB (1907) l'avaient remarqué, le Crétacé moyen repose sur le fond durci, à perforations d'organismes, des calcaires urgoniens. ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU (1993) signalent dans ces calcaires des ammonites du genre *Deshayesites* attestant un âge Aptien inférieur. Des vallées incisées affectant le sommet des calcaires ont été mises en évidence par ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU (1993, p. 87-88). Elles sont interprétées comme les indices d'une émergence qui serait également à l'origine d'une karstification et d'une diagenèse caractéristique.

La succession des assises du Crétacé moyen est très discontinue et variable géographiquement du fait d'importantes lacunes et condensations. Au Nord la série débute avec des marnes sableuses, datées par les ammonites du Bédoulien supérieur (THIEULOY et GIROD, 1964); elles sont surmontées par des calcaires oolithiques ou des calcaires et des marnes à Orbitolines d'épaisseur métrique : la "Couche supérieure à Orbitolines" (sommet de l'Aptien inférieur, "Bédoulien" supérieur). Des calcaires bioclastiques à bryozoaires, échinodermes et bivalves, atteignant localement 30 m, viennent ensuite. Il s'agit de la "Lumachelle", dont le sommet serait daté du Clansayésien par les ammonites. Dans la partie méridionale, qui fait transition avec le bassin vocontien, la "Couche supérieure à Orbitolines" et la "Lumachelle" cèdent la place à des marnes grés-glaucosées qui se poursuivent jusqu'au Vraconien. Le toit de la "Lumachelle" du secteur septentrional correspond à une surface durcie. Elle est souvent recouverte d'une couche de conglomérat phosphaté : "le Béton", à éléments fauniques distribués du Clansayésien inférieur au Cénomani selon les sites. Ce conglomérat est, en certaines zones, recouvert de sables verts d'âge Albien supérieur probable, mais il est souvent recouvert des "Lauzes" du Sénonien. L'Albien disparaît au Nord du col de Roméyère, et la "Lumachelle" quelques kilomètres plus au Nord (THIEULOY et GIROD, 1965, p. 156).

Selon THIEULOY et GIROD (1965) la série assez dilatée de la cluse de la Vernaison (près les Baraques-en-Vercors) permet, au-dessus du fond durci urgonien, d'observer 7 m de

marnes légèrement sablo-glaucouneuses à délit calcaires dont certains se débitent en miches. La base a livré aux auteurs *Tropeum hillsi*, forme qui se rapporte au sommet de la zone à *Deshayesi* ou à la zone à *Furcata*, ce qui confère un âge Aptien inférieur élevé (Bédoulien supérieur) à la base de ces marnes. Des marnes pyriteuses nettement plus sableuses (4 m) les surmontent. Ces marnes sont elles-mêmes recouvertes de calcaires bioclastiques à grain grossier qualifiés de "Lumachelle".

Les "calcaires lumachelles" ont été décrits par LORY (1861) comme des "calcaires roux, sableux, grenus, généralement pétris de débris de fossiles indéterminables, de débris d'entrouques, de baguettes d'oursins, de petits Bryozoaires, de Térébratules, de coquilles brisées, etc..." JACOB (p. 197) précise qu'ils "sont stratifiés en couches minces de 1 ou 2 décimètres environ" et que leur puissance varie généralement de 5 à 10 mètres. Par ailleurs, selon le même auteur, les calcaires peuvent être riches en glauconie (comme au voisinage de Rousset), et des grains de quartz, parfois de plusieurs millimètres, y sont présents. La stratification en litage oblique est évidente en plusieurs localités (par exemple dans la vallée de la Bourne). THIEULOY et GIROD (1965) la décrivent notamment au col du Mont Noir et à Baraques-en-Vercors, au-dessus d'une épaisseur plurimétrique des mêmes sables disposés en bancs minces de 10 à 15 cm. Cette structure résulte à l'évidence de leur agencement en dunes hydrauliques (voir aussi à ce sujet DELAMETTE, 1988, p. 195 et suivantes). Les fossiles déterminables y sont rares. Au sein d'un horizon marneux intercalé au milieu des calcaires, le long de la route des Goulets, JACOB a recueilli quelques ammonites : "*Tetragonites jallabertianum*, *Douvilleiceras bergeroni*, *Acanthohoplites bigoureti*", formes qui caractérisent la faune de Clansayes. Au col du Mont Noir, THIEULOY et GIROD (1965, p. 148) signalent, entre les sables à strates horizontales et les sables dunaires, un horizon condensé à nombreux brachiopodes et bivalves. Pour JACOB, le "sommet" de la "Lumachelle" est fossilifère dans la même région, et l'auteur précise que les fossiles sont "collés à la surface" de cette assise, mais il ne donne pas d'indication sur leur nature pétrographique. Les espèces citées par l'auteur (p. 198), comme *N. nolani*, *D. nodosocostatum*, *L. tardefurcata*, *L. regularis* suggèrent nettement qu'il s'agit en fait d'un placage de formes remaniées et mélangées du Clansayésien (faune de Clansayes) et de l'Albien inférieur, résultat du démantèlement d'horizons condensés. La Lumachelle représente l'équivalent probable des couches de la Colombière, dépôts bio-silicoclastiques décrits dans le domaine helvétique par DELAMETTE (1988, p. 195)<sup>15</sup>.

La découverte des grès à fossiles phosphatés, ou "Béton phosphaté" (toujours d'épaisseur modeste lorsque présent : quelques dizaines de centimètres), est due à LORY (1861). Leur contenu faunique a fait l'objet d'études détaillées de la part de JACOB (1907), puis de THIEULOY et GIROD (1964, 1965). Le premier auteur a particulièrement étudié deux célèbres gisements situés dans le synclinal de Rencurel (Nord Ouest de Villard-de-Lans), au hameau des Prés, et dans la gorge de la Balme. Il s'agit, comme le décrit JACOB, de dépôts peu épais de "grès roux, glauconieux et à phosphates, pétris de beaux fossiles, souvent avec leur couche nacréée conservée ; leur épaisseur est très variable, au plus de 30 à 40 cm, et ils reposent directement sur la surface ravinée et corrodée de la Lumachelle." Les ammonites sont particulièrement abondantes, mais on y trouve aussi des gastéropodes, des bivalves, des brachiopodes et des oursins. Des listes fauniques sont données par JACOB (1907, p. 34-47).

Evoquant l'ensemble des sites étudiés, THIEULOY et GIROD (1965) constatent que "ces ensembles faunistiques provenant de dépôts grés-glaucouneux et phosphatés toujours très minces, doivent être interprétés comme appartenant à des polyzones de condensation." Ces horizons, plutôt caractéristiques du Nord du Vercors ainsi que de la Chartreuse plus au Nord, de manière générale consistent en nodules et moules phosphatés de fossiles, notamment des ammonites, emballés dans une matrice calcaréo-grés-glaucouneuse. La préservation des fossiles est variable. Ils peuvent encore posséder leur coquille nacréée, mais ils sont souvent usés, portant la trace de remaniement. Les travaux des auteurs portant sur un certain nombre de gisements permettent d'établir la présence de faunes du Clansayésien (zone à *Nolani* = horizon de Clansayes et zone à *Jacobi* élevé, équivalent de la faune d'Algermissen-Vöhrum (Hanovre), de l'Albien inférieur (zone à *Tardefurcata* ; zone à *Mammillatum*), de l'Albien moyen (zone à *Dentatus*), et du Vraconien (zone à *Dispar*, sous-zone à *Perinflatum*). Leur coexistence est manifeste dans beaucoup de gisements, mais comme le soulignent THIEULOY et GIROD (1964, p. 92) "les faunes (...) sont toutefois distinctes." En effet les populations recueillies contiennent généralement un ensemble zonal dominant, mais différent selon les sites. Cette dominance faunique avait conduit certains auteurs à interpréter les couches qui

les renferment selon la signification stratigraphique stricte de ces assemblages dominants. Par exemple, JACOB (1907) attribuait un âge Albien inférieur au Béton phosphaté des Prés-de-Rencurel et un âge Albien moyen à celui de la Balme. Plus récemment, FAUGERES *et al.* (1970) voyaient, dans une distribution géographique qui leur paraissait significative à l'échelle du synclinal de Rencurel, les effets d'une transgression de la mer albiennaise. Le mélange de formes d'âges différents, quelles que soient leurs proportions, ne permet certes pas d'aboutir à une telle précision dans la datation, et ce d'autant que tous les individus ont subi un remaniement plus ou moins important. On conviendra cependant que la place du "Béton" par rapport à l'encaissant peut amener des contraintes. Ainsi, aux Baraques-en-Vercors, le "Béton" livre une très riche faune du Clansayésien (zone à *Nolani*) et de rares formes de l'Albien inférieur : il est surmonté par les sables attribués à l'Albien supérieur (voir plus bas). Ces sables manquent aux Prés-de-Rencurel où le "Béton" est riche en faune de l'Albien inférieur, mais livre aussi des formes du Vraconien et du Cénomaniens. Ces observations suggèrent ou bien que les sables dunaires ne se sont pas déposés en ce site, ou bien qu'ils ont été érodés, d'où le mélange de faunes de deux (ou plusieurs) horizons condensés.

Cette configuration laisse penser que des couches condensées se sont déposées à plusieurs périodes du Crétacé moyen (dont on dispose d'indices chronologiques grâce aux fossiles), mais peut-être de manière non uniforme sur les fonds du Vercors (cf. notamment ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU, 1993). Les reliques de ces horizons condensés ont été subséquentement remaniés et mélangés, probablement à plusieurs reprises. La signification des dominances fauniques est certainement complexe, liée à des paramètres tels que les modalités de la fossilisation originelle, la géométrie et le contenu des dépôts condensés originels ainsi que l'évolution des courants de vannage... ; son élucidation nécessiterait évidemment des études plus précises, telles que celles menées par DELAMETTE en domaine helvétique (1988, 1989a ou b).

Par ailleurs, un rapide examen de l'affleurement des Prés-de-Rencurel, près du Rimet, m'a permis de constater que le conglomérat phosphaté à très nombreuses ammonites est coiffé d'un encroûtement stromatolithique phosphaté. Ce nouveau gisement constitue un relais tout à fait logique dans la distribution spatiale des encroûtements microbiens du Crétacé moyen esquissée par DELAMETTE (1988, p. 95-97 ; 1990, p. 99-100), depuis les Tatras (Pologne) au domaine bétique (Espagne). D'autres encroûtements stromatolithiques recouvrent certaines surfaces durcies sur les bordures Sud et Sud-Est du bassin vocontien, comme nous le verrons plus loin.

Au-dessus du "béton phosphaté" se développent les "grès verts". JACOB (1907) les a étudiés dans la vallée de la Fauge, près de Villard-de-Lans. Pour cet auteur, "ils sont constitués par des marnes sableuses, des sables glauconieux alternant avec des bancs de grès dont l'ensemble a plus de 50 mètres d'épaisseur. Stériles à la base, ils sont très fossilifères dans la partie moyenne et renferment une faune très monotone du niveau de la zone à *Mort. inflatum* (...)." Des épaisseurs de sable montrent un litage à lamination oblique et une "stratification entrecroisée" (FAUGERES *et al.*, 1970), ce qui atteste leur façonnement en dunes hydrauliques. Les mesures effectuées par FAUGERES *et al.* (*ibid.*, p. 78) sur les structures de progradation de ces sables indiquaient un sens Est-Sud-Est. Près de la vallée de la Bourne, à leur "partie tout à fait supérieure, ils se chargent de petits galets de quartz, de débris calcaires et de nodules de phosphate de chaux" parmi lesquels JACOB a trouvé des moules de *M. bergeri* (Vraconien supérieur). Ce niveau supérieur est connu dans la vallée du Vercors, de Rousset à la Balme-de-Rencurel, avec un bon gisement fossilifère près de Saint-Agnan (JACOB, p. 203), ainsi que dans la vallée transversale de la Vernaison et dans le vallon Nord-Nord-Est qui, par le Briac et les Combettes, rejoint la vallée de la Bourne. Une riche faune a été trouvée au Briac, avec de très nombreux exemplaires de *M. bergeri* (*ibid.* p. 204).

Les couches fossilifères fournissent ainsi quelques contraintes temporelles pour le façonnement des sables. Ils seraient au minimum plus récents que l'Albien inférieur, et très vraisemblablement, plus récents que la base de l'Albien moyen. D'autre part, leur mise en place prendrait fin au cours du Vraconien.

### 2.1.3. Grande Chartreuse

Dans ce massif, et d'une manière semblable au Vercors, l'Albien n'est représenté que par un mince cordon conglomératique de nodules et de fossiles phosphatés emballés dans un ciment grés-glaucouneux (THIEULOY & GIROD, 1964) qui, sporadiquement, est disposé soit au toit de la "Lumachelle", soit sur la surface durcie de l'Urgonien. Localement sont intercalées des marnes à orbitolines (*Orbitolina* (*Palorbitolina*) *lenticularis*).

<sup>15</sup> ou de leur partie supérieure, selon DELAMETTE (1994, p. 111).

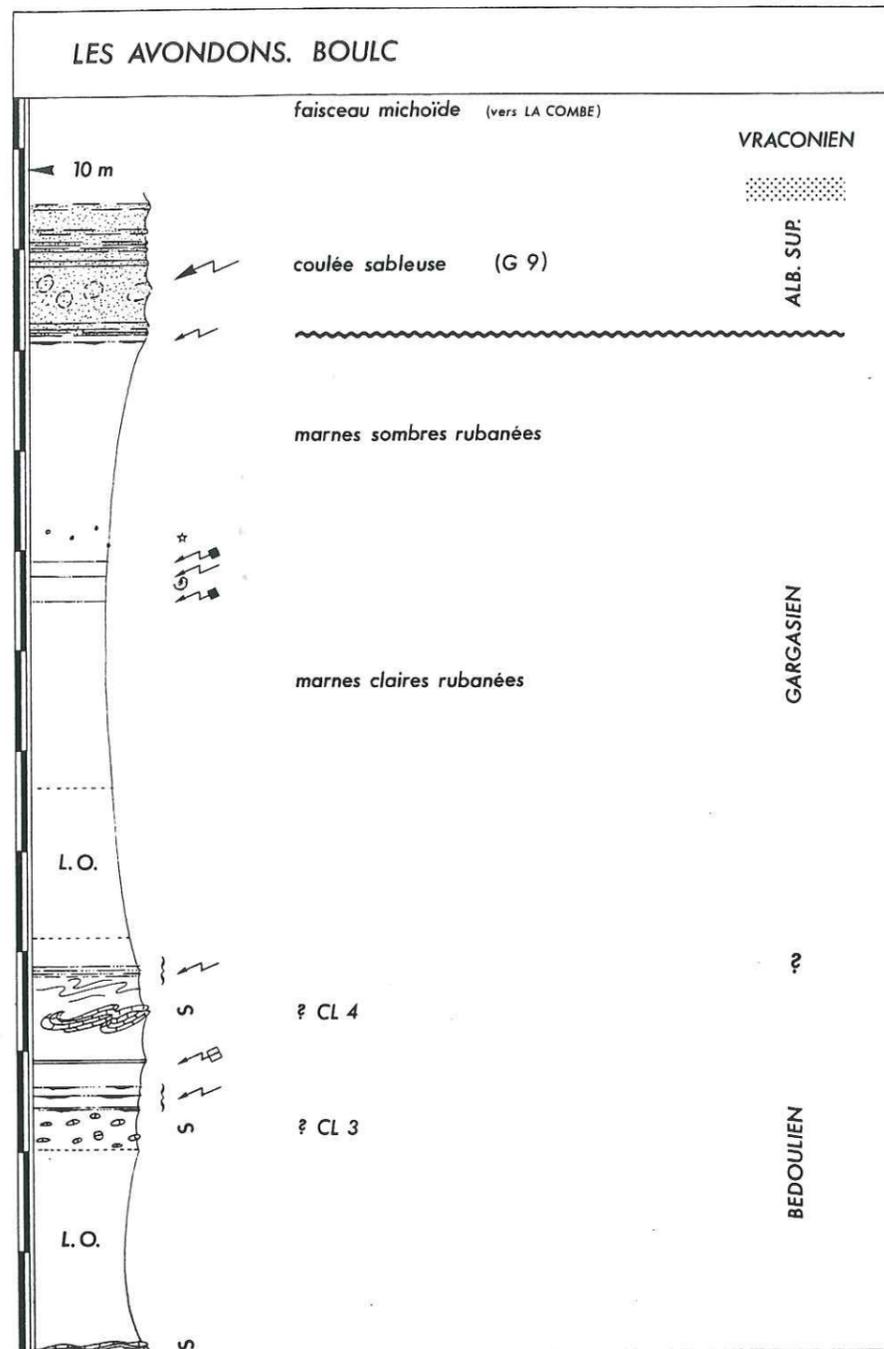


Fig. 51. Les Avondons (près de Boulc). Lithostratigraphie.

On doit à BREISTROFFER (1933) l'étude de quatre gisements. Trois sites (Rochepleine, La Ruchère et les Granges du Cucheron) "fournissent des fossiles remaniés de conservation médiocre, appartenant à toutes les subdivisions essentielles de l'Etage Albien." Le gisement de la Frassette contiendrait une faune plus homogène du Clansayésien et de l'Albien inférieur. THIEULOY & GIROD (1965) ont étudié trois autres affleurements. Pour les Prairies du Charmant-Som, ils précisent que le conglomérat phosphaté ("Béton"), à fossiles brisés et roulés (25 cm) reposant sur la Lumachelle (10-12 m) se trouve dans une matrice calcaréo-marneuse blanchâtre qui "témoigne d'un remaniement du cordon fossilifère à la base de la sédimentation sénonienne." Au col de Mauvernay, la partie supérieure de la Lumachelle, assez grossière, livre des débris de stromatopores et de polypiers et se termine par une surface durcie "rubéfiée." Le conglomérat phosphaté (15 - 20 cm) livre des fossiles constitués de moules internes clairs, usés, emballés dans une matrice calcaréo-grésoglaucieuse. Il est surmonté par les lauzes "sénoniennes." Les deux gisements contiennent en abondance des fossiles de l'Albien inférieur de la zone à *Tardefurcata*, cependant on y trouve aussi quelques rares spécimens du Clansayésien (faune de Clansayes), de la zone à *Mammillatum* et de la base de *Inflatum* ? (un exemplaire de ?*Prohysterocheras goodhalli*). Les auteurs signalent au col de Bellefond un petit gisement constitué de quelques blocs d'un conglomérat à nodules et fossiles bruns, phosphatés, et à matrice calcaréo-grésoglaucieuse, à faune d'âge vraconien supérieur (*Ostlingoceras puzosianum*, *Lechites gaudini*). Ces différents sites montrent que sur un ensemble dunaire en lambeaux irréguliers remaniant des sables bioclastiques, reposent des placages très peu épais, et localisés, de reliques phosphatées, mélangées de plusieurs horizons condensés clansayésiens et albiens, maintes fois remaniés et ce probablement jusqu'au Sénonien.

#### 2.1.4. Diois septentrional (rive droite de la Drôme)

##### *Boulc, les Avondons - les Tatins (synclinal de Glandage-Creyers) (fig. 51).*

Aux environs de Boulc, selon ARNAUD (1979, p. 15) "les marnes gargaso-albiennes reposent sur des assises appartenant à différents niveaux du Barrémien supérieur. Le contact entre ces deux formations est stratigraphique et correspond à une surface de décollement synsédimentaire responsable de la disparition presque totale du Barrémien supérieur et du Bédoulien dans ce secteur"

Près des Avondons, selon mes observations, la base de la série est masquée sur 15 à 20 m par une prairie. Le premier terme visible correspond à une coulée boueuse à blocs (débrite) de calcaire bédoulien (équivalent probable de CL 3) : épaisseur 5 m. Sur quatre mètres suivent des turbidites silicoclastiques et des calciturbidites (finement laminées), puis vient une autre coulée épaisse de 9 m, à blocs calcaires resédimentés plurimétriques (équivalent probable de CL 4). Les calcaires lités à silex jadis décrits par LORY et SAYN (1895) dans le secteur de Glandage et interprétés par ARNAUD (1979, p. 18) "comme des paquets glissés (olistolithes) de calcaires bédouliens" appartiennent probablement à l'une des coulées corrélées avec CL 3 ou CL 4. Après une petite épaisseur de marnes bleues, la couverture végétale masque la série sur une quinzaine de mètres. Au-dessus, des marnes bleues affleurent sur 45 m environ. D'abord assez claires, avec une cyclicité relativement visible, elles s'assombrissent et quelques turbidites centimétriques, parfois pyritisées, s'intercalent. De rares nodules phosphatés et barytiques s'y rencontrent dans la partie moyenne, ainsi que des ammonites pyriteuses caractéristiques de l'Aptien moyen de la zone à *Subnodosocostatum*, de notre unité 3 A, infra-Fallot (*Diadochoceras pretiosum*, *Calliphylloceras guettardi*, *Eotetragonites bliouxensis*, dét. DELAMETTE). Ces marnes sont recouvertes par un corps sableux, de l'ordre de 10 à 20 m d'épaisseur, homogène, mais renfermant de fréquents sphéroïdes gréseux ; il correspond à une coulée sableuse en masse ("fluxoturbidite"). Au contact, les marnes sont très chargées d'oxydes de fer et de cristaux de gypse en rosettes du fait de l'altération actuelle. Les couches sus-jacentes sont en lacune d'observation (surfaces occupées par des prairies ou des bois). Cependant, l'affleurement situé en face de La Combe, près de Boulc, permet d'observer environ quinze mètres au-dessus du toit des grès, des couches laminées à *Ostlingoceras puzosianum*, intercalés dans des horizons à miches calcaires du sommet du "faisceau michoïde". Il s'agirait de la base du niveau Breistroffer (Vraconien). Pour MOULLADE (1966, p. 298), les marnes sous-jacentes aux grès sont d'âge Albien inférieur (toit de la sous-zone à *Ticinella bejaouaensis* et *Pleurostomella subnodosa*). Etant donné le contexte lithostratigraphique, cette attribution paraît conjecturale, et supposerait une discontinuité non décelée dans les vingt mètres de

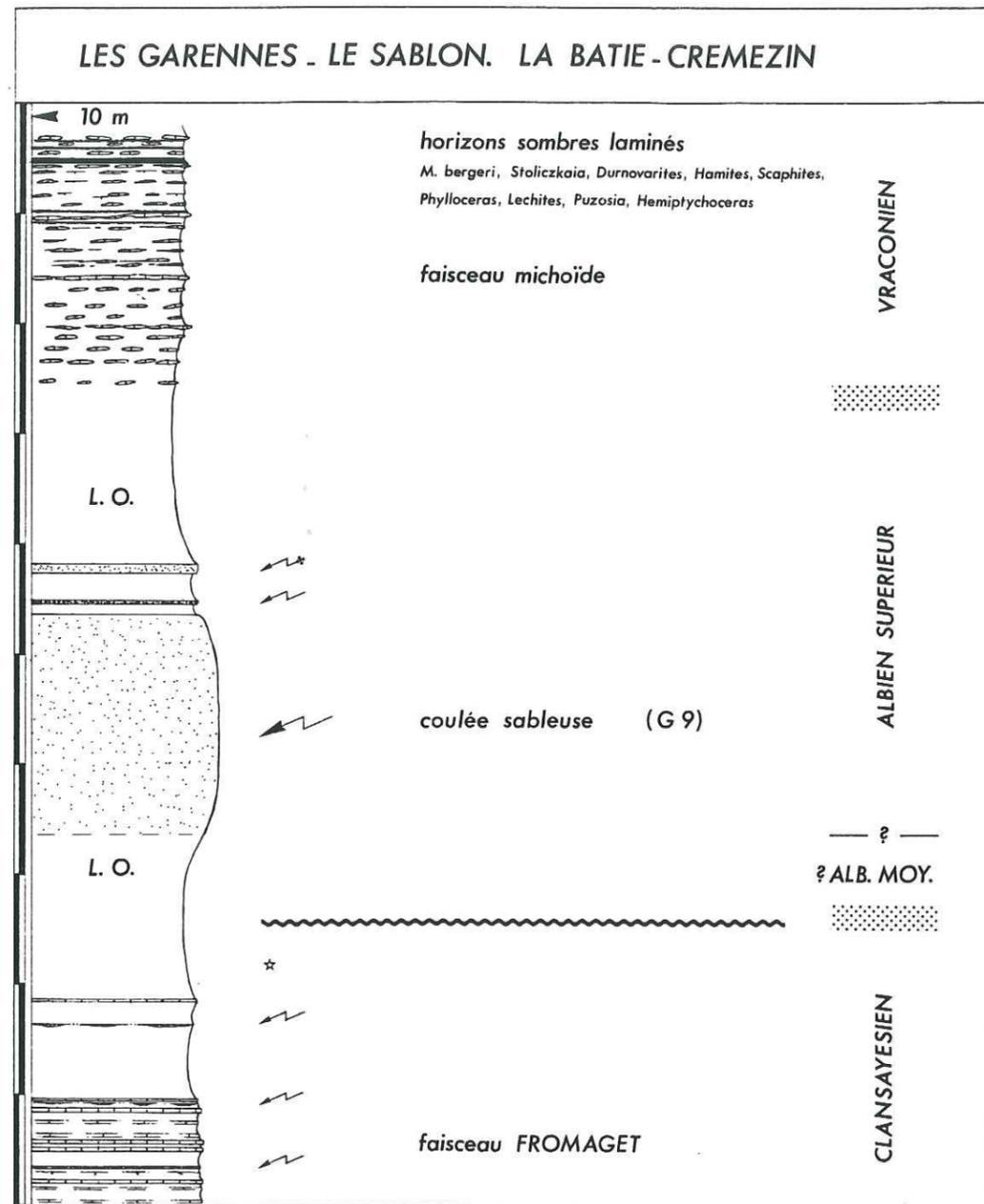


Fig. 52. Coupe composite basée sur les affleurements des Garennnes et du Sablon (la Bâtie-Crémezin). Lithostratigraphie.

marnes sous-jacentes aux grès ; elle n'est évidemment pas à écarter. Pour le même auteur, le sommet correspondrait à la limite de l'Albien supérieur et du Vraconien.

**La Bâtie-Crémezin : Le Sablon ; les Garennnes (fig. 52).**

Dans le synclinal de la Bâtie-Crémezin, la série aptienne sous le faisceau Fromaget est très mal observable du fait du couvert végétal. FLANDRIN (1970 ; notice de la carte géologique Luc-en-Diois au 1/50.000) signale dans la partie Nord-Est du synclinal un "conglomérat à galets de calcaire bédoulien" à la base des marnes bleues. Il s'agit probablement d'une des coulées à blocs corrélables avec CL 3. Pour le reste de l'Aptien, le lecteur peut se référer aux descriptions données pour la série du Serre Chaitieu (§ 1.1.1) qui ne se trouve qu'à quatre kilomètres à l'Ouest.

Aux Sablons et aux Garennnes, les grès massifs, riches en glauconie, dont la puissance (variable) peut atteindre 30 m, surmontent les marnes clansayésiennes (unité 9) à nodules barytiques (hérissons) une vingtaine de mètres au-dessus du faisceau Fromaget. Le contact "fluxoturbidite"-marnes clansayésiennes est invisible ; l'éventualité de la présence d'Albien moyen n'est pas à écarter. Quelques mètres de marnes silteuses, et deux turbidites pluridécimétriques font suite. Les marnes n'ont livré aucune macrofaune ni microfaune. Après une quinzaine de mètres d'une lacune d'observation, se développe le faisceau michoïde (unité 13) qui comporte en son sommet les premières laminites du niveau Breistroffer, très riches en ammonites (avec notamment des *Stoliczkaia*). Les terrains sus-jacents sont en lacune d'observation.

Pour MOULLADE, la base de la barre gréseuse coiffe les marnes appartenant au toit de la sous-zone à *Ticinella bejaouaensis* ; son sommet est d'âge Albien supérieur *s. stricto*.

**Le Serre Chaitieu (synclinal de Lesches-en-Diois).**

Une description détaillée de cette coupe ayant été donnée en section 1.1.1, nous précisons seulement quelques détails concernant le sommet du serre. Ce dernier présente un stade d'érosion parvenu environ dix mètres au-dessus du faisceau Fromaget. L'existence d'une coulée sableuse ("fluxoturbidite") dans une position stratigraphique équivalente à celle de la Bâtie-Crémezin est attestée par la présence de dykes gréseux profonds (certains traversent le faisceau Fromaget), remarqués depuis longtemps par RUTTEN & SCHONBERGER, 1957). De nombreux nodules barytiques parsèment les marnes clansayésiennes de l'unité 9, au voisinage du niveau Jacob.

Pour MOULLADE (1966) les marnes sommitales sont d'âge Albien inférieur (nous avons vu dans la section 1.1.1 qu'elles devaient être considérées en fait comme clansayésiennes).

**Gigors : Paruel, les Blaches (fig. 53).**

La série exposée se développe sur plus de 200 m sur le flanc Nord de la butte de Saint Pancrace. Le contact avec le substratum (Aptien inférieur ?) calcaire est en lacune d'observation. Vingt à vingt cinq mètres de marnes à nombreux délits finement gréseux bio-silicoclastiques sont observables. Un certain nombre constituent le remplissage de vastes chenaux (signalés par FRIES et BEAUDOIN, 1985). Le dernier chenal, de quelque cinq à six mètres de profondeur, est particulièrement bien visible, car les délits qui forment son remplissage sont très indurés. Il s'agit de couches blanchâtres, finement laminées, constituées d'une accumulation de spicules d'éponges (ce sont des spongolithes et non des calcaires comme l'indiquent FRIES et BEAUDOIN, *ibid.*). Ce type de sédiment bio-silicoclastique à spicules se poursuit sur une quinzaine de mètres au-dessus du chenal, mais les séquences de vase spongolithique resédimentée sont complètement bioturbées (la silicification diagénétique souligne la forme des terriers).

Des marnes silteuses à fréquents délits un peu calcaires (espacés de 0,5 à 2 m) succèdent ensuite, sur une trentaine de mètres. La sédimentation se poursuit sur environ 80 m avec le même type de faciès, les indurations plus calcaires pluridécimétriques étant toutefois nettement plus espacées (tous les 6 à 10 m). A quelque 15 m du sommet de ces marnes, une profusion de boules calcaires ichnoïdes crible le sédiment sur un intervalle de huit mètres. Leur taille est généralement de 4 à 5 cm. Quelques concrétions "columnaires" atteignent cependant le demi-mètre. Ensuite viennent soixante-dix mètres de marnes silteuses intercalées de bancs grésocalcaires parfois en doublets. Le premier doublet, d'environ un mètre d'épaisseur, est intensément bioturbé. Entre huit et trente mètres au-dessus de ce doublet de nombreux sphéroïdes calcaires décimétriques à pluridécimétriques parsèment le sédiment. Certains ichnoïdes constituent des structures semblables à des racines qui se déploient sur un à trois mètres. Ils rappellent les terriers à manchon calcaire

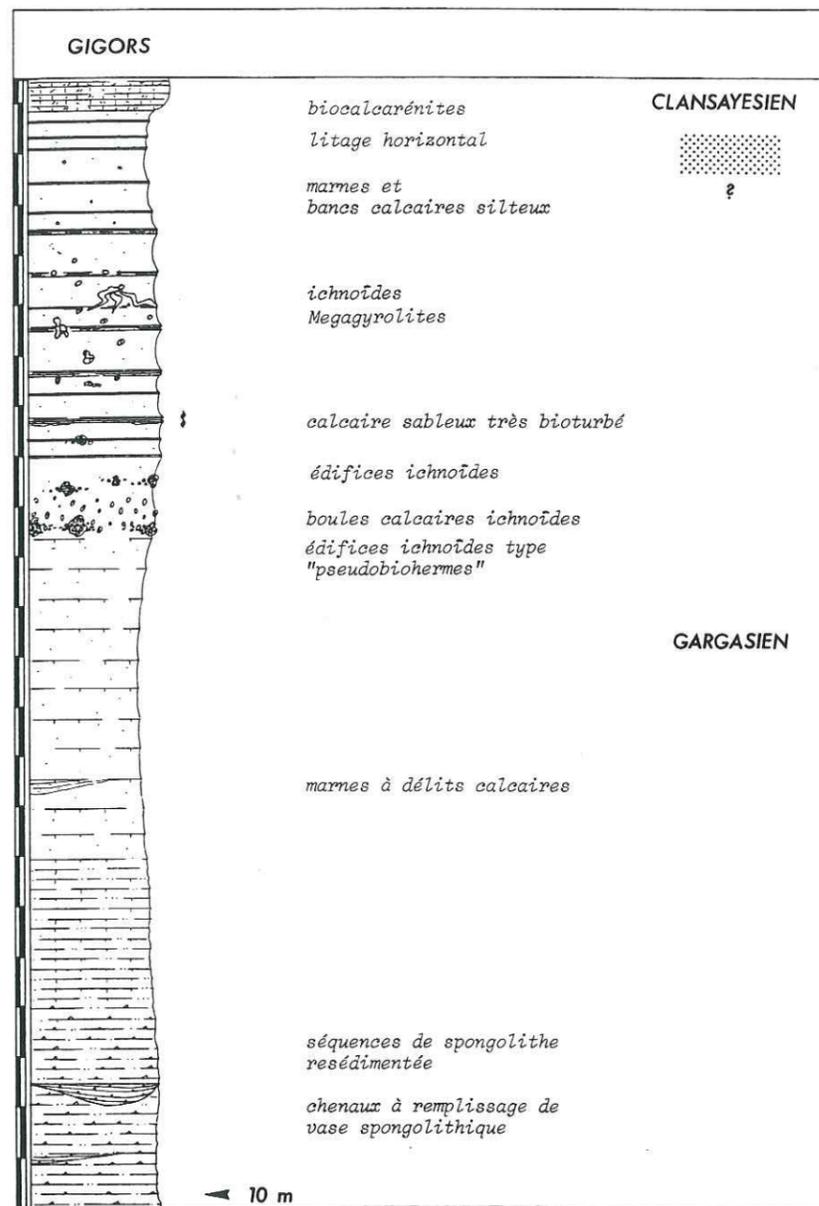


Fig. 53. Paruel (Gigors). Lithostratigraphie.

diagénétique décrits par GAILLARD (1980) dans le Valanginien de l'Ardèche et nommés *Megagyrolites*. L'auteur suggère leur façonnement par des crustacés (Callianassides). ROBASZYNSKI *et al.* (1990) livrent une illustration (pl. 5, fig. 5-6) d'ichnoïdes comparables dans la formation Aleg du Turonien de la Tunisie centrale. On rencontre également des amas noduleux de plus d'un mètre de hauteur, semblables aux "pseudobiohermes" décrits par ROLIN *et al.* (1990) et GAILLARD *et al.* (1992) dans l'Oxfordien des Terres noires. Cependant ils ne renferment pas de macrofossiles. Quelques sphéroïdes se rencontrent encore une quinzaine de mètres sous le sommet. Pour FRIES et BEAUDOIN (1985) "une ammonite récoltée à la base de cette unité indique un âge clansayésien ; la microfaune (...) attribuée au Gargasien non terminal (zone à *algeriana*) les amas carbonatés sous-jacents". L'ensemble est coiffé par une "barre de calcarénite" d'environ 10 m d'épaisseur dans laquelle FRIES et BEAUDOIN (1985) voient l'équivalent de la "lumachelle" du Vercors (Clansayésien).

Selon FRIES et BEAUDOIN (*ibid.*, p. 104), au hameau de la Rivière situé deux kilomètres au Nord-Nord-Ouest de l'affleurement des Blaches, les calcaires barrémiens sont affectés par une faille N 45°. La barre calcarénitique clansayésienne ne serait pas affectée par cet accident. Le compartiment septentrional comporterait une série marneuse gargasienne beaucoup moins épaisse que celle observée aux Blaches. Il s'agirait, selon les auteurs, "d'une modalité possible de la transition entre le bassin et la zone haute du Vercors."

#### Le Plan-de-Baix

Au voisinage du Plan-de-Baix, PAQUIER (1900, p. 212-213) décrit un amincissement progressif des marnes vers le nord. Pour l'auteur, "en même temps, leur aspect change, elles deviennent verdâtres et ont une tendance à l'ensablement." Elles disparaissent au niveau du hameau de la Vacherie, un cordon phosphaté albien repose alors directement sur l'Urgonien. PAQUIER (p. 214, fig. 5) a observé une évolution tout à fait similaire depuis Gigors jusqu'à Sagnol. Les marnes s'amincissent et se chargent en sable ; elles disparaissent à la latitude des Combes. Sur le plateau, près de Sagnol, la "lumachelle" repose directement sur l'Aptien inférieur à faciès urgonien, et supporte le cordon phosphaté. L'auteur précise "(qu') on y voit avec la dernière netteté la terminaison en biseau des marnes aptiennes et les passages latéraux."

#### Beaufort-sur-Gervanne, (fig. 54)

Dans la région située entre Crest, Beaufort-sur-Gervanne et Saillans, FERRY et FLANDRIN (1979) ont mis en évidence une large zone caractérisée par une lacune impliquant l'Aptien inférieur et le Barrémien supérieur, voire localement le Barrémien inférieur (fig. 54). Un exemple caractéristique est fourni, au Nord-Est de Beaufort-sur-Gervanne (*ibid.* p. 80, fig. 3 ; FERRY, 1988, fig. 15 ; FERRY, *in* FERRY et RUBINO, 1989 (1990), fig. 56), par une surface de dénudation du Barrémien inférieur consécutive à l'arrachement des sédiments du Barrémien supérieur et Aptien inférieur. Ces sédiments ont été entraînés dans plusieurs coulées boueuses (à blocs) au Barrémien supérieur (coulées 1 et 2) et au Bédoulien (coulées 3 et 4). Les marnes gargasiennes reposent en effet directement sur le Barrémien supérieur par l'intermédiaire d'un "pseudo-hardground" à longs sillons d'érosion sub-parallèles, d'orientation générale Nord-Nord-Ouest - Sud-Sud-Est. (cf. FERRY et FLANDRIN, 1979, p. 80-81). Un peu plus au Sud, à Cobonne, la lacune est encore plus importante puisque les marnes gargasiennes reposent sur l'Hauterivien supérieur (*ibid.*). Aux Berthalais, des olistholithes hectométriques de Bédoulien sont observés par les auteurs sur ce substratum ancien. La coïncidence entre les arrachements de talus et le dispositif de failles est soulignée par FERRY et FLANDRIN (*op. cit.* p. 88), le fonctionnement synsédimentaire de ces accidents ayant été montré par ARNAUD *et al.* (1978). A l'origine sismique supposée pour les écroulements en masse par FERRY et FLANDRIN (1979), l'hypothèse de la conséquence d'abaissements du niveau marin est substituée depuis quelques années (FERRY, 1988 et 1990).

#### 2.1.5. Conclusions relatives au secteur Nord.

Les faciès de plate-forme (dunes hydrauliques, horizons condensés à phosphorites) sont restreints au Vercors et à la Chartreuse; ils surmontent de manière typique les calcaires de la plate-forme carbonatée urgonienne. Les faciès distaux, quant à eux, sont très fins, non silteux ou sableux, à part les couches resédimentées, et ce, excepté dans la région de la Gervanne (Est de Crest), où les marnes, chargées en bioclastes (notamment spicules d'éponges) et en silts et sables,

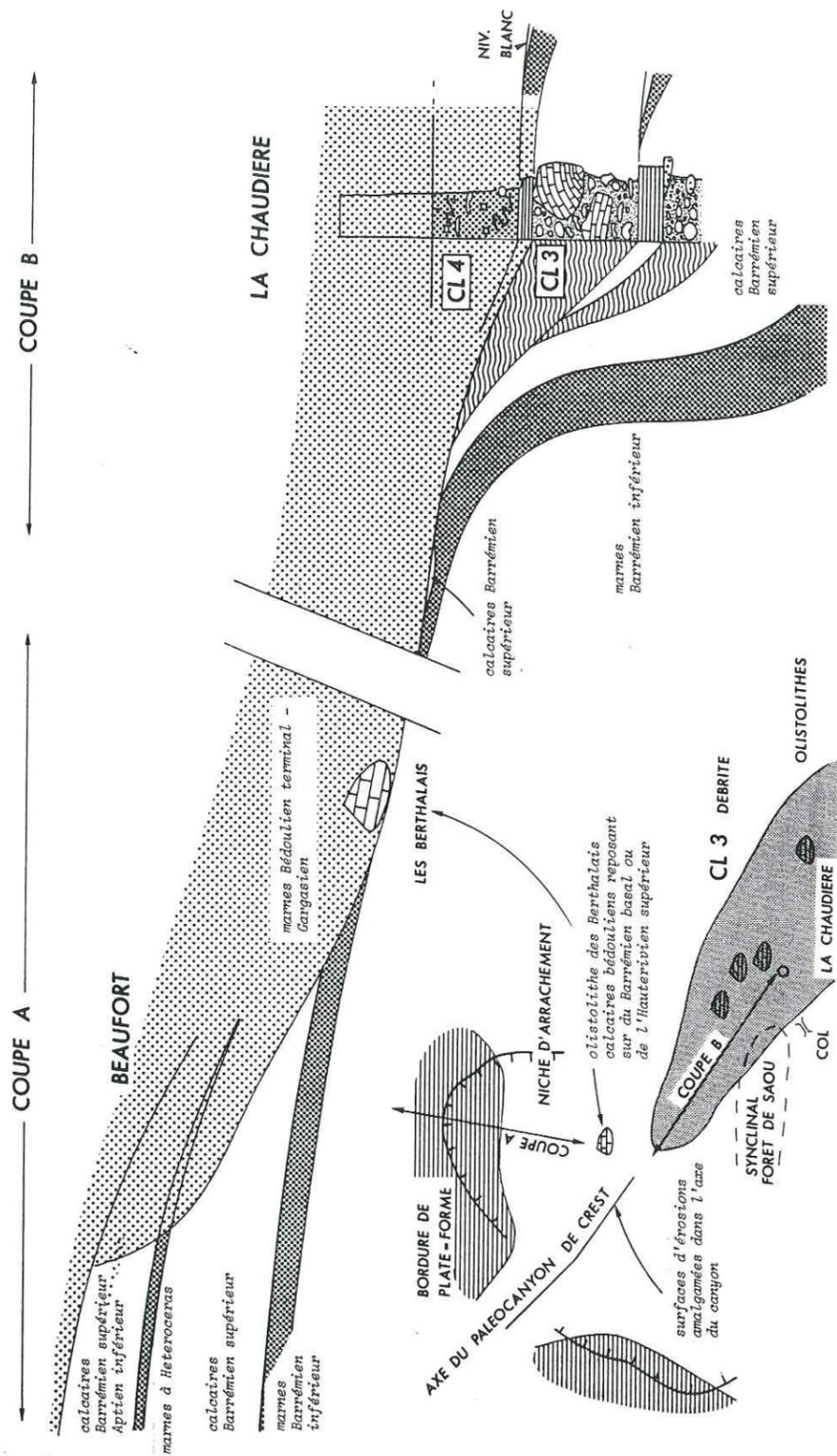


Fig. 54. Disposition des dépôts du Barrémien et de l'Aptien inférieur sur la bordure Sud-Ouest de la plate-forme du Vercors. Troncature de la série par d'importants glissements et coulées boueuses à blocs. La zone d'arrachement se reconnaît au Nord-Ouest (région de Beaufort), alors que la zone d'accumulation s'observe au Sud-Est (région de la Chaudière et au-delà). D'après FERRY (1990, fig. 56).

revêtent un cachet hémipélagique. Les régions du Diois occidental (Est de Crest) et du Diois oriental (Lesches-en-Diois), en tant que zones de talus (reliant la plate-forme du Vercors au bassin vocontien) constituent des lieux d'écroulements sédimentaires caractérisés à l'Aptien inférieur (FERRY et FLANDRIN, 1979 ; ARNAUD, 1979) et à l'Aptien moyen (cette étude).

L'Aptien marneux offre son faciès typique de bassin dans le Dévoluy et le Diois, avec le niveau Goguel, puis le faisceau marno-calcaire du niveau blanc. Les résédiments sont fréquents, notamment les turbidites, particulièrement abondantes dans le Dévoluy. Les sédiments gargasiens sont partout assez bien représentés, que ce soient des marnes fines dans le Dévoluy, le Diois, ou des marnes silteuses dans la région de Crest. Le faciès marnes silteuses un peu glauconieuses est même développé dans le Sud du Vercors (marnes de la Vernaison). L'Albien inférieur-moyen est seulement représenté par des horizons condensés remaniés dans le Vercors, alors qu'il est sous faciès "black shale" dans le Sud-Ouest du Dévoluy. L'ensemble de cet intervalle est complètement absent dans le Diois septentrional, fait imputable à une condensation, à une érosion ou aux deux phénomènes. A l'Albien moyen élevé et l'Albien supérieur (zone à *Inflatum*), des dunes sous-marines remanient des sables quartzeux (clansayésiens ?) et les draperies glauconieuses de l'Albien inférieur-moyen dans le Vercors. Ces sables sont injectés sous forme de turbidites dans le Diois. Au Vraconien : nouvel épisode de condensation à phosphorite dont on retrouve les reliques dans le Vercors, et développement des *black shales* du Breistroffer dans le Dévoluy et le Diois.

*2.2. Secteur Ouest*

## 2.2. SECTEUR OUEST

### 2.2.1. Bordure ardéchoise (Bas-Vivarais)

Mes observations étant très ponctuelles dans cette zone, nous nous en remettons, pour l'essentiel aux descriptions données dans la littérature. La série du Crétacé moyen peut être étudiée dans trois régions : le Teil-Viviers, la vallée de la Tave et Salazac. L'esquisse d'une coupe synthétique de la série est fournie en fig. 55.

#### Le Teil, Viviers

Comme le faisait remarquer JACOB en 1907 (p. 168), "les environs du Teil sont (...) le point le plus septentrional où l'on trouve du Crétacé moyen sur la rive droite du Rhône."

SORNAY (1962) indique, vers Saint-Montant, que des "grès calcaires et calcaires gréseux tendres, jaune verdâtre, devenant plus bruns et plus durs au sommet" (6 à 8 m d'épaisseur) reposent sur la surface durcie de l'Urgonien (les calcaires de Lafarge) dont le sommet serait Bédoulien inférieur (*ibid.*, p. 212). Ils livrent "des ammonites de grande taille : *Ancyloceras* sp., *Ammonitoceras* sp., *Puzosia* sp., et grandes *Exogyra aquila* (d'Orb.)." SORNAY observe au-dessus "une couche très mince (0,10-0,20 m) de grès calcaire verdâtre, tendre." Cette couche très fossilifère lui a fourni des moules d'ammonites "en grès calcaire glauconieux dur, peut-être légèrement phosphaté", entre autres : "*Dufrenoya* aff. *lurensis* Kil." et "*Chelonicerias* (*Epicheloniceras*) cf. *martini* v. *occidentalis* (Jacob)." Cette faune, eu égard aux travaux de CASEY (1961), lui suggère représenter la base du Gargasien.

Au voisinage du Teil, la série du Bédoulien supérieur est épaisse puisque KILIAN (1915) l'estime à 100 m. L'ensemble comprend les marnes de la Violette (50 m) et les grès à *Prochelinoceras* (environ 20 m). Au-dessus du pont de l'Escoutay, SORNAY (1961) a récolté dans ces grès, entre autres : *Puzosia* cf. *matheroni*, *Prochelinoceras* sp., *Ancyloceras* sp. Au Sud de Saint-Montant, les épaisseurs sont importantes, avec une quinzaine de mètres dans les environs de Bourg-Saint-Andéol selon CAREZ (1882, p. 100) et ROMAN (1950, p. 85).

La série se poursuit par des terrains plus largement représentés dans l'ensemble de la région. A la suite des travaux des auteurs, elle peut se décrire de la manière suivante. En premier lieu, affleurent plus de quarante mètres de marnes bleues du Gargasien basal (à nodules pyriteux) qui deviennent sableuses vers le sommet. Elles passent à des sables et des bancs gréseux verdâtres d'une épaisseur de 20 m. Ces sédiments renferment de "nombreux nodules branchus" (JACOB, 1907, p. 171) représentant vraisemblablement des terriers, et se chargent en "débris calcaires" (*ibid.*). Au-dessus viennent des calcaires gréseux bioclastiques à échinides, constituant l'ensemble de quelques mètres d'épaisseur qualifié de "couches zoogènes à *Discoïdées* et *Orbitolines*" par JACOB (*ibid.*). Cette assise est surmontée par des sables et grès verts à grandes bélemnites rapportés au Gargasien supérieur (SORNAY, 1943); leur puissance peut atteindre 80 m selon LORENCHET de MONTJAMONT (1979, notice de la carte géologique au 1/50.000 Montélimar). Suivent alors des calcaires gréseux (40 m), datés du Turonien inférieur par PORTHULT (1974), à la base desquels se trouve un banc de 1,50 m d'épaisseur riche en nodules phosphatés. Pour SORNAY (1943), il s'agit, au quartier des Mieux, d'un "poudingue cénomanien à ciment très grossier, avec nombreux galets de quartz atteignant jusqu'à 2 cm, rognons ferrugineux ou phosphatés et fossiles roulés du Gault". L'auteur précise que son épaisseur est très variable, de 0 à 3 m sur moins d'une centaine de mètres. Comme le montre SORNAY (1944), les faunes remaniées d'horizons condensés du Clansayésien (faune de Clansayes à *Diadochoceras nodosocostatum*) et du Vraconien supérieur (à *Mariella bergeri*) sont abondantes, cependant, l'auteur constate en 1950 (p. 42-43) que "les autres zones de l'Albien (...) sont pourtant représentées."

L'Aptien inférieur, dans cette région, est donc à cheval sur deux faciès fort différents : (1) l'Aptien inférieur élevé (Bédoulien supérieur) à faciès bio-silicoclastique (grès calcaires), équivalent possible du faisceau du Niveau blanc dans le domaine bassin ; (2) celui-ci repose, par l'intermédiaire d'un *hardground*, sur l'Aptien inférieur basal (Bédoulien inférieur) à faciès Urgonien de plate-forme carbonatée. On constate que l'Aptien moyen basal évolue depuis des marnes à faciès réducteur vers des faciès sableux. Entre ce Gargasien et le Turonien (16 millions d'années ?), les seuls témoins de l'activité sédimentaire sont fournis par des moules phosphatés d'ammonites (ainsi que d'autres mollusques et brachiopodes) constituant les reliques de niveaux condensés, remaniés dans un sable grossier attribué au Cénoomanien.



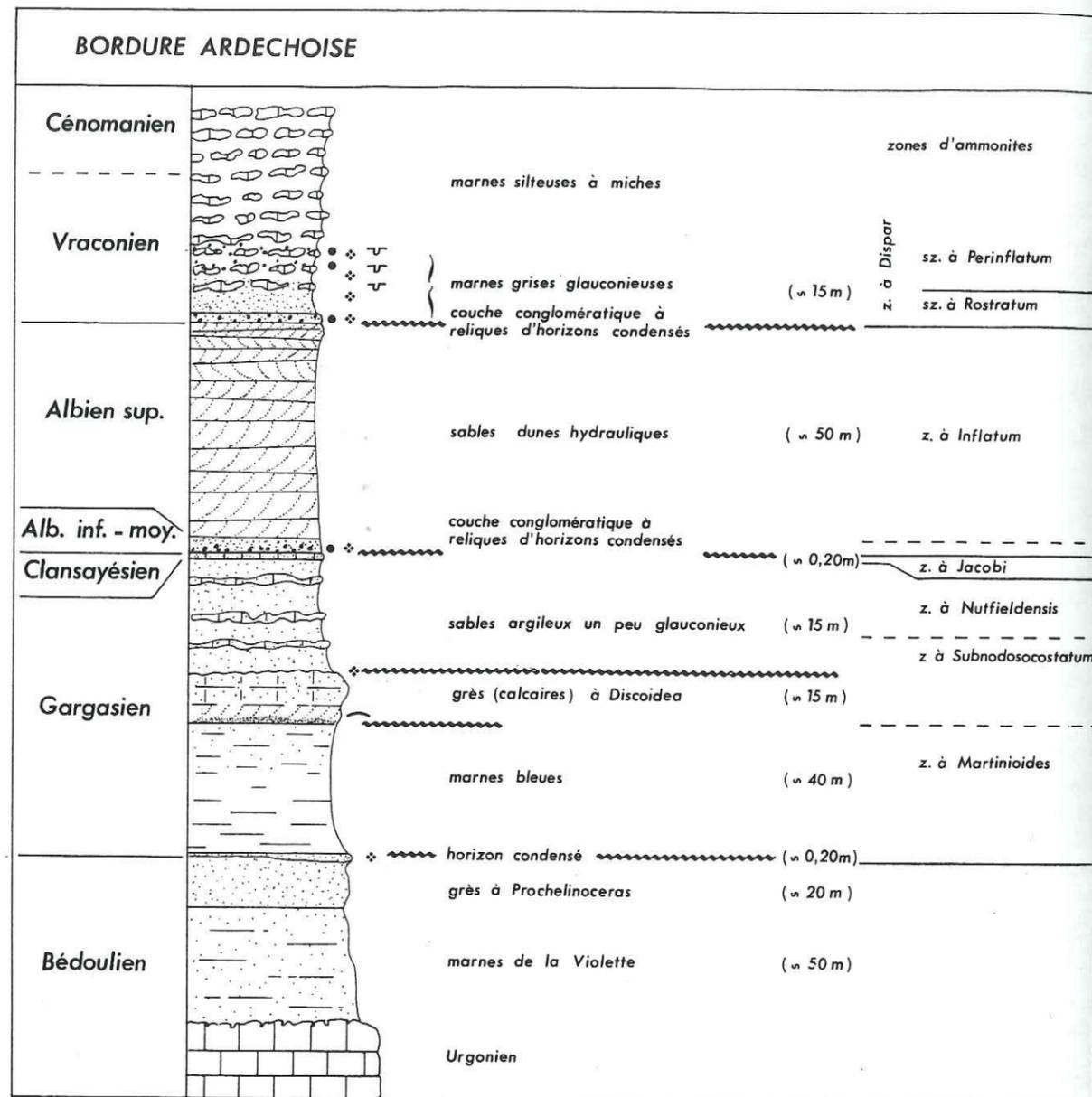


Fig. 55. Coupe synthétique virtuelle du Crétacé moyen sur la bordure ardéchoise, constituée à partir des données de la littérature (particulièrement de JACOB, BREISTROFFER, SORNAY, CONTE, LATIL). Compte tenu des très importantes variations latérales, une partie des unités lithologiques peut faire défaut ; les épaisseurs sont données à titre indicatif. La zonation de la partie aptienne est due à CONTE, celle du Vraconien à LATIL.

### Vallée de la Tave, Pognadoresse

Le contact du "Crétacé moyen" avec le substratum calcaire bédoulien n'est pas observé. Au-dessus de couches de bases non caractérisées dans les environs de Pognadoresse, la succession lithologique est très comparable à celle évoquée dans la région de Viviers - Le Teil. Les travaux de CONTE (1985) permettent d'affiner l'interprétation stratigraphique. Malgré les affleurements disparates il est possible d'estimer une épaisseur d'au moins 25 m de marnes silteuses gris-bleu, bioturbées, au Nord de Pognadoresse. Elles ont livré à CONTE (*ibid.*) *Salfeldiella guettardi*, *Prychoceras laeve* et *Epicheloniceras martini* ; il place ces marnes dans la zone à *Martinioides*. Elles sont surmontées par l'assise des "Grès et calcaires à Discoïdes et Orbitolines" (de SARRAN d'ALLARD, 1884) formant corniche sur 5 à 8 m. Ils ont fourni *E. subnodosocostatum* en leur sommet. Au-dessus, des sables argileux ("marnes gréseuses") et des grès glauconieux en bancs de 0,20 à 0,80 m se succèdent irrégulièrement sur une épaisseur estimée à 15 m par CONTE. Ils livrent des *Parahoplites*, dont *P. nutfieldensis*. Cette faune permet de les rattacher au Gargasien supérieur. Selon l'auteur, l'un des derniers bancs présente à sa surface de nombreux rostrés de bélemnites "incrustés dans le grès". Cette observation suggère une surface d'arrêt de sédimentation. Un banc calcaire de 0,20 m se superpose à ces sables. Conte en a extrait : *D. nodosocostatum*, *A. bigoureti* et *Nolanicerias sp.*, ce qui permet de le placer dans le Clansayésien. Il s'agirait de l'équivalent du "niveau de Clansayes". Ce banc est recouvert par les "sables verts" non datés.

Remarquons que l'horizon à *E. subnodosocostatum* est placé dans la zone à *Subnodosocostatum* par Conte (ainsi que l'ensemble des "grès à Discoïdes" et quelques mètres de sables argileux sus-jacents). "Cette subdivision", précise l'auteur, "correspond à la partie supérieure de la zone à *Cheloniceras (Epicheloniceras) martinioides* de Casey." Il correspondrait à l'horizon des Grèzes, près de Clansayes (voir plus bas), et serait pénécotemporain du niveau Fallois en domaine bassin. Par ailleurs, le banc calcaire clansayésien pourrait constituer un équivalent de la "faune de Clansayes" et de l'horizon à *Diadochoceras nodosocostatum* à la base du faisceau Fromaget, observable en plusieurs sites distaux.

J'ai observé, pour ma part, que les marnes grises de l'Aptien moyen sont coiffées par un banc de calcaire fin, blanchâtre, probablement d'origine diagénétique dont le sommet correspond à une surface d'omission. Sur celle-ci se trouvent des clastes pluricentimétriques de ce même calcaire, à surface perforée, et dont l'usure atteste un remaniement, ainsi que des rostrés de bélemnites usés (vers le Mas de Soullans). Il y aurait donc, entre le dépôt des marnes grises et celui des sables un arrêt de sédimentation. Au Sud de Cavillargues, les grès à *Discoidea* présentent des rides chevauchantes en phase qui correspondent probablement à des couches de tempête. Vers l'Ouest (au Mas de Soullans), le sable est davantage argileux et des lits d'argile sableuse sombre, bioturbée séparent certains bancs. Le sommet des grès est mal visible du fait de la couverture végétale. Toutefois, la glauconie semble assez abondante à ce niveau. Il est probable que l'exemplaire de *E. subnodosocostatum* observé par Conte provienne d'un niveau condensé postérieur à la mise en place des sables.

DAMIANI *et al.* (1980, notice de la carte géologique Pont-Saint-Esprit au 1/50.000) décrivent un Aptien inférieur argilo-carbonaté et gréseux. Ce sont "des calcaires argileux glauconieux bioclastiques parfois en plaquettes passant à des marnes calcaires plus ou moins sableuses à *Cheloniceras cf. cornuelli*, *Deshayesites sp.*, *Exogyra aquila*, *Plicatula sp.*, *Solanocrinites sp.* et Bivalves variés." De rares affleurements sont signalés au Nord de la Bruguière, ils seraient plus développés aux environs de Goudargues et Salazac.

Selon DAMIANI *et al.* (*ibid.*) "l'Albien débuterait par un niveau phosphaté (0,30 à 1 m) conglomératique, exploité anciennement à la Bruguière et au Nord de la dépression d'Hulias<sup>16</sup>. Des ammonites ont été signalées dans cette série, indiquant l'Albien basal (Zone à *Leymeriella*)". Il n'est malheureusement plus possible d'étudier le niveau phosphaté, car les mines, abandonnées depuis le début du siècle, sont à présent entièrement colmatées. Par ailleurs, je n'ai pu observer d'affleurements de ce niveau. Il est possible que l'Albien inférieur et moyen soit limité au seul niveau phosphaté évoqué dans cette notice - les marnes sableuses étant placées dans l'Aptien comme l'a démontré CONTE - les sables jaunes seraient d'âge Albien supérieur. Les conditions d'affleurement n'étant pas favorables, c'est dans la région de Salazac, située 17 km plus au Nord, que nous pouvons poursuivre notre description.

<sup>16</sup> Nord de Salazac, note de JGB

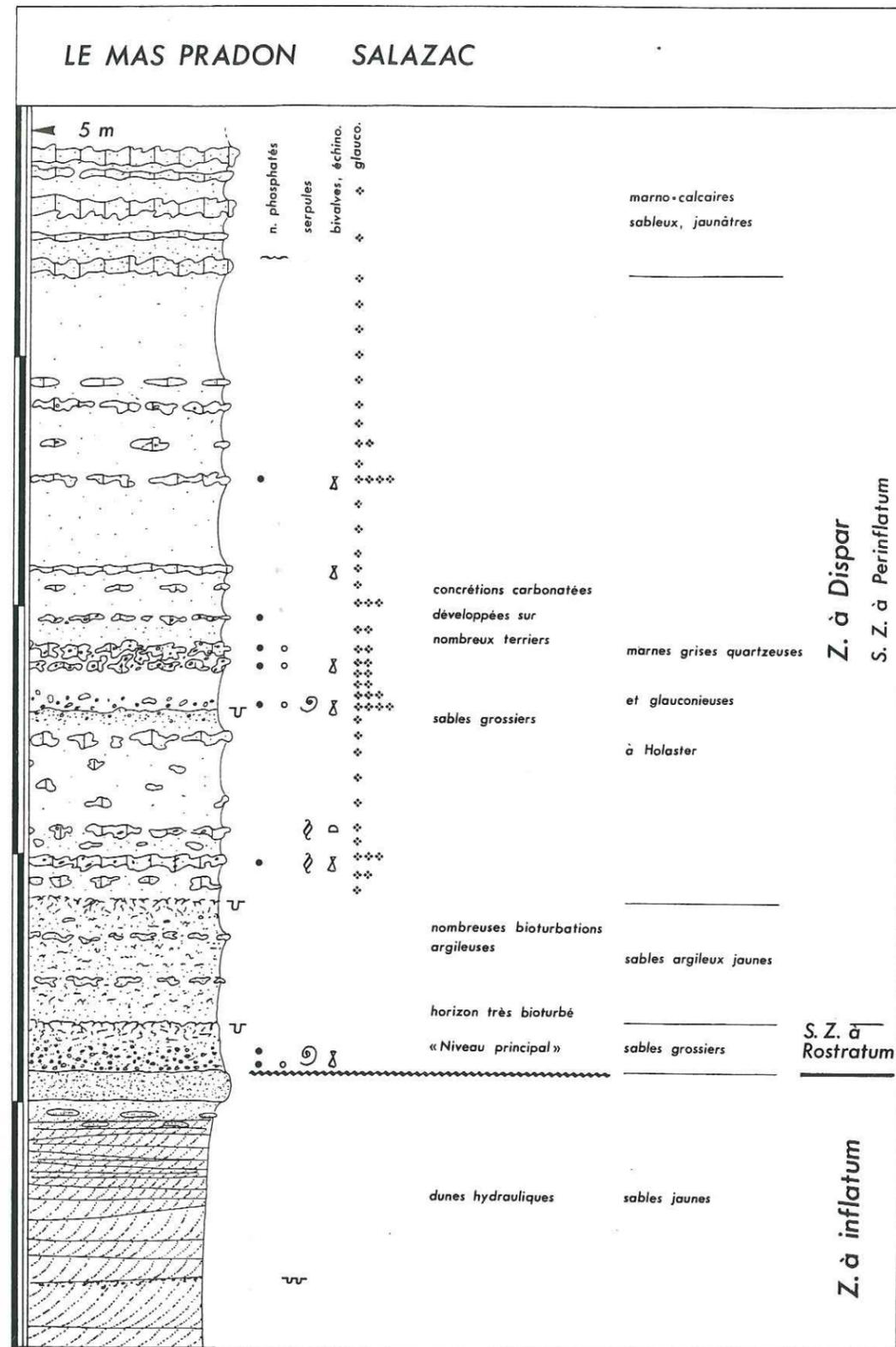


Fig. 56. Le Mas Pradon (Salazac). Niveau condensés de la zone à Dispar, d'après levés personnels et analyse biostratigraphique de LATIL (1989).

### Salazac (fig. 56)

Reprenant les descriptions de HEBERT et TOUCAS (1875), de DUMAS (1876) ainsi que de de SARRAND d'ALLARD (1884), la succession donnée par JACOB (1907, p. 172) est, pour la base, conforme à celle évoquée pour l'Aptien de la vallée de la Tave. Etant donné qu'un diachronisme substantiel est peu probable, les calcaires à Discoidées, selon les données de CONTE (1985), peuvent être considérés comme de l'Aptien moyen et non de l'Albien. Au-dessus de ces calcaires, en l'absence des sables du Gargasien supérieur ("zone à *Nutfieldensis*"), vient un horizon grés-glaucconieux de 0,50 à 2 m d'épaisseur, riche en nodules phosphatés ("cordon phosphaté"), notamment sous forme de moules d'ammonites dont les listes données par de SARRAND d'ALLARD (1884, p. 605-606) et JACOB (1907, p. 173) suggèrent nettement qu'il s'agit d'un horizon contenant à l'état remanié les reliques phosphatées de plusieurs niveaux condensés de l'Albien inférieur élevé et de l'Albien moyen (zones à *Mammillatum* et *Dentatus*). BREISTROFFER remarque cependant (1939, p. 79) la récolte en abondance par JACOB, à Hulias, "d'une espèce inédite d'*Hypacanthoplites* du groupe d'*H. elegans* (Frit.) Brst. et même d'un exemplaire d'*H. clavatus* (Frit.) Spath. sp., fossiles indiquant (...) probablement l'"Acanthoplitien" supér. (s.-z. à *H. Jacobi* Collet sp.)". Il s'agit donc de représentants du Clansayésien, peut-être s'agit-il de la "faune de Clansayes"? Cet horizon se situe à la base de sables dunaires subaquatiques (strates à litage oblique) dont l'épaisseur peut atteindre 50 m. Comme l'indique BREISTROFFER (*ibid.*), SAYN y aurait récolté un exemplaire de *Hysteroceras bucklandi* Spath, indiquant alors la sous-zone à *Auritus*.

Au-dessus de ces sables, une couche gréseuse et glauconieuse de 0,50 à 1 m, très riche en moules phosphatés d'ammonites (ainsi qu'en bivalves, gastéropodes et échinides), constitue le "gisement de Salazac" d'âge Vraconien inférieur, avec particulièrement *Stoliczkaia gardonica*, *Mortoniceras inflatum*, *Turrilitoides hugardianus*. Selon BREISTROFFER (1939, p. 80), "de mauvais fragments, très usés et presque méconnaissables, de fossiles remaniés de l'Albien inférieur<sup>17</sup> (*Phylloceras*, *Hypacanthoplites* devenus noirs), et de l'Albien moyen<sup>18</sup> (*Lyelliceras*, *Hoplites* s. str., *Douvilleiceras*, *Protanisoceras* devenus bruns)". La partie supérieure des grès jaunâtres sus-jacents (1,50 m) serait du Vraconien élevé avec de grandes *Puzosia* et de grandes *Pervinquieria* (dont *P. (Durnovarites) perinflatum* var. *crassissima*) et, selon LATIL (1989), *Engonoceras* cf. *saadense*. Au-dessus, BREISTROFFER (1939, p. 80) signale que les marnes sableuses grises à échinides ont fourni à FARAUD un exemplaire de *Stoliczkaia dispar* var. *undulata*. DELAMETTE a trouvé des exemplaires de *L. tardefurcata* remaniés dans le niveau à *S. gardonica*.

Quelques précisions peuvent être amenées au point de vue lithologique sur les affleurements du Mas Pradon. Les sables jaunes présentent des strates à litage oblique dont l'épaisseur diminue de deux mètres à un décimètre au sommet. Le toit de cette formation sableuse correspond à une corniche grésifiée, d'environ 60 cm d'épaisseur, dont la partie supérieure apparaît très bioturbée. Des miches grésifiées s'observent dans les quelques décimètres de sables sous-jacents. Cette grésification représente vraisemblablement la conséquence diagénétique d'un arrêt de sédimentation, à l'instar de nodulisations décrites dans l'Eocène pyrénéen par MOLENAAR et MARTINIUS (1990).

Des sables grossiers d'une épaisseur métrique recouvrent la surface durcie. Ils sont chargés de nombreuses dragées de quartz ainsi que de quelques nodules phosphatés dont la plupart sont des moules d'ammonites (il s'agit du "niveau principal"). La taille des grains diminue vers le haut, vers un horizon où l'abondante bioturbation est soulignée par des loupes argileuses. Cette couche correspondrait au Vraconien inférieur. On conviendra que l'ensemble des faunes qu'on peut y récolter (comme on l'a évoqué plus haut), sont remaniées, y compris la faune à *T. hugardianus* et *S. gardonica* (même si le remaniement de cette dernière est modeste). Il s'agit de l'amalgame de reliques de plusieurs niveaux condensés (probablement formés en l'espace d'une dizaine de millions d'années). Au-dessus, et sur plus de deux mètres, les sables, légèrement argileux, sont un peu plus fins. Ils comportent deux horizons de concrétions développées autour de terriers. Des loupes argileuses gris foncé, dues à l'activité des organismes fouisseurs, parsèment le sable jaune ; ces bioturbations deviennent particulièrement abondantes vers le sommet. Le passage avec les marnes grises quartzueuses et glauconieuses est progressif du fait du brouillage occasionné par la

<sup>17</sup> en fait vraisemblablement du Clansayésien, note de JGB

<sup>18</sup> et sans doute de l'Albien inférieur

bioturbation. Les marnes grises se développent sur une douzaine de mètres. Un peu au-dessus de l'horizon à bioturbations argileuses, la glauconie devient abondante ; elle est liée au remplissage des terriers qui labourent le sédiment. Quatre intervalles riches en glauconie sont observables dans ces marnes grises où sont répartis une quinzaine d'horizons à blocs calcaires concrétionnés très irréguliers. Ces masses calcaires sont développées autour de terriers dont le diamètre est compris entre 2 et 3 cm. Les nodules phosphatés ne sont pas rares. Noirs et vernissés, le plus souvent, ils sont remaniés. Les faunes sont abondantes, notamment au niveau des horizons concrétionnés (ammonites, bivalves, serpules, échinides). On remarque une passée de sables grossiers environ 3,50 m au-dessus de la base. Cette passée est interrompue assez brutalement et recouverte d'une marne sombre très glauconieuse, à nombreux terriers et nodules phosphatés, et très nombreux bivalves. Les marnes grises passent en continuité à des marno-calcaires jaunâtres légèrement glauconieux. Les horizons calcaires correspondent à la coalescence de blocs concrétionnés développés autour de terriers, identiques à ceux des marnes grises sous-jacentes. L'ensemble : sables argileux jaunes, marnes grises et base des marno-calcaires jaunâtres serait du Vraconien élevé (contemporain du niveau Brestroffer en domaine de bassin).

A Châteauneuf-du-Pape (à l'Est du Rhône), selon MASSE *et al.* (1989), la série se réduit à une croûte stromatolithique datée par microfaune de l'Albien moyen-supérieur. Elle recouvre un Aptien inférieur calcaire à ammonites. Elle est suivie d'une microbrèche puis de marnes silteuses du Cénomaniens moyen. Selon les auteurs, cette région, qualifiée d'ensellement comtadin (expression induite par le coulisage de la faille de Nîmes), se rattache à la marge vocontienne.

#### Conclusions relatives à la série de la bordure ardéchoise

La succession peut se résumer de la façon suivante (cf. fig. 55). Des couches de sables argileux et calcaires de l'Aptien inférieur élevé recouvrent le fond durci de l'Aptien inférieur basal (Bédoulien inférieur) ; leur épaisseur est de l'ordre de 50 m au Nord, et beaucoup plus faible au Sud. Ils sont surmontés très localement par 20 m de grès à *Prochelinoceras*. Puis vient un niveau condensé glauconieux décimétrique représentant la base du Gargasien (à *Epicheloniceras* cf. *martini*), suivi des "marnes bleues" riches en pyrite, devenant sableuses vers le haut ("zone à *Martinioides*") et dont l'épaisseur est de plusieurs dizaines de mètres. Ensuite, une assise de grès calcaires bioclastiques à échinides (*Discoïdes decoratus*) et orbitolines constitue un repère (de 2 à 15 m) dans toute la région. Pour RUBINO (1988), une partie de ces sables serait façonnée en dunes hydrauliques ; nous avons vu qu'ils sont aussi formés de couches de tempête. Des exemplaires de *Epicheloniceras subnodosocostatum* découverts à leur surface, constituant probablement la faune d'un niveau condensé, indiquent le sommet de la zone à *Subnodosocostatum* (ou zone à *Martinioides*). La totalité de l'assise gréseuse est rapportée à cette zone à *Subnodosocostatum* par CONTE. Il leur succède un ensemble de sables argileux verdâtres à nombreux terriers et à horizons grésifiés, comportant vraisemblablement (au moins dans la vallée de la Tave) des traces d'arrêts de sédimentation. Sa puissance peut aller jusqu'à 80 m, mais il fait complètement défaut dans la région de Salzac. Une faune à *Parahoplites* (dont *P. nutfieldensis*) dans sa partie supérieure (dans la vallée de la Tave) permet d'en attribuer au moins une part importante au Gargasien supérieur (zone à *Melchioris*). Le Clansayésien n'affleure que dans la vallée de la Tave ; encore y est-il réduit à un banc de 0,20 m. Il a livré *D. nodosocostatum*, *A. bigoureti* et *Nolanicerus* sp., éléments qui se rapportent à la "faune de Clansayes".

Aucun sédiment n'est préservé pour l'intervalle sommet du Clansayésien à Albien Supérieur *pro parte* (8 à 10 millions d'années ?). Les couches précédemment décrites étant recouvertes, dans le meilleur des cas, par les sables dunaires (au Teil, c'est le Turonien qui repose par l'intermédiaire d'un sable grossier sur les sables argileux du Gargasien supérieur, l'intervalle est de l'ordre de 16 millions d'années), le seul indice de datation est fourni par un exemplaire de *Hysterocheras bucklandi* de la zone à *Auritus* jadis trouvé (mais non positionné précisément) dans ces sables. Cette longue période au bilan sédimentaire nul n'a laissé mémoire que dans les concrétions phosphatées et les moules phosphatés d'ammonites et autres organismes, qui, en tant que nodules, constituent les reliques d'horizons condensés remaniés. Les éléments plus fins ont été entraînés. A cet égard, les dunes hydrauliques remaniant les grains de quartz et de glauconie constituent des palimpsestes. Ces dunes sont absentes dans la région du Teil, mais font 40 m vers Pont-Saint-Esprit et jusqu'à 100 m à Salzac ; leur épaisseur est faible dans la vallée de la Tave. Le Vraconien n'est caractérisé que dans la région de Salzac (et à Connaux) avec, essentiellement sous forme remaniée, une faune du Vraconien inférieur. Des marnes grises, très glauconieuses,

correspondraient au Vraconien élevé sous forme d'une suite de niveaux condensés à nodules phosphatés, et riches en bivalves, ammonites, échinodermes, serpules. Le sous-étage se poursuit par des marno-calcaires sableux, noduleux, jaunâtres.

#### 2.2.2. Valentinois méridional (bassins du Roubion et du Jabron 1)

##### Synclinal de Saou

##### Le Pas de Lauzens

Les affleurements sont dispersés et il n'est pas possible de lever une coupe détaillée de l'ensemble. FLANDRIN (1974, notice de la carte géologique Die, au 1/50.000) compte environ 120 m de marnes gargasiennes seulement visibles sur quelques affleurements épars depuis la surface durcie bédoulienne jusqu'à un faisceau de quelques turbidites grés-glauconieuses qui s'observe à l'embranchement de la route de Louvignes. D'âge "gargasien moyen" selon FLANDRIN (1974) et MOULLADE (1966), ces turbidites pourraient se rapporter à nos G 1 (au-dessus du niveau Fallot), mais ceci est très hypothétique. Quelques dizaines (?) de mètres au-dessus, dans le vallon situé au Sud de Louvignes, les marnes assez fines (visibles sur environ 25 m) comportent des couches sableuses pluricentimétriques, entièrement bioturbées, espacées de 0,5 à 4 m. Elles représentent des turbidites ou des tempestites. Ces marnes (cf. fig. 57) sont coiffées par un banc calcaréo-gréseux de 1,70 m d'épaisseur à la base duquel se rencontrent quelques nodules calcaires, peut-être phosphatisés. Une vire marneuse, de trois mètres d'épaisseur, fait suite. Elle présente des colonnaires et de fréquents nodules calcaires (phosphatisés?) qui enrobent des bioturbations à glauconie. La marne est surmontée d'un sable très glauconieux, intensément bioturbé. Vient ensuite un banc silteux de 0,5 m. Une nouvelle vire marneuse de 5 m succède, qui comporte plusieurs couches sableuses intensément bioturbées ("bioturbites"), puis un double banc silteux et glauconieux bioturbé, de 2,50 m d'épaisseur. Avant une importante lacune d'observation, les marnes silteuses s'observent à nouveau sur une douzaine de mètres, jonchées de petites pièces silto-sableuses issues du démantèlement de nombreux terriers.

Quelques dizaines de mètres d'alternances de marnes et de bancs calcaréo-silteux pluridécimétriques sont visibles en d'autres affleurements puis, sur quelques mètres, des calcaires un peu plus purs, plus blancs qui pourraient représenter l'équivalent du faisceau Fromaget (?). Les conditions d'observation ne permettent pas de voir le contact avec la barre de "grès sus-aptiens". Pour l'essentiel, cette barre forme des collines boisées.

La barre gréseuse est constituée d'une accumulation, sur une vingtaine de mètres, de coulées sableuses massives de granulométrie variable et d'épaisseur pluridécimétrique. Elle repose, par un contact non visible, au-dessus d'un épais faisceau de marno-calcaires silteux (dont le faciès rappelle celui du faisceau Nolan). Visible vers l'Echelette (Ouest), le sommet des grès, dont certains niveaux sont assez grossiers, se montre riche en *Plicatules* (à coquille aragonitique). Ces organismes étaient, du reste, signalés par PAQUIER (1900) : *Plicatula gurgitis* Pictet et Roux. Une lacune d'observation masque le contact avec les marnes sus-jacentes, et se poursuit sur environ trente mètres. Au-delà, se développent des marnes bleues, silteuses, à délits calcaréo-silteux (décimétriques à pluridécimétriques) espacés, et quelques petites turbidites. Deux horizons, plus ou moins fissiles, m'ont livré des ammonites d'âge Vraconien élevé : *Stolickskaia*, *Durnovarites*, *Hamites*, *Anisoceras*, *Lechites*, ainsi que de grandes *Puzosia*.

De ROUVILLE, dans sa lettre à la Société Géologique de France, datée de 1855, signalait à propos de ces sédiments du Pas de Lauzens : "Ces assises sont formées de grès quartzeux et de marnes verdâtres et atteignent une épaisseur de 8 à 10 mètres ; elles renferment des bancs intercalés de silex noirâtres ; l'abondance des *Inoceramus sulcatus* (Park.) et *concentricus* (Park.) et quelques débris de l'*Ammonites varicosus* (Sow.) constatent l'horizon du Gault." Les espèces-guides citées, dont c'est la seule mention dans la littérature, permettraient de dater nos grès verts de la base de l'Albien supérieur. Malheureusement, il ne m'a pas été donné de retrouver de gisements correspondants. De Rouville évoque la présence de silex noirâtres dans ces couches. Il pourrait s'agir de nodules phosphatés recyclés, car ces concrétions étaient effectivement parfois confondues avec des silex dans la littérature ancienne. Ceci me suggère que la série renferme un horizon condensé (ou plusieurs) à glauconie et phosphates. La position de ce niveau condensé n'est pas connue. D'après la description de De Rouville, il pourrait être au sein des sables, et donc séparer

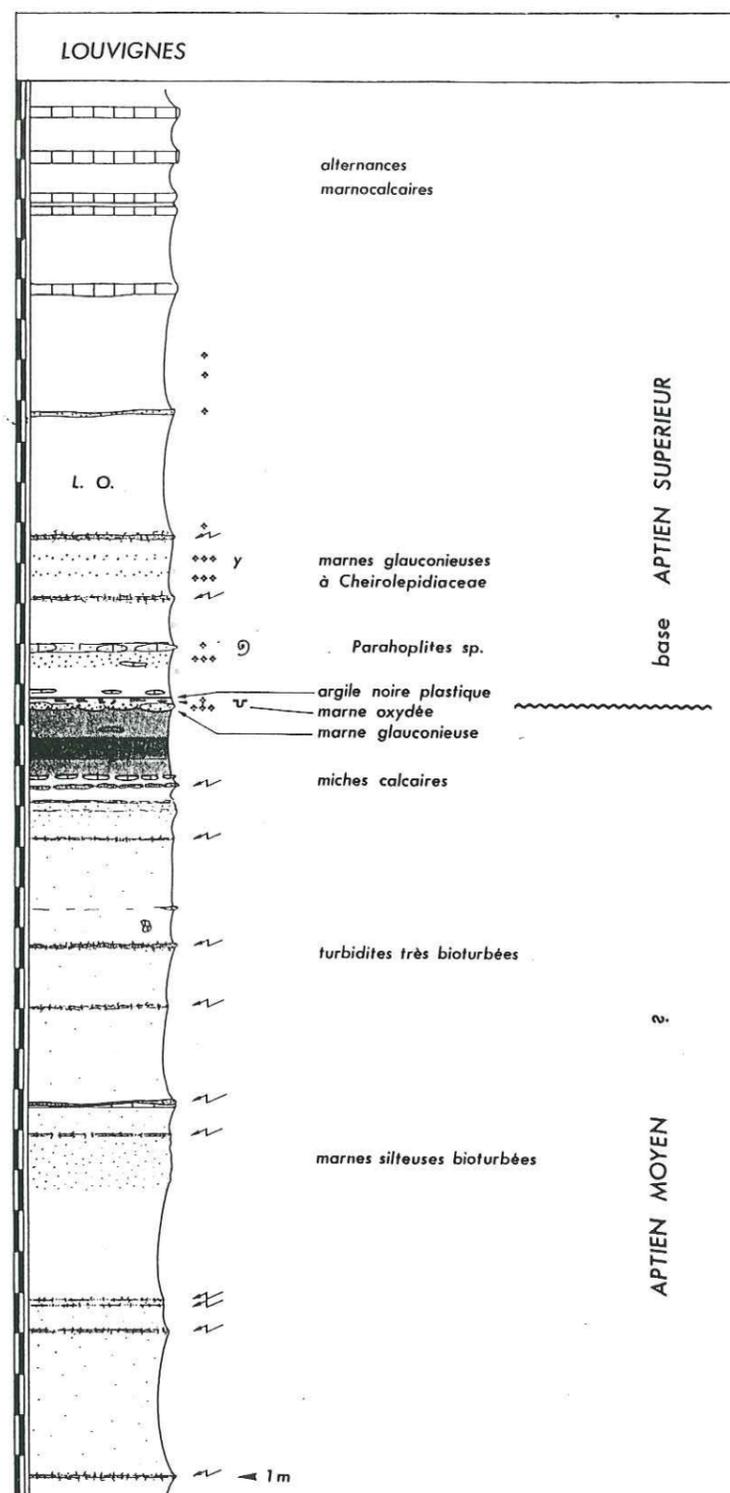


Fig. 57. Louvignes (le Pas de Lauzens) ; base de l'Aptien supérieur.

deux phases détritiques, mais ce n'est pas certain. De plus, on ignore la position des couches à *B. sulcata* et *B. concentrica* par rapport à ce niveau.

FLANDRIN (1974), dans la notice de la carte géologique Die (à 1/50.000), donne pour l'Albien la description suivante : "40 m d'alternance de bancs gréseux et calcaréo-gréseux, à glauconie, dessinant une seconde barre<sup>19</sup> ; 70 m de marnes assez sableuses admettant de fréquentes intercalations de plaquettes gréso-calcaires ; 20 m de grès et calcaires gréseux glauconieux<sup>20</sup>. Vraconien : 160 m de marnes bleues assez sableuses, s'oxydant en jaune à la surface du sol, avec de minces intercalations gréseuses. Au point de vue paléontologique, aucun macrofossile n'a été découvert, en dehors de *Neohoplites semicanaliculatus* (...)." S'appuyant sur des critères microfauniques, il reconnaît l'existence de l'Albien moyen et supérieur avec *H. infracretacea* et *R. ticinensis*, ainsi que le Vraconien, avec *P. buxtorfi*, *P. delrioensis* et *R. appenninica*.

Pour MOULLADE (1966, p. 295), les "deux barres albiennes", que l'on observe plus loin vers l'Est, au col de la Chaudière, sont, au Pas de Lauzens, difficiles à individualiser du fait d'un ensablement progressif des marnes de l'Albien moyen. Il constate par ailleurs que, plus à l'Ouest, vers Auriples et Puy-Saint-Martin, l'Albien est complètement envahi par le faciès détritique.

#### Les Cosmes (fig. 58 et 59).

La série affleurant aux Cosmes ne permet d'observer que l'Aptien. Comme le soulignent FRIES et BEAUDOIN (1985), le contact avec le Bédoulien calcaire est masqué. Selon ces auteurs, quatre slumps s'empilent sur des dizaines de mètres et sont surmontés d'une vire marneuse d'une vingtaine de mètres. Celle-ci contient vers le sommet un niveau à quelques sphéroïdes calcaires. Au-dessus, un slump (S 4e), d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, remanie une série de nombreuses turbidites et tempestites, le plus souvent intensément bioturbées. Une barre gréseuse chenalisée (jusqu'à 15 m d'épaisseur) fait suite, puis un slump (S 4g) d'une vingtaine de mètres qui remanie des marnes et des lambeaux de chenaux gréseux, ainsi que de couches calcaires (selon FRIES et BEAUDOIN). Un petit faisceau de turbidites puis une nouvelle barre gréseuse chenalisée (G 2) lui succèdent. A l'instar de la première, elle comporte de nombreux sphéroïdes gréseux centrés sur des galets mous, ainsi que des rouleaux. Le matériel remanié comporte de nombreux débris d'ostracées. Ces corps sableux sont interprétés comme des fluxoturbidites par FRIES (1986, p. 123). Des *flute casts* ont suggéré à FRIES et BEAUDOIN (1985) un sens de courant vers le Sud Est. Du reste la cartographie de ces grès dans le Pays de Bourdeaux a montré à GRENETIER (1984, in FRIES et BEAUDOIN, 1985) que ces chenaux, d'une largeur de l'ordre de la centaine de mètres, étaient orientés au Sud-Sud-Est sur plus d'une dizaine de kilomètres (fig. 64 in FRIES, 1986 et fig. 8 et 9 in FRIES et BEAUDOIN, 1987) ; les auteurs ont suivi l'un d'entre eux jusqu'à Valouse (voir plus bas, et fig. 78).

Une vire marneuse fait suite ; elle correspond en fait à un slump d'une épaisseur d'environ 12 m. Vient alors un ensemble de turbidites dont la puissance avoisine 40 m (G 3). Leur accumulation est le résultat de plusieurs types d'événements de resédimentation (fig. 59). Les corps les plus épais (plurimétriques) sont caractérisés par un litage plan-parallèle, en couches de quelques centimètres à lamination plane, parfois alternées de couches d'épaisseur comparable à lamination oblique. Une telle structure ne semble pas satisfaire de manière adéquate au schéma de BOUMA. Elle se rapprocherait des turbidites à pulsations décrites par BAGHLI *et al.* (1989). N'en présentant pas l'aspect typique, elle suggère néanmoins que la mise en place résulte d'un écoulement au régime hydrodynamique fluctuant périodiquement. Des épaisseurs de sable déstructuré sont observables dans quatre de ces corps ; aucune lamination n'y est décelable, en revanche de nombreux sphéroïdes gréseux s'y rencontrent. Ces observations suggèrent que ce sont des coulées sableuses en masse (on pourrait éventuellement les rapporter au terme *a* de la séquence de BOUMA). Enfin des turbidites décimétriques à pluridécimétriques présentant la séquence de BOUMA se rencontrent notamment dans la partie moyenne et la partie supérieure de ce faisceau. L'ensemble de ces grès correspond au remplissage d'un chenal. Comme l'indique FRIES (1986, p. 127) il est restreint à l'affleurement des Cosmes, car son éventuel prolongement aligné sur celui des chenaux G 2, a été détruit avant (ou lors) des glissements de S 5a et S 5b. Selon les données de FRIES et BEAUDOIN (1985), ces grès notés ici G 3 seraient datés du Clansayésien par

<sup>19</sup> la première est gargasienne, note de JGB

<sup>20</sup> qui représenterait la totalité de "l'Albien supérieur s. stricto", selon les données de MOULLADE, 1966, note de JGB.

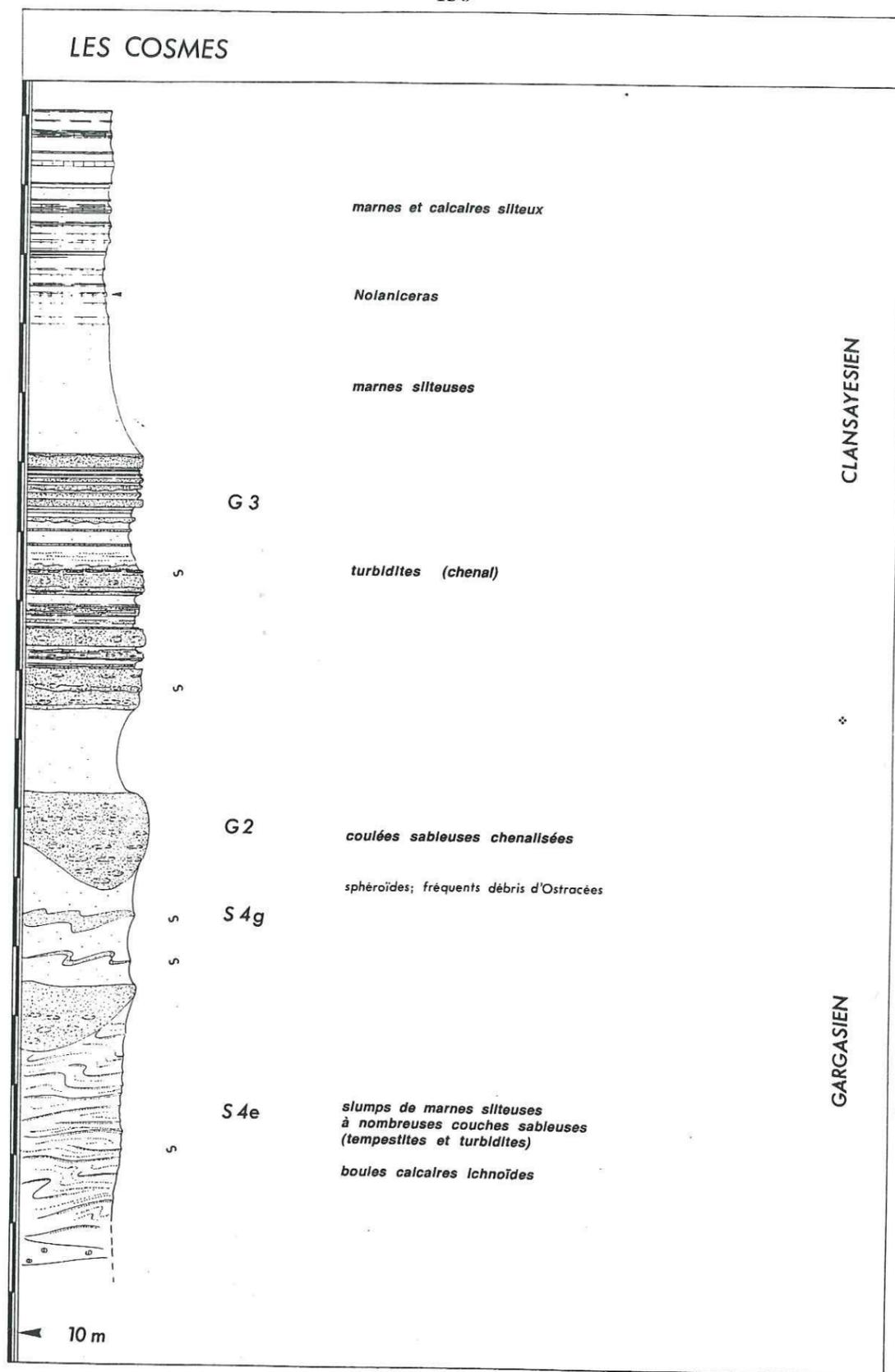


Fig. 58. Les Cosmes. Série de l'Aptien supérieur, les systèmes turbiditiques du Gargasien et du Clansayésien. Place stratigraphique de G 3 d'après FRIES (1986).

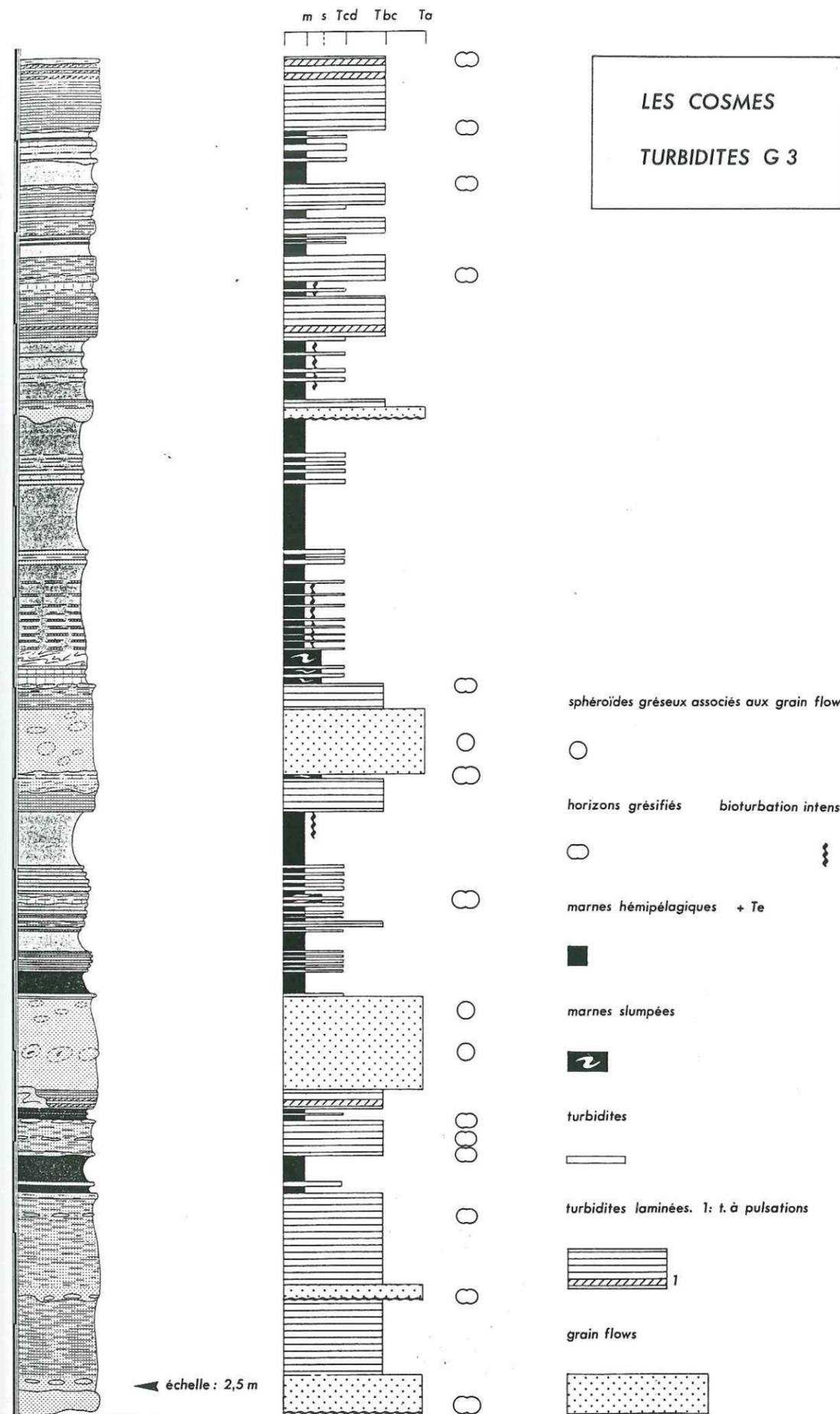


Fig. 59. Les Cosmes. Détail du système turbiditique de la base du Clansayésien (G 3). Lithologie et interprétation des dépôts (Ta à Td : schématiquement en référence aux termes de BOUMA ; s : slumps ; m : marne hémipélagique) ; Ta : coulées sableuses en masse ; les termes Tb correspondraient à des turbidites à pulsations.

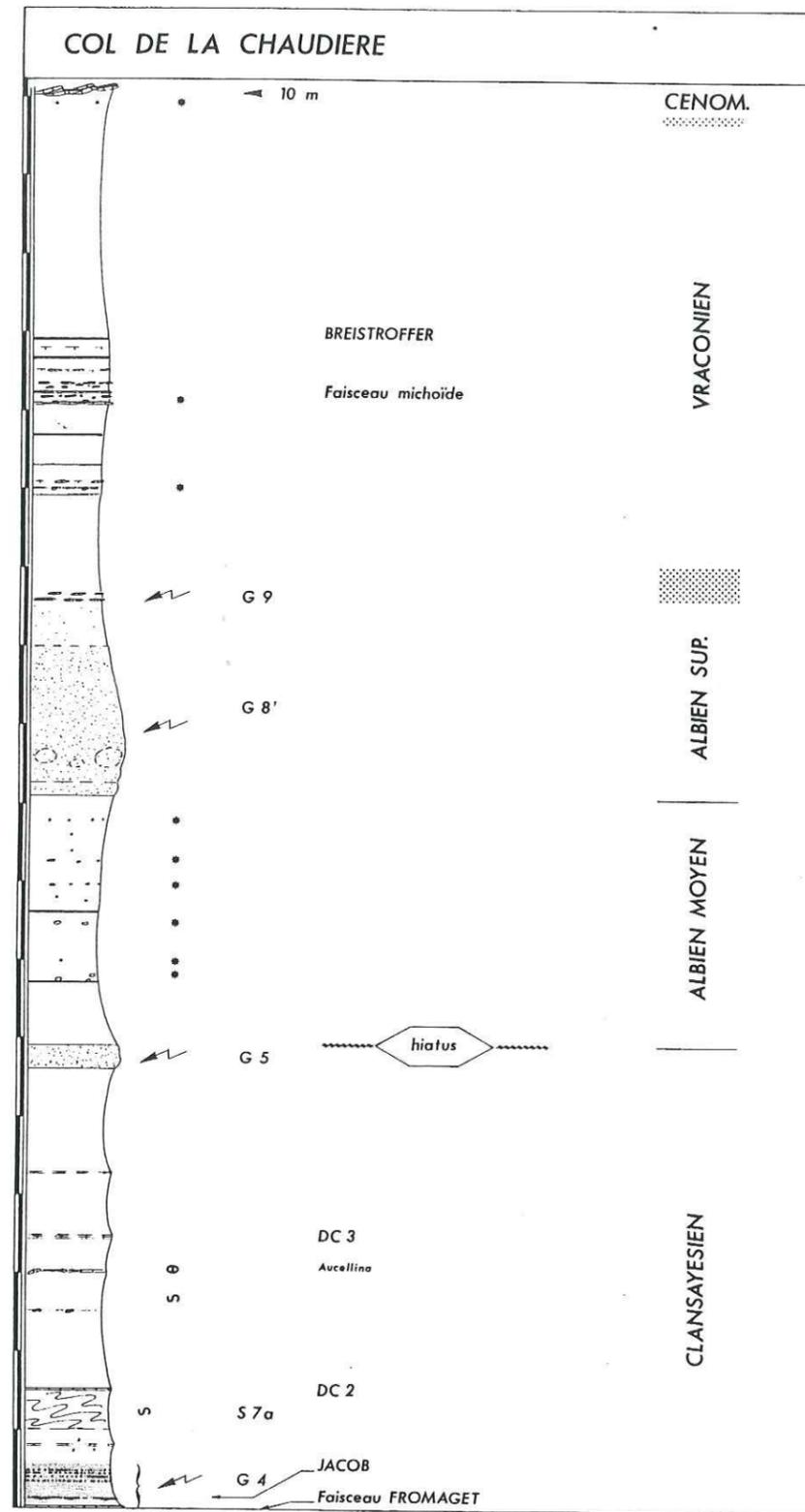


Fig. 60. Col de la Chaudière. L'Aptien supérieur - Albién.

la présence dès leur base de *Ticinella bejaouaensis*.

Une vingtaine de mètres de marnes silteuses fait suite, puis débute une série alternante de marno-calcaires silteux visibles sur une trentaine de mètres. Des *N. nolani* trouvés dès les premiers bancs permettent de rattacher cet ensemble au Clansayésien (zone à Nolani).

#### Col de la Chaudière (synclinal de la forêt de Saou) (fig. 60).

La série aptienne, observable en face du hameau de la Chaudière, ayant été évoquée dans la section 1.2.4, le lecteur peut s'y reporter. On notera seulement que les sables verts localisés au sommet de l'Aptien moyen (G 2) correspondent à des chenaux assez étroits, de l'ordre de la centaine de mètres. Une coupe relevée au-dessus du hameau a montré : une débruite d'épaisseur métrique, d'extension localisée ; une épaisseur de 6 à 8 m de sable vert massif (coulée sableuse en masse), dont la base comporte des galets mous ; six mètres de sables à couches pluricentimétriques à lamination plan-parallèle horizontale, rarement oblique (du type turbidite à pulsations) ; cinq à six mètres de sable massif puis, sur quatre mètres, des sables à couches laminées enroulées en convolutions, incluant des sphéroïdes gréseux qui résultent probablement d'une coulée sableuse en masse ; l'ensemble se termine par un slump sableux grésifié dont la surface est intensément bioturbée.

Deux barres gréseuses sont individualisées dans la série au-dessus du repère commode que constitue le faisceau Fromaget (cf. fig. 23).

La première barre, de deux à trois mètres d'épaisseur, se trouve au niveau de la route au Col de la Chaudière. Il s'agit peut-être d'une série de turbidites amalgamées. Du point de vue stratigraphique, elle se situe quelque cinquante mètres au-dessus du faisceau Fromaget, sans doute à l'extrême sommet de l'unité 9 constituée par les marnes clansayésiennes, vers le niveau Kilian ; la série est cependant mal visible à ce niveau en raison d'un couvert végétal substantiel. Les marnes et argilites sombres à doublets de laminites qui font suite appartiennent déjà à l'Albién moyen. Elles présentent une épaisseur d'environ 30 m et sont riches en nodules barytiques (hérissons).

La deuxième barre gréseuse, puissante de quinze mètres environ, surplombant la route du col, interrompt brutalement la série de marnes et argilites bleues. Il s'agit probablement d'une coulée sableuse en masse (ou de plusieurs) ; elle admet de nombreux sphéroïdes gréseux. Pour MOULLADE (1966, p. 295), cette deuxième barre gréseuse représente la totalité de l'Albién supérieur *s. stricto*. Son sommet est très mal visible du fait de l'importance du couvert végétal, et les premiers termes observables sont des marnes très sableuses interrompues par des petits niveaux pluricentimétriques de grès bioturbés (vraisemblablement des turbidites). Une quinzaine de mètres de marnes gris foncé leur succèdent (la lecture détaillée de leur lithologie n'est pas possible), puis le faisceau michoïde d'environ quinze mètres d'épaisseur avec, à sa base, des nodules barytiques (grosses patates) et, à son sommet, les laminites riches en ammonites écrasées du niveau Breistroffer. Trente mètres séparent le faisceau michoïde du premier faisceau calcaire cénomaniens (slumpé), souligné plusieurs mètres au-dessus par quelques patates barytiques.

#### Pays de Bourdeaux (Nord du synclinal de Dieulefit) (fig. 61).

Des levés succincts de la partie infra-clansayésienne dans les alentours immédiats de Bourdeaux, sur la route des Tonils, m'ont permis de constater l'existence du Niveau blanc au voisinage du Taris. Dans les marnes sous-jacentes, on peut observer un ensemble de calciturbidites, une (ou plusieurs ?) coulées à blocs remaniés de l'Aptien inférieur calcaire lesquels offrent une surface perforée par des lithophages et encroûtée d'oxydes de fer. On y trouve également des loupes calcaires torsadées (ichnoïdes remaniés ?) rappelant celles des Châtaigniers (§ 1.2.4). Une centaine de mètres de marnes silteuses séparent le niveau blanc de grès chenalisés (G 2). Leur base est masquée sous une prairie ; le sommet comporte des slumps et des turbidites. Le contact avec le faisceau Fromaget se situe dans les bois des "Pins". L'intervalle clansayésien est relativement mal observable.

Pour la partie supra-clansayésienne, une coupe peut être levée au voisinage des Sibours. Les éléments observés, étroitement comparables à ceux du col de la Chaudière, permettent néanmoins d'amener quelques précisions.

Une première barre gréseuse d'environ 2,50 m d'épaisseur surmonte (un mètre au-dessus) le niveau Kilian (ce dernier m'a livré quelques aucellines et un rhyncholite). Le sommet de ces grès est tarauté et un peu ferruginisé. Des *Rhizocorallium* sont observables sur quelques

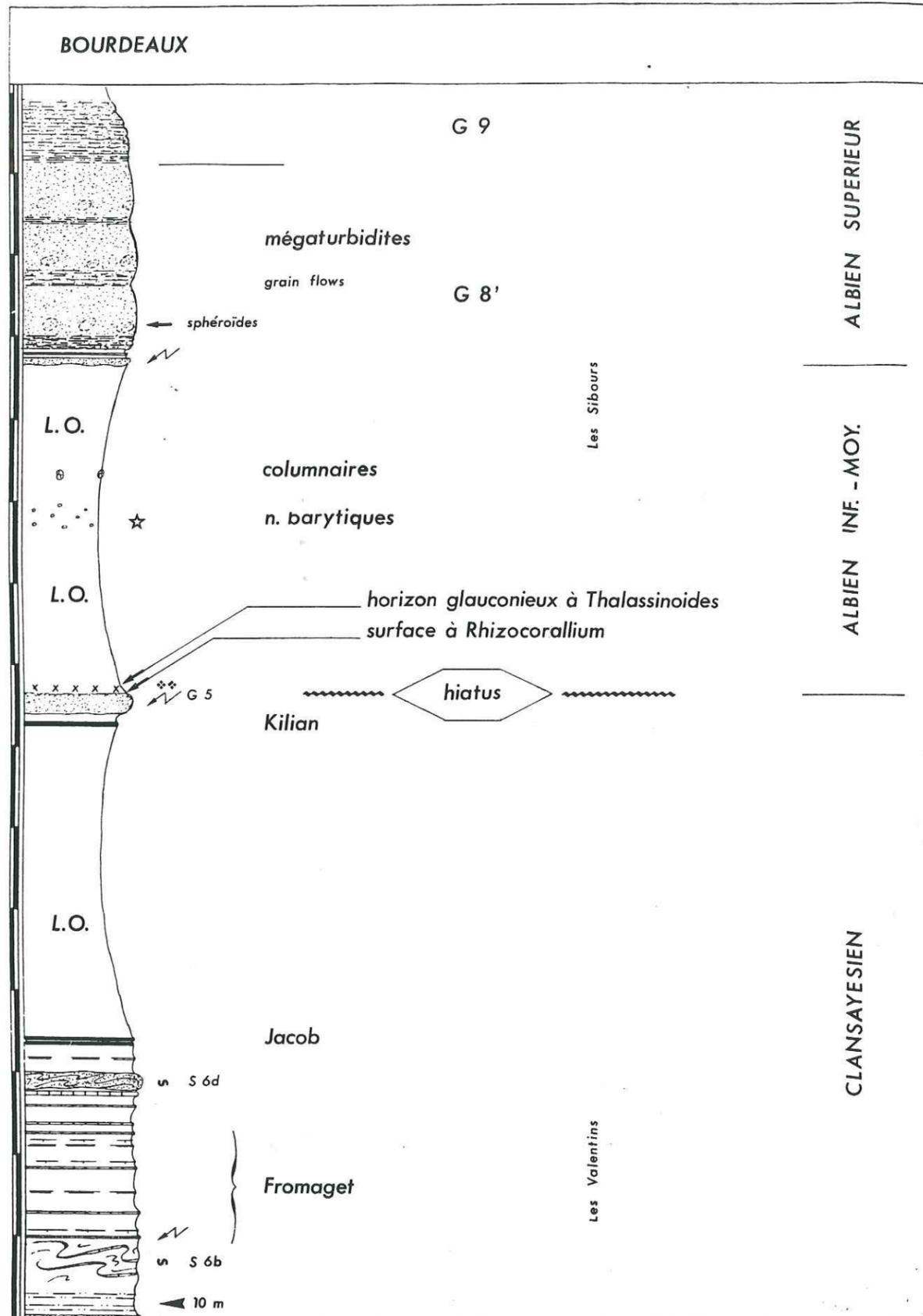


Fig. 61. Bourdeaux. Intervalle Clansayésien - Albién supérieur, entre les Valentins et les Sibours.

centimètres dans la marne sableuse qui recouvre cette surface, et les marnes glauconieuses sus-jacentes sont labourées de nombreux terriers (*Thalassinoides*) sur quelques centimètres. Une cinquantaine de mètres de marnes et argilites bleu sombre, correspondant à la partie supérieure de l'unité 10, font suite. Les doublets de *black shales* à amandes phosphatées centrées sur des coquilles de lamellibranches se situent 30 à 40 m au-dessus, en coïncidence avec l'intervalle à nombreux nodules barytiques (patates et hérissons). De rares colonnaires calcaires sont aussi observables.

La deuxième barre gréseuse, de l'ordre d'une trentaine de mètres d'épaisseur, est largement visible depuis la route D. 70 (notamment depuis les Valentins). Plusieurs turbidites décimétriques à métriques, présentant la séquence de BOUMA, se trouvent à la base ; elles sont interstratifiées avec des hémipélagites dans lesquelles j'ai récolté quelques *Hamites*. La masse de cette barre gréseuse est formée de trois entités de l'ordre de 6 à 8 m d'épaisseur chacune. Elles sont constituées d'une épaisseur métrique à bi-métrique de sable lité (litage pluricentimétrique à décimétrique), puis laminé sur une dizaine de centimètres, avant une limite érosive séparant la masse sableuse principale qui comporte vers la base des sphéroïdes gréseux (boules) à galets mous. Ces trois corps sableux évoquent tout à fait le produit de courants gravitaires de haute concentration tel que l'exprime le motif-type de la *Tourelle Formation* de l'Ordovicien du Québec décrit par HISCOTT & MIDDLETON (1979, in PICKERING *et al.*, 1989, p. 21-23). Le sommet de cette deuxième barre sableuse, très généralement masqué par une importante végétation, est constitué d'un empilement de turbidites d'épaisseur plus modeste.

Le façonnement du talus de la route D. 70, en 1995, juste au Nord des Sibours, a rajouté une coupe dans ces turbidites de l'Albién supérieur. Elle montre effectivement que la partie supérieure de cet ensemble est constituée de petites turbidites d'épaisseur moyenne pluridécimétrique. La plupart sont des coulées sableuses du type *grain flow* à fréquents sphéroïdes grésifiés séparés par quelques intervalles argileux. Les bioturbations sont fréquentes au sommet de plusieurs turbidites. On reconnaît des *Zoophycos* au sommet de deux d'entre elles.

A Vesc (un peu plus au Sud), comme l'avait observé MOULLADE (1966, p. 295), cette deuxième barre sableuse (ses "grès n° 3") se dédouble en deux bancs de 15-20 m séparés par un intervalle marneux. Pour cet auteur (*ibid.*) "les microfaunes recueillies immédiatement en-dessous de la première des deux barres composant les "grès n° 3" indiquent le sommet de l'Albién moyen, celles des niveaux marneux intercalaires, l'Albién supérieur, et celles du toit de la seconde barre, la base du Vraconien". L'auteur ajoute : "Il est à noter que c'est au toit de la première barre (grès de "La Brude") qu'E. FALLOT et l'Abbé SOULIER découvrirent autrefois une faune d'Ammonites pyriteuses de l'Albién supérieur". Pour ma part, je n'ai pu retrouver cette faune. Celle-ci ayant livré à FALLOT *T. timotheanus*, *D. latidorsatum*, *K. agassiziana* (= *K. chabaudi*), *K. mühlenbecki* serait Albién supérieur selon BREISTROFFER (1937). Elle est vraisemblablement contemporaine de la faune pyriteuse de Palluel de la sous-zone à *Auritus*.

Les affleurements situés à l'Ouest-Nord-Ouest des Guinard permettent de compléter nos observations sur la partie supérieure de la série. Ainsi, le sommet des grès apparaît formé, sur une quinzaine de mètres d'épaisseur, d'un ensemble de turbidites pluridécimétriques intercalées de marnes bleues. Puis, le faisceau michoïde se développe sur 5 mètres et, après deux petites turbidites, fait place à une vire marneuse décimétrique au sommet de laquelle on peut observer quelques laminites du Breistroffer qui livrent de rares ammonites (*Lechites*...). Après une lacune d'observation d'environ 50 m, un affleurement de marnes bleues se montre riche en ammonites pyriteuses dont de très nombreux *Lechites*, des *Tetragonites*, ainsi que *Mariella bergeri*, *Phylloceras seresitense*. Ce gisement d'âge Vraconien supérieur, dont fait aussi état MOULLADE (1966, p. 296), est celui décrit par FALLOT en 1885. Cette faune représente vraisemblablement l'équivalent de celle signalée à Palluel par MOULLADE (1966, p. 241) et que j'ai aussi trouvée à Bruis (La Folie).

#### Royzac

Le contact du Crétacé moyen avec le "Barrémo-Bédoulien" calcaire est invisible. Au Nord-Est du village, la série montre, à la base, et correspondant au Gargasien, environ 130 m de marnes bleues plus ou moins silteuses, entrecoupées de fréquentes indurations calcaréo-sableuses intensément bioturbées. Ces dernières apparaissent continues à l'échelle de l'affleurement, et ne semblent pas avoir de semelle érosive. Leur probable mise en place par des tempêtes n'est pas complètement assurée étant donné l'absence de structures sédimentaires typiques. Un chenal à

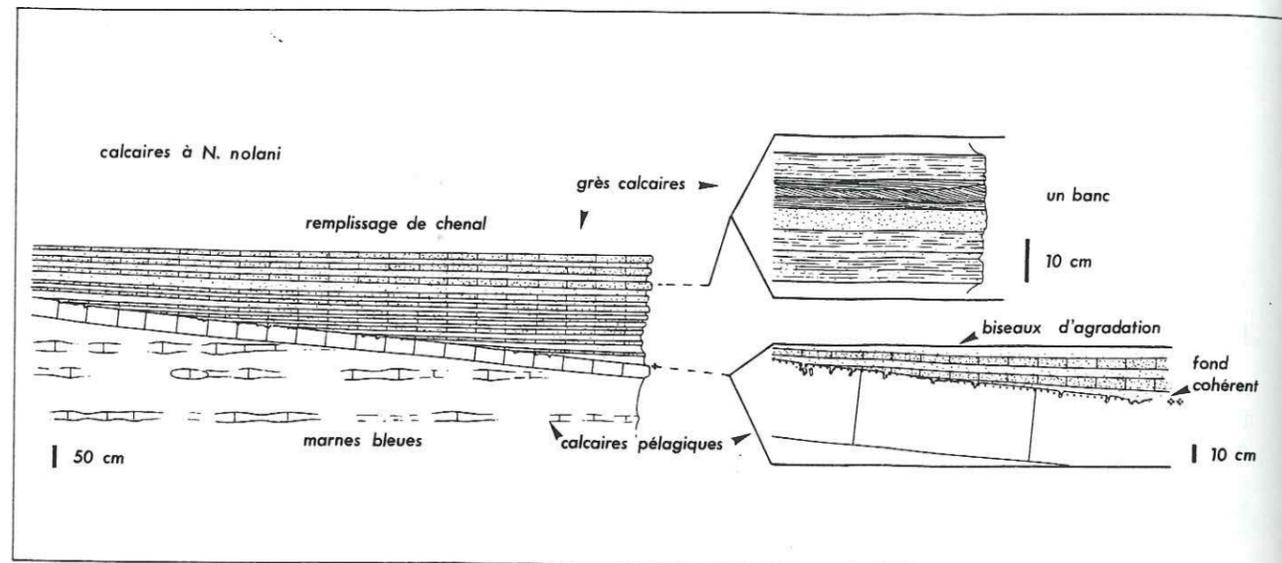


Fig. 62. Roynac. Structure érosive au remplissage clansayésien (observée sous la route de Courbière).

remplissage de sables verts à lamination plan-parallèle (système turbiditique comparable aux G 2 de la Chaudière) se situe une trentaine de mètres au-dessus de la base. Ensuite, au-dessus de ces marnes bleues et sur une vingtaine de mètres, des bancs pluridécimétriques de calcaire silteux beige, bioturbés, s'intercalent dans les marnes. Ces bancs deviennent michoïdes dans les quelque quinze mètres sus-jacents, et sont coiffés par un dernier banc assez continu. Sans transition, des sables en strates à lamination oblique les recouvrent, sur une dizaine de mètres. A la base, ces strates sont pluricentimétriques à décimétriques. Ces sables de dune sub-aquatique sont surmontés par une barre gréseuse, les grès d'Auriples, dont la base visible correspond à un sable grossier sans structure apparente. Il s'agit très probablement de résédiments. Selon LORENCHET de MONTJAMONT (in CHENEVOY *et al.*, 1976 : notice de la carte géologique Crest à 1/50.000), les sables correspondent à l'Albien (et non au Cénomaniens auquel ils étaient rapportés antérieurement). Ils remanient de nombreux éléments de la plate-forme puisque LORENCHET de MONTJAMONT y décrit des niveaux grossièrement détritiques à quartz plurimillimétriques, à glauconie, à nombreuses entroques, bélemnites, brachiopodes, dents de poissons. Il s'agit, selon l'auteur, de quartzarénite bioclastique. L'épaisseur de ces grès atteindrait 80 à 100 mètres dans la région.

Sous la route de Courbière (400 m à l'Ouest de l'affleurement décrit ci-dessus), on peut observer la structure suivante illustrée par la fig. 62. Les marnes et calcaires en miches (marnes et calcaires assez fins) sont recouverts en discordance par un banc de calcaire micritique d'environ 45 cm. Le sommet de ce calcaire est, en certains endroits, pénétré de bioturbations légèrement glauconieuses suggérant un fond cohérent ("firmground"). Des bancs de grès à ciment calcaire pluricentimétriques à décimétriques, dont la plupart sont très bioturbés, forment des biseaux d'agradation (onlap) sur ce firmground. Des bancs de grès décimétriques à pluridécimétriques succèdent, dont les structures sédimentaires sont parfois observables (granoclassement, lamination). La complexité des faciès suggère une mise en place sous l'action de courants marins interférant avec des processus gravitaires. Les rares exemplaires d'ammonites très mal préservées, découvertes dans ces bancs, se rapporteraient, selon DELAMETTE, à des *N. nolani*. L'intervalle à petits bancs détritiques se poursuit sur une vingtaine de mètres ; il est surmonté par les bancs de grès massifs attribués à l'Albien (*s.l.*). L'épisode dunaire n'est pas intercalé. L'ensemble de la structure observée peut, à mon sens, s'expliquer de la manière suivante. La sédimentation de type hémipélagique qui prévaut sur la partie externe de la plate-forme (milieu probable, attesté pour l'Albien par les structures dunaires constatées environ 400 m à l'Est), est interrompue par une phase d'hydrodynamisme important qui permet le creusement de larges structures érosives (chenaux). L'orientation de celle qui est visible est difficile à préciser dans le stade actuel des observations, étant donné la faible extension des affleurements. Le calme revenant après cet épisode, une chape de calcaire hémipélagique, mise en place par simple accréation verticale, vient sceller la morphologie. A la suite d'une période de vacuité (d'où constitution d'un firmground), un changement survient alors dans le style de la sédimentation qui s'opère de manière dominante par accréation latérale. Les petits épandages détritiques silico- et calciclastiques attribuables au Clansayésien, remplissent les structures érosives. Ces sédiments constitueront le substratum des dunes hydrauliques albiennes qui sont parfois conservées, elles-mêmes recouvertes latéralement par les grands épandages détritiques gravitaires des grès d'Auriples. Le Vraconien n'est pas observable dans la région de Roynac, mais on le trouve au Col de Lunel, environ 7 km à l'Est. Il s'agit d'environ 80 m de marnes grises admettant quelques délits calcaires espacés, ainsi que quelques turbidites centimétriques, parfois complètement bioturbées.

#### Sondage de Marsanne

Les marnes aptiennes, dans lesquelles le forage a été implanté, ont été traversées sur 307 m (cf. LORENCHET de MONTJAMONT *et al.*, 1979, notice de la carte géologique Montélimar au 1/50.000). Les descriptions font état de marnes silteuses, sans beaucoup de précisions.

#### Eyzahut

Dans la région d'Eyzahut, l'important couvert végétal est assez défavorable à notre étude. Les marnes bleues gargasiennes sont visibles sur quelques dizaines de mètres ; vers le sommet, elles admettent de fréquentes turbidites silicoclastiques. Après une lacune de visibilité due à la végétation, on observe, sur une dizaine de mètres, le sommet d'un slump formé de couches sableuses un peu bioclastiques, légèrement glauconieuses, emballées dans des marnes silteuses. Un faisceau de trois mètres d'épaisseur de bancs calcaires un peu silteux le recouvre. Il fait place à une

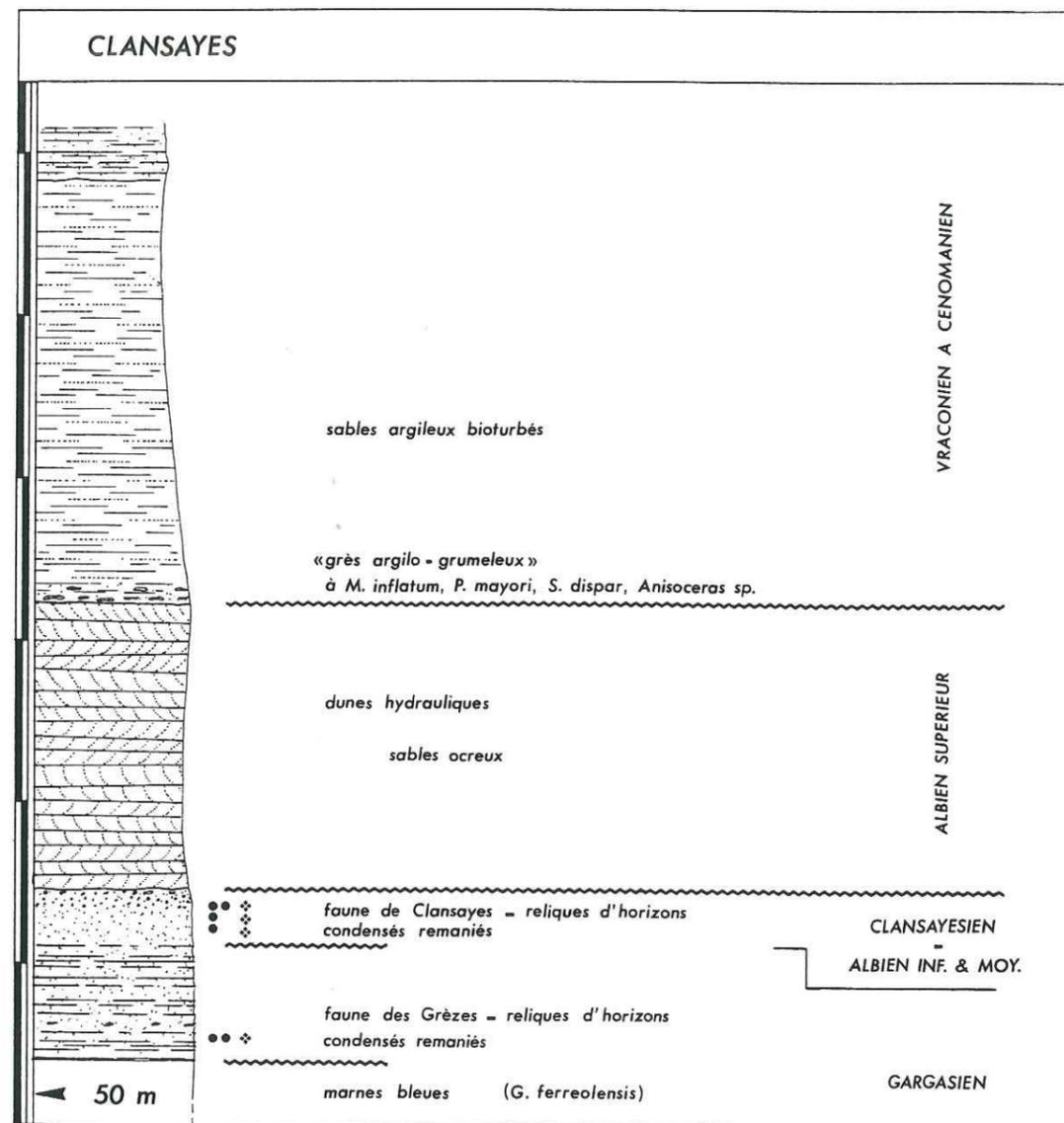


Fig. 63. Clansayes. Coupe synthétique composée à partir des données de la littérature (notamment KILIAN & LEENHARDT, 1890 ; MOULLADE, 1965 ; RUBINO, 1988).

vire marneuse de 15 m. Puis vient un faisceau d'une vingtaine de mètres de bancs pluridécimétriques de calcaires légèrement silteux. La présence de moules de *N. nolani* atteste leur âge Clansayésien. Ce faisceau est surmonté d'une barre gréseuse (inférieure) très épaisse, pouvant atteindre 100 m selon LORENCHET de MONTJAMONT *et al.* (1979, carte géologique de Montélimar au 1/50.000). Après une vire marneuse qui, pour l'essentiel, est recouverte par des prairies, vient une deuxième barre (supérieure), d'une épaisseur comparable à la précédente. Le Vraconien présente le faciès de marnes bleues. RUBINO (1988, fig. 17) signale des nodules barytiques entre les deux barres gréseuses qu'il interprète comme des "systèmes de turbidites de haute densité amalgamées."

#### Allan

Les observations de FALLOT (1885), PAQUIER (1900, p. 233) puis JACOB (1907, p. 177-178) permettent d'établir la succession suivante au-dessus des marnes sableuses aptiennes : des sables jaunâtres à Orbitolines (comparé au niveau des Grèzes) équivalents probables des "couches à Discoïdées et Orbitolines" de la bordure ardéchoise, puis un grès verdâtre à petites Orbitolines (quelques mètres), un niveau à nodules phosphatés (jadis exploité) à *D. nodosocostatum*, *P. nolani*, *A. bigoureti* (Faune de Clansayes), des sables jaunes (sans doute strates à litage oblique), puis un banc de grès qui supporte 0,80 m de sables grisâtres à la base desquels sont disséminés des moules phosphatés d'ammonites (*Stoliczkaia gardonica*, *Puzosia latidorsata*). Ce niveau est Vraconien inférieur, contemporain du niveau principal de Salazac (voir BREISTROFFER, 1947, p. 89). Il lui succède un grès gris glauconieux dont la base est fossilifère avec *Stoliczkaia dispar*, *Puzosia mayori*, *Mortoniceras inflatum*, *Anisoceras armatum*, attestant un âge Vraconien supérieur.

#### Espeluche (Rochefort-en-Valdaine)

Les deux niveaux fossilifères du Vraconien d'Allan ont aussi été observés par SORNAY (1950, p. 37) sur les affleurements situés au débouché de la vallée de la Citelle. L'auteur a effectivement récolté dans des "grès sableux verdâtres à rognons phosphatés et fossiles roulés", parmi d'autres : *Desmoceras latidorsatum*, *Lechites gaudini*, *Turrilitoides hugardianum*, *Kosmatella* cf. *muhlenbecki*. Le Vraconien supérieur est caractérisé par des "marnes sableuses gris clair à *Ostlingoceras puzosi*" (épaisseur 15 m).

#### Clansayes (fig. 63)

Depuis GRAS (1835), les environs de Clansayes ont fait l'objet d'un certain nombre de travaux. Mais ceux-ci ont bien d'avantage porté sur le célèbre gisement du niveau de Clansayes que sur les autres niveaux. A ce sujet, on peut se référer à l'historique de BREISTROFFER (1947) ainsi qu'à celui de MOULLADE (1965). La première coupe est fournie par KILIAN et LEENHARDT (1890) ; elle est reprise par JACOB (1907), puis plus récemment par MOULLADE (1965). Etant donné la quasi-disparition des affleurements - les carrières abandonnées sont à l'heure actuelle complètement envahies par la végétation - seules les descriptions de ces auteurs permettent d'évoquer la succession suivante.

Sur des "marnes à bélemnites" (*Neohibolites semicanaliculatus*) de l'Aptien moyen, qui contiennent *G. ferreolensis* entre autres foraminifères (MOULLADE, 1965, p. 218), reposent les sédiments plus franchement détritiques avec un horizon de marnes sableuses et glauconieuses et de grès riches en nodules phosphatés et ammonites : la "faune des Grèzes" (Kilian). Les ammonites récoltées par KILIAN et LEENHARDT (1890, p. 260) comptent notamment "*Acanthoceras Martini*, d'Orb. sp. type et variétés. -- *Milleti* d'Orb. sp. *Hoplites crassicosatus* d'Orb. sp., forme typique. *Hamites*, sp. (espèce du Gault). *Hamites*, sp. nov. identique à des échantillons du Gault de Clars. *Ancyloceras (Toxoceras) royeri* (= *Toxoceras Honnorati*)." Comme le rappelle MOULLADE (1965), JACOB (1907, p. 10-11) ajoute à cette liste "*Parahoplites Tobleri* Jacob, *Douvilleiceras Martinii* var. *orientalis* Jacob, *Douvilleiceras subnodosocostatum* Sinzow." L'ensemble de cette faune se place dans l'Aptien moyen, au sommet de la zone à *Subnodosocostatum* (= *Martinioides*). Quarante mètres de sables fins argileux et glauconieux à indurations gréseuses font suite. Ils sont rapportés au Gargasien supérieur par MOULLADE.

Puis cinq mètres de sables glauconieux à lits de nodules phosphatés et riches en ammonites constituent le "gisement de Clansayes". *Diadochoceras nodosocostatum* d'Orb. et *Hypacanthoplites nolani* Seun. sont des formes caractéristiques du Clansayésien inférieur (BREISTROFFER, 1947). Toutefois, des formes de l'Albien inférieur et moyen auraient été

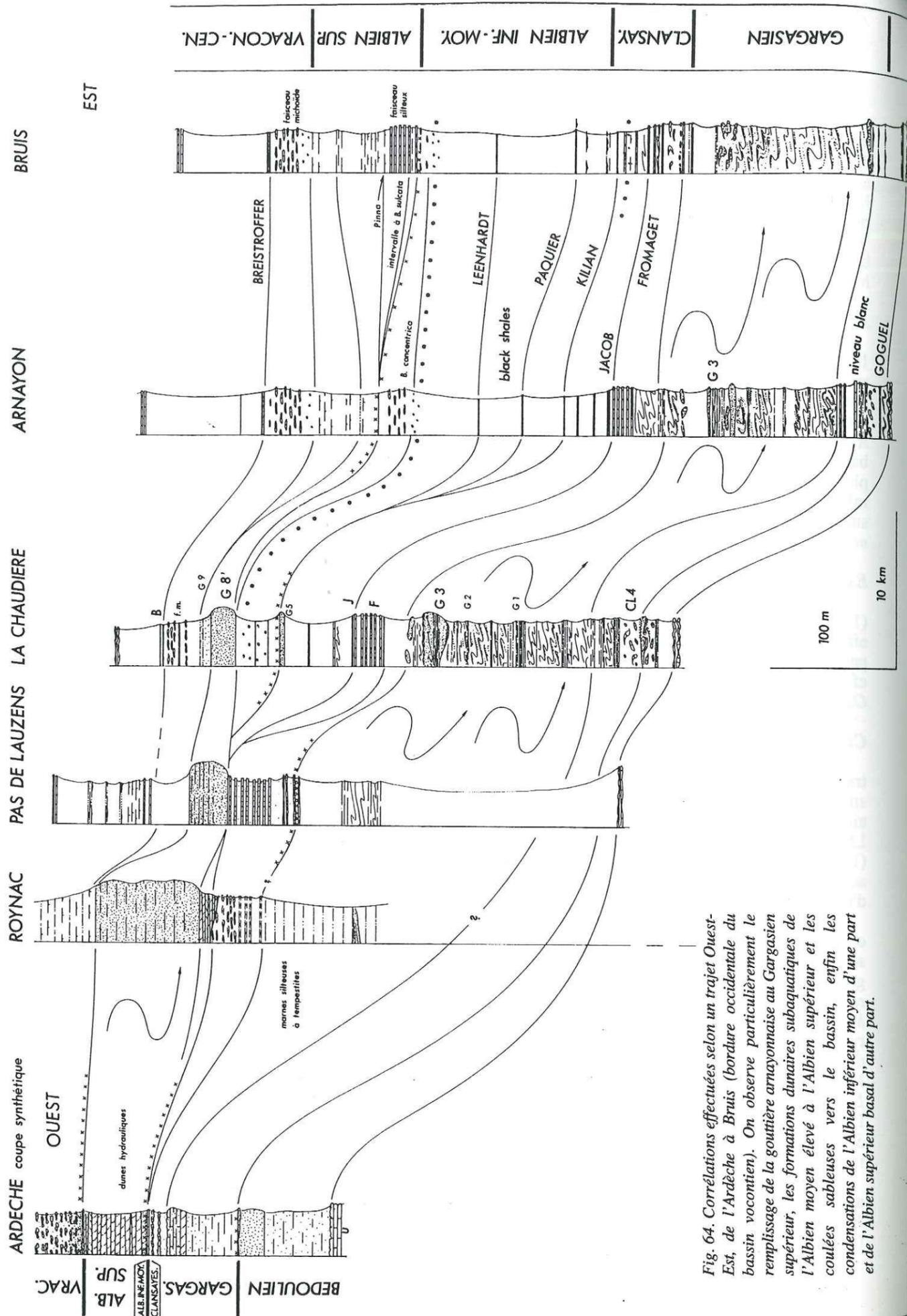


Fig. 64. Corrélation effectuée selon un trajet Ouest-Est, de l'Arèche à Bruis (bordure occidentale du bassin vocontien). On observe particulièrement le remplissage de la gouttière arnayonnaise au Gargasien supérieur, les formations dunaires subaquatiques de l'Albien moyen élevé à l'Albien supérieur et les coulées sableuses vers le bassin, enfin les condensations de l'Albien inférieur moyen d'une part et de l'Albien supérieur basal d'autre part.

trouvées et ce, dès les premières recherches sur le gisement (d'ORBIGNY 1842, 1850) : *D. mammillatum*, *L. lyelli*. JACOB (1907) fait état de nombreuses formes de *Douvilleiceras*, ce qui le conduit à placer ce gisement dans l'Albien inférieur. Cependant, pour BREISTROFFER (1947) il s'agit de déterminations erronées (cf. liste faunique p. 30-32 in JACOB, 1907), le gisement est bien aptien supérieur. Enfin, d'après DELAMETTE, des formes de faunes reliques de plusieurs niveaux de condensation, étagés depuis la partie moyenne du Clansayésien à l'Albien moyen (rappelant en cela les conglomérats phosphatés du Vercors). Sur quelques mètres, les nodules phosphatés disparaissent, la couleur des sables devient ocre. Environ 90 m de sables rouges à strates au litage oblique viennent alors, puis des sables argileux à niveaux indurés gréseux (? 130 m pour RUBINO, 1988). Ceux-ci contiendraient, selon KILIAN et LEENHARDT, *M. inflatum*, *P. majori*, *Anisoceras sp.*, et *S. dispar*, faune indiquant un âge Vraconien supérieur. Selon mes observations, les sables argileux présentent des horizons décimétriques laminés et des horizons d'épaisseur comparable intensément bioturbés. Du reste, la bioturbation oblitère très souvent les horizons laminés. Quelques intervalles peu épais, de quelques décimètres à trois mètres, sont constitués d'unités décimétriques aux strates à litage oblique. L'ensemble correspondrait à une sédimentation en milieu infratidal.

**Conclusions relatives au Valentinois méridional (fig. 64)**

Les affleurements de cette région nous ont conduit d'une zone de sédimentation au cachet bassinale (bien que largement approvisionnée en matériaux de plate-forme par des courants gravitaires), centrée sur la forêt de Saou et le Pays de Bourdeaux, à une zone caractérisée par des faciès de plate-forme distale, sur la rive gauche du Rhône.

La zone de la forêt de Saou et du Pays de Bourdeaux, qui a accueilli d'abondants résédiments au cours de l'Aptien ainsi qu'à l'Albien supérieur, correspond à la partie proximale de l'axe d'approvisionnement en clastiques vers la gouttière arnayonnaise. L'Aptien inférieur élevé et l'Aptien moyen sont constitués presque exclusivement de slumps empilés remaniant des sédiments de plate-forme distale (marnes silteuses à couches de tempêtes, à turbidites...). La base du Clansayésien est caractérisée par la présence d'un complexe de turbidites assez étroitement chenalées (cf. FRIES, 1986), remaniant des sables parfois fortement glauconieux. La partie moyenne et le sommet du Clansayésien correspondent aux faciès bassinaux. Sur les affleurements favorables, on reconnaît le faisceau Fromaget (unité 8) et les marnes calcaires riches en aucellines de l'unité 9. Cette série "autochtone" est tronquée juste au-dessus du niveau Kilian par un premier intervalle gréseux ; peu épais à Bourdeaux et à la Chaudière, il est pluridécamétrique au Pas de Lauzens, et dépasse 100 m à Eyzahut. L'affleurement exceptionnel des Sibours (Sud de Bourdeaux) a montré que le sommet de ces sables offre les caractères d'une surface durcie, surmontée de marnes sableuses à *Rhizocorallium* et par un horizon condensé légèrement glauconieux à *Thalassinoides*. L'interprétation suggérée est que la turbidite d'âge Clansayésien élevé formait le fond de la mer durant un épisode de sédimentation réduite à l'Albien inférieur élevé et de l'Albien moyen (sommet de l'unité 10) recouvrent cette surface ; elles livrent de nombreux nodules barytiques. Le deuxième intervalle gréseux est mis en place à l'Albien supérieur, au cours de plusieurs phases de sédimentation. La sédimentation autochtone "reprend" ensuite au Vraconien inférieur avec la disposition du "faisceau michoïde" (ex. col de la Chaudière, les Guinard), suivie du niveau Breistroffer du Vraconien supérieur et des marnes sus-jacentes.

Plus au Sud, sur la rive gauche du Rhône, les marnes gargasiennes à bélemnites sont nettement chargées en silts et sables. Au-dessus, comme le montre l'affleurement de la ferme Lagarde (les Grèzes), près de Clansayes, la base d'une série sableuse contient les reliques phosphatées remaniées d'un horizon condensé (à faune d'ammonites) du sommet de la zone à *Subnodosocostatum* (= *Martinioides*). Dans la région d'Allan, il lui correspond le sommet des sables jaunes à Orbitolines. La sédimentation continue avec des sables fins argileux et un peu glauconieux plus ou moins épais coiffés par quelques mètres de sables notablement glauconieux à reliques phosphatées d'horizons condensés de la base du Clansayésien (zone à *Nolani*) et de l'Albien inférieur et moyen (zones à *Mammillatum* et *Dentatus*). La faune de la zone à *Nolani* correspond à "l'horizon de Clansayes". Quelques dizaines de mètres d'épaisseur de sables dunaires attribuables à l'Albien supérieur (*s. stricto*) font suite, puis des sables argileux bioturbés à faune du Vraconien supérieur.

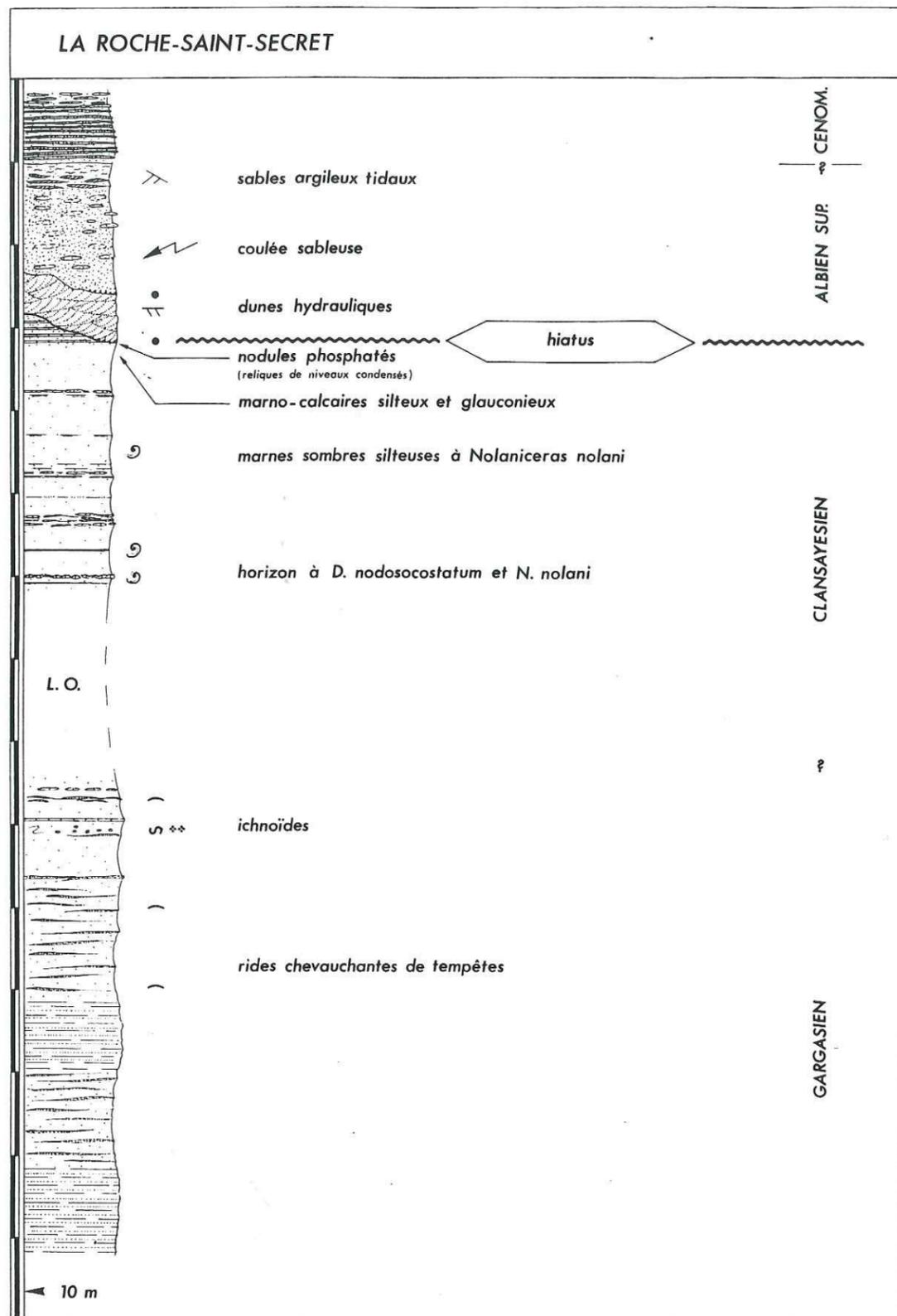


Fig. 65. La Roche-Saint-Secret (la Tour d'Alençon).

### 2.2.3. La Lance

#### La Roche-Saint-Secret (fig. 65)

La série observable à la Tour d'Alençon débute avec une trentaine de mètres de marnes très sableuses, à couches de sable bioturbé qui représentent des couches de tempêtes. Une dizaine de mètres (?) de sables finement lités vient ensuite. On observe un empilement de corps sableux pluridécimétriques à métriques constitués d'un terme sableux à la base, d'un terme silto-sableux très développé au milieu, puis d'une couche à grain plus fin, souvent parcourue de bioturbations à remplissage argileux sombre. Cet ensemble correspondrait à des injections sableuses distales, également consécutives à des tempêtes<sup>21</sup>.

La coupe se poursuit par environ 25 m de marnes sombres silteuses zébrées de couches sableuses et silteuses, souvent chargées en glauconie. La plupart de ces couches se révèlent lenticulaires à l'échelle de la dizaine de mètres. Il ne s'agit pas de remplissages de chenaux ; leur disposition traduit au contraire des lentilles convexes ("hummocks"). Elles correspondent à des rides chevauchantes façonnées lors de tempêtes<sup>22</sup>, typiques d'environnements de plate-forme distale (cf. GUILLOCHEAU & HOFFERT, 1988). Les reliques de la lamination originelle sont fréquentes, cependant la bioturbation est omniprésente.

L'intervalle à couches de tempête se termine par un slump discret, peu épais ; il est surmonté par une marne assez chargée en glauconie caractérisée par la présence de nombreux nodules de calcaire pluricentimétriques (4 cm en moyenne). Deux mètres au-dessus se trouve un banc de calcaire silteux légèrement glauconieux (25 cm), surmonté par trois mètres de marnes à quelques tempestites et un banc calcaire silteux à débit en miches. La série disparaît sous la végétation sur environ 25 m. Au-dessus de cette lacune d'observation, on observe un horizon noir, fissile et silteux, à rares empreintes d'ammonites, que surmonte un calcaire plus ou moins noduleux (slumpé ?), peu silteux, mais glauconieux, à très nombreuses ammonites (*Nolaniceras nolani*). Trois mètres au-dessus, une couche noire, très argileuse, assez fissile, livre des ammonites (*D. nodosocostatum* et *N. nolani* aux tests écrasés (cette lithologie évoque le niveau Jacob connu dans le bassin). Après trois autres mètres de marnes vient un triplet de calcaires silteux constitués d'un banc en miches à la base, d'un banc à peu près tabulaire puis d'un banc slumpé. Un banc de calcaire silteux en miches suit, après cinq mètres de marnes silteuses (admettant une venue sableuse en sa partie moyenne). L'intervalle suivant, constitué de marnes silteuses à petits délits calcaires silteux, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, livre d'abondants *N. nolani*. Un autre banc calcaire silteux en miches fait suite, surmonté de plusieurs mètres de marnes silteuses très noires. Les sables albiens viennent au-dessus en discordance sédimentaire, remaniant en leur base les vestiges d'un ou de plusieurs horizons condensés<sup>23,24</sup>.

Malgré la densité des graminées, plusieurs bancs calcaréo-silteux, un peu glauconieux, sont visibles sur quelques mètres sous le contact, mais celui-ci demeure plus ou moins masqué. Les sables quartzeux et glauconieux sus-jacents sont structurés en strates à litage oblique, constituant les témoins de dunes hydrauliques, mais deux mètres environ au-dessus de la base, ces dépôts sont tronqués par une surface d'érosion et recouverts par des sables de même nature, à lamination horizontale plan-parallèle sur une épaisseur de un à plusieurs décimètres. Au-dessus, les sables sont complètement homogènes, déstructurés, mais admettent de fréquents sphéroïdes et rouleaux gréseux suggérant un écroulement de la dune et la resédimentation du matériel selon une coulée en masse. Du reste, ce mécanisme de sédimentation gravitaire étroitement lié à la déstabilisation des

<sup>21</sup> En fait, le terme silto-sableux est formé par la répétition d'un motif exprimé sur quelques centimètres d'épaisseur, où l'on note : une couche basale à lamines planes, surmontée de petites rides chevauchantes à lamination oblique, elles-mêmes tronquées par une surface d'érosion ; quelques lamines parallèles au grain assez grossier scellent cette surface ; puis la morphologie ondulée est comblée par un sédiment plus fin, lui-même à lamines parallèles. Le motif est ainsi composé d'une couche basale déposée en suspension, d'une ride chevauchante mise en place par traction, traduisant une vitesse d'écoulement plus élevée, d'une mince ride chevauchante déposée en suspension, et d'une couche sommitale déposée en suspension lors d'une perte d'énergie du flux. Chaque corps sableux correspondrait à une phase de sédimentation suivant une tempête. Quelques figures d'échappement d'eau peuvent y être observées.

<sup>22</sup> comme l'a constaté GUILLOCHEAU comm. pers. sur l'affleurement (1987)

<sup>23</sup> Le contact étant masqué par une abondante végétation au fond du vallon est plus ou moins bien observable sous les ruines de la Tour d'Alençon.

<sup>24</sup> Remarquons ici que MOULLADE (1966) datait du "Gargasien sommital" le substratum "marno-sableux" de ces sables.

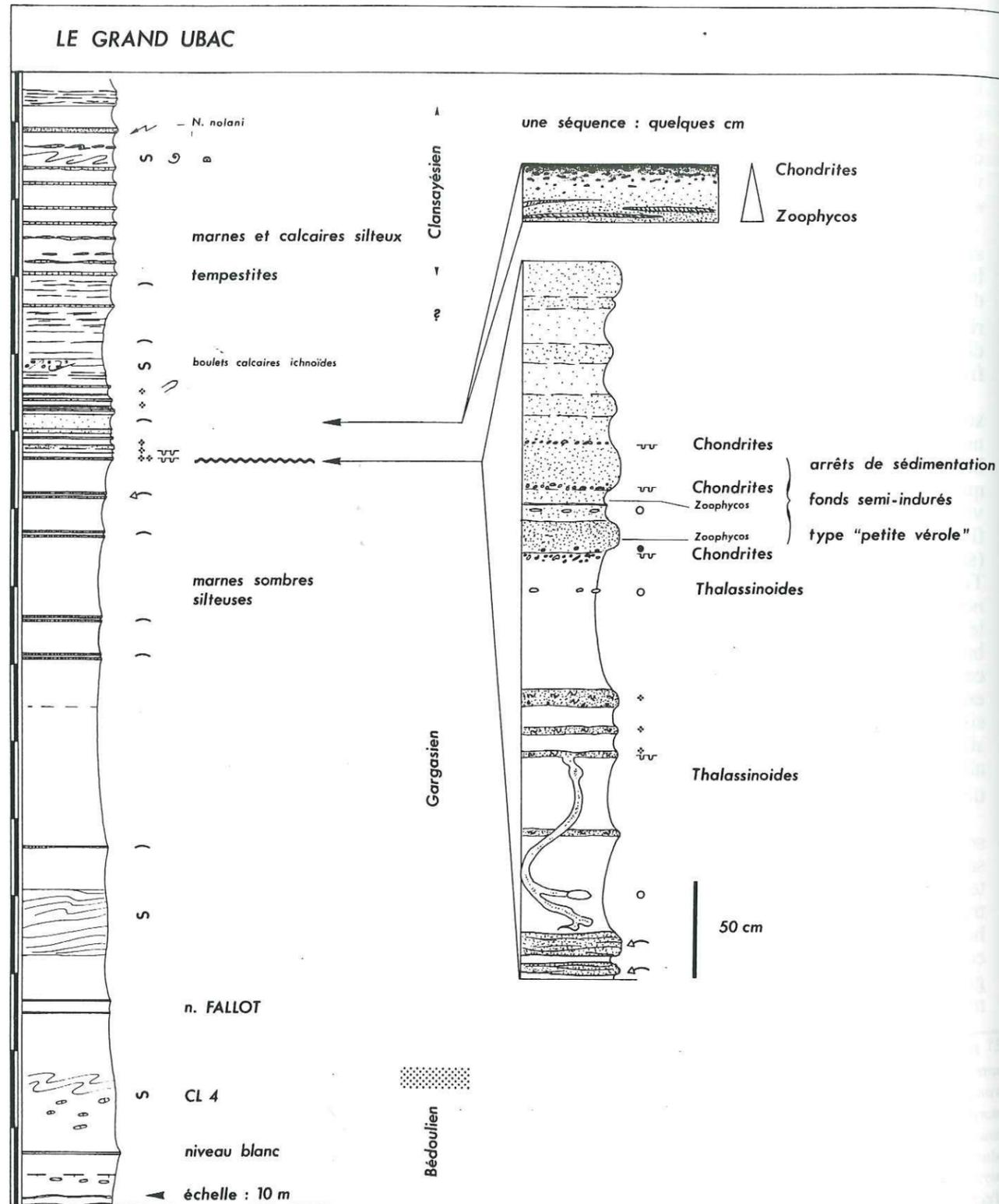


Fig. 66. Le Grand Ubac. Les marnes silteuses aptiennes ; les arrêts de sédimentation au sommet de l'Aptien moyen - base de l'Aptien supérieur.

dunes, trouve largement appui dans les observations effectuées par MONTENAT et BARRIER (1985, p. 19-20, fig. 4, et pl. 1, fig. 6). Ces auteurs ont effectivement décrit sur des terrains plio-pléistocènes du détroit de Messine (actuellement portés à l'émergence du fait de l'intense activité géodynamique de la région) des tronçatures de dunes hydrauliques par des coulées gravitaires : "les dunes hydrauliques sont "écrêtées" et plus ou moins profondément ravinées par des dépôts de même nature mais dépourvus de stratification, correspondant à des coulées gravitaires de type "grain flow" dont la puissance est métrique à décimétrique". L'ampleur des surfaces de ravinement est plurimétrique. Les auteurs précisent que "les données paléobathymétriques indiquent que ces dépôts se sont réalisés sous une tranche d'eau importante ( $\geq 200$  m)". Le déclenchement des écoulements sableux (le matériel consiste dans ce cas en calcarénites) serait pour l'essentiel imputable aux secousses sismiques très fréquentes dans ce secteur comme on le sait (*ibid.*, p. 16, 20). L'épaisseur des sables à strates au litage oblique est variable, la surface d'érosion étant irrégulière ; elle est nettement plus importante vers l'Ouest en direction du Serre Bourson.

A la base des sables, des nodules phosphatés remaniés, emballés dans des sables très glauconieux, sont localement abondants ; plusieurs gisements ont d'ailleurs été autrefois exploités (Tour d'Alençon et Serre Bourson, cf. CAUTRU, 1977) ; quelques uns ont été entraînés à la base de la coulée sableuse sommitale. Ces nodules ne sont pas datés. Au sommet du "grain flow" se trouvent des faciès tidaux à dominante sableuse, rapportés au Vraconien (? RUBINO, 1988) : sur 2 à 3 m, passée à rides sableuses lenticulaires, et argiles sableuses à litage ondulé ("wavy bedding"), devenant bioturbées vers le sommet, sur 4 à 6 m des sables à stratification en petits bancs décimétriques.

#### Le Grand Ubac (fig. 66)

Le contact avec l'Aptien inférieur calcaire est en lacune d'observation. La série exposée débute par des marno-calcaires assez fins, mais probablement resédimentés, coiffés d'un calcaire décimétrique. L'ensemble, vraisemblablement contemporain du faisceau du niveau blanc caractérisé plus distalement, est coiffé par une débrite décimétrique (contemporaine de CL 4 ?). Des marnes sombres font suite sur une trentaine de mètres ; elles admettent, au tiers inférieur, deux passées assez fissiles qui peuvent se rapporter au niveau Falloit. Six mètres au-dessus de la deuxième passée vient un slump d'une douzaine de mètres d'épaisseur. La série se poursuit par cinquante mètres de marnes sombres intercalées de couches silteuses et sableuses, pluricentimétriques, le plus souvent très bioturbées. L'aspect de ces couches est assez comparable à celui des rides observées à la Tour d'Alençon. Relativement étendues latéralement, elles pourraient résulter d'épandages détritiques lors de tempêtes exceptionnelles.

Ensuite, sur une demi-douzaine de mètres, le sédiment se charge nettement en silt et sable, à telle enseigne que son induration forme une petite corniche dominant les marnes sous-jacentes. Un examen détaillé de cet intervalle nous permet de présenter les faits suivants. Environ un mètre sous la base de la corniche, se trouve un horizon de quelques centimètres de marne silto-sableuse glauconieuse. Issues de cet horizon, des traces cylindriques claires, verdies s'enfoncent dans le sédiment sombre sous-jacent, le pénétrant d'environ un mètre (jusqu'à un doublet de tempestites). Ces traces de 5 cm de diamètre, parfois dichotomisées, présentent un cylindre coaxial d'un à deux centimètres de diamètre, à remplissage de grains glauconieux. Ces structures correspondent à des terriers de *Thalassinoides*, nimbés d'un pâle halo d'oxydation. Quelques nodules calcaréophosphatés de couleur blonde, pluricentimétriques, sont centrés sur ces terriers, environ 70 cm sous l'horizon glauconieux. Deux délits silto-sableux situés au-dessus de cet horizon contiennent une substantielle phase glauconieuse et quelques nodules phosphatés noirs (remaniés). La base de la corniche correspond à un niveau assez induré de 17 cm d'épaisseur, de sable très bioturbé, glauconieux, où l'on reconnaît d'abondants *Zoophycos* (décimétriques à pluridécimétriques), aux traverses glauconitisées. Il contient des moules d'ammonites de grande taille, mal préservées. Quelques nodules phosphatés brun foncé se rencontrent à la base de cette couche. La marne sombre sous-jacente est criblée, sur quelques centimètres, de petites bioturbations, de diamètre millimétrique, à remplissage glauconieux. Ces réseaux de type *Chondrites* confèrent à la roche l'aspect de "petite vérole" déjà décrit (I.1.1.4 & I.1.2.7). Quelques terriers au diamètre plus important (2 cm) se surimposent et se développent sur plusieurs dizaines de centimètres sous la couche glauconieuse indurée. Au-dessus de cette dernière, viennent quinze centimètres de marne silteuse et glauconieuse dont la partie moyenne est largement façonnée par des *Zoophycos*.

De fréquents nodules phosphatés beiges sont épars dans la partie inférieure. Une nouvelle induration silteuse et glauconieuse fait suite, dont la base, argileuse, est envahie de terriers de *Chondrites* ("petite vérole"). La couche sus-jacente, de 15 cm d'épaisseur, présente le même système de bioturbation. Ces faits montrent à l'évidence la succession de quatre arrêts de sédimentation durant lesquels se sont formés nodules phosphatés et glauconie. Les deux premiers présenteraient une certaine importance.

La corniche se poursuit sur deux mètres par une succession d'indurations de marnes silto-sableuses dont la charge en glauconie s'amenuise rapidement. Des sables lités les recouvrent sur 2,10 m, coiffés à leur tour de quatre indurations sur quelques décimètres. Ces couches, dans leur ensemble, se trouvent formées par la répétition d'un même motif, généralement développé sur quelques centimètres (cf. fig. 66). La base, formée d'un sable massif, repose par un contact tranché (lorsque non brouillé par la bioturbation) sur la séquence précédente. La granulométrie diminue vers le haut ; les traces de *Zoophycos* sont alors abondantes. Puis le sédiment se charge en argile, et le sommet correspond à une couche sombre d'argile silteuse. Cette partie supérieure est parcourue d'abondantes petites bioturbations (*Chondrites*) à remplissage argileux sombre. Cette succession traduit des injections répétées de matériel sableux, vraisemblablement déclenchées lors de tempêtes paroxysmales, dans un milieu de faible énergie. Une fréquence élevée de tempêtes peut éventuellement expliquer l'empilement serré de ces couches. Cependant, le contexte peut au contraire suggérer un faible taux d'accumulation de vases hémipélagiques qui, de la sorte, ne diluent pas ces apports latéraux dont la fréquence n'augmente pas. Cette interprétation est confortée par la présence des *Zoophycos* réputés caractéristiques de pauses sédimentaires depuis les travaux de GAILLARD et OLIVERO (1993).

Au-dessus, et sur six mètres, les passées silto-sableuses, assez calcaires, sont espacées au sein de marnes sombres silteuses. On remarque, intercalés dans les deux premiers intervalles marneux, deux niveaux de marnes sombres assez fissiles, dont le sommet est légèrement glauconieux. La série devient ensuite nettement plus argileuse sur une dizaine de mètres, mais elle admet toujours des passées silto-sableuses bioturbées. Celles-ci, lenticulaires à l'échelle décamétrique ou pluridécamétrique, représentent encore des couches de tempête. On peut noter une recrudescence de la glauconie dans les quelques passées supérieures. Par ailleurs, vers la base de cet intervalle très marneux, on observe un ensemble de nodules calcaires ichnoïdes de taille décimétrique (jusqu'à 30 cm). Leur rapport avec l'encaissant est ambigu du fait des conditions d'affleurement ; ils semblent associés à un slump. Huit bancs de calcaire silteux (15 - 20 cm) sont ensuite répartis sur environ 17 m ; certains sont michoïdes. Recouvrant le dernier de ces bancs, un slump épais de 2,50 m a livré des échinides et des ammonites dont les genres *Diadochoceras*, *Phylloceras*, *Tetragonites* et *Nolaniceras* attestant l'Aptien. Un banc calcaire en miches fait suite, puis deux mètres de marnes silteuses coiffées d'un grès fin, laminé. La coupe se termine avec 2,50 m de marnes silteuses et un banc silteux de 2 m d'épaisseur.

### Le Célas (fig. 67)

Les affleurements débutent avec les marnes et calcaires à *N. nolani* du Clansayésien. Ils sont surmontés par une barre gréseuse à la base de laquelle on trouve de petits nodules phosphatés ainsi que des petits moules usés de gastéropodes et d'ammonites. Cette barre gréseuse se décompose cependant en deux parties. La base, sur cinq mètres environ, est caractérisée par d'épaisses strates à litage oblique. De même qu'à la Roche-Saint-Secret, la recherche d'influences tidales selon les critères évoqués par ALLEN (1981) et ALLEN & HOMEWOOD (1984) (cycles semi-diurnes) n'a pas abouti de manière convaincante, même si des séquences de faisceaux assez similaires à celles figurées par les auteurs peuvent être observées (ex. fig. 2-5 in ALLEN & HOMEWOOD, 1984). Un travail plus spécialisé serait nécessaire à cet égard. On remarquera que le sens de progradation de ces dunes hydrauliques est pratiquement Est-Ouest. Ces dunes sont tronquées par un écoulement sableux épais d'environ 15 m. Un nouvel intervalle composé de strates à litage oblique (3 m) le surmonte, remaniant le sable resédimenté (palimpseste) ; il est tronqué à son tour par une nouvelle coulée sableuse sommitale. Au sommet, un silt argileux et glauconieux, réduit à quelques décimètres d'épaisseur, est riche en ammonites, avec *Puzosia*, *Kosmatella*, *Anisoceras*, *Stoliczka* (base de la zone à *Dispar*). Il est recouvert par deux mètres de marnes gris sombre à fréquentes ammonites dont *Ostlingoceras puzosianum*, *Hamites*, *Scaphites*, ainsi que des aucellines. Une passée de marne laminée (*black shale*) vient ensuite ; les céphalopodes sont très nombreux avec *Lechites* cf. *gaudini* et *M. bergeri*. Six mètres au-dessus

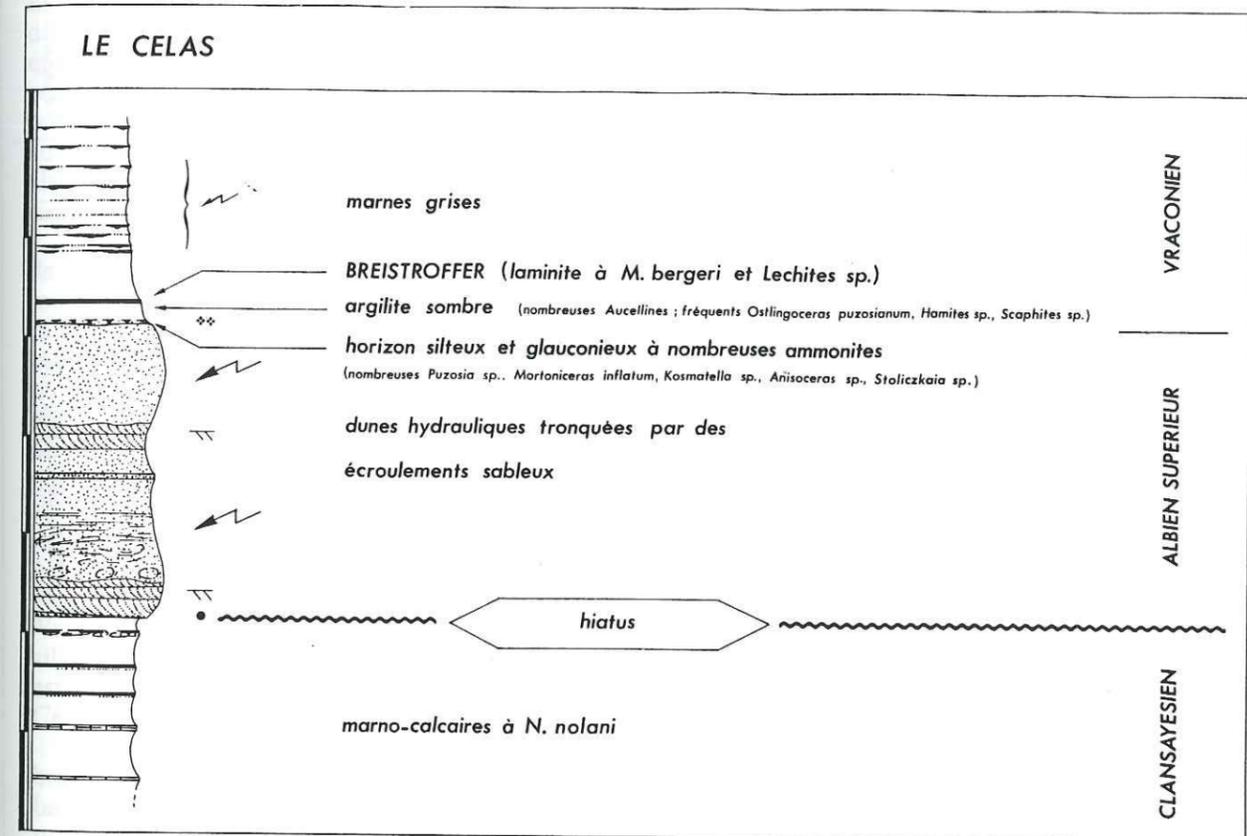


Fig. 67. Le Célas

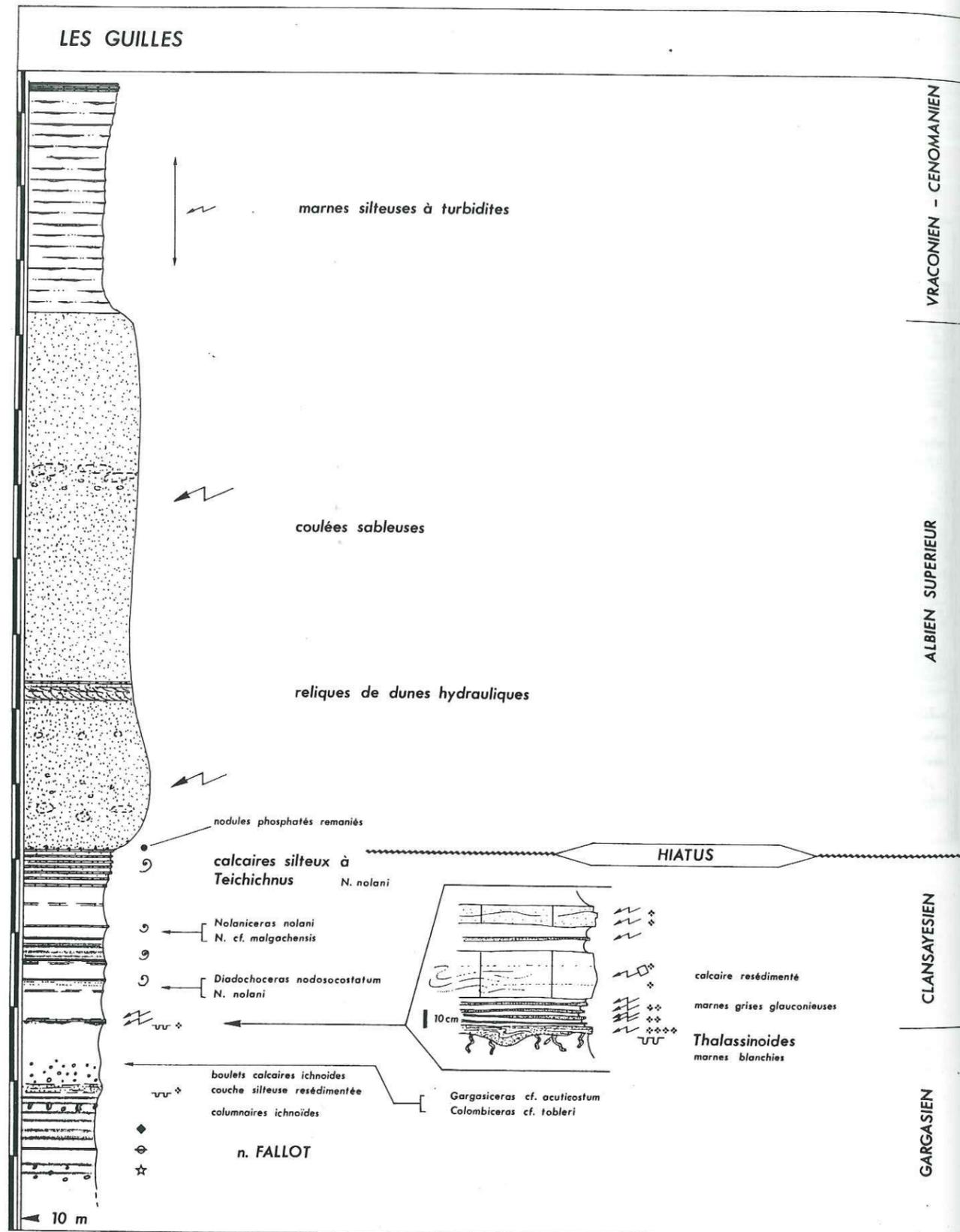


Fig. 68. Les Guilles.

débuté un intervalle d'environ 12 m de marnes, lardées de nombreuses turbidites de 2 à 3 cm d'épaisseur, qui se termine avec des petits bancs calcaires vraisemblablement cénomaniens.

### Les Guilles, les Grandes Fontaines (fig. 68)

La coupe débute avec les marnes bleues gargasiennes. Quelques mètres au-dessus de la base de l'affleurement, on observe une couche sombre un peu fissile à nombreuses amandes phosphatées. Il s'agirait, selon toute vraisemblance, de l'équivalent d'une des passées du niveau Fallot. La présence d'amandes phosphatées est cependant exceptionnelle. De nombreux nodules barytiques parsèment les marnes sous-jacentes (des types "patate" et "hérisson"). Sept à huit mètres de marnes, au rubanement clair-sombre, viennent ensuite. Des columnaires ichnoïdes sont disposés dans leur partie moyenne. Une passée de marne silto-glauconieuse plus ou moins laminée, d'une épaisseur de 1,50 m, recouvre ces marnes dont la partie supérieure est verdie et pâlie sur quelques centimètres ; il ne semble pas y avoir de bioturbations caractéristiques. La passée silto-glauconieuse contient de fréquentes boules calcaires de petite taille, et paraît slumpée. Huit mètres de marnes font suite et, sur une épaisseur de 2,50 m, au tiers inférieur, elles sont caractérisées par de très abondants ichnoïdes calcaires pluricentimétriques qui ont livré *Gargasiceras cf. acuticostatum* et *Colombiceras cf. tobleri*, dénotant l'Aptien moyen. L'horizon qui coiffe ces marnes est complexe. L'examen détaillé montre en effet une surface marneuse érodée et blafarde, pénétrée par des terriers de longueur décimétrique, à remplissage glauconieux, du type *Thalassinoides*. Cette surface est toutefois cachetée par une turbidite décimétrique qui remanie un sable très glauconieux. Quatre turbidites glauconieuses, centimétriques à pluricentimétriques, se succèdent alors sur 15 cm, intercalées dans des marnes grises et glauconieuses. Un banc calcaire de 25 cm d'épaisseur se remarque alors par ses nombreuses mouchetures glauconieuses. Bien qu'homogène au premier abord, il comporte en fait de nombreuses figures de fluage qui suggèrent son origine résédimentée, alors plus ou moins oblitérée par la diagenèse. Une turbidite centimétrique vient ensuite au milieu d'une épaisseur de 15 cm de marne grise glauconieuse. L'ensemble se termine par un calcaire de 15 cm d'épaisseur qui s'avère formé de deux calciturbidites glauconieuses superposées. Une quinzaine de mètres de marnes à bancs calcaires espacés vient ensuite. A leur base, un horizon très fossilifère livre *Diadochoceras nodosocostatum*, *Nolaniceras nolani*, *Hemitetragonites* sp, assemblage de la base de l'Aptien supérieur. Au sommet de cet intervalle, un banc est riche en *Nolaniceras nolani* et *Nolaniceras cf. malgachensis*. Au-dessus, et sur quelques mètres, viennent des bancs de calcaire silteux, resserrés, à *N. nolani*. Ils sont façonnés par des *Teichichnus*. Ce faisceau de petits bancs est recouvert par la masse sableuse albiénienne. Des petits nodules phosphatés identiques à ceux du Célas sont fréquents à la semelle de ces grès.

La barre gréseuse est ici très épaisse : 70 à 80 m. Les sables sont complètement homogènes excepté sur un intervalle de trois mètres ; celui-ci, situé à environ vingt mètres de la base, présente une stratification à litage oblique (palimpseste). Un banc pluridécimétrique à grains grossiers le surmonte. En plusieurs cas cependant, des lamines plus ou moins plan-parallèles se devinent dans le sédiment ; elles s'enroulent parfois et forment de grandes convolutions. Des sphéroïdes (boules) et rouleaux grésifiés sont fréquents. Ces traits paraissent caractéristiques de deux écroulements dunaires. Le sommet montre un contact brutal entre grès et marnes sus-jacentes. Aucune macrofaune n'y a été découverte. De rares *R. appenninica*, dans les lavages, attestent un âge Vraconien à Cénomanien. Trente à quarante mètres de marnes entrecoupées de nombreuses turbidites pluricentimétriques font suite avant de laisser la place à des calcaires (cénomaniens).

### Col de la Sausse (Est)

Du fait du recouvrement par la végétation, seule la partie supérieure des grès albiens est observée. Ces grès sont très épais (70 m ?). Leur partie supérieure montre des séquences granoclassées, avec des éléments qui peuvent atteindre le centimètre à la base. Au-dessus, un slump important se développe sur une quarantaine de mètres. Il est constitué de marnes grises silteuses, et contient aussi de grandes loupes de grès dans lesquelles il est donné sporadiquement d'observer des concentrations de grains de glauconie et des nodules phosphatés. Une vingtaine de mètres de marnes précède des calcaires en petits bancs (cénomaniens).

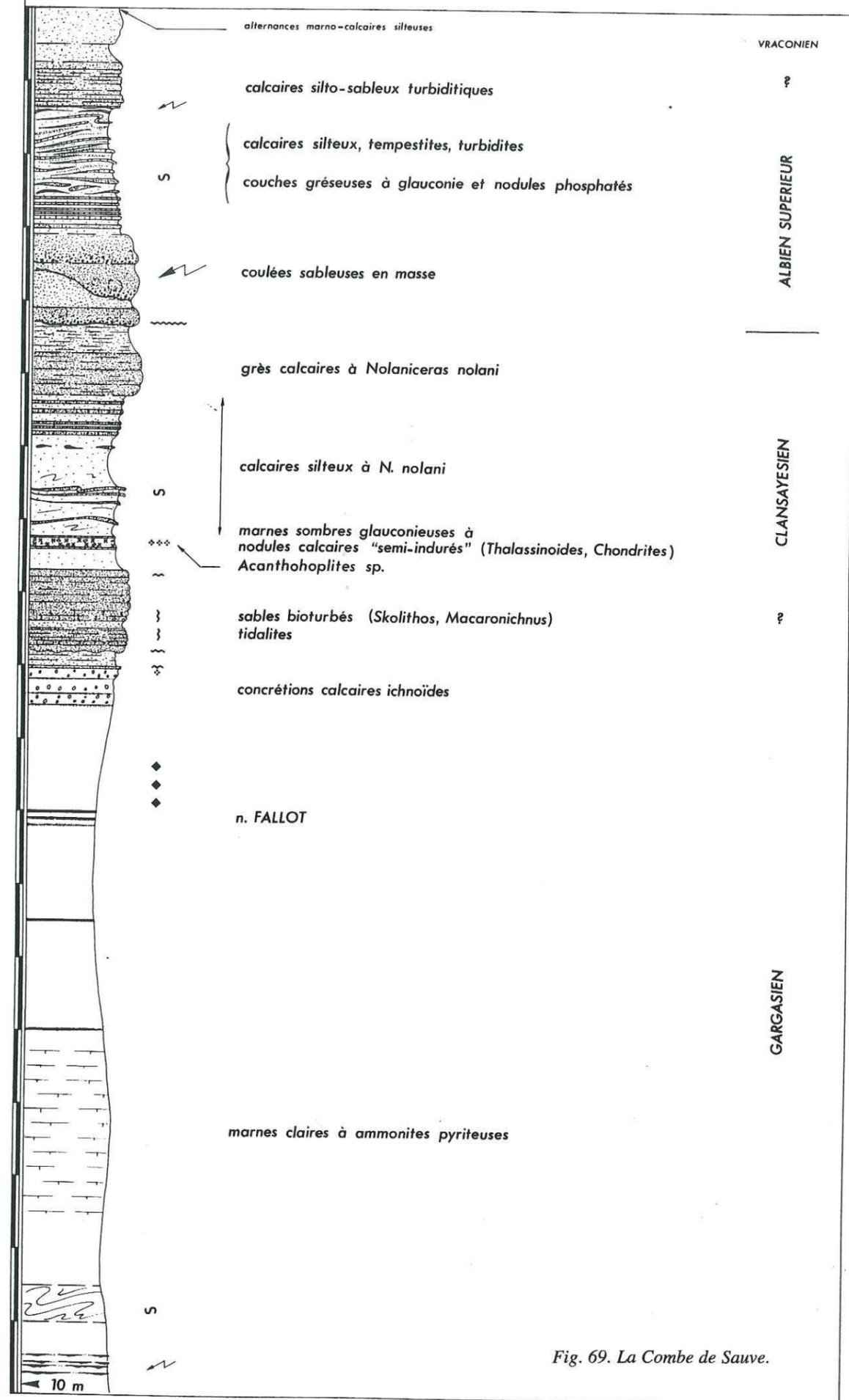


Fig. 69. La Combe de Sauve.

## La Combe de Sauve (fig. 69)

Une quinzaine de mètres de marnes assez calcaires forment la base des affleurements. Quelques turbidites sont intercalées. Suit un slump de 4 à 5 m d'épaisseur qui remanie des horizons assez calcaires correspondant vraisemblablement au faisceau du Niveau blanc. A une dizaine de mètres de marnes foncées, homogènes, succède alors un ensemble un peu plus clair, de vingt cinq mètres d'épaisseur, puis des marnes sombres comportant quelques horizons fissiles se développent sur une quinzaine de mètres. Il s'agit du niveau FalLOT. La série se poursuit par une épaisseur équivalente de marnes homogènes (il y a une lacune d'observation de plusieurs mètres dans la partie supérieure). La sédimentation change alors de style.

Les cinq mètres suivants se chargent de très nombreux nodules calcaires ichnoïdes, de forme sphérique, ou allongée dans le sens vertical; certains constituent des sortes de cylindres creux. Ils sont répartis régulièrement selon quatorze plans, de manière très comparable au gisement de l'Aptien inférieur des Châtaigniers (Gumiane, I.1.2.2). Les marnes sont très fines à la base et certaines passées sont un peu fissiles. Le mètre supérieur est nettement silteux (très légèrement glauconieux). Les nodules y sont, par place, légèrement échancrés superficiellement par des réseaux de *Chondrites* au remplissage silteux et glauconieux, fait attestant une diagenèse sous faible enfouissement (diagenèse très précoce ou/et taux de sédimentation réduit).

Une barre sableuse recouvre ces sédiments marneux (fig. 70). A la base se trouve un banc de 35 cm labouré par des bioturbations plus ou moins horizontales. Il est suivi de deux autres bancs qui présentent un faciès comparable dans un encaissant plus fin et plus tendre, épais de 2,20 m. Un ensemble de 3 m est formé de quelques gros bancs pluridécimétriques à l'aspect michoïde, surtout pour les trois premiers. A la base des bancs, les nombreuses bioturbations sont sub-horizontales; mais leur sommet est traversé de bioturbations verticales du type de *Skolithos*. Ces faits suggèrent un hydrodynamisme important, une faible tranche d'eau. Sur six mètres, les grès présentent des couches pluricentimétriques à pluridécimétriques au litage madré; ils sont intensément bioturbés, et présentent des terriers de *Macaronichnus* (igen.). Par comparaison avec l'actuel, ceci évoque un milieu peu profond, infratidal à intertidal.

Une reprise de la sédimentation hémipélagique s'opère alors sur une vingtaine de mètres. Trois mètres au-dessus des grès, après un intervalle marneux mal visible, une passée de marne très glauconieuse s'individualise; elle comporte de fréquentes concrétions calcaires décimétriques. Ces dernières sont sculptées en surface par des réseaux de *Chondrites*, à l'instar des derniers nodules du gisement sous-jacent, ce qui laisse supposer des conditions de genèse comparables à celles alors évoquées (fig. 71). Au sommet de cette passée un lit d'argilite sombre a livré un *Acanthohoplites*. Le niveau glauconieux étant très mal visible, du fait des conditions d'affleurement, n'a pu faire l'objet d'observations plus détaillées. Les marno-calcaires silteux sus-jacents sont slumpés. Les ammonites du genre *Nolaniceras* y sont fréquentes; on y rencontre aussi quelques bivalves.

Un faisceau de bancs de grès calcaires pluridécimétriques fait suite sur sept mètres d'épaisseur. Ces grès sont lités et bioturbés. A la base du faisceau, les deuxième et troisième bancs présentent une abondante faune de *Nolaniceras*; ils livrent aussi quelques rameaux de Chéirolepidiacées. Ensuite, et sur 13 m, les bancs s'épaississent et deviennent plus franchement gréseux. Quoique massifs, ces bancs sont divisés en petites unités pluricentimétriques, mais sont toujours bioturbés. Cet ensemble est recouvert par des grès massifs, d'une épaisseur de l'ordre de 10 m, à sphéroïdes diagénétiques (boules de grès)<sup>25</sup>. Ils présentent, comme au col de Sausse (voir plus haut), des séquences granoclassées à la base desquelles les grains de quartz peuvent dépasser un centimètre. Les fragments d'ostracées sont fréquents. Par ailleurs, on y trouve des galets mous dont la taille peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres. Vers le haut, et sur quelques mètres, les grès présentent des unités pluridécimétriques, au litage horizontal, ainsi que des rides chevauchantes mamelonnées (*hummocks*). L'épais slump qui recouvre les grès emballe, à côté de paquets de bancs calcaires, de grandes loupes gréseuses à concentration de glauconie et de nodules phosphatés. Une empreinte de *B. sulcata*<sup>26</sup> atteste le remaniement de cet horizon condensé de l'Albien supérieur. Un faisceau décimétrique de turbidites fait suite au slump.

L'ensemble des grès, qui offre localement une épaisseur de l'ordre de 30 m, forme l'ossature d'une crête boisée qui domine le hameau de la Combe de Sauve. Pour MOULLADE (1966, p. 296) ces "grès supérieurs" de la région de Venterol reposent sur le Clansayésien inférieur

<sup>25</sup> Le contact entre les deux unités gréseuses est masqué par le couvert végétal.

<sup>26</sup> découverte par DELAMETTE

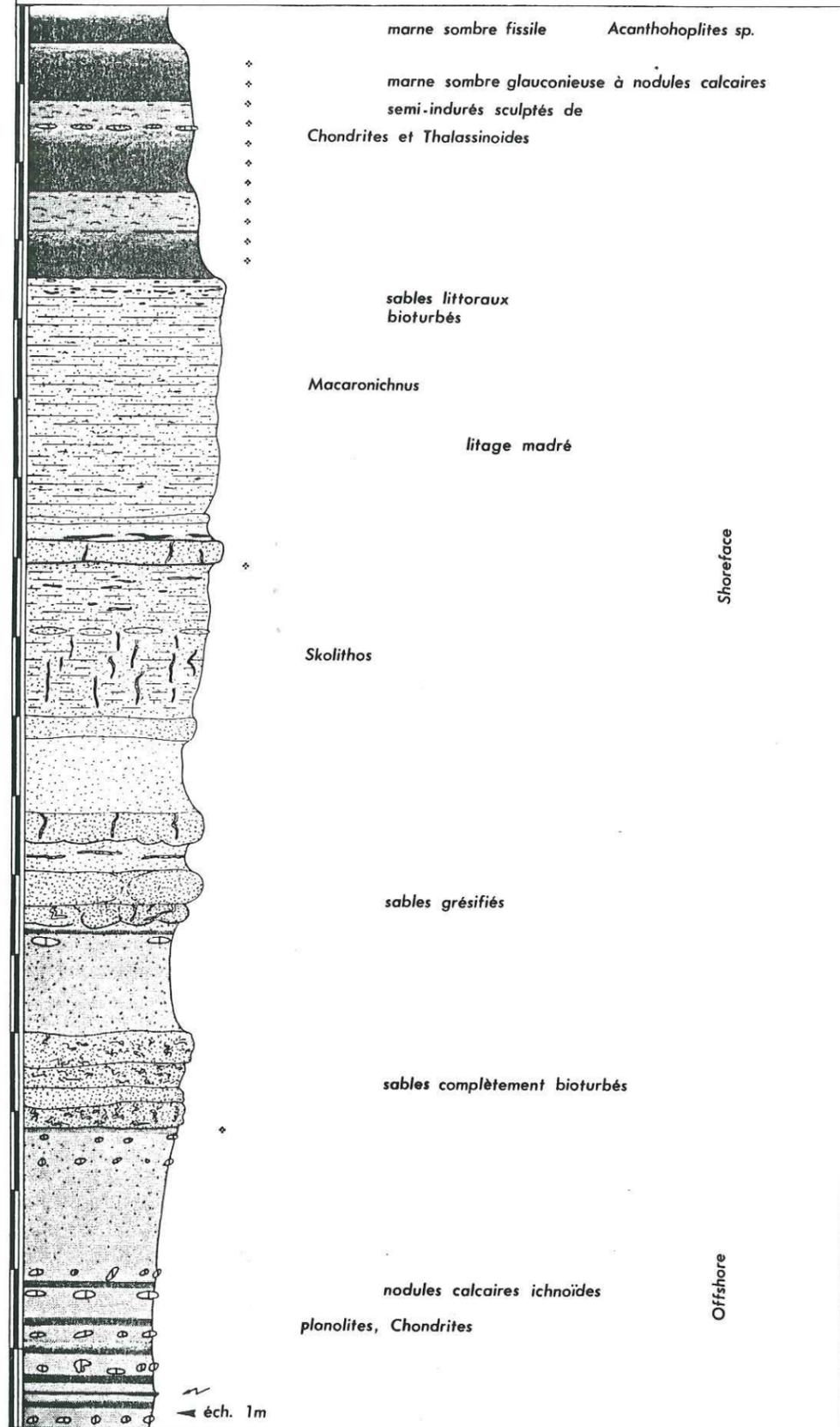


Fig. 70. La Combe de Sauve. Sables tidaux de la base de l'Aptien supérieur.

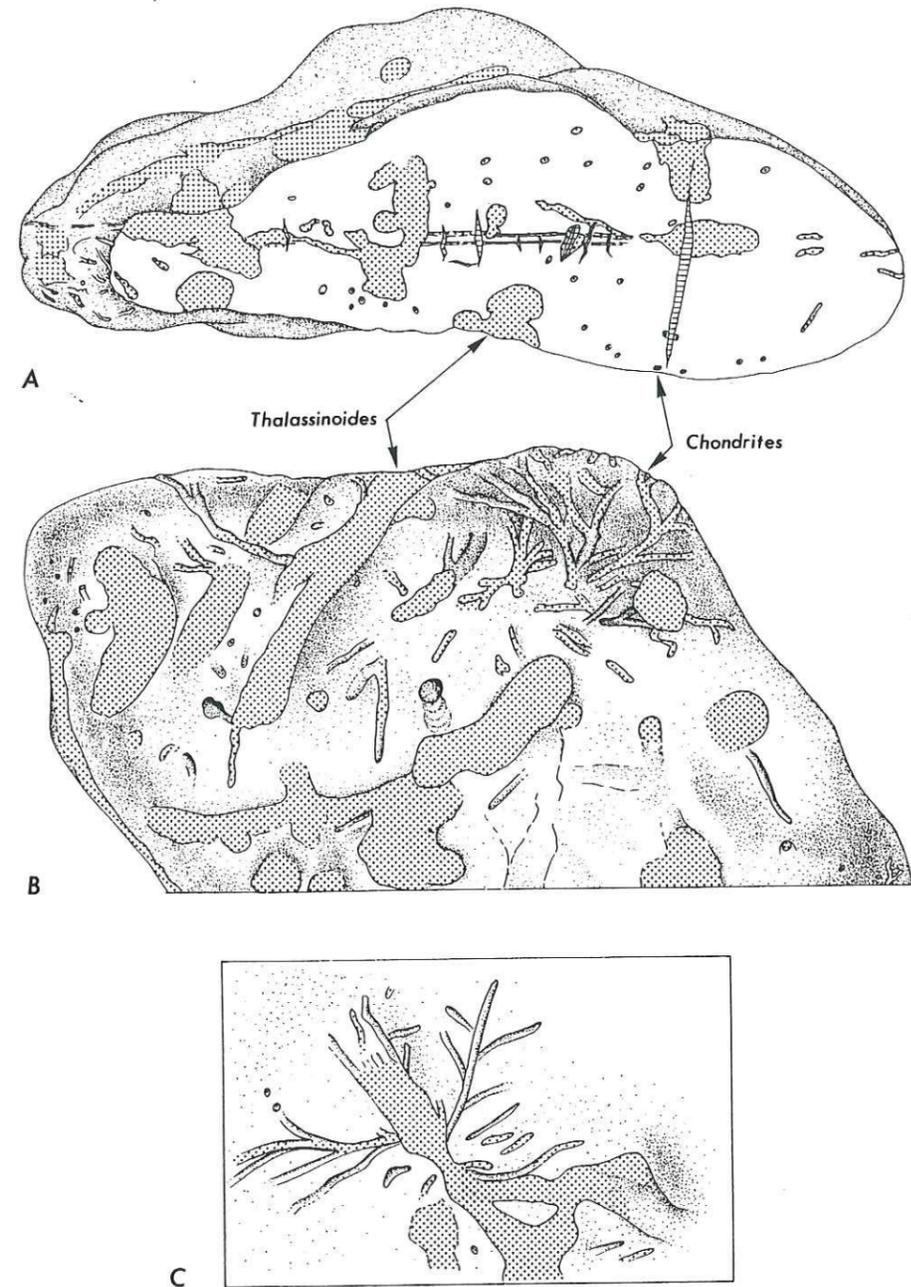


Fig. 71. La Combe de Sauve. Au sein d'un horizon condensé clansayésien (positionné sur la figure 70) formé de marnes sombres sableuses et glauconieuses : concrétions calcaires parcourues de terriers de Chondrites et de Thalassinoides. Nombre de ces traces fossiles épousent la forme extérieure des nodules, à l'instar de sculptures en bas relief, ce qui permet de supposer que les nodules en voie de formation avaient alors la consistance d'une "crème calcaire", particulièrement cohérente au moment de la formation des terriers. Quelques uns de ces terriers traversent les nodules ; ils sont remplis de matériel sablo-glauconieux. a : vue en coupe ; b : surface du nodule ; c : un détail de la surface d'une concrétion ; les rapports entre les traces fossiles permettent de supposer que le réseau de Chondrites est postérieur au terrier de Thalassinoides. Figurés horizontaux : filonnets calcitiques.

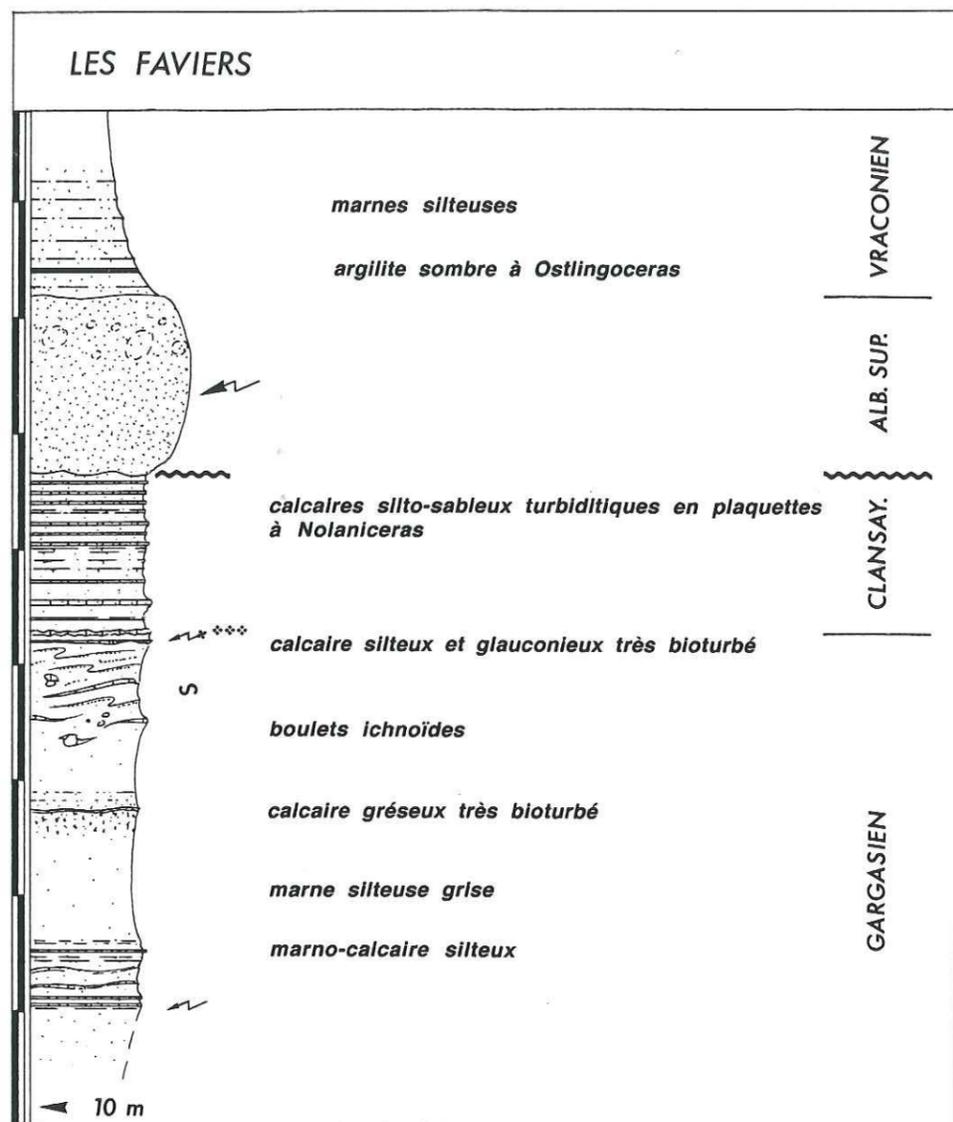


Fig. 72. Les Faviers.

et "les marnes sus-ordonnées appartiennent au Vraconien basal" ; les grès "correspondent à l'Albien entier". Comme nous l'avons vu cet ensemble correspond à deux unités superposées. Les grès de base sont de l'Aptien supérieur basal ("Clansayésien inférieur") attesté par la faune d'ammonites. L'unité supérieure est peut-être contemporaine des sables albiens évoqués dans les paragraphes précédents, mais l'âge du slump qui le coiffe pourrait laisser penser à la base de l'Albien supérieur (même âge que la base du faisceau silteux de Palluel ?)

#### Les Faviers (fig. 72)

Une soixantaine de mètres de sédiments hémipélagiques sont observables sous la barre sableuse albiennaise. Quelques turbidites inaugurent la coupe ; elles sont surmontées par un slump d'environ deux mètres qui remanie des matériaux silto-sableux, puis d'un petit faisceau de turbidites d'environ huit mètres d'épaisseur. Vingt-cinq mètres de marnes assez homogènes font suite. Un délit calcaire met fin à cet épisode ; il est recouvert d'un slump. Une induration métrique formée d'une marne silteuse et glauconieuse constitue un changement dans le style de la sédimentation. Sur cinq mètres, les marnes sont intercalées de niveaux silto-sableux très bioturbés analogues à ceux décrits sur la coupe du Grand Ubac. Des marnes formant une petite vire les recouvrent, puis font place à un faisceau dodécamétrique d'alternances marno-calcaires silteuses qui se resserrent étroitement sur les trois derniers mètres. Elles ont livré des *N. nolani* montrant un âge aptien supérieur.

La barre gréseuse se réduit ici à une quinzaine de mètres d'épaisseur. Elle est complètement homogène, si l'on excepte les nombreux sphéroïdes du tiers supérieur. Sa semelle montre de grands "flute casts" (métriques). Le caractère resédimenté de ces sables massifs à nombreux sphéroïdes gréseux est manifeste. Au sommet, les faciès sus-jacents sont argilo-silteux et micacés ; une passée située deux mètres au-dessus des grès a livré des *Lechites* et des *Ostlingoceras*. Le niveau est contemporain du Breistroffer. Une quarantaine de mètres de marnes silteuses est visible au-dessus.

#### L'Extiallon (fig. 73)

La base de la série n'est pas observable. Un affleurement situé près du Planas permet cependant de constater la présence du niveau Goguel au-dessus d'une débrite venant au contact de l'Aptien inférieur calcaire. Des dizaines de mètres (peut-être jusqu'à 150 m) correspondant à une grande partie de l'Aptien moyen sont en lacune d'observation. Les divers arrachements épars dans le ravin de Suffie permettent de penser que, pour la partie inférieure de cet intervalle, les faciès sont proches de ceux évoqués pour le domaine bassin. Au-dessus de l'Extiallon, des marnes bleues se développent sur une cinquantaine de mètres, admettant en leur partie moyenne un slump qui remanie des turbidites. Un faisceau de bancs calcaréo-silteux intercalés de turbidites occasionne une rupture dans cette monotone série. Il est suivi d'un slump de quelques mètres, puis d'un nouvel intervalle marneux de 25 m. Ensuite deux bancs de calcaire assez pur constituent les derniers horizons-repères de cette première partie de la coupe. Après deux mètres de marnes, s'individualise alors une surface d'arrêt de sédimentation ; elle est recouverte d'une marne très glauconieuse. Soixante-dix centimètres au-dessus débute un petit faisceau de rides sableuses très bioturbées (comparables aux structures de tempestites déjà décrites) qui s'estompe au bout de trois mètres. Un slump les surmonte, puis plusieurs mètres de marnes, avant un faisceau décimétrique de quelques bancs calcaires, à la base duquel s'intercalent deux petites turbidites. Le dernier banc est michoïde. Ces calcaires ont livré des *N. nolani*. De fines marnes noires font suite sur 6 m, interrompues par une mince turbidite vers le sommet. Les dix mètres suivants sont en lacune d'observation.

Une turbidite métrique constitue, avec une réplique de trente centimètres située une quarantaine de centimètres plus haut, le seul probable témoignage de l'intervalle sableux si développé dans les affleurements décrits précédemment. La base de la turbidite métrique présente des *groove casts* qui indiquent un sens SSE. De petites alternances de calcaires silteux et de marnes silto-sableuses surmontent les deux turbidites sur environ 3,50 m ; elles sont suivies d'un niveau d'argilites noires, riches en aucellines rappelant celui du Célas. Un intermède marneux de sept mètres les sépare de quelques délits calcaires répartis sur 2,50 m. Encore quatre mètres de marnes et puis vient un faisceau de turbidites très glauconieuses, d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Des marnes se développent à nouveau sur quelques dizaines de mètres admettant un ou deux faisceaux de petits bancs calcaires. Cette partie de la coupe est vraisemblablement cénomaniennaise.

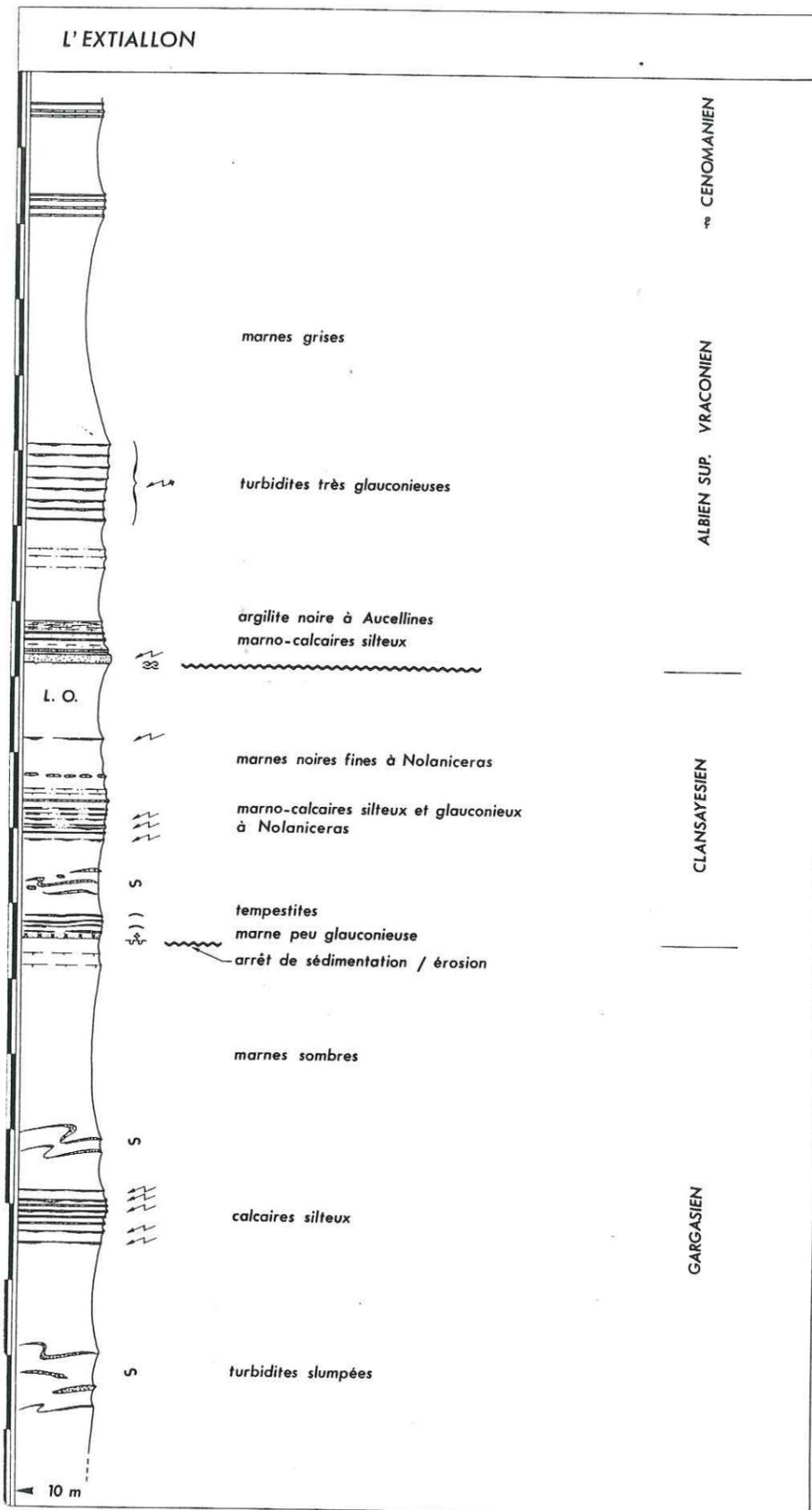


Fig. 73. L'Extiallon.

**Châteauneuf-de-Bordette : la Chapelle Saint Quénin, les Bayles, les Latards (fig. 74, 75, 76)**

Les marnes bleues de l'Aptien inférieur-moyen (visibles au Serre de l'Aure) présentent un faciès de bassin. D'une épaisseur de l'ordre de 200 m, mais assez peu troublées par des resédiments, elles ne suscitent pas de remarque particulière.

L'affleurement situé sous la Chapelle Saint Quénin permet d'observer la partie supérieure des marnes aptiennes (soit 80 m) et le passage au faisceau Fromaget. Dès la base de la coupe, un horizon de marnes noires un peu fissiles a livré des *Acanthohoplites* sp., quelques Inocérames, des aucellines et des rameaux de Chéirolepidiacées. Trente mètres plus haut, un niveau de marnes noires fissiles est riche en ammonites aux tests aragonitiques préservés : *Acanthohoplites bigoureti* et *Acanthohoplites aschiltaensis*. Des inocérames et de nombreux rameaux de Chéirolepidiacées y sont associés. Il s'agit là du niveau Flandrin observé en d'autres sites à l'échelle du bassin, notamment à Saint Jaume (I.1.2.4), et qui marque la base de l'Aptien supérieur. Au toit de ce niveau se trouvent des nodules et des moules internes phosphatés d'ammonites ainsi que quelques boulets calcaires ichnoïdes, puis une dizaine de mètres au-dessus ce sont des columnaires. Il n'existe pas de faisceau de bancs calcaires délités comparable au faisceau Nolan observé à Gaubert (I.1.1.2 et I.1.2.4), mais les marnes admettent des bancs calcaires espacés qui sont noduleux et au sein desquels des ammonites pyriteuses du genre *Diadochoceras* ont été trouvées. Puis les bancs se resserrent et l'un des calcaires constitue une véritable lumachelle à *Nolaniceras*. Les bancs très calcaires sus-jacents, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, et contenant des *Hypacanthoplites*, correspondent au faisceau Fromaget. La coupe peut être poursuivie au Col de la Croix Rouge où les observations sont plus aisées.

De part et d'autre de ce col, et en remontant vers les Bayles, on peut découvrir la série suivante. Au-dessus des vingt-cinq mètres de bancs calcaires noduleux de l'Aptien supérieur basal décrit au-dessus, vient le faisceau Fromaget dont l'épaisseur est réduite à dix mètres. Entre ses bancs, souvent noduleux, apparaissent quelques horizons pluricentimétriques noirs, laminés (lamination mécanique) et associés à des lamines sableuses. Au-dessus du Fromaget, les délités calcaires sont nodulisés. Plusieurs horizons de miches calcaires pluridécimétriques sont ainsi observables, et ce, à partir du niveau Jacob. De même de nombreux nodules barytiques, dont certains de grande taille (25 cm) parsèment la série, sur une dizaine de mètres depuis le dernier banc du Fromaget. Quelques turbidites millimétriques se rencontrent au-dessous et au-dessus du niveau Jacob. Environ 12 m au-dessus de l'intervalle à nodules barytiques, après une épaisseur de marnes mal visibles, prend place une coulée sableuse massive (8 m), à sphéroïdes diagénétiques, et dont la semelle, très glauconieuse est, par places, riche en nodules phosphatés et pyriteux (notamment vers Saint-Quenin, à quelques centaines de mètres au Sud-Sud-Ouest). La mégaturbidite, qui serait d'âge Albien supérieur pour MOULLADE (1966), paraît reposer sur une surface d'arrêt de sédimentation matérialisée par un grand nombre de nodules calcaréo-phosphatés, pluricentimétriques, encore enfouis sous quelques centimètres de marne. Puis, au-dessus de ces grès, vient une douzaine de mètres de marnes silteuses entrecoupées de bancs calcaréo-silteux et sableux et de turbidites. Elles contiennent quelques oursins et des *Anisoceras* indiquant l'Albien supérieur (sommet de la zone à *Inflatum* / base de la zone à *Dispar*). Une turbidite litée, métrique, termine cet épisode. Au-dessus, se développe un faisceau de bancs michoïdes dont la base a livré de grandes *Puzosia* et des *Scaphites*. Il s'agit de la base du Vraconien. Deux turbidites décimétriques viennent ensuite, puis une quarantaine de mètres de marnes à turbidites centimétriques. Cet intervalle relativement détritique est suivi par des marnes grises assez calcaires à ammonites pyriteuses du Cénomanién.

Remarquons ici, qu'un niveau de laminite à amandes phosphatées s'intercale à environ 1,50 m sous le corps sableux de l'Albien supérieur, au Col de la Croix Rouge. Son faciès rappelle tout à fait celui observé pour les *black shales* de la base de l'Albien moyen dans la partie bassinale. Du reste la microfaune est composée de petites formes dont certaines se rapporteraient à *Ticinella primula* (dét. M. CARON). Une discontinuité est vraisemblablement localisée dans l'intervalle marneux compris entre le faisceau Fromaget et la barre gréseuse, sans doute quelques mètres au-dessus des nodules barytiques, au voisinage de DC 2. A la Chapelle Saint Quenin, l'intervalle de *black shales* de l'Albien moyen, développé sur une quinzaine de mètres, apparaît plus visible, mais le contact avec les marno-calcaires clansayésiens est en lacune de visibilité. L'examen de la série visible aux Latards (environ trois kilomètres plus au Nord), série dépourvue d'intercalation sableuse massive, suggère également l'existence d'une telle discontinuité entre Clansayésien et

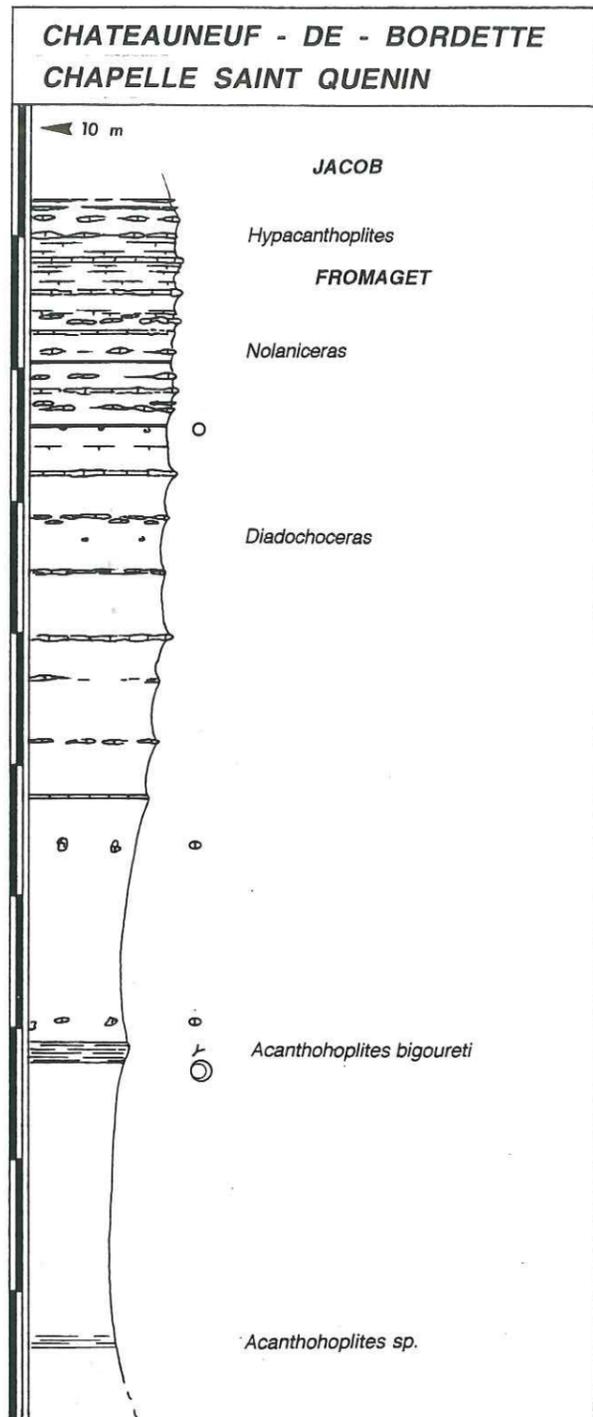


Fig. 74. Châteauneuf-de-Bordette. La Chapelle Saint-Quénin. L'Aptien supérieur.

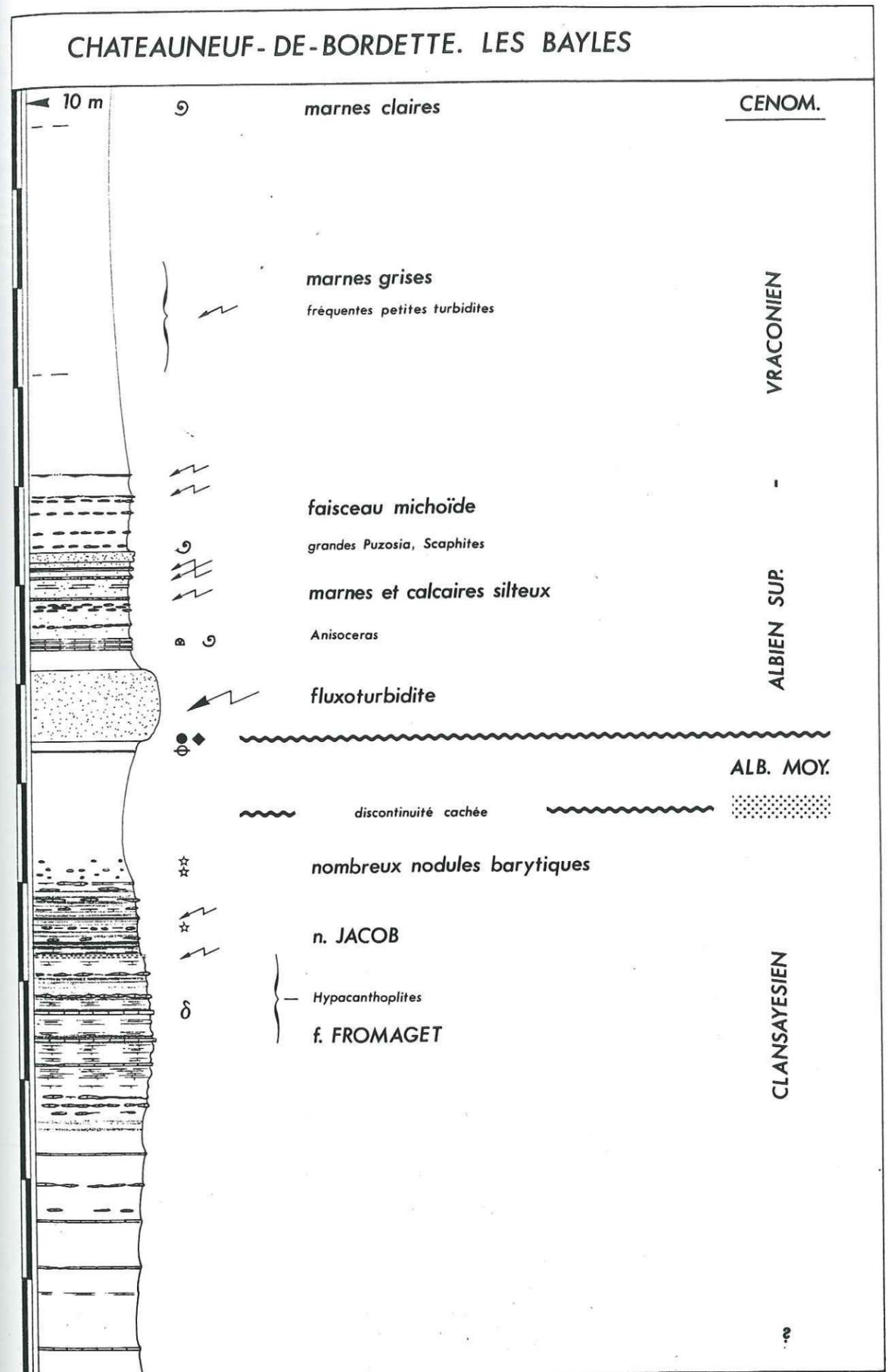


Fig. 75. Châteauneuf-de-Bordette. Les Bayles. Intervalle : Clansayésien - Vraconien.

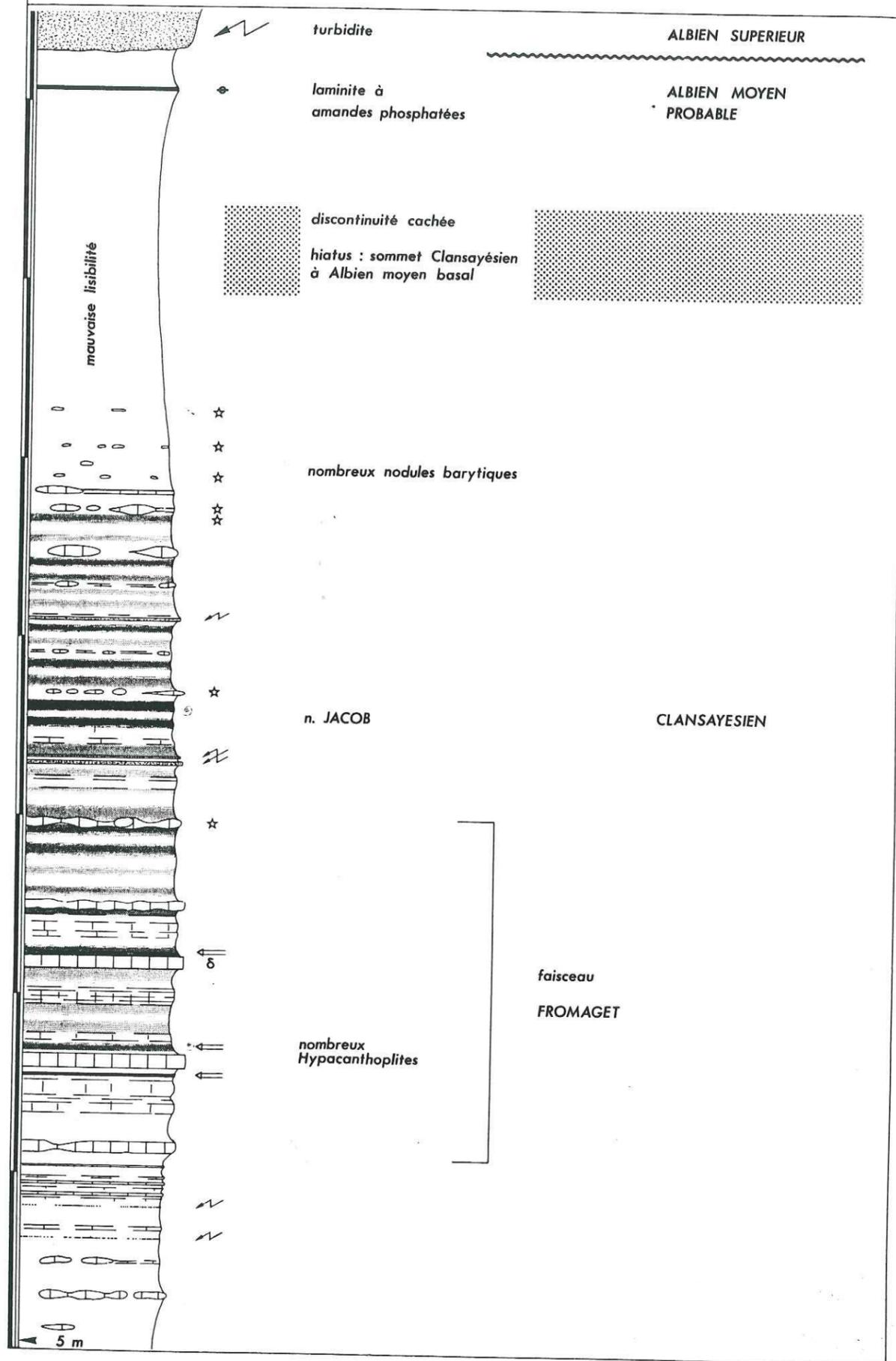


Fig. 76. Châteauneuf-de-Bordette. Les Bayles. Détail de l'Aptien supérieur (Clansayésien).

Albien moyen. Elle comporte en effet, quelque douze mètres au-dessus du faisceau Fromaget, un très discret alignement de nodules calcaires décimétriques, à traces glauconieuses, avec de nombreux rostrés de bélemnites soudés, ainsi que des nodules phosphatés sombres, patinés (visiblement remaniés). Les marnes sus-jacentes sont grises, assez calcaires et admettent des horizons assez fissiles à rares empreintes d'ammonites dont des *Lechites*. Ce faciès apparaît tout à fait comparable à celui du Vraconien des Bayles. En ce dernier site, l'Albien inférieur, l'Albien moyen et une grande partie de l'Albien supérieur feraient ainsi défaut, deux discontinuités (au moins) étant télescopées.

**Conclusions relatives au secteur de la Lance (fig. 77)**

Le trajet suivi dans ce secteur nous a guidé depuis des milieux de plate-forme vers des sites plus distaux. La base de la série marneuse médio-crétacée est souvent en lacune d'observation. Près de l'Extiallon cependant, de même qu'au Serre de l'Aure, près de Châteauneuf-de-Bordette, il est possible de constater l'existence du niveau Goguel intercalé de nombreuses turbidites. Au-dessus, et après le niveau blanc plus ou moins bien individualisé (excepté au Serre de l'Aure), se développent les marnes bleues de l'Aptien moyen au faciès de plate-forme distale (marnes silteuses à fréquentes rides de tempête, et ce notamment vers le sommet de ces marnes) sur les affleurements du Nord-Ouest, alors qu'au Sud-Est, elles présentent le faciès de bassin (dès l'affleurement des Guilles : marnes fines à couches laminées riches en M.O. correspondant au Fallot). La série marneuse gargasienne se termine par un intervalle à horizons condensés glauconieux comme le montrent en particulier les coupes du grand Ubac, des Guilles et de Combe de Sauve. Localement (les Guilles, Combe de Sauve), les concrétions ichnoïdes sont abondantes. Cet intervalle apparaît plus discret aux Favières et à l'Extiallon, et n'a pas été repéré à Châteauneuf-de-Bordette. La faune d'ammonites trouvée aux Guilles permet de placer ce niveau dans l'Aptien moyen élevé. Un autre niveau condensé fait suite. Il est précédé de quelques mètres de marnes sombres aux Guilles et de sables tidaux à la Combe de Sauve. Au Grand Ubac, ainsi qu'aux Favières et à l'Extiallon, il serait amalgamé avec le niveau précédent. Ce niveau est généralement glauconieux, mais il est aussi composé, notamment à Châteauneuf de Bordette, de marnes noires fissiles qui présentent des *Acanthohoplites* aux coquilles aragonitiques préservées. Il correspond au niveau Flandrin. Au-dessus, se superposent des marnes silteuses à nombreux bancs de calcaires silto-sableux. Ces sédiments sont riches en *Nolanicerias nolani*, forme qui atteste l'Aptien supérieur. La fraction silto-sableuse se résorbe vers le bassin. A Châteauneuf-de-Bordette, ce faisceau n'est plus identifiable, en revanche, on y observe le faisceau Fromaget (calcaires à *Hypacanthoplites*).

Partout, la série est tronquée au niveau du Clansayésien plus ou moins élevé, et cette surface d'érosion est recouverte par les grès, excepté plus distalement à Châteauneuf (où le faisceau Fromaget est surmonté du niveau Jacob, puis, au-dessus d'une discontinuité non caractérisée, de marnes albiennes). La datation des sables demeure conjecturale. Dans les affleurements proximaux (la Roche-saint-Secret, le Célas, les Guilles), des nodules phosphatés dont certains représentent des fragments usés de moules internes d'ammonites (indéterminables) sont remaniés à la base des sables. L'hypothèse qu'ils représentent les reliques de niveaux condensés de l'Albien inférieur et moyen paraît la plus vraisemblable. A Châteauneuf, la découverte de *black shales* d'âge Albien moyen sous les sables résédimentés conduit à admettre que ces derniers sont d'âge Albien supérieur. Dans les affleurements proximaux, les sédiments qui reposent sur les grès sont datés de la zone à *Dispar* (Vraconien) ; au Célas et à l'Extiallon, ils constituent l'équivalent du niveau Breistroffer caractéristique du domaine bassin. Distalement, à Châteauneuf de Bordette, des marnes sableuses à *Anisoceras* et échinides se rapporteraient au sommet de la zone à *Inflatum*. Ces quelques données permettent d'attribuer les grès à l'Albien supérieur (zone à *Inflatum*), ce qui conforte l'opinion de MOULLADE (1966). En fait, le créneau stratigraphique possible pour la mise en place des dunes subaquatiques et des écroulements sableux subséquents serait donc : sommet de l'Albien moyen (zones à *Loricatus* et *Lautus*) à Albien supérieur, au sommet de la zone à *Inflatum*.

On constate une spectaculaire variation dans les faciès et dans l'épaisseur des corps sableux du Nord-Ouest au Sud-Est. Des témoins de dunes sous-marines sont évidents à la Roche-Saint-Secret ; ils disparaissent complètement au Sud-Est des Guilles. Les écroulements sableux observés au Nord-Ouest prennent une importance croissante vers le Sud-Est. L'épaisseur maximum

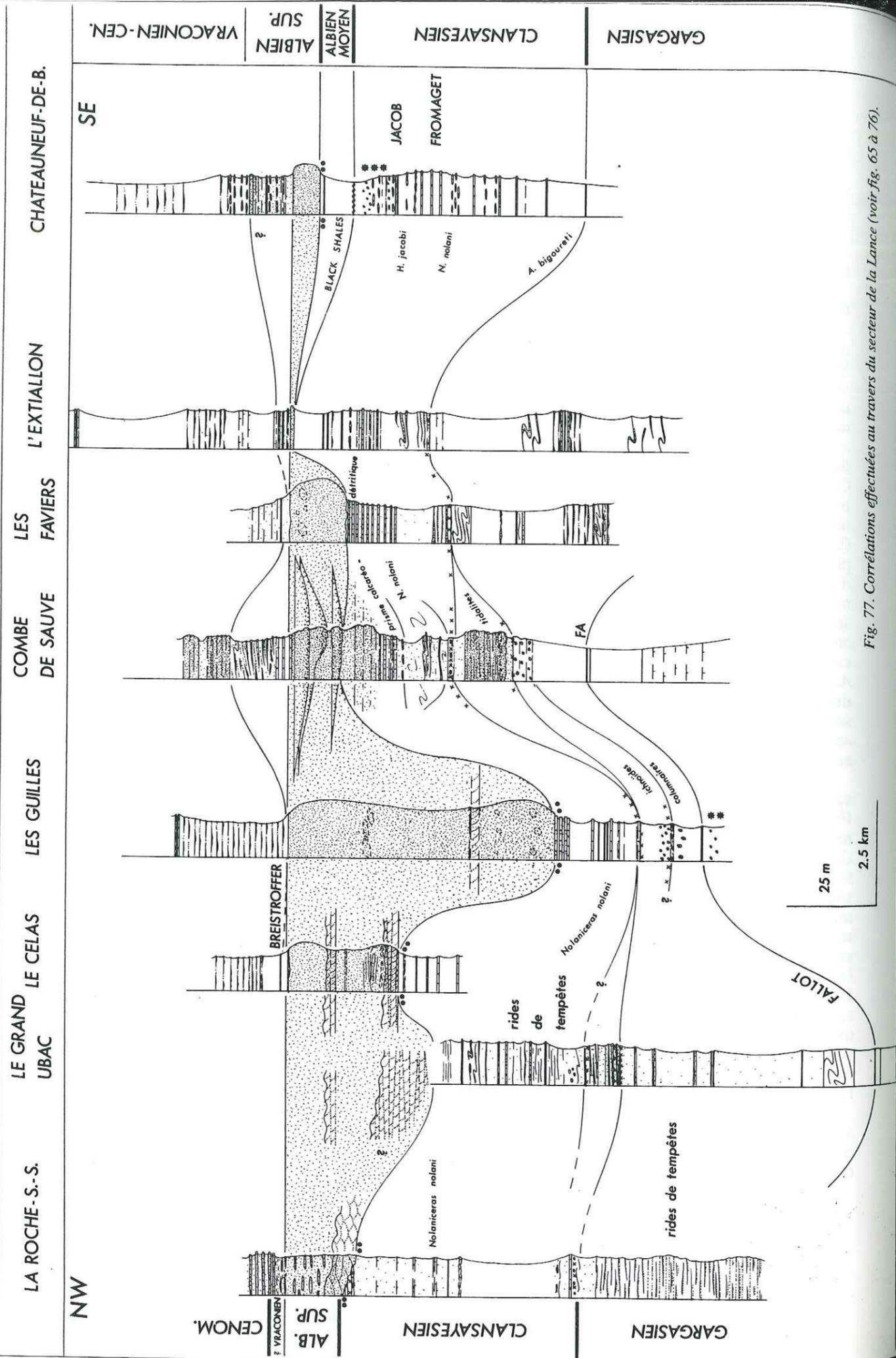


Fig. 77. Corrélations effectuées au travers du secteur de la Lance (voir fig. 65 à 76).

de sables (environ 80 m) s'observe aux Guilles : ils sont alors presque complètement resédimentés sous forme de deux "grain-flows" séparés par un intervalle à structure dunaire. Cette dernière observation laisse supposer qu'entre les deux événements gravitaires, l'énergie des courants a permis le façonnement des sables inférieurs en dunes subaquatiques. A l'Extiallon, la chenalisiation est évidente : aux Latards, aucun grès massif n'est intercalé dans la série, alors qu'au col de la Croix rouge, l'épaisseur de la mégaturbidite atteint 8 m. Si le caractère distal de ces sables est de plus en plus net vers le Sud-Est, les marques d'un environnement plus profond s'observent aussi dans les faciès des sédiments encaissants, comme nous l'avons souligné plus haut pour l'Aptien.

2.2.4. Le Désert méridional (région de Valouse - Saint-Ferréol)

Valouse, le Vigier

Le sommet de l'Aptien inférieur calcaire est slumpé et recouvert par une débrite épaisse d'une dizaine de mètres. Elle remanie des blocs de calcaire (olistolithes) qui atteignent une taille de plusieurs mètres ; ce serait un équivalent de CL 4. Le Goguel et le doublet calcaire du niveau blanc sont absents. Quelques délits calcaires sus-jacents peuvent être rapportés au sommet de l'unité 2 ; ils sont suivis de cinquante mètres de marnes sombres qui admettent quelques turbidites vers le tiers inférieur. Il s'agit probablement des marnes de l'unité 3, incluant le niveau Fallot. Quelques turbidites les coiffent, l'une d'elle est métrique. Suit un ensemble slumpé, dans lequel on peut distinguer deux parties. La première, d'une quarantaine de mètres d'épaisseur, remanie des faisceaux de couches sableuses très bioturbées correspondant à des tempêtes, ainsi que des turbidites. La deuxième, d'environ 25 m d'épaisseur, est plus marneuse. A sa base, on remarque particulièrement un champ de nodules calcaires ichnoïdes, sub-sphériques ou en colonnettes, de taille pluricentimétrique à décimétrique. Certaines de ces concrétions constituent le moule d'ammonites et de nautilus. Au sommet de cet ensemble, se trouvent plusieurs mètres de marnes admettant des bancs calcaires espacés. Ces sédiments se révèlent également slumpés. Une petite turbidite (2-3 cm) coiffe ces marno-calcaires glissés. Un délit calcaire décimétrique la surmonte, puis un intervalle marneux de 2,20 m, avant un banc calcaire bien marqué, épais de 25 cm, qui se révèle riche en *Nolaniceras* (sous le faisceau Fromaget, cf. fig. 23). Ce banc est souligné par une petite turbidite de 3 cm d'épaisseur, sous laquelle, à une dizaine de centimètres, on décèle un horizon d'argilites noires plus ou moins fissiles. Ces argilites livrent d'abondantes empreintes d'ammonites, particulièrement *D. nodosocostatum*. Une turbidite de deux mètres d'épaisseur recouvre le calcaire à *Nolaniceras* et une vingtaine de centimètres de marnes sus-jacentes. On y décèle une lamination horizontale (probablement tb de BOUMA). De grands lambeaux de marne ont été entraînés par le courant gravitaire et des galets mous de plus de 1,20 m peuvent être observés. Au-dessus de la turbidite, vient une dizaine de mètres de marno-calcaires constituant le faisceau Fromaget. Cependant, seuls quelques bancs sont en place dans la partie moyenne, entre deux slumps (S 6), le tout étant coiffé d'une turbidite pluricentimétrique. Le sommet de l'affleurement correspond au niveau Jacob, intercalé de trois turbidites dont la première est pluridécimétrique.

Valouse, le Ravin de Pissourier (fig. 78)

L'affleurement se situe à environ 1 km à l'Ouest-Nord-Ouest du Vigier. Une coulée de 18 m d'épaisseur, à nombreux blocs de calcaire légèrement silteux (équivalent probable de CL 3), recouvre la surface durcie (à petites perforations) de l'Aptien inférieur calcaire. Ensuite, un faisceau de minces turbidites silicoclastiques d'une douzaine de mètres (P 1 ?) précède le doublet de calcaire du Niveau blanc. Un slump (6 m) remanie des délits calcaires (équivalent de CL 4 ?) ; il est surmonté par un délit calcaire (DC 4 ?) en place (sommet de l'unité 2). La végétation masque la série sur une quinzaine de mètres, puis laisse affleurer un ensemble de marnes très monotones sur 60 m environ. De nombreux nodules phosphatés (manchons de terriers) accompagnés d'ammonites pyriteuses (datées de l'Aptien moyen par DELAMETTE) parsèment les marnes vers la base. Au-dessus de ce gisement, quelques turbidites centimétriques interrompent la sédimentation autochtone alors caractérisée par la présence de quelques bandes sombres qui paraissent correspondre aux horizons du Fallot (?). L'importante pellicule de desquamation superficielle ne permet d'identifier aucun niveau repère dans la partie supérieure de ces marnes. Celles-ci font alors place à un épais ensemble sableux.

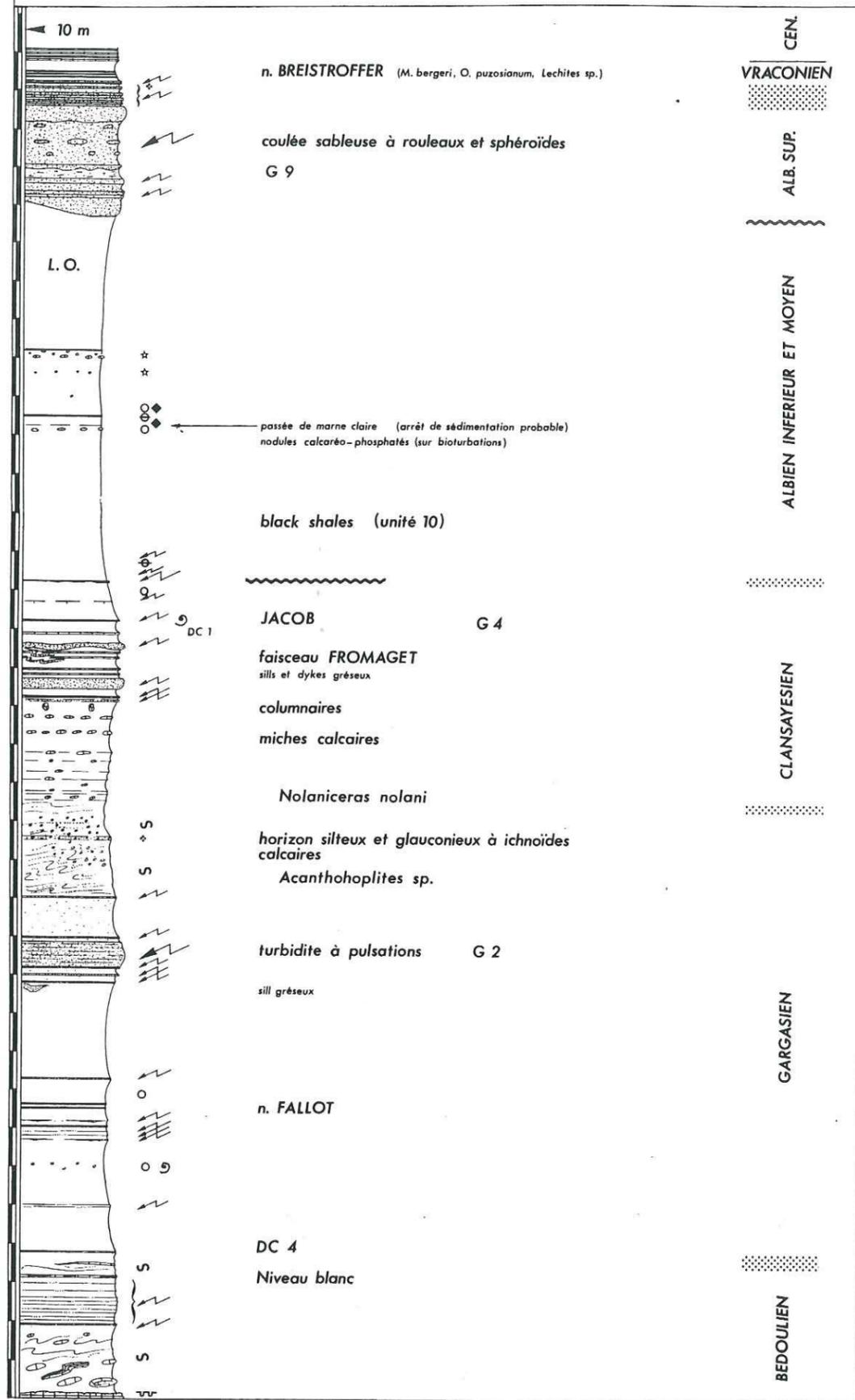


Fig. 78. Valouse. Ravin du Pissourier.

Cet ensemble débute par deux turbidites d'une vingtaine de centimètres, largement espacées et, après un intermède marneux d'environ 1,50 m, se poursuit par une masse sableuse et glauconieuse de plus de six mètres d'épaisseur. Sa structure litée résulte de l'empilement de couches pluricentimétriques à lamination plan-parallèle horizontale alternant avec des couches à lamines obliques. Vers la base, ces dernières dominent largement, sont lenticulaires, et forment des rides de courant en traction et traction-suspension. Vers le sommet, ce sont les couches à lamination horizontale qui forment l'essentiel, traduisant un mode de transport en suspension. Aucune épaisseur de sable n'est déstructurée et ne contient de sphéroïdes diagénétiques, qui indiqueraient un dépôt en masse. Ce corps sableux décrit de façon très sommaire, apparaît assez comparable aux turbidites à pulsations de BAHGLI *et al.* (1989), son épaisseur étant toutefois nettement plus importante que celle de la séquence-type illustrée par les auteurs (6 m au lieu de 1,5 m). Il est corrélé avec l'un des remplissages des étroits chenaux observés dans la région de Bourdeaux par FRIES et BEAUDOIN (1987, fig. 8, 9) et notés G 2 dans la présente étude (cf. fig. 58). Alors qu'ils caractérisent des dépôts en masse dans cette région de Bourdeaux (cf. les Cosmes), les structures observées au ravin du Pissourier suggèrent qu'il s'agit du dépôt de la charge sableuse d'un courant de moindre densité, affecté de pulsations. Celles-ci pourraient résulter de multiples réflexions du courant turbide engendrées par la morphologie complexe des fonds.

Un mètre d'argilites fait suite ; elles sont surmontées par un petit paquet (40 cm) de fines turbidites. Après quelques mètres de marnes qui affleurent assez mal, l'épisode sableux se termine par une turbidite épaisse de 20 cm. Une longue vire marneuse lui succède. Sa base se révèle formée d'un slump épais d'environ 30 m qui remanie des marnes silteuses, des faisceaux d'horizons silto-sableux (turbidites et tempestites) et, dans les quinze mètres supérieurs, un niveau silteux et glauconieux métrique à concrétions ichnoïdes calcaires avec ses marnes silteuses encaissantes, elles-mêmes peu déstructurées et chargées d'ichnoïdes calcaires (de quelques centimètres à 15 cm). Quelques ammonites caractérisent la zone à *Melchioris*. Les marnes sus-jacentes sont intercalées de quelques délits calcaires et, sur une douzaine de mètres, contiennent quelques ichnoïdes de plusieurs décimètres. Trois horizons de calcaires en miches sont ensuite répartis sur une douzaine de mètres sous le premier banc du faisceau Fromaget. Deux turbidites soulignent ce dernier. On remarque la présence de quelques gros columnaires dans les marnes sous-jacentes. Le faisceau Fromaget offre une épaisseur d'une quinzaine de mètres, mais une turbidite de 2,50 m, équivalente de celle décrite au Vigier, est interstratifiée à sa base. Au-dessus du Fromaget, se trouve le DC 1 puis le niveau Jacob au sein duquel s'interstratifie une turbidite pluridécimétrique correspondant au G 4 (décrite à Saint-André-de-Rosans, cf. I.1.2.5). Des terriers de *Thalassinoides* traversent la turbidite et le Jacob. Leur diamètre atteint 4 cm.

Les marnes qui succèdent sur une vingtaine de mètres comportent quelques turbidites de faible épaisseur et de rares horizons calcaires délités. Des nodules phosphatés et pyriteux parsèment la série. Un niveau clair, situé 15 m au-dessus du Jacob, est particulièrement riche en aucellines. Cet ensemble correspond certainement à l'unité 9 décrite plus haut, mais n'en présente pas les détails.

Environ 80 m de marnes sombres de l'Albien inférieur et moyen font suite. La qualité des affleurements étant médiocre, il n'était pas opportun d'en lever le détail. Deux arrêts de sédimentation notables sont identifiés ; ils sont soulignés par des nodules calcaires et phosphatés (cf. fig. 78). Le sommet de ces marnes est masqué par la végétation, ce qui ne permet pas d'observer le contact avec la masse de grès qui les recouvre. Ces grès, qui n'ont pas fait l'objet d'observations détaillées, forment une corniche de plus de trente cinq mètres d'épaisseur. Deux parties les composent. La partie inférieure est constituée de deux faisceaux de bancs métriques superposés correspondant à des turbidites (ta, tb). Deux mètres de marnes très silteuses et sableuses les séparent d'une unité supérieure d'une quinzaine de mètres, formée pour l'essentiel d'une coulée sableuse, caractérisée par de nombreux sphéroïdes et rouleaux gréseux. La barre se termine par des bancs gréseux pluridécimétriques empilés sur 7 m ; à leur base, s'intercale un sable très glauconieux. Une vire marneuse de 5 m constitue le sommet de la coupe. Trois couches de marnes sombres, plus ou moins laminées, livrent une faune d'ammonites écrasées, avec *Ostlingoceras puzosianum*, *Mariella bergeri*, *Lechites sp.*, caractéristiques du Breistroffer (Vraconien élevé).

**Montagne Robert (E Teyssières) (fig. 79)**

La coupe, levée sommairement, débute au toit du faisceau Fromaget. Au-dessus du dernier banc, un intervalle d'environ 20 m est constitué de marnes bioturbées avec quelques délits

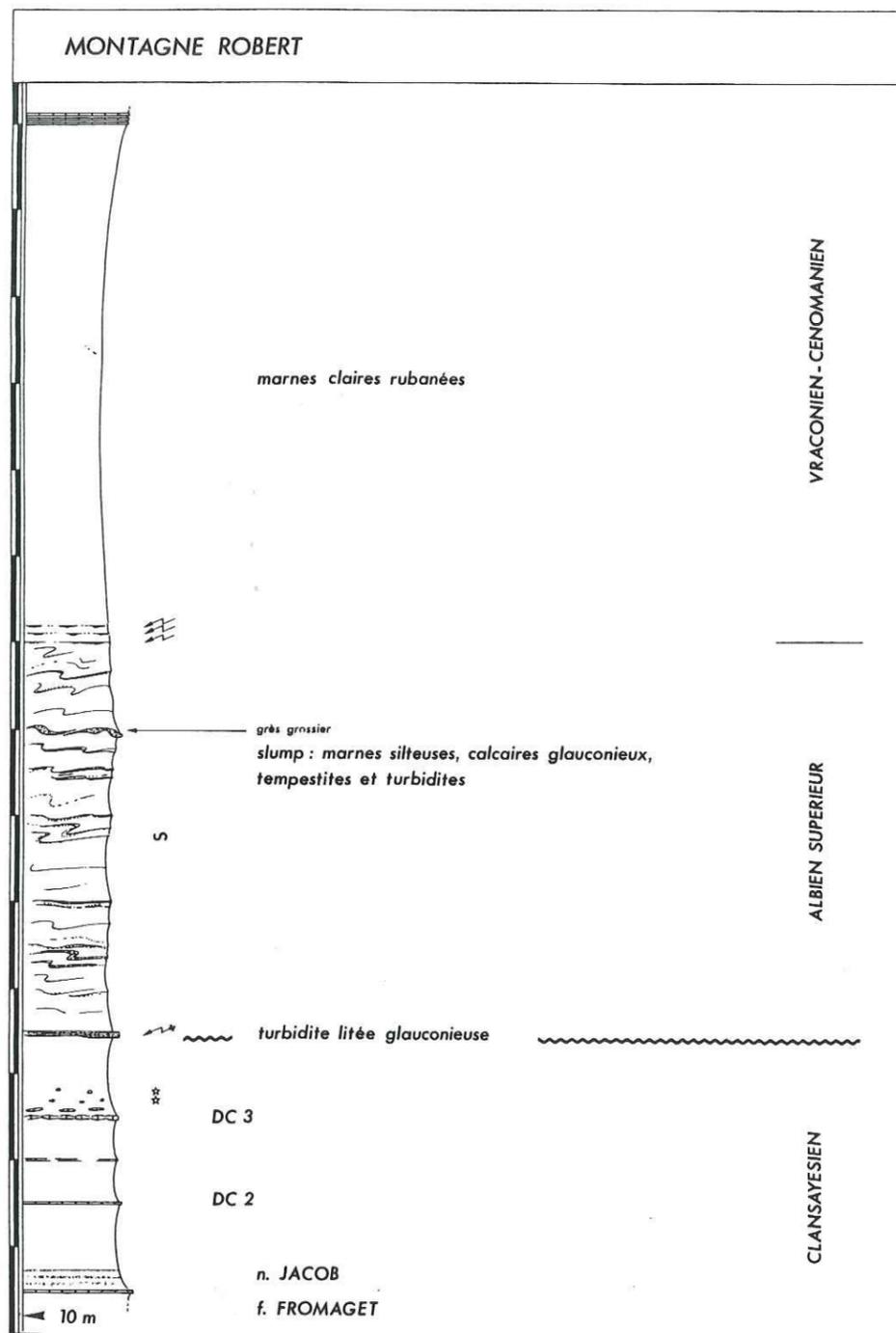


Fig. 79. Montagne Robert. L'Aptien supérieur - Albien.

calcaires ; sa partie supérieure est riche en nodules barytiques. Ces marnes sont coiffées par une turbidite à lamination plan-parallèle (tb), riche en glauconie, qui précède un épais slump (environ 50 m) où l'on trouve de grosses loupes de grès grossier (faciès analogue à celui observé dans le Vraconien à la Combe de Sauve), distribuées dans la partie inférieure. Les sédiments glissés sont des marnes très silteuses ; de fréquentes turbidites s'intercalent vers le sommet. Il succède à ce slump une série marneuse (60 m) régulièrement litée ; quelques nodules phosphatés et un peu de glauconie s'observent au-dessus de la base. La présence de *R. appenninica* Renz atteste un âge vraconien à Cénomaniens.

**Saint Ferréol, Champignol, Le Pouet (fig. 80, 81)**

La série aptienne exposée aux environs de la ferme de Champignol offre les caractéristiques de la série-type de bassin, et ne nécessite ni description détaillée, ni remarques particulières. Au Pouet, trois intercalations sableuses s'observent dans la série au-dessus du faisceau Fromaget. Jusqu'à la seconde, le couvert végétal est tel qu'aucune observation détaillée n'a pu être effectuée. La première intercalation sableuse est une coulée en masse à sphéroïdes gréseux d'environ 1,50 m d'épaisseur située 15 m au-dessus du Fromaget. Cette turbidite correspond au sommet de l'Aptien supérieur (sa position est identique à celle de la turbidite supra-Kilian de Bourdeaux et du col de la Chaudière). Vingt-cinq mètres de marnes sombres, mal visibles, qui comportent quelques grosses concrétions ichnoïdes ("columnnaires"), la séparent d'une autre coulée sableuse (à sphéroïdes) de 10 m d'épaisseur. Cette mégaturbidite serait contemporaine du grès G 6 à Palluel (I.1.1.4) si l'on rapporte les marnes à columnnaires à l'Albien moyen<sup>27</sup>. Une vire marneuse de 25 m succède à ces sables. Plusieurs bancs calcaréo-silteux s'intercalent sur quelques mètres vers la base et, sur une douzaine de mètres, des miches de calcaire silteux sont disséminées dans des marnes sombres silteuses. Un horizon noir et fissile livre *B. concentrica*. Il s'agirait de l'Albien moyen élevé.

Le troisième épisode sableux se développe sur une douzaine de mètres. Il débute de manière assez remarquable par un slump de turbidites, équivalent probable du grès G 8 décrit à Palluel dans la même position stratigraphique (I.1.1.4) : base de l'Albien supérieur (fig. 81). Après quelques décimètres de marne sombre vient une surface d'arrêt de sédimentation, soulignée par la glauconie et recouverte par une couche noire qui livre l'inocérame *Birostrina subsulcata*. Une turbidite métrique (G 8') très glauconieuse, à lamination horizontale plan-parallèle, lui succède (contemporaine de P 4 à Palluel). Puis trois surfaces d'arrêt de sédimentation s'individualisent sur 2,50 m. La première concerne des marnes qui coiffent une turbidite glauconieuse décimétrique. Les marnes glauconieuses bioturbées qui la recouvrent livrent quelques ammonites (*Pseudohelicoceras* sp.) et *Birostrina sulcata*. Après quelques décimètres de marnes à miches de calcaire silteux, vient une couche de marne noire fissile, riche en *B. sulcata*. La surface d'arrêt de sédimentation située à 0,50 m correspond à une marne très glauconieuse à nombreux moules d'ammonites (*Puzosia* sp. de grande taille). La marne sombre qui la recouvre livre des *Pinna* et de grands échinides. Le nouvel arrêt de sédimentation qui intervient 0,50 m plus haut est recouvert d'une marne noire à *Pinna* et à nombreuses *Puzosia* ; il peut être corrélé avec l'horizon "petite vérole" décrit à Palluel (cf. I.1.2.7, fig. 40). Une turbidite décimétrique vient alors coiffer ces couches. Une dizaine de mètres de marnes silteuses à fréquents délits calcaires noduleux et quelques turbidites centimétriques font suite. Les calcaires noduleux sont probablement les indices d'arrêts de sédimentation comme le montre le premier horizon à miches. Ces nodules calcaires et silto-sableux constituent une gangue diagénétique autour de terriers, de diamètre centimétrique, et ourlés d'un vernis glauconieux ; ils moulent également des *Puzosia*. Trois mètres au-dessus, le calcaire noduleux est parcouru de réseaux de *Chondrites*, ce qui lui confère le faciès de "petite vérole" déjà décrit ; il est recouvert par une marne riche en grands échinides. Les marnes silteuses livrent, vers la base de cet intervalle, quelques ammonites dont *Mortonicerias* sp. attestant le sommet de la zone à *Inflatum* (sous-zone à *Auritus*). Elles sont associées à une faune de petites Pectinacées. Vers le haut, ces marnes deviennent riches en aucellines. Au-dessus, vient le faisceau michoïde qui est réduit à quelques bancs, sur une épaisseur d'environ 5 m, puis le niveau Breistroffer (cf. § I.1.1.4 et I.1.3.1, et fig. 47), lequel est surmonté de marnes grises jusqu'à des calcaires cénomaniens soulignés par des nodules barytiques (l'ensemble, environ 90 m).

<sup>27</sup> MOULLADE (1966) ne signale aucun grès dans cette série

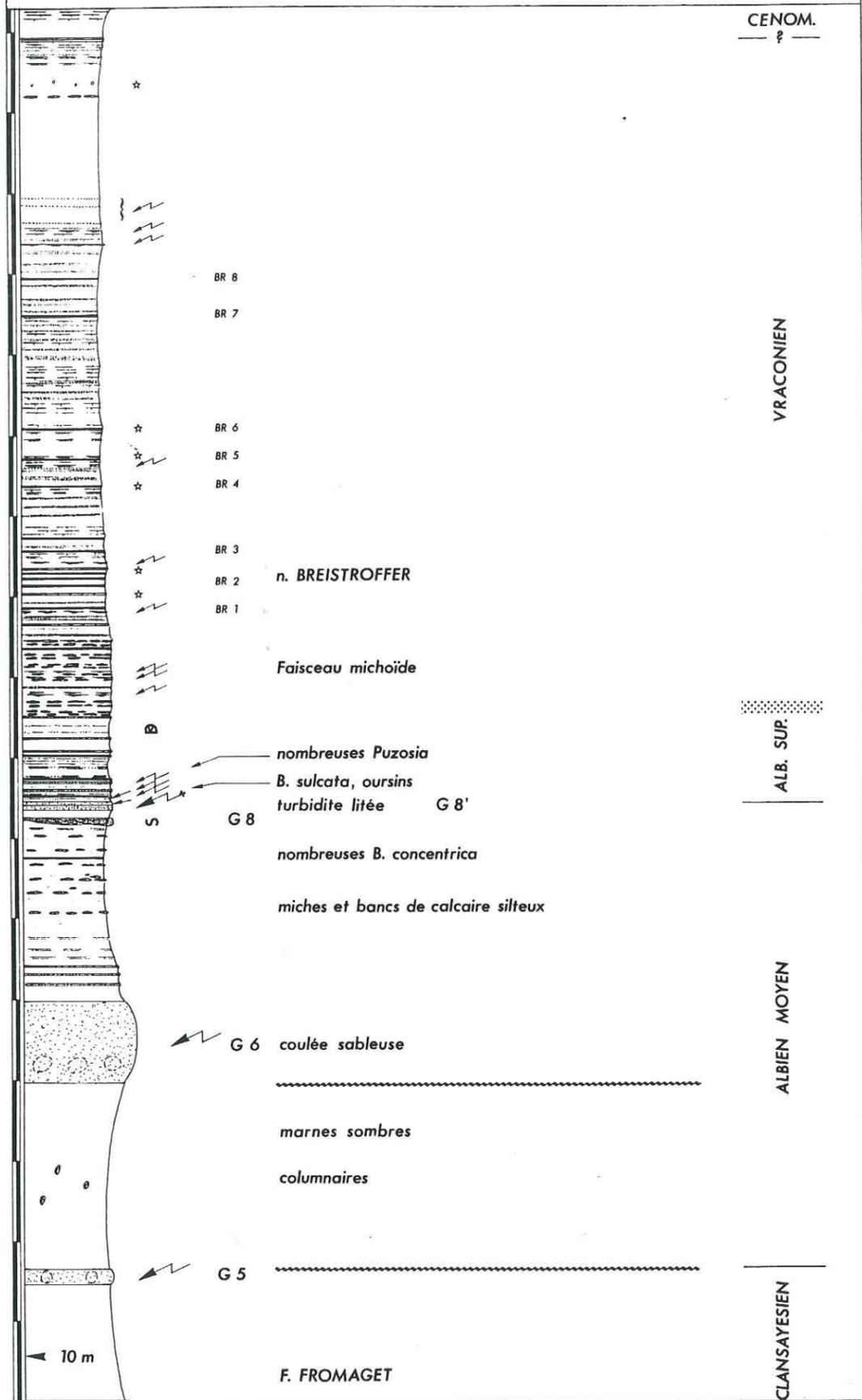


Fig. 80. Saint-Ferréol, Le Pouet. L'Aptien supérieur - Albién.

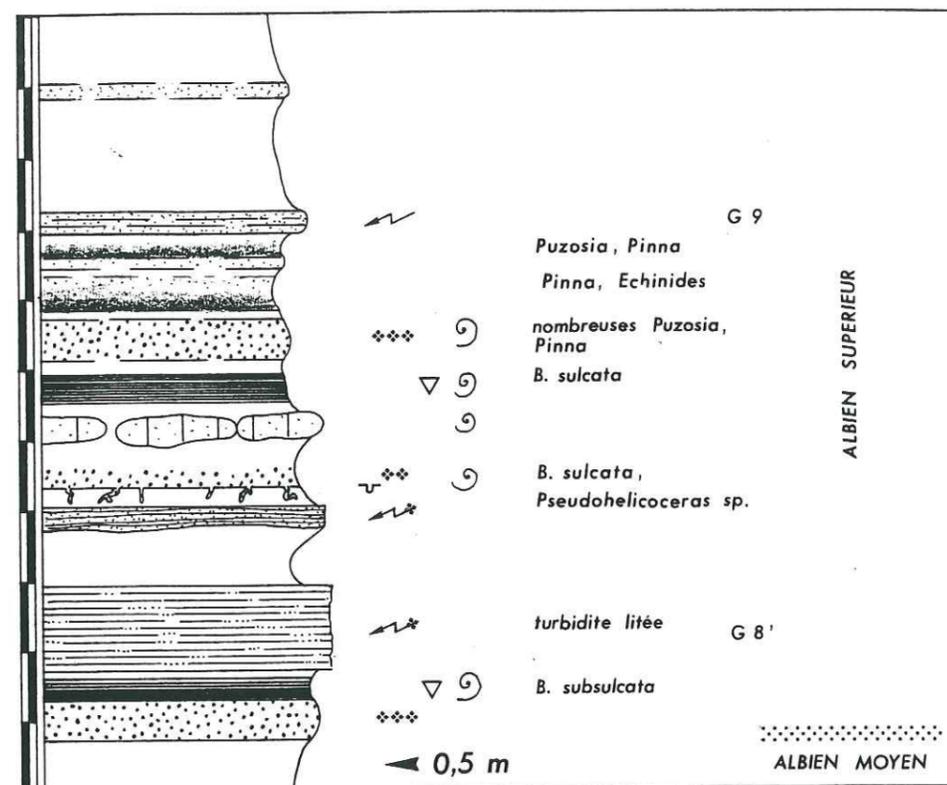


Fig. 81. Saint-Ferréol, Le Pouet. Détail de l'intervalle condensé de la base de l'Albién supérieur.



SAINT FERREOL

RAVIN DU PISSOURIER

MONTAGNE ROBERT

COMBE DE SAUVE

LES GUILLES

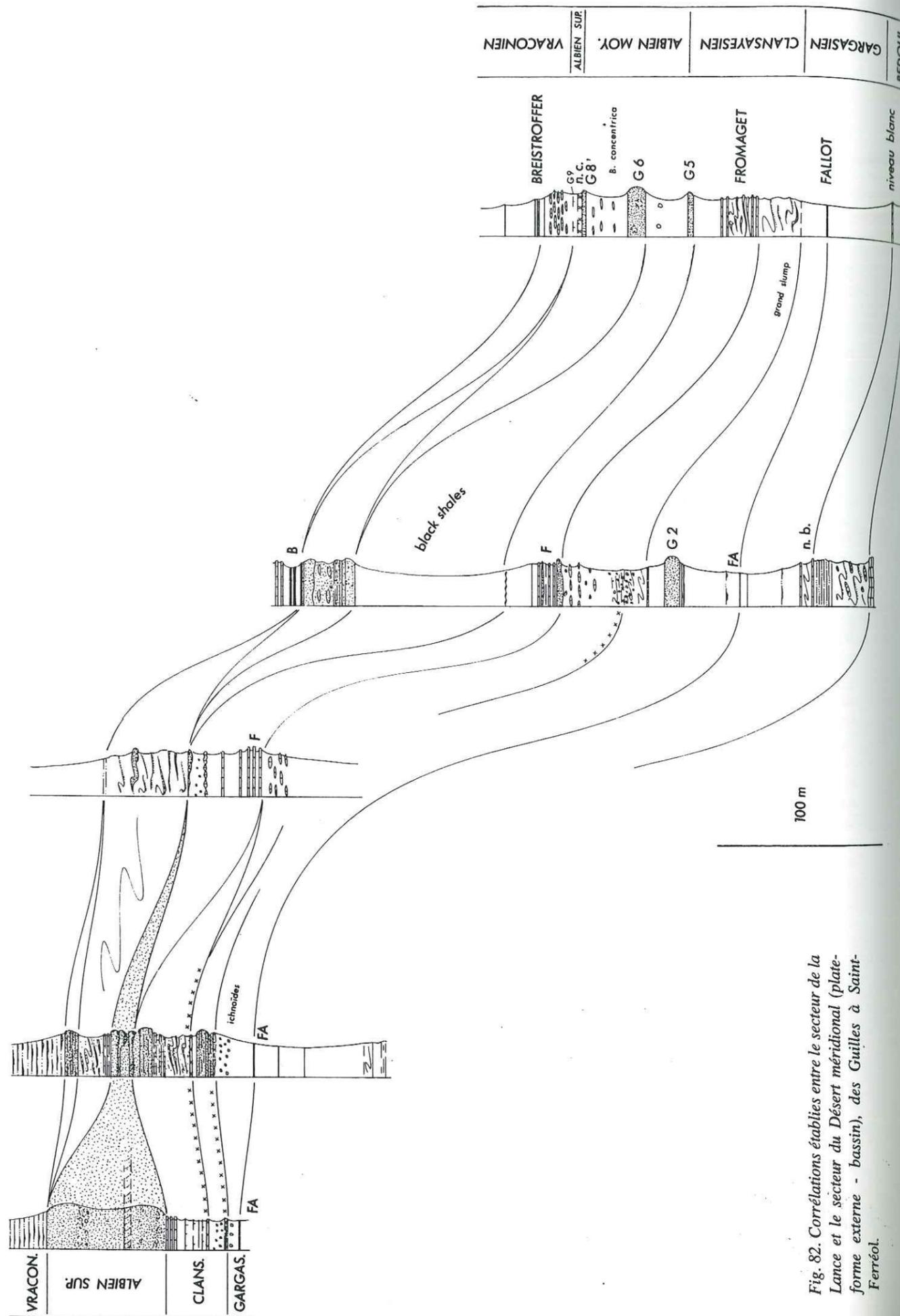


Fig. 82. Corrélations établies entre le secteur de la Lance et le secteur du Désert méridional (plate-forme externe - bassin), des Guilles à Saint-Ferréol.

### Conclusions relatives au Désert méridional (fig. 82)

Les affleurements étudiés dans cette région se situent dans un contexte plus distal que ceux de l'ensemble de la Lance. Les sédiments, de type bassin, offrent un cachet plutôt pélagique. Cependant hiatus et condensations sont importants, de même que les resédiments.

Le sommet des calcaires de l'Aptien inférieur présente, à Valouse, une surface durcie. Non loin vers le Nord-Nord-Est, au col de la Sausse, cette même surface est perforée de cavités du type *Gastrochaenolites*. Le Goguel, absent dans ces quelques affleurements, a probablement été entraîné dans des glissements synsédimentaires. Au-dessus du niveau blanc, lorsqu'il est en place, les marnes "autochtones" de l'Aptien moyen (unité 3, zone à *Subnodosocostatum* présentent un caractère bassin. Leur partie supérieure, de même que le Clansayésien, correspond à des resédiments : épais slumps remaniant du matériel de plate-forme (tempestites et turbidites, ainsi que niveaux condensés) et turbidites. En fait, on retrouve, sous forme resédimentée, les couches observées en certains affleurements de la Lance. Ceci est particulièrement notable pour l'intervalle à couches glauconieuses et ichnoïdes calcaires (les Guilles, Combe de Sauve) du sommet de la zone à *Melchioris* retrouvé glissé, mais à peine déformé, au ravin de Pissourier (Valouse). Le faisceau Fromaget fait suite, parfois intercalé de turbidites silicoclastiques, de même que le niveau Jacob. Les marnes sus-jacentes à nombreux nodules barytiques, observées à la montagne Robert, présentent l'aspect typique de l'unité 9 décrite dans le bassin. Ces marnes sont cependant tronquées après une épaisseur relativement faible.

Au-dessus, les marnes de l'Albien inférieur et moyen (unité 10) ne sont développées qu'à Valouse. Au Pouet, une turbidite métrique occupe une position identique à celle de Bourdeaux : elle repose sur les marnes clansayésiennes de l'unité 9 et elle est surmontée par les marnes à quelques colonnaires de l'Albien moyen. L'Albien inférieur ferait défaut. Une mégaturbidite (équivalent de G 6), intercalée dans la série, se trouve à la base de marnes silteuses à miches calcaires riches en *B. concentrica* (correspondant à la base de l'unité 11). Ces marnes sont coiffées par un slump de turbidite (pénécontemporain de G 8) suivi d'une turbidite métrique (G 8'), litée, riche en glauconie intercalée au sein d'un petit ensemble de couches condensées, sableuses et glauconieuses, riches en ammonites de l'Albien supérieur basal. Des marnes silto-sableuses font suite sur une dizaine de mètres ; elles sont surmontées par le faisceau michoïde puis le Breistroffer et les marnes vraconocénomaniennes. A Valouse, les sédiments autochtones du sommet de l'Albien moyen et de la totalité de l'Albien supérieur *s. str.* ne sont pas représentés. Une barre gréseuse de 35 m (G 9) s'intercale entre les *black shales* de l'unité 10 et le Breistroffer. L'âge de son substratum est toutefois conjectural puisque en lacune d'observation. A la montagne Robert, la sédimentation "autochtone" de l'Albien n'est pas enregistrée. La turbidite glauconieuse, litée, qui repose sur les marnes du Clansayésien élevé, est l'équivalent possible de celle située à la base de l'Albien supérieur à Saint-Ferréol. L'épais slump qui la surmonte est recouvert par les marnes vraconocénomaniennes.

### 2.2.5. Baronnies sud-occidentales (l'Ouvèze, le Toulourenc - flanc Nord du Ventoux)

#### Région de Vaison-la-Romaine

Dans cette région peu accidentée, les affleurements du Crétacé moyen sont épars, très discontinus, au sein d'une végétation abondante. Il s'agit des marnes bleues gargasiennes dont les principaux affleurements, comme le précise BRASSEUR (1962, p. 61-65), se situent au Nord de la troisième Dentelle de Gigondas, dans le ravin de Mars et à Crestet, ainsi qu'au coeur du dôme de Saint-Romain-en-Viennois - Faucon. L'épaisseur la plus importante (150 m) est atteinte dans cette zone. Les ammonites (moules pyriteux), ainsi que les foraminifères, sont caractéristiques de la base du Gargasien. L'Albien serait représenté, dans la région de Crestet, par environ 25 m de sédiments à la base d'une formation de marnes sableuses et de "calcaires gréseux glauconieux" (grès à ciment calcaire), uniquement susceptible d'être différencié du Cénomaniens de même faciès par la microfaune (BRASSEUR, 1962, p. 66-67). Encore convient-il de préciser que cette attribution discutable repose seulement sur l'absence d'espèces caractéristiques du Cénomaniens... et sur la pauvreté de la microfaune. L'auteur ajoute que certains bancs correspondent à des "microconglomérats monogénétiques intraformationnels de calcaire gréseux glauconieux." Il s'agit probablement de turbidites. Dans la zone de Saint-Romain-en-Viennois, BRASSEUR (*ibid.*, p. 68) attribue une trentaine de mètres "d'une alternance de marnes grises sableuses et de calcaires grenus

gris jaune gréseux et glauconieux" à un hypothétique Albien et au Cénomaniens inférieur et moyen. La série pluridécimétrique, visible dans la région de Séguret, nettement plus gréseuse, est attribuée à l'Albien-Cénomaniens indifférencié, par manque de marqueurs biostratigraphiques.

Implanté à 8 km au Nord de Vaison (1960), le sondage de Villedieu a traversé le Crétacé moyen. Cet intervalle comprend, à la base, 120 m de "marnes feuilletées noires", légèrement gréseuses, pyriteuses et glauconieuses, attribuées au Gargasien, puis 130 m "d'argiles gréseuses à débit schisteux", dont certains niveaux ont livré une abondante faune albiennaise (?); au sommet, "une série argileuse avec (des) grès très grossiers ou des niveaux de microconglomérats à gravillons siliceux et ciment argileux" dont l'ensemble "rappelle les grès grossiers albiens de la coupe de Venterol."

#### La vallée du Toulourenc

Dans la cuvette de Veaux (basse vallée du Toulourenc), MONNIER (1986, p. 81) a mis en évidence, au toit des calcaires à silex urgoniens, un placage d'argiles sableuses vertes, très riches en Orbitolines de grande taille (*Palorbitolina lenticularis*). D'âge Aptien inférieur élevé (zone à *Bowerbanki*), elles constitueraient l'équivalent des Couches supérieures à Orbitolines du Vercors (ARNAUD, 1981). Des marnes sombres très argileuses succèdent (Sud-Sud-Est du village) dont les nombreuses ammonites pyriteuses caractérisent l'Aptien moyen (zone à *Subnodosocostatum*).

Le secteur oriental de la vallée du Toulourenc a fait l'objet d'une étude détaillée sur la position stratigraphique des terrains détritiques et conglomératiques de la part de MOULLADE et PORTHAULT (1970). Selon ces auteurs, l'intervalle détritique comporte "un ensemble où alternent des bancs calcaréo-gréseux et des passées de marnes sableuses, dont on peut apprécier l'épaisseur à une quinzaine de mètres; puis, après une légère lacune d'observation, 12 à 15 m de grès glauconieux et lits conglomératiques à petits éléments, principalement calcaires". LEENHARDT (1883) avait trouvé à Savoillans, au sein de ces assises: *Puzosia mayoriana* et *Hysterocheras varicosum* que l'on sait depuis caractéristiques de l'Albien supérieur. MOULLADE et PORTHAULT confirment cette datation grâce aux foraminifères. Dans son étude récente, MONNIER (1986) ajoute à la liste d'ammonites trouvées dans l'intervalle détritique: *Kosmatella* sp. et *Hysterocheras* cf. *orbigny*. D'autre part, il précise que les structures sédimentaires observées (granoclassement, lamination) sont caractéristiques de turbidites, des figures de base de bancs indiquant une direction Est-Ouest. Par ailleurs, l'auteur signale la présence de nombreuses boules gréseuses diagénétiques. Cette dernière observation permet de suggérer, d'après notre connaissance d'autres affleurements (voir plus haut), que la série comporte une ou plusieurs coulées sableuses en masse.

MOULLADE et PORTHAULT (1970) précisent, grâce aux foraminifères, que les marnes à bélemnites sous-jacentes (flanc septentrional de la colline 602), sont d'âge Albien moyen élevé. Cependant, MONNIER (1986, p. 84), soulignant le fait que les bélemnites appartiennent à l'espèce *Neohibolites aptiensis*, caractéristique de l'Aptien (avec un optimum à l'Aptien moyen), y voit une contradiction. Plus au Nord-Ouest, dans la région de Saint-Léger d'Orange, les "conglomérats du Toulourenc" sont disposés sur des termes plus anciens atteignant les marnes de l'Aptien inférieur élevé à *Schackoina cabri* Sigal. MONNIER (*ibid.*, p. 84) précise que, dans la région de Savoillan, le "Bédoulien" terminal (marneux) est absent car les marnes sableuses noires de l'Aptien moyen reposent sur la surface durcie, ferruginisée, du calcaire de l'Aptien inférieur.

Les terrains sus-jacents à l'intervalle détritique sont, dans la région de Savoillans, des marnes d'âge Vraconien avec *R. appenninica* Renz, *P. buxtorfi* (Gand.), *H. delrioensis* Carsey, *H. almadenensis* (Cushman & Todd), *P. delrioensis* (Plumm). Dans la région de Saint-Léger-d'Orange (du Ventoux) ils sont cénomaniens, avec *R. appenninica* Renz, *R. cf. brotzeni* Sigal, *H. delrioensis* Carsey et *H. planispira* Tappan.

La conformation de la série, les lacunes stratigraphiques et les faciès suggèrent à MONNIER des érosions et des résédiments liés à une morphologie de pente. Cette interprétation vient modérer les conclusions de MOULLADE et PORTHAULT. Ainsi, "la présence d'un relief émergé à l'emplacement de la Bluye" n'est plus nécessaire pour expliquer ces dépôts assez communs sur la bordure de l'axe Ventoux-Lure." Cependant, pour MONNIER, la disposition des résédiments ne peut s'expliquer que si l'on conçoit "une gouttière perchée d'allongement N 110 (...) isolée des faciès profonds par un petit relief sous-marin qui piège (...) les turbidites". Cette morphologie rappelle à l'auteur celle d'un bassin suspendu qui doit son existence à la structuration en blocs basculés de cette marge.

Dans la région Nord-occidentale du Ventoux, à l'Est et au Nord-Est de Beaumont-du-Ventoux, FAHY (1965 in MONNIER, 1986) a signalé des affleurements de marnes gargasiennes à *B. semicanaliculatus*, ainsi que de marnes noires à *M. bergeri* (surmontées par des niveaux grésoglaucosieux). Ces dernières, d'âge vraconien, sont contemporaines du niveau Breistroffer. Ces mêmes marnes ont fourni *Ostlingoceras* sp. à MONNIER.

Plus à l'Est-Nord-Est, dans la région de Séderon, l'analyse des séries exposées par GRACIANSKY *et al.* (1987) a suggéré aux auteurs un contrôle de la sédimentation par une structure en blocs basculés (leur fig. 3). Ils ont notamment observé, en l'espace de 2,5 km, un doublement de l'épaisseur des marnes bleues gargaso-albiennes qui sont coiffées par un Cénomaniens gréseux (qui scelle la faille du Buc).

#### Eygaliers (fig. 83)

Au Sud du village, la végétation a recouvert à présent la base de la série jusqu'au faisceau Fromaget. Il ne subsiste plus que quelques affleurements, et les descriptions laissées par les auteurs n'amènent guère de précisions sur l'Aptien, sinon qu'il offre un cachet bassinial. Pour LEENHARDT (1883, p. 97), il s'agit de "1 Marnes noires, schisteuses, très épaisses, butant contre le Néocomien. *Bel. semicanaliculatus* assez rare. 2 Marnes foncées, grises, avec quelques petits bancs de marne plus gréseuse". BLANC (1959, p. 602) précise que "les marnes bleues fissiles montrent, au Gargasien, une puissance considérable (près de 300 m). Les derniers cent mètres voient l'apparition des calcaires détritiques glauconieux, à miches ..." Les faciès détritiques sont en fait clansayésiens. Une coupe levée au Nord-Ouest du village a permis à LE GOC (1977, p. 66) d'estimer une épaisseur d'environ 210 m pour les marnes gargasiennes totalement dépourvues de corps gréseux.

Les quelques observations qui suivent, effectuées au Sud du village, débutent donc au toit du faisceau Fromaget. Quelques dizaines de centimètres au-dessus du dernier banc de ce faisceau, s'intercale le niveau Jacob avec sa faune d'*Hypacanthoplites*. Ensuite, toute la série Clansayésienne (équivalant à l'unité 9) est plus ou moins ensablée. Vingt-cinq mètres au-dessus du faisceau Fromaget, les marnes noires, riches en aucellines, deviennent assez silteuses et admettent de nombreuses intercalations calcaréo-silto-sableuses. Elles sont tronquées par une faille. On peut rapporter à la suite de cette coupe une quinzaine de mètres de marnes silteuses, admettant de gros bancs calcaréo-gréseux, puis le niveau Paquier, peu épais et riche en glauconie (ce dernier se situe au niveau d'une zone faillée, et, de ce fait, seul un lambeau est observable). Le faciès marneux et silteux (plus ou moins recouvert par la végétation) se poursuit sur une huitaine de mètres avant d'être interrompu par une coulée sableuse en masse de douze mètres d'épaisseur, assez riche en glauconie (les "sables verts") et contenant des sphéroïdes. Une vire marneuse et silto-sableuse de trente mètres sépare ces "sables verts" d'une corniche grésifiée, à nombreux débris ligneux et d'ambre, du Cénomaniens probable. Deux horizons glauconieux riches en ammonites se localisent dans les trois mètres sus-jacents à la fluxoturbidite. Ils contiennent de grands spécimens de *Puzosia mayoriana*, ainsi que (? *Stoliczkaia* sp.), *Mortoniceras inflatum*, *Anisoceras* sp., *Hamites* sp. caractéristiques de l'Albien supérieur.

LEENHARDT, en 1883, place les sables verts à la base de l'Albien et reconnaît l'existence du niveau à grandes *Puzosia* sus-jacent: un "grès glauconieux, peu dur, avec *Am. Mayorianus*, dont quelques-unes atteignent 40 et 50 cent. *Am. varicosus*, Térébratules, petites Bélemnites." La présence de *H. varicosum* indiquerait la troisième sous-zone de l'Albien supérieur s. str. Pour BLANC (1959) "l'Albien débute par des lentilles de grès glauconieux, assez localisées et pouvant passer à des poches de sable vert (Eygaliers)." ABOUSSOUAN (1963) ne précise pas l'âge de ces sables; cet auteur (p. 109) indique que la lentille détritique d'Eygaliers "provient d'une avalanche turbide localisée". MOULLADE (1966) considère que les "grès albiens [...] résultent de la conjonction des ensembles n°2 et n°3 28, par suite d'un ensablement très prononcé des marnes de l'Albien moyen." Enfin LE GOC (1977), sur une coupe située un peu au Nord-Ouest de celle considérée ici (à proximité de la coupe décrite au paragraphe suivant), signale la présence de *B. concentrica* au-dessus d'un banc massif de grès qu'il place dans l'Albien moyen. La présence d'Albien inférieur (niveau Paquier) sous ces grès élimine de fait l'attribution stratigraphique des deux premiers auteurs; par ailleurs les faunes trouvées au-dessus suggèrent, là encore, une mise en place à la base de l'Albien supérieur; il s'agirait, en fait, du prolongement distal des sables de

28 équivalents de G 5 et G 8' - G 9, au col de la Chaudière, note de J.G.B.

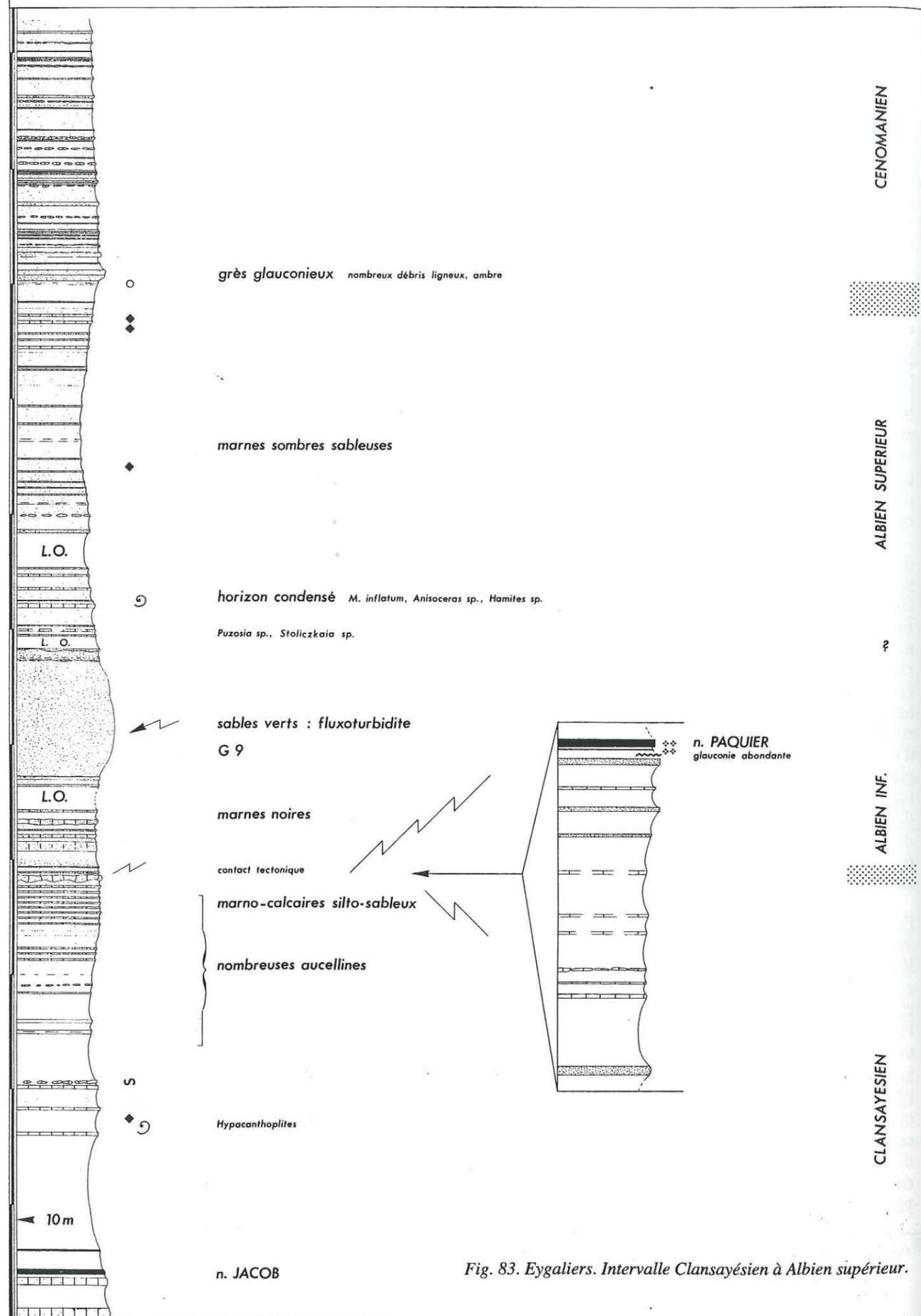


Fig. 83. Eygaliers. Intervalle Clansayésien à Albien supérieur.

Châteauneuf-de-Bordette (I.2.2.3).

**La Nible (fig. 84)**

Une coupe située quelques centaines de mètres à l'Est de celle étudiée par LE GOC, près de la Ferme de la Nible, examinée en compagnie de DELAMETTE, permet de compléter nos données. Au-dessus des marnes gargasiennes, un faisceau de bancs calcaires à *Hypacanthoplites* est visible sur quelques mètres. Quelques exemplaires de ces ammonites ayant été découverts, la supposition de LE GOC (1977, p. 67) quant à son appartenance au Clansayésien est vérifiée. Après une quinzaine de mètres de marnes silteuses, un ensemble de gros bancs de grès calcaire se développe sur une dizaine de mètres. Ensuite, au-dessus d'une lacune de visibilité de faible extension, la coupe offre, sur une trentaine de mètres, une série de petits faisceaux plurimétriques de bancs calcaréo-silteux. Sous les troisième et quatrième faisceaux, se trouvent des horizons sombres plus ou moins fissiles. Quelques mètres au-dessus du quatrième faisceau, on remarque particulièrement un horizon pluridécimétrique de marne sombre, laminée et fissile (*black shale*), à nombreuses amandes phosphatées. Il est souligné par une glauconite de quelques centimètres d'épaisseur. Après un autre faisceau de bancs calcaréo-silteux, se trouve un nouvel horizon de *black shale*, souligné de la même façon par une couche de marne glauconieuse. Ainsi, dans ces deux exemples les couches noires couvrent des surfaces d'arrêts de sédimentation, disposition sur laquelle nous aurons l'occasion de revenir dans les sections I.2.3.3 et I.2.4.1. Des nodules barytiques parsèment les marnes sus-jacentes. Après deux autres faisceaux, vient un banc de grès d'environ 3 m d'épaisseur. D'après les données biostratigraphiques de LE GOC (1977, p. 65-68, coupe n° 5), l'ensemble des petits faisceaux de calcaire silteux se place dans l'Albien inférieur à moyen. Ceci complète donc notre série levée sur la coupe d'Eygaliers. Le Niveau Paquier, qui n'est pas observé ici, pourrait en fait se trouver dans l'espace qui se trouve en invisibilité, tout à la base de l'ensemble des faisceaux de calcaires silteux (juste au-dessus des gros bancs de grès calcaires). Là où il a levé sa coupe LE GOC a noté la coexistence de "stratifications obliques" et de "gros sphéroïdes". Ceci laisse penser à une configuration semblable à celle qu'on a mis en évidence à la Lance (voir plus haut), néanmoins l'existence de dunes hydrauliques dans cette zone en position distale m'apparaît douteuse (cependant, étant lié à l'hydrodynamisme, le critère de profondeur n'est pas *a priori* limitatif ; par exemple, des dunes hydrauliques actives ont été mises en évidence par plus de 1.000 m de fond, au Nord du détroit de Messine (RYAN et HEEZEN, 1965 ; MONTENAT et BARRIER, 1985). N'ayant pas moi-même observé de telles structures, je suis tout de même conduit à considérer l'ensemble sableux comme resédimenté. Plus probablement, les "stratifications obliques" pourraient correspondre à des rides caractéristiques du terme c de la séquence de BOUMA.

**Conclusions relatives aux Baronnies sud-occidentales**

Les affleurements décrits dans ce paragraphe concernent des environnements de dépôts somme toute relativement proches de ceux du Désert méridional. Les milieux représentés vont depuis l'Ouest-Nord-Ouest à l'Est-Sud-Est du relatifement proximal à plus distal.

De même que pour le secteur de la Lance, les affleurements montrent un Aptien moyen au faciès marneux, qu'on peut qualifier plutôt de décantation, qui s'oppose à un Albien très nettement détritique. De manière plus précise, on constate, dans la vallée du Toulourenc, à la suite des données de MONNIER (1986), que le Clansayésien de même que l'Albien inférieur manquent (ainsi que ? *pro parte* l'Albien moyen). Il semble bien qu'au-dessus des marnes gargasiennes, l'enregistrement sédimentaire ne reprend qu'avec l'Albien moyen élevé et l'Albien supérieur de la zone à *Inflatum*, et ceci sous faciès turbiditique (incluant une ou des coulées sableuses en masse). Des marnes vraconiennes, contemporaines du niveau Breistroffer, cachètent cet épisode détritique. La vallée de l'Ouvèze se situe dans un contexte plus distal où la série apparaît un peu plus complète. Dans la région d'Eygaliers, par exemple, le Clansayésien d'une part et l'Albien inférieur et moyen d'autre part sont représentés, même si le détritisme demeure important. Ainsi, au-dessus des marnes silteuses à aucellines de l'unité 9, un faciès détritique composé de gros bancs de grès calcaires dans des marnes silteuses se développe sur une bonne dizaine de mètres. Il est probablement pénécemporain de la turbidite G 5 au toit du Kilian observée à Saint-Ferréol ainsi que dans le Pays de Bourdeaux. Cet intervalle détritique est immédiatement surmonté du niveau Paquier alors nettement enrichi en glauconie, ce qui dénoterait une condensation d'au moins une partie de l'Albien inférieur (base de l'unité 10). Un espace de marnes intercalées d'une série de

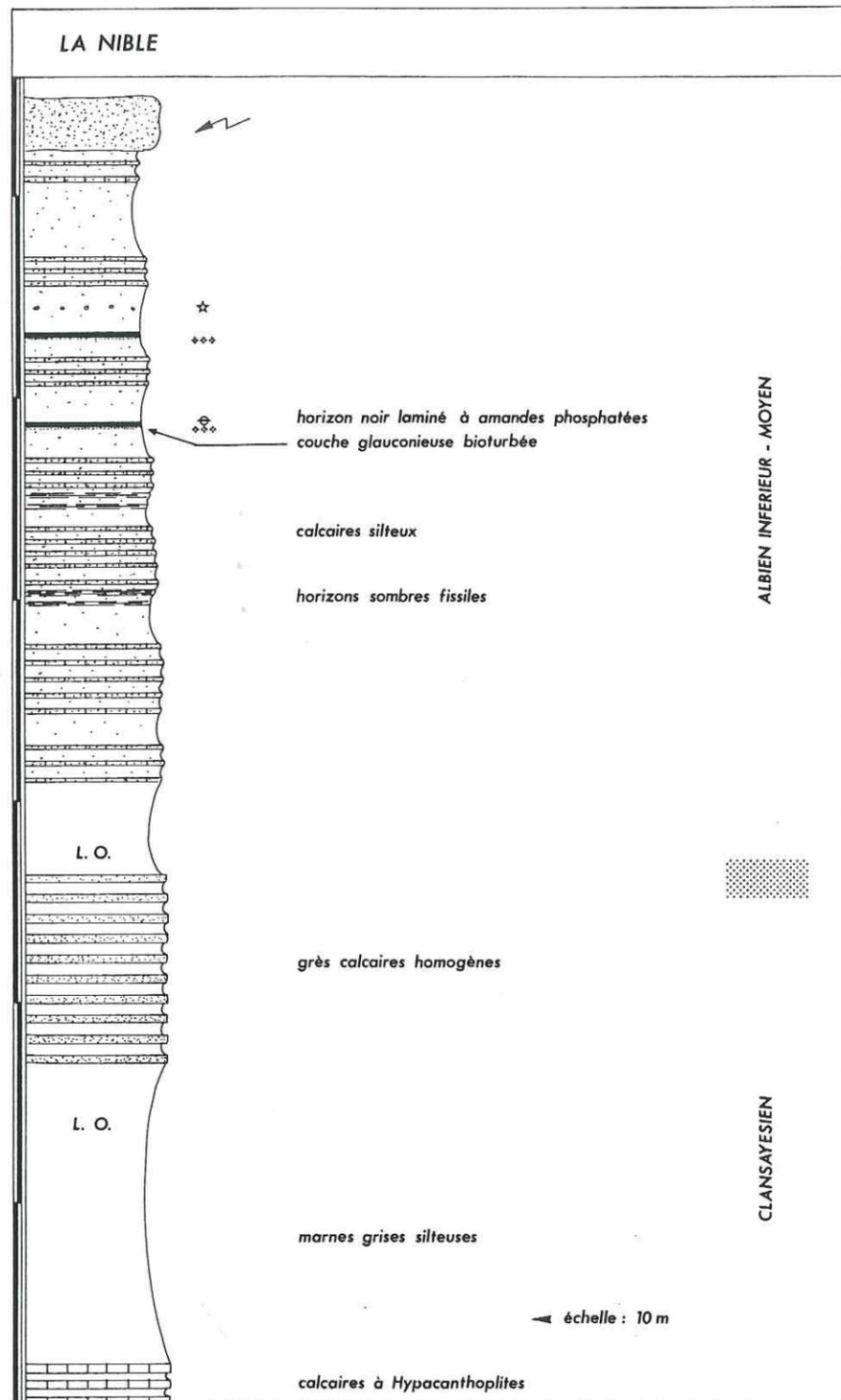


Fig. 84. La Nible. Intervalle Clansayésien à Albién inférieur - moyen.

faisceaux de bancs calcaréo-silteux vient alors, mis en évidence aux environs de la Nible. Le fait remarquable est que certains faisceaux sont en quelque sorte soulignés par des horizons de marne noire plus ou moins laminée qui recouvrent des couches de glauconite. Au-dessus viennent les grès chenalisés que l'on peut mettre en corrélation avec la mégaturbidite de Châteauneuf-de-Bordette (cf. I.2.2.3). Du reste, ces grès sont surmontés par un horizon condensé sablo-glauconieux à nombreuses grandes *Puzosia*, ainsi que des *Anisoceras*, *Hamites*, *Mortoniceras inflatum*, attestant l'Albién supérieur, probablement du sommet de la zone à *Inflatum*. Les faciès demeurent assez détritiques jusqu'au Cénomanién qui débute par un faisceau franchement gréseux à nombreux débris ligneux.

*2.3. Secteur Sud*

## 2.3. SECTEUR SUD

### 2.3.1. Vaucluse

#### *Bédoin, Les Bernardes, Les Chalons (fig. 85)*

Les marnes gargasiennes, d'une épaisseur d'environ 100 m selon LE GOC (1977, p. 103), reposent sur les calcaires urgoniens. Observée aux environs de Villes (Sud-Sud-Est de Bédoin) par LEENHARDT (1883, p. 92-93), une "épaisseur de quelques mètres de marnes et de calcaires marneux jaunes" s'intercale à la base de la série marneuse. La base paraît correspondre à un niveau condensé, car, pour LEENHARDT, il s'agit d'un "calcaire jaune de son avec points verts, un peu marneux, dur à sa partie inférieure, qui est si intimement unie au calcaire urgonien que le marteau détache des morceaux formés des deux roches qui se pénètrent l'une l'autre". L'auteur a récolté *D. consobrinus* dans les calcaires sus-jacents, ainsi que bélemnites, bivalves et échinides. Pour LE GOC (1977), ce calcaire serait contemporain du "Calcaire des Graves" de KILIAN (1889, p. 38 ; 1895, p. 753), décrit sur le revers de Lure, à l'Ouest de Château-Arnoux (équivalent possible du doublet du Niveau blanc des faciès bassiniaux). Les marnes gargasiennes sus-jacentes sont épaisses de quelques dizaines de mètres. Sur une quinzaine de mètres, elles sont riches en ammonites pyriteuses (ce sont les "marnes argileuses à *Am. Dufrenoyi*" de LEENHARDT, 1883, p. 94), c'est-à-dire correspondant au sommet du faisceau du Niveau blanc (unité 2 C), puis elles deviennent sableuses et un peu glauconieuses sur plusieurs dizaines de mètres. L'Aptien supérieur ne serait pas représenté (bien qu'un niveau de grès ferrugineux intercalé soit interprété comme Clansayésien selon LE GOC, 1977), les marnes étant surmontées par les sables albiens.

Ces sables offrent, à la base et sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (environ 60 m), les caractères de dunes sous-marines avec des strates à litage oblique (le plus souvent pluridécimétriques. Leur sommet est, comme à la Lance, tronqué selon une surface irrégulière par des écroulements sableux (zéro à plusieurs mètres) renfermant parfois des sphéroïdes. Dragées de quartz et silex (jusqu'à 3 cm) et flammes argileuses peuvent s'y rencontrer ainsi que des morceaux de bois flottés silicifiés, parfois perforés par des tarets (cf. fig. II.11.3.1 in LE GOC, 1977). Le sommet à peu près plan de ces coulées sableuses massives est cacheté par un grès turbiditique à lamination parallèle, remplissant des chenaux (jusqu'à quelques décimètres d'épaisseur). Un grès à grain grossier, à lamines horizontales, de 0,20 m d'épaisseur fait suite. Des terriers verticaux le pénètrent depuis son sommet qui apparaît verdi. Au-dessus, vient un horizon métrique de sable argileux rougeâtre, intensément bioturbé (*Thalassinoides* ?), que surplombe une corniche gréseuse de dix mètres d'épaisseur. De petits nodules blanchâtres (siliceux) parsèment les deux premiers bancs, à nombreuses traces verticales de racines. Ils sont parsemés de taches verdâtres et rougeâtres. Ce bariolage (marmorisation), résultant de phénomènes d'oxydo-réduction, les petits nodules blancs et les traces de racines suggèrent un épisode d'émersion avec formation d'un paléosol. Les couches sus-jacentes présentent des lentilles de sable à lamination oblique qui sont préservées de la bioturbation par ailleurs intense. Ce faciès évoque des chenaux de marée. La série se poursuit par environ 140 m de sables calcaréo-siliceux, glauconieux et argileux, rythmés de bancs grésifiés (LE GOC, 1977). Pour JACOB (1908) qui reprend les données de HEBERT (1875) et LEENHARDT (1883), les "sables rutilants à stratification entrecroisée" passent à des grès verts à *S. dispar*. La faune dite de Bédoin (HEBERT) à *M. bergeri* (indiquant le Vraconien supérieur) aurait été trouvée dans des horizons grésifiés situés dans la partie moyenne des sables calcaréo-siliceux. SORNAY (1959) cite les espèces suivantes représentées par des moules phosphatés (vraisemblablement au-dessus des sables dunaires) : *Hysterocheras* aff. *orbigny* Spath, *Stoliczkaia* sp., *Scaphites* sp. Le remaniement serait attesté par la présence simultanée de faunes de l'Albien supérieur et du Vraconien.

Remarquons que pour LE GOC (1977), "l'Albien inférieur à supérieur (ce dernier, partiellement représenté ?) constitueraient le niveau sableux marin à stratifications entre-croisées."

#### Région d'Apt

##### Gargas (fig. 86).

La série peut naturellement être étudiée près de Gargas (la localité-type du sous-étage), situé à l'Ouest d'Apt, pour la partie aptienne (elle sera poursuivie au Nord-Est d'Apt pour l'Albien). Nous nous référerons essentiellement au travail de MOULLADE (1965) sur la caractérisation micropaléontologique de ce stratotype. Remarquons, à la suite de DEMAY et THOMEL (1986),



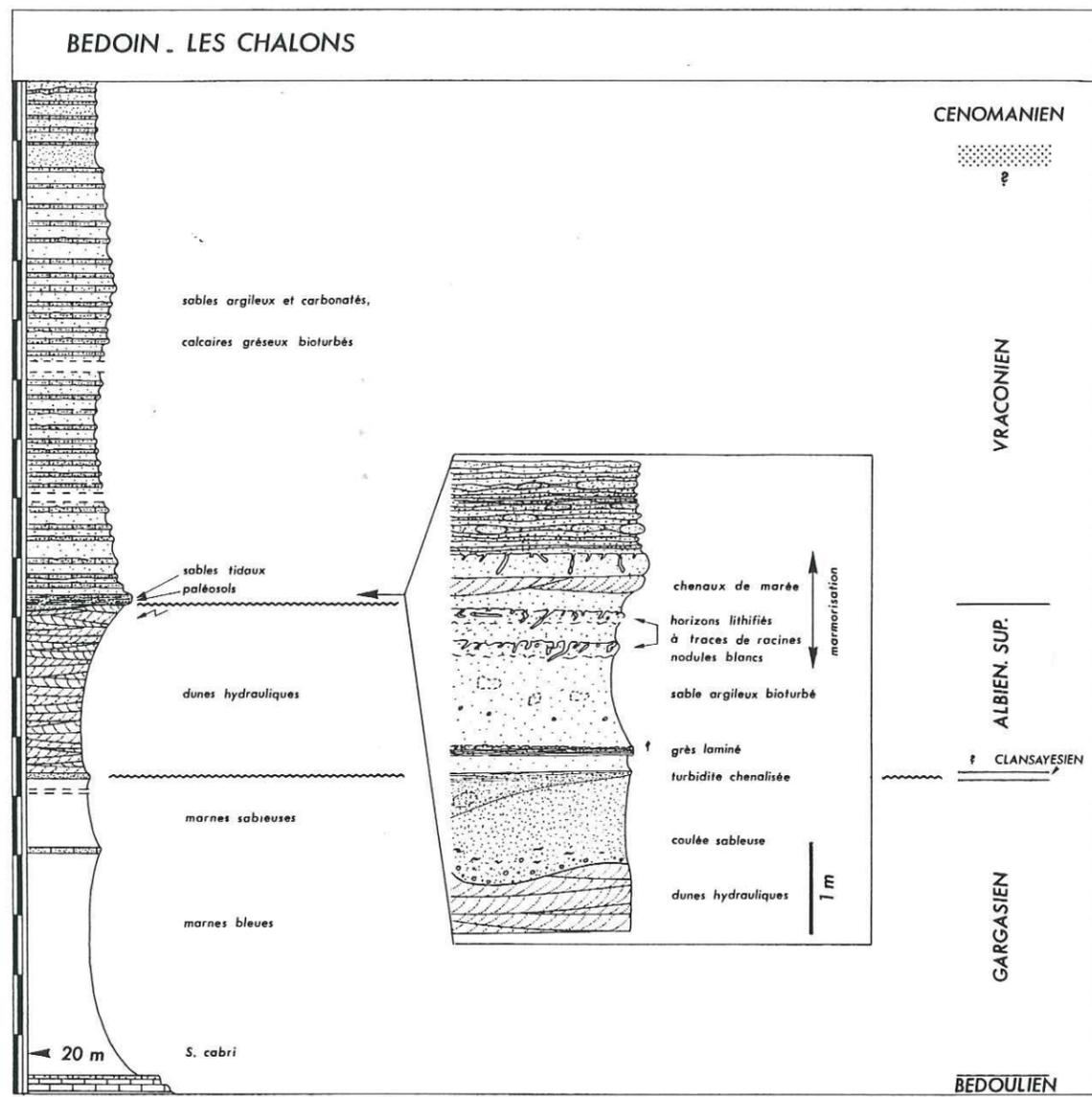


Fig. 85. Bédoin. Les Chalons. La coupe générale est tirée de LE GOC (1977, Coupe N°11).

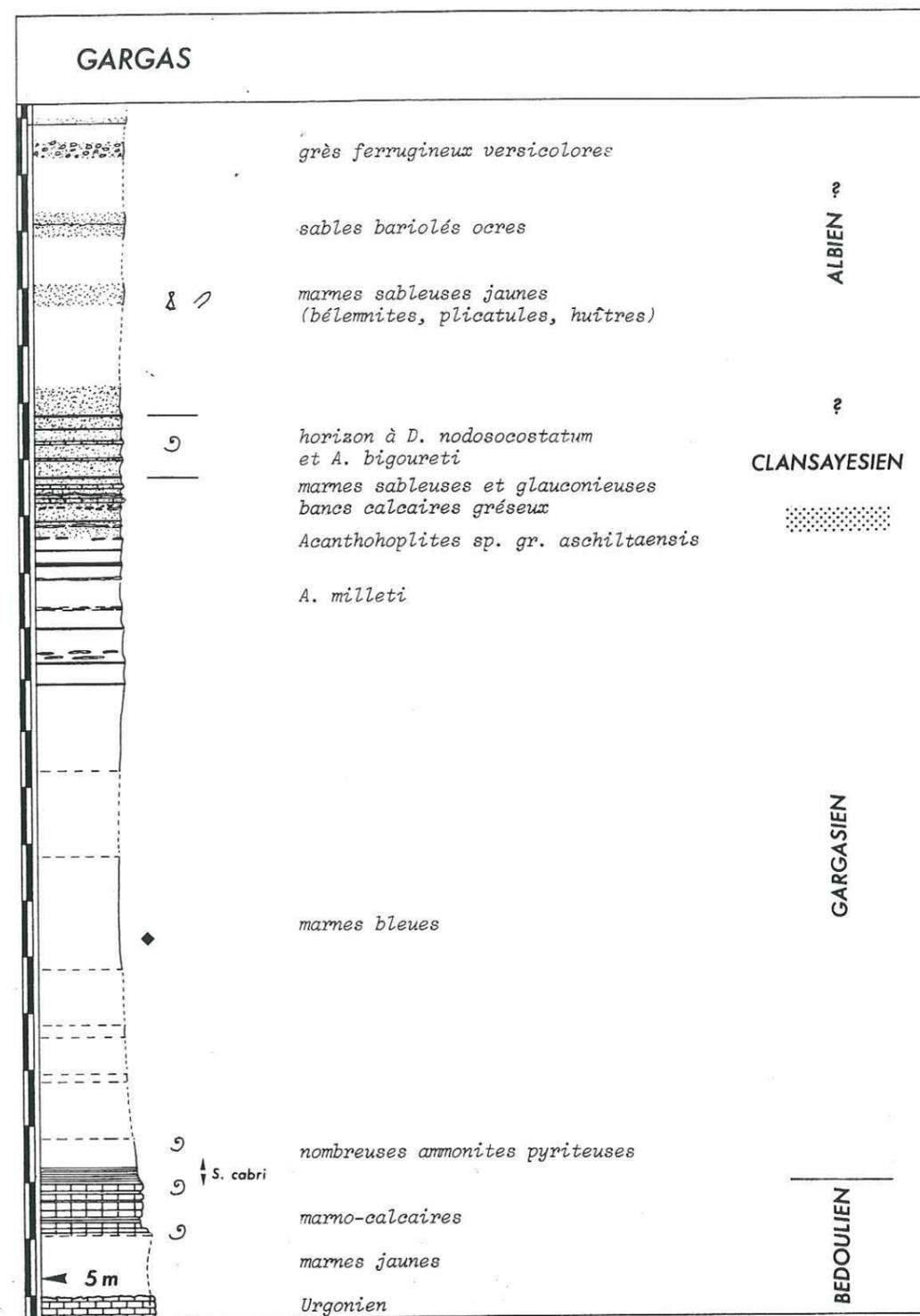


Fig. 86. Gargas. Coupe d'après les données de MOULLADE (1965).

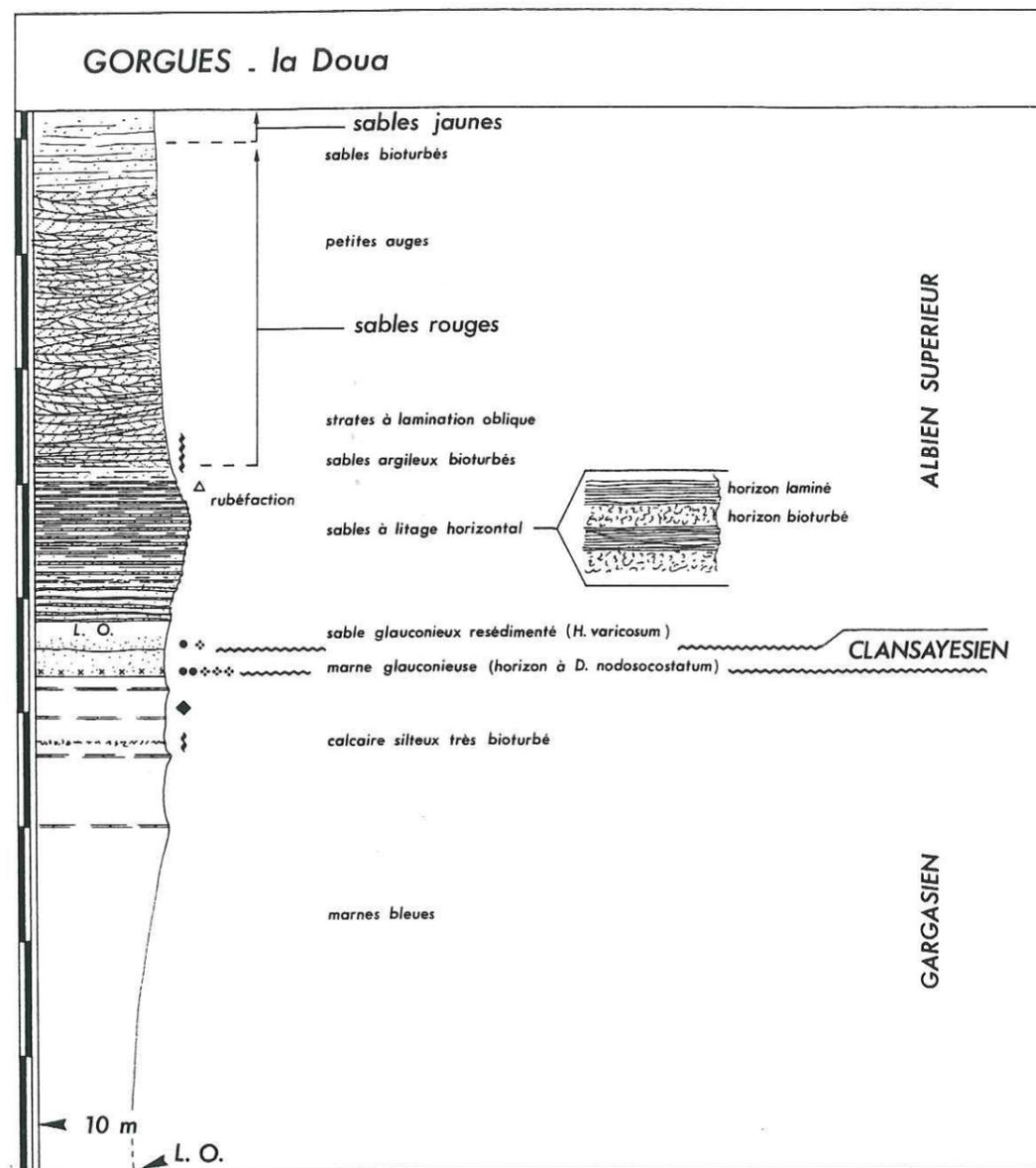


Fig. 87. Vallon de Gorgues (vallon de la Doua).

que depuis les observations de cet auteur, qui avaient porté sur une succession de petits affleurements, une usine s'est implantée sur la base de la coupe et des pavillons ont été construits sur la partie moyenne. Pratiquement, il ne demeure de ce stratotype que quelques petits affleurements vers le sommet de la colline de Gargas, encore sont-ils passablement envahis par la végétation.

Sur les calcaires urgoniens (d'âge Aptien inférieur, comme l'a montré GOGUEL, 1932), reposent des marno-calcaires et des marnes argileuses jaunes de l'Aptien inférieur (quelques mètres d'épaisseur), qui ont notamment livré une faune de *Procheloniceras* ainsi que des Plicatules (LEENHARDT, 1883). Des marnes gris-bleu, d'une puissance d'environ 60 m, font suite ; leur partie supérieure comporte quelques délités calcaires. A leur base, environ 3 m au-dessus des marno-calcaires bédouliens (équivalents du faisceau du Niveau blanc), MOULLADE signale "une riche faune de petites Ammonites pyriteuses, accompagnées de Lamellibranches, d'Echinodermes, de Gastéropodes, etc..." ; il cite notamment : "*Aconoceras nisus* d'Orb. (très fréquent), *Dufrenoyia dufrenoyi* d'Orb., *Cheloniceras royeri* d'Orb., *C. martini* d'Orb." Comme le souligne l'auteur, il s'agit de "la zone paléontologique la plus inférieure du sous-étage Gargasien". Il s'agit du sommet du faisceau du Niveau blanc (unité 2 C).

Les marnes sus-jacentes ne livrent que des bélemnites (*N. semicanaliculatus*). Au-dessus, et sur une dizaine de mètres, MOULLADE décrit (p. 206) des "marnes finement sableuses et glauconieuses, à patine jaunâtre dans lesquelles s'intercalent assez régulièrement des bancs de grès marneux ou de calcaires gréseux, épais de 0,15 à 0,30 m". L'auteur a recueilli quelques fragments de tests de *Acanthohoplites* sp. gr. *aschiltaensis*. Il rappelle que KILIAN et LEENHARDT (1890) ont signalé, en la partie supérieure de cet intervalle, la présence de *Acanthoceras* (= *Diadochoceras*) *nodosocostatum* et *Acanthohoplites bigoureti*, ammonites incluses dans des nodules de limonite (pyrite altérée ?). Il s'agirait donc de Clansayésien équivalent de "l'horizon de Clansayes". Suivent "15 à 20 m de marnes sableuses et glauconieuses jaune-verdâtre, à patine jaune, passant progressivement vers le sommet à des sables argileux et glauconieux". En plus de *N. semicanaliculatus*, plicatules et huîtres s'y rencontrent. Enfin, "8 à 10 m de sables bariolés, passant vers le haut à des grès friables, eux-mêmes surmontés d'un grès plus dur" constituent le sommet de la coupe. MOULLADE les considère comme albiens ; du reste, LEENHARDT (1883) avait attribué cette formation sableuse au Gault, voire au Cénomaniens.

Du point de vue des foraminifères, on notera que *Schackoina* gr. *cabri* est étroitement limitée à l'extrême base des marnes, alors considérées comme "gargasiennes", immédiatement sous le niveau à ammonites pyriteuses. Quant à "*Globigerinella ferreolensis*", elle atteindrait l'horizon de Clansayes. En l'absence de *G. algeriana*, ceci suppose une lacune de tout le "Gargasien supérieur" (supra-Fallot). Le rattachement des marnes sableuses jaunes et des sables bariolés à l'Albien ne paraît étayé par aucun argument paléontologique. Du reste, MOULLADE constate la disparition de certaines espèces de foraminifères. Il convient du fait que "le changement lithologique qui intervient assez bas dans la formation 6 (Albien) [...] <sup>29</sup> explique sans doute la disparition simultanée [...] de la majorité des espèces de foraminifères et d'ostracodes."

#### Vallée de la Doua (fig. 87).

De Gordes à Gignac, les affleurements du vallon de Gorgues (vallée de la Doua, au Nord-Est d'Apt) permettent d'illustrer la série albiennne et de compléter les données sur l'Aptien. Ainsi, on peut observer, au-dessus des marnes gargasiennes, et sur 2,50 m, une couche de marne très glauconieuse contenant des nodules phosphatés noirs, avec quelques moules de brachiopodes (l'abondance de la glauconie diminue vers le haut), puis des sables glauconieux (environ 3 m) où une lamination horizontale est parfois visible. Une corniche d'une quinzaine de mètres de grès en petits bancs fait suite. Ce sont d'abord des grès glauconieux très bioturbés, puis une alternance de couches pluricentimétriques assez régulièrement laminées et de couches d'épaisseur comparable, très bioturbées et aux grains plus grossiers. Ces "grès microstratifiés" de TRIAT (1982) peuvent être interprétés vraisemblablement comme des dépôts de tempête formés en milieu de plate-forme (zone infratidale). Ils seraient contemporains de la base du faciès "Valsaintes" décrit plus à l'Est par CABROL (1985, in FRIES, 1986, et cf. section suivante 2.3.2). La partie supérieure de cet ensemble est légèrement ocrifiée. Le faciès ocreux, rouge, se développe ensuite sur 25 à 30 m. Les premiers mètres offrent la même structure que précédemment, puis la stratification devient

<sup>29</sup> c'est à dire les marnes sableuses jaunes, note de J.G.B.

entrecroisée, formée de petites auges de 5 à 20 cm d'épaisseur. Les phénomènes de paléaltération donnent ensuite une teinte jaune au sédiment. Sur quelques mètres, les sables à auges se poursuivent, puis ensuite les sables deviennent très bioturbés.

La "note sur les sables de la vallée d'Apt" de KILIAN et LEENHARDT (1890) fait toujours référence, et les données biostratigraphiques sont précieuses car les faunes sont particulièrement rares dans ces terrains. KILIAN et LEENHARDT signalent à la base des ocres une couche (glauconieuse) à nodules phosphatés, autrefois exploités, qui a livré *Hysterocheras varicosum*, *Hamites* sp. et des *Pleurotomaria* (elle se situe en fait à la base des couches gréseuses en petits bancs, cf. fig. 830). Ceci donne une contrainte pour l'âge maximum des sables à stratification entrecroisée (troisième sous-zone de la zone à *Inflatum*). Le niveau condensé inférieur est, quant à lui, mis en corrélation par KILIAN et LEENHARDT avec le "niveau des Grèzes" à Clansayès (que les auteurs rapportaient à l'Albien, par suite d'une erreur de diagnose, cf. JACOB, 1907). Cependant il est possible qu'il soit l'équivalent du "niveau de Clansayès", c'est à dire du niveau condensé à *Diadochoceras nodosocostatum* (cf. ROCH, 1971, p. 46) qui existe aussi à Gargas (JACOB, 1907 ; MOULLADE, 1963). Une autre éventualité est que l'arrêt de sédimentation au sommet de la zone à *Subnodosocostatum* est surmonté de reliques remaniées de deux condensations (sommet de la zone à *subnodosocostatum* et base du Clansayésien).

### Conclusions relatives au secteur de Vaucluse

Les marnes bleues gargasiennes sont assez bien développées dans ce secteur, quoique l'on enregistre une diminution d'épaisseur de l'Ouest-Nord-Ouest à l'Est-Sud-Est. Elles sont tronquées par une surface de discontinuité supportant les reliques d'un niveau condensé dont la faune paraît correspondre, au moins pour partie, à l'horizon de Clansayès, dans la région d'Apt (ROCH, 1971, pour la Doua), et dont des reliques ont aussi été trouvées par KILIAN et LEENHARDT (1890) à Gargas. L'arrêt de sédimentation a toutefois dû débiter dès le sommet de la zone à *Subnodosocostatum*. Les sédiments sus-jacents sont sableux. L'âge des sables qui se superposent aux marnes gargasiennes demeure mal connu étant donné la rareté des indices paléontologiques et leur signification stratigraphique ; il s'agit très généralement de reliques de niveaux condensés remaniés, notamment de l'horizon de Clansayès. On peut préciser qu'à Gargas la partie inférieure des sables à litage horizontal, bioturbés, est au moins d'âge Clansayésien et qu'au vallon de Gorgues les couches à litage horizontal ("microstratifiés") sont au moins aussi récentes (et *a fortiori* les sables dunaires) que la sous-zone à *Varicosum* de l'Albien supérieur. Par ailleurs, les sables à strates à lamination oblique de Bédoin sont plus anciens que le Vraconien supérieur (sous-zone à *Perinflatum* de la zone à *Dispar*) selon les données de LEENHARDT (1883) et SORNAY (1959). Si tant est que les sables à stratification entrecroisée de la Doua soient corrélables avec les sables à strates à lamination oblique de Bédoin, on peut suggérer que l'édification des dunes sous-marines s'est effectuée à l'Albien supérieur, et plus précisément dans les sous-zones à *Varicosum* et à *Auritus* (zone à *Inflatum*), et peut-être (?) au Vraconien basal. Cette édification a suivi le dépôt de couches sableuses et argilo-carbonatées dont les témoins sont de faible épaisseur voire absents (Bédoin), peut-être simplement du fait qu'elles ont été remaniées en tant que palimpsestes lors de l'épisode dunaire. Le Vraconien (au moins pour sa partie supérieure) est caractérisé par d'épais dépôts de sables argileux bioturbés.

### 2.3.2. Plateau de Saint-Christol

#### Sault-de-Vaucluse

MONTENAT *et al.* (1986) ont montré que le fossé de Sault-de-Vaucluse, réputé formé entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène, s'est en fait "développé en réutilisant des fractures anciennes, dues à une étape de structuration crétacée." Un modelé d'allure karstique affecte la paléomorphologie créée par le jeu des accidents antécénomaniens. L'épisode de karstification représente, pour les auteurs, la conséquence d'une émergence consécutive à la phase de structuration (aptienne ou albienne). La surface du calcaire urgonien présente aussi des bioperforations (cf. LE GOC, 1977, photo II.12.3.1b). Les auteurs décrivent, au voisinage des paléoreliefs, un remplissage des cavités par "un sable argileux à gros grains de quartz, très riche en glauconie", ainsi que des concentrations localisées "de petits rostrés usés de Bélemnites et, plus rarement, d'autres fossiles, Brachiopodes, Bivalves, Gastéropodes, Echinides, Serpulidés, dents de squales." A l'écart des paléoreliefs, l'Urgonien est recouvert de marnes sablo-micacées gris

sombre, moins glauconieuses, généralement dépourvues de macrofaune. Grâce à leur contenu microfaunique, ces marnes sont attribuées au Cénomaniens inférieur par G. BIZON (*in* MONTENAT *et al.*, *ibid.*) et non au Vraconien comme daté par LE GOC. Des marnes du gargasien inférieur (25 m), à ammonites pyriteuses, sont piégées dans la partie Sud du fossé de Sault. LE GOC suggère avec grande réserve, étant donné l'absence d'argument paléontologique, que les grès massifs qui recouvrent les marnes gargasiennes sont d'âge albien terminal.

### Région de Banon (Sud-Ouest) (fig. 88)

Plus à l'Est, dans le champ de fractures de Banon (Gumiane, Oppedette), la tectonique synsédimentaire a largement influencé la distribution sédimentaire à l'Aptien-Albien, comme l'ont montré CABROL (1985) et JOSEPH et CABROL (1986) *in* FRIES (1986).

Les marnes gargasiennes recouvrent le fond durci de l'Aptien inférieur calcaire à faciès urgonien (calcarénites bioclastiques). Les couches de la base du Niveau blanc (dont le doublet) n'existent pas. Au ravin de Tirecoui, les marnes immédiatement sus-jacentes livrent *Dufrenoya* sp. et *Chelinoceras* sp. (dét. DELAMETTE) et des plicatules. Aux David, les marnes à *Aconoceras nisum*, *Dufrenoya* sp. et "*Toxoceras*" (dét. DELAMETTE) scellent l'Aptien inférieur calcaire affecté d'un relief de faille synsédimentaire (à surface taraudée et beurrée d'oxydes de fer). Ces marnes correspondent à l'unité 2 C. L'intervalle détritique reconstitué par CABROL (1985 *in* FRIES, 1986) débute, au-dessus du "Gargasien basal" (zone à *S. cabri* ... ? d'après FRIES), par un niveau (0,20 m) de marnes sombres, glauconieuses, à nodules phosphatés noirs, surmonté de sables glauconieux (environ 1 m), très bioturbés, avec quelques concrétions phosphatées blondes centrées sur les terriers. La couche glauconieuse repose sur des marnes vert pâle, oxydées et pénétrées de petits terriers. Puis suivent des marnes sableuses (épaisseur maximum 30 m), très bioturbées, à intercalations calcaréo-sableuses, le "faciès bleu" de CABROL. Il passe en continuité au faciès "Valsaintes" (CABROL), caractérisé par une succession de remplissages de chenaux pluridécamétriques emboîtés. Les sédiments sont constitués d'une alternance d'horizons pluricentimétriques de sable fin, laminé, et d'horizons d'épaisseur équivalente de sable plus grossier, souvent enrichi en glauconie, et souvent bioturbé. Ils rappellent les sables à litage horizontal du vallon de Gorgues. Plusieurs coulées sableuses, étroitement chenalisées, à sphéroïdes diagénétiques ("fluxoturbidites"), les recoupent vers le sommet. Leur cartographie par CABROL (*in* FRIES, 1986, fig. 104) met en évidence l'axe de distribution du Sud-Sud-Est vers le Nord-Nord-Est de leur système ramifié. On remarquera que BLANC et BROCHIER avaient évoqué en 1969, à propos des structures observées dans les faciès sableux, des "glissements synsédimentaires le long de talus instables" (p. 592). Le faciès "l'Abbadie" (CABROL) qui fait suite se présente comme un empilement de corps sableux. Ainsi que l'expose CABROL (*cf.* FRIES, 1986) "dans les corps inférieurs les structures évoluent depuis de grandes auges vers de petites rides et laminations parallèles au sommet. Progressivement, les auges disparaissent au profit des laminations parallèles et de rides, voire de "flaser bedding". Des sens de courant opposés ont été mesurés (Nord-Sud) ; enfin certains bancs granoclassés sont interprétés comme des dépôts de tempête." Ces faciès évoquent la zone tidale, avec des chenaux de marée et des dépôts de plage. La série se poursuit par des alternances de marnes sableuses et de calcaires gréseux toujours bioturbés (faciès "La Bane").

Les datations effectuées (CABROL, 1985) montrent que la couche de marne glauconieuse qui repose sur le Gargasien basal contient, à côté de microfaunes remaniées du Gargasien inférieur, de grandes *Hedbergella* proches de *Ticinella primula* Luterbacher. Ceci suggère un âge Albien supérieur à FRIES (1986), mais un âge Albien moyen pourrait aussi être avancé (?). Ajoutons que la corrélation avec le niveau condensé à *H. varicosum* du vallon de Gorgues n'est pas impossible. Il y aurait alors amalgame des horizons condensés observés dans le vallon de Gorgues. Le faciès "bleu" n'a fourni qu'un individu de *Ticinella breggiensis* (Gand.), ainsi "[qu']une Pleurostomelle droite et *Gavelinella baltica* (Brotz.)." Ces indications micropaléontologiques suggèrent un âge Albien supérieur. Les corrélations établies par FRIES et collaborateurs avec le secteur de Mallefougasse à Aubignosc confortent cette attribution, les couches équivalentes étant riches en microfaune de la base de la zone à *R. ticinensis*. Ceci équivaut sensiblement à la sous-zone d'ammonite à *Varicosum* (ou partie moyenne de la zone à *Inflatum*). Enfin, le faciès "La Bane" aurait livré vers la base *R. ticinensis* et *R. appenninica*, puis plus haut *P. buxtorfi* (CABROL, 1985, *in* FRIES, 1986).

Plus au Nord, près du col de l'Autet, JACOB (1907) indique que "les couches gréseuses

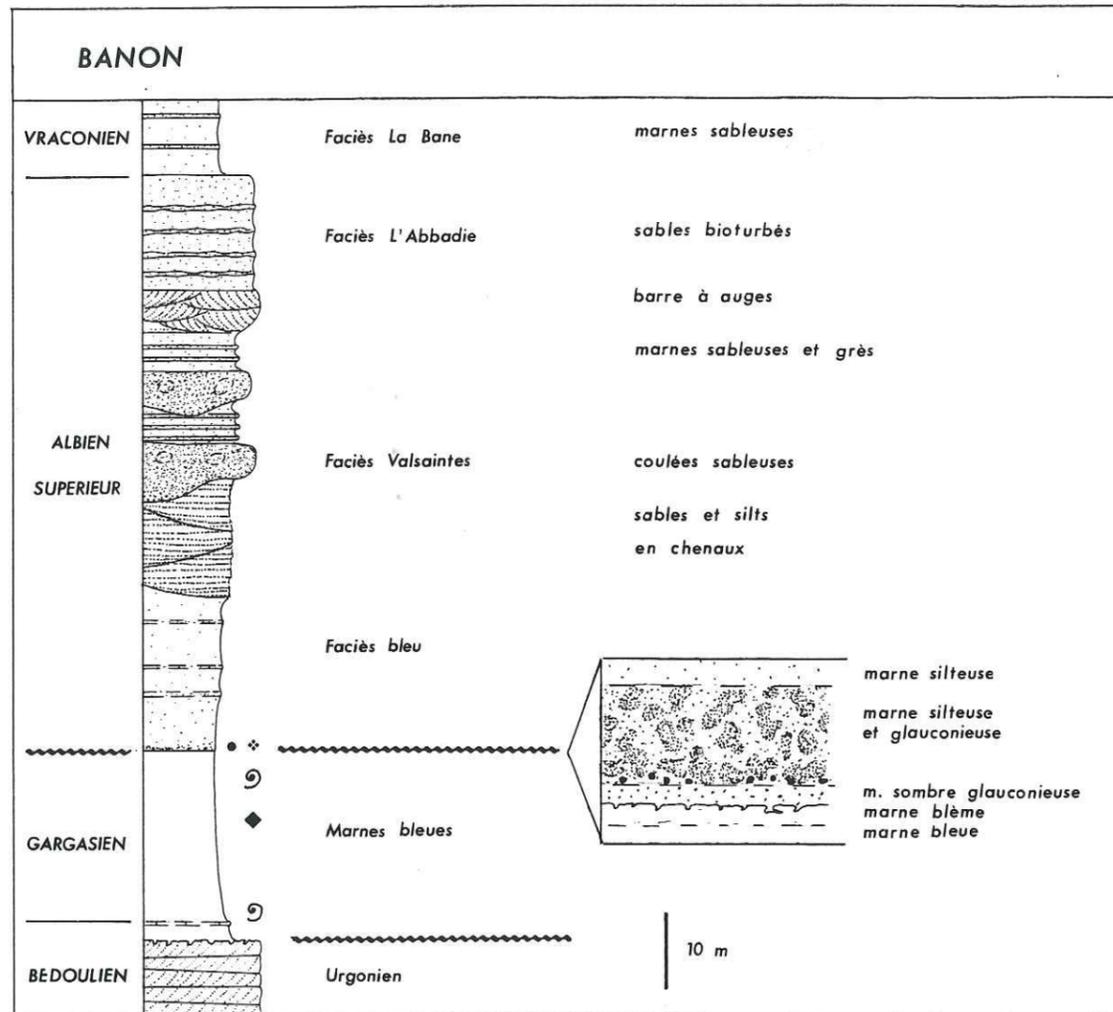


Fig. 88. Coupe synthétique de la série méso-crétacée dans la région de Banon d'après CABROL (in FRIES, 1986, fig. 96, légèrement modifiée).

qui se trouvent immédiatement au-dessous des grès susaptiens, contiendraient un mélange de fossiles phosphatés : *Ammonites interruptus* d'Orb., *mamillaris* d'Orb., *inflatus* d'Orb. et nombreuses variétés ; *Anisoceras perarmatum* d'Orb." Par ailleurs, MOULLADE rapporte (selon COCHET, D.E.S., 1954, feuille Séderon, n°8, 1/20.000), qu'au Fossé des Anglars (ou fossé des Girons, Nord de Banon), les grès qui reposent directement sur le Bédoulien calcaire ont livré *H. varicosum*. Pour FLANDRIN *et al.* (1964, carte géologique au 1/50.000 Séderon), il s'agit de grès glauconieux fins à moyens, à ciment calcaréo-argileux, en bancs de 10 à 50 cm, intercalés dans des marnes sablo-micacées. Ils ont livré *Hysteroceeras armatum*, *Hamites* sp. ainsi que *R. ticinensis*.

L'ensemble de ces données, même si elles sont éparses et très fragmentaires, permet donc d'attribuer l'ensemble le plus sableux (faciès "Valsainte" et "l'Abbadie") à l'Albien supérieur : zone à *Inflatum* (sous-zone à *Auritus* et peut-être à *Varicosum*). La sédimentation effectivement enregistrée sur la couche condensée remaniée recouvrant la surface d'omission gargasienne correspondrait à l'Albien supérieur (très vraisemblablement sous-zone à *Varicosum*). Par ailleurs, il apparaît qu'au Nord de Banon, le Gargasien fait défaut. La série se réduit donc vers le Nord, d'une manière parallèle à celle du fossé de Sault.

#### Est de Banon et Revers de Lure

Entre le Largue (Ouest d'Ongles) et la Bouffette (Ouest de Mallefougasse) les marnes gargasiennes font complètement défaut. Le Clansayésien étant lui-même absent, la série détritico-albienne débute avec des marnes glauconieuses. La coupe relevée à la chapelle d'Ongles par KILIAN (1888) in JACOB (1907, p. 143) indique les éléments suivants. En contact avec la surface durcie (perforée) du "Calcaire des Graves" (à Montfort, ces calcaires ont livré *S. cabri* à LE GOC, 1977, p. 85 ; ils sont donc d'âge Aptien inférieur élevé et contemporains du faisceau du Niveau blanc), des marnes très glauconieuses, riches en nodules phosphatés livrent des bélemnites, *Puzosia mayori*, des radioles de *Cidaris*, des articles de *Pentacrinus*, des polyptères (épaisseur 2 m). Suivent, sur trois mètres, des "bancs à *Rhynchonella clementina*" à concrétions ferrugineuses et phosphatées contenant des Cidaridés, une *Ostrea* et *B. concentrica*, puis des grès très glauconieux de 10 m d'épaisseur à *M. inflatum*, *P. mayori* et *Anisoceras saussurei*. Au-dessus, les "grès verts" en gros bancs, à sphéroïdes gréseux, que signale KILIAN (1889), visibles sur 15 m, alternent avec des marnes. Ce sont les coulées sableuses en masse signalées plus haut à l'Albien supérieur au sommet de la zone à *Inflatum* (sous-zone à *Auritus* ?). Selon les estimations de LE GOC (1977), l'ensemble de l'Albien supérieur de la zone à *Inflatum*, aurait une épaisseur d'environ 180 m. Les "grès verts" forment ensuite le substratum d'une dépression cultivée et passent au Vraconien (épaisseur 120 m environ). Les affleurements du Vraconien, malgré leur rareté, montrent que les faciès sont complètement bioturbés ; les reliques de structures sédimentaires sont rarement observables. Près du Tondu (sur la piste forestière reliant Saint-Etienne au Revest-Saint-Martin, la base du Vraconien est très fossilifère comme l'indique LE GOC. On y trouve effectivement de nombreux moules d'ammonites écrasés (et l'on peut ajouter à la liste donnée par LE GOC (1977, coupe 9b) de nombreux spécimens de *Lechites*, vers la base de cet intervalle). Les sédiments sont composés d'une alternance de bancs calcaires (entre 10 et 20 cm) et de marnes (métriques) qui sont plus ou moins silto-micacés et glauconieux (la glauconie n'est jamais en forte concentration). Les bancs calcaires sont souvent noduleux, notamment vers la base, et centrés sur de gros terriers du type *Thalassinoides*. Les nodules phosphatés (centrés sur des bioturbations) sont fréquents vers le sommet. Il s'agit de témoins d'arrêts de sédimentation.

Au Sud de Mallefougasse, des marnes noires bioturbées très glauconieuses (glauconitite) se développent sur plus de 15 m au-dessus du substratum calcaire. Le contact entre les deux faciès n'est pas visible. Les marnes contiennent de rares nodules phosphatés de teinte beige. Un faisceau de marno-calcaires silteux fait suite ; il a livré de grandes *Puzosia*, ainsi que *Cantabrigites* sp., *Hamites*, *Anisoceras*, *Scaphites* (dét. DELAMETTE) et représente l'Albien supérieur. Les marnes très glauconieuses de base correspondraient ainsi probablement à l'Albien inférieur et moyen (les données du § 2.3.3 viendront conforter cette hypothèse).

#### Conclusions relatives au Plateau de Saint-Christol

La sédimentation apparaît différenciée parce que (au moins en partie) l'on a considéré dans cette section trois domaines individualisés du fait d'une structuration tectonique synsédimentaire. Dans le fossé de Sault-de-Vaucluse, vers Aurel, seuls quelques remplissages de sable glauconieux à bélemnites, rapportés à l'Albien (?), ont été trouvés par MONTENAT *et al.*

(1986) dans des cavités de l'Urgonien, au préalable faillé, puis karstifié lors d'un probable épisode d'émersion. Quelques lambeaux de marnes du "Gargasien inférieur" sont piégés dans la partie Sud (Verdolier). Dans la zone faillée de Banon, la surface durcie du Bédoulien calcaire supporte quelques dizaines de mètres de marnes bleues du "Gargasien inférieur", à l'instar de la région de Verdolier. Elles sont tronquées par une surface de discontinuité sur laquelle repose un horizon condensé de marnes glauconieuses à nodules phosphatés (dont certains sont manifestement remaniés). L'âge de cette couche serait Albien moyen élevé à Albien supérieur. La formation détritique qui fait suite, étudiée par CABROL (1985) et JOSEPH et CABROL (1986) in FRIES (1986), comprend, à la base, des marnes sableuses bioturbées d'âge Albien supérieur (sous-zone à *Varicosum*). Au-dessus, vient un intervalle de sables et silts argileux disposés en couches alternantes pluricentimétriques, assurant le remplissage de chenaux pluridécimétriques (structures érosives), et dont la succession est troublée par des venues sableuses massives, elles-mêmes chenalisées. Après une culmination dans la resédimentation (coulées sableuses de haute densité), s'instaure une sédimentation de sables et d'argiles sableuses, façonnés par des courants de faible densité et courants de tempête (probablement sommet de la zone à *Inflatum*). Le Vraconien (daté par microfaune) correspond à des alternances de marnes et calcaires sableux bioturbés. A l'Est du champ de Banon et sur le revers de Lure, le Gargasien est fortement réduit et même totalement absent (de même que le Clansayésien). Des marnes très glauconieuses (glauconite), représentant très probablement l'Albien inférieur et moyen, voire la base de l'Albien supérieur (?), reposent sur la surface durcie du calcaire des Graves, d'âge Aptien inférieur élevé (ou sur quelques mètres de marnes gargasiennes). Elles cèdent la place à des marno-calcaires silteux à grandes *Puzosia* de l'Albien supérieur (zone à *Inflatum*) ; leur cachet détritique s'amplifie au cours de l'Albien supérieur *s. stricto* élevé, incluant des resédiments. Le Vraconien, épais, est constitué d'alternances de marno-calcaires gréseux et glauconieux.

Dans ce secteur, la conservation de "marnes gargasiennes" est donc sporadique. Lorsqu'elles sont préservées, elles sont toujours peu épaisses et caractérisent le sommet de l'Aptien inférieur. Il y a lacune de l'Aptien moyen à l'Albien moyen. Le niveau condensé glauconieux situé sur la surface d'arrêt de sédimentation gargasienne ou bédoulienne représente vraisemblablement le témoin des épisodes de l'Albien inférieur et moyen et de la base de l'Albien supérieur (ainsi que peut-être de la base du Clansayésien) incluant de nécessaires remaniements. La reprise de la sédimentation effective s'opère à l'Albien supérieur (sous-zone à *Varicosum*). Elle offre alors un cachet assez détritique et dénote un dépôt dans un milieu de plate-forme. Nonobstant une certaine variété des faciès, l'alimentation en détritiques permet la poursuite de ce type de sédimentation jusque dans le Cénomaniens.

### 2.3.3. Le Sisteronnais

OURSEL (1979) et BOUCHET (1985) ainsi que BEAUDOIN *et al.* (1986) (voir aussi FRIES, 1986) ont montré que, dans la région de Sisteron, le substratum calcaire barrémo-bédoulien est affecté d'accidents en touches de piano, dont le fonctionnement est synsédimentaire. Certains exemples sont spectaculaires tel que l'abrupt de faille scellé par une débrite au Gravas (BEAUDOIN *et al.*, 1986). L'étude géométrique a suggéré aux auteurs un jeu en blocs basculés, les séries les plus épaisses étant au Nord (fig. 160 in FRIES, 1986). L'analyse microstructurale a toutefois nettement dégagé un jeu décrochant. Les marnes sus-jacentes sont elles-mêmes affectées par cette disposition. Ainsi, leur base présente un âge variable, de l'Aptien inférieur infra-Niveau blanc à l'Aptien moyen. Comme l'évoque FRIES (*ibid.* p. 264-267), dans le secteur du Jas de Coeur, vers le Sud, les "marnes gargasiennes" n'atteignent qu'une épaisseur de 10 m et reposent sur les calcaires hauteriviens ; au contraire, un ensemble marneux Aptien inférieur et moyen de 200 m recouvre les calcaires bédouliens aux Houlettes, coupe située seulement quelques kilomètres plus au Nord (vallée du Jabron). Cette disposition, de même que les contrastes accusés dans les épaisseurs à l'Albien, suggère à l'auteur un jeu synsédimentaire de blocs basculés.

En plus de la tectonique, se serait exercée, selon FERRY *et al.* (1986), l'action érosive de courants. Des indices de sillons d'érosion orientés entre Nord et N 30 sont fournis par la comparaison de ces morphologies barrémo-aptiennes (en marches d'escalier) avec le modelé actuellement façonné sur les flancs du canyon Shamrock (marge bretonne) observé en plongée.

La surface calcaire, drapée de marnes bleues, est affectée de nombreux *Rhizocorallium*. COTILLON in FERRY *et al.* (1986) remarque que ces terriers "n'existent qu'aux endroits où les

marnes gargasiennes reposent directement sur les calcaires ; ils s'interrompent à l'aplomb (*de*) placages conglomératiques mais se retrouvent au sommet de leurs plus gros blocs." L'auteur pense que cette présence "marque (...) la fin du stade de vacuité des chenaux en même temps qu'une modification de l'hydrodynamisme annonciatrice de la reprise de sédimentation marneuse."

FERRY *et al.* (*ibid.*) signalent en outre, sur les angles de surfaces d'érosion gargasienne, l'existence de figures de corrosion évoquant une "microkarstification" dont l'équivalent est reconnu sur les marches de craie miocène, à flanc du canyon Shamrock (*op. cit.*, pl. II, fig. e et f).

### Région de Châteauneuf-Val-Saint-Donat : Le Jas de Coeur (fig. 89)

Les marnes bleues gargasiennes offrent une épaisseur variable que LE GOC (1977, p. 78) estime à environ 70 m ; comme le signale cet auteur, l'important couvert végétal n'est guère propice à leur étude.

Ces marnes de l'Aptien moyen (à *G. algeriana*, selon FRIES, 1986, fig. 39), visibles sur une huitaine de mètres, au Jas-de-Coeur, se terminent par un horizon à ichnoïdes colonnaires et un banc de calcaire fin, noduleux. Celui-ci est recouvert par un banc calcaréo-sableux, épais de 1 m, parcouru de grands *Zoophycos*. Sa surface est drapée par quelques centimètres de marne très glauconieuse, intensément bioturbée (équivalent possible du niveau condensé à *Acanthohoplites* ou de celui à *Nodosocostatum* ou télescopage des deux). Le détritisme silto-sableux affecte désormais la série avec l'Aptien supérieur (Clansayésien) qui débute alors. Le sous-étage correspond à environ 25 m de marnes silto-sableuses noires intercalées de bancs plus calcaires dont la plupart forment un faisceau vers le sommet. Le niveau Jacob (à nombreux tests aragonitiques écrasés de *H. jacobii*) se reconnaît vers le milieu de l'intervalle. Au-dessus, l'Albien inférieur et moyen (environ 80 m), constitue un intervalle composé de marnes silteuses sombres, caractérisé (BREHERET, 1989a, 1991) par la présence de quelques horizons noirs laminés et de niveaux glauconieux interstratifiés dont nous étudierons les rapports dans la deuxième partie. A la base, et contrairement à l'affirmation de FRIES (1986, p. 159 et 184), se trouve le niveau Paquier qui est alors glauconitisé (BREHERET, 1989a, 1991) et sur lequel nous reviendrons de même ultérieurement ; au sommet, les intercalations calcaréo-gréseuses correspondent à des bancs michoïdes (à rares débris de *B. cf. concentrica*). Elles sont surmontées par environ 70 m de sédiments toujours bioturbés, à dominante gréseuse, avec deux faisceaux de bancs épais formant une corniche caractéristique d'âge Albien supérieur (LE GOC, 1977). Suivent environ 240 m de marnes et calcaires gréseux parfois glauconieux représentant l'Albien supérieur élevé (Vraconien). Le sommet de l'Albien, selon GIGOT *et al.* (1982, carte géologique au 1/50.000 Forcalquier) correspond à des "bancs grésoglaucieux micacés (...) lités et indurés (...) [qui] déterminent le corps gréseux lenticulaire des Bruyères (...) à la base duquel on trouve, sous les Grandes Côtes, une faune mal conservée et assez pauvre du Vraconien supérieur : *Pervinquiera rostrata*, *Anisoceras perarmatum*." La limite avec le Cénomaniens est marquée par "un banc grésoglaucieux verdâtre à petits éléments remaniés formant un micro-conglomérat" où LE GOC (1977, p. 79) a trouvé de nombreuses dents de squales et des nodules phosphatés. Ainsi que le signale l'auteur, les dépôts sus-jacents sont "constitués de grès à laminations glauconieuses (...)" A ce niveau, sur la piste qui mène à Château-Arnoult, j'ai noté la présence, 4 m au dessus d'un banc silto-sableux (épais de 70 cm) à nombreux *Zoophycos*, d'un sable très glauconieux suivi, sur une dizaine de mètres d'une série de turbidites dont certaines présentent des passées laminées très glauconieuses.

Le sédiment de cette série argilo-sableuse et carbonatée, très généralement bioturbé, paraît résulter de substantiels apports détritiques par des courants de faible densité.

Dans le secteur de Montfort (quelques kilomètres au Sud), d'importantes réductions affectent la série, notamment à l'Albien inférieur-moyen et l'Albien supérieur, phénomène au moins en partie explicable par la configuration en blocs basculés (cf. FRIES, 1986).

Remarquons que, par suite de plusieurs glissements synsédimentaires, la série exposée au Coulet (située à environ 1 km à l'Ouest du Jas de Coeur) présente une réduction d'épaisseur (d'environ 20 m) entre le Paquier et la base des grès, notamment aux dépens de l'intervalle des marnes sombres glauconieuses (fig. 90).

### Ravin de Combelle (fig. 91)

La série débute par une coulée boueuse à blocs (du centimètre à plusieurs décimètres) qui recouvre le substratum calcaire bédoulien. Celui-ci présente de profondes cannelures orientées

LE JAS DE COEUR

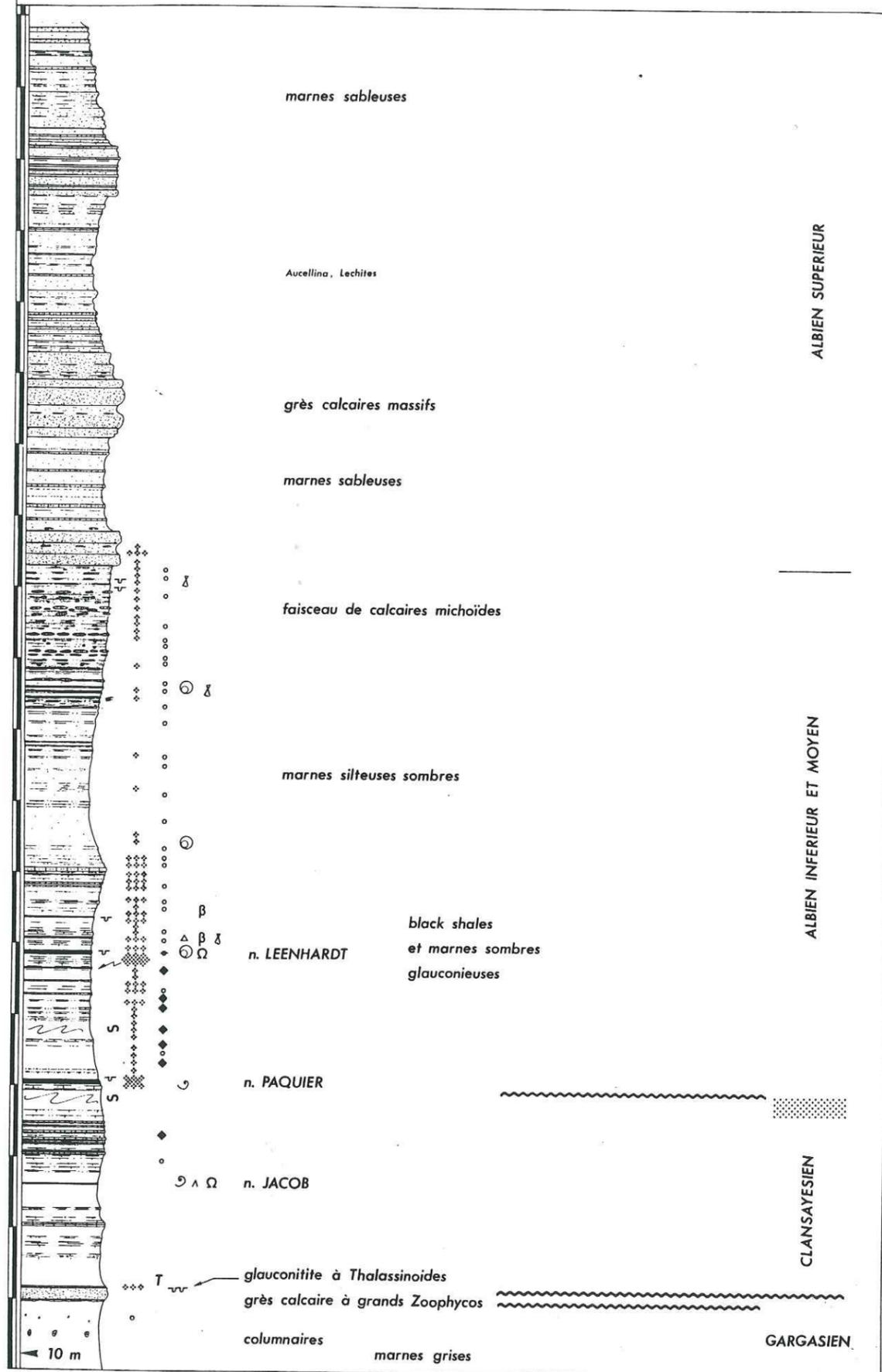


Fig. 89. Le Jas de Coeur (les Paulons).

LE COULET

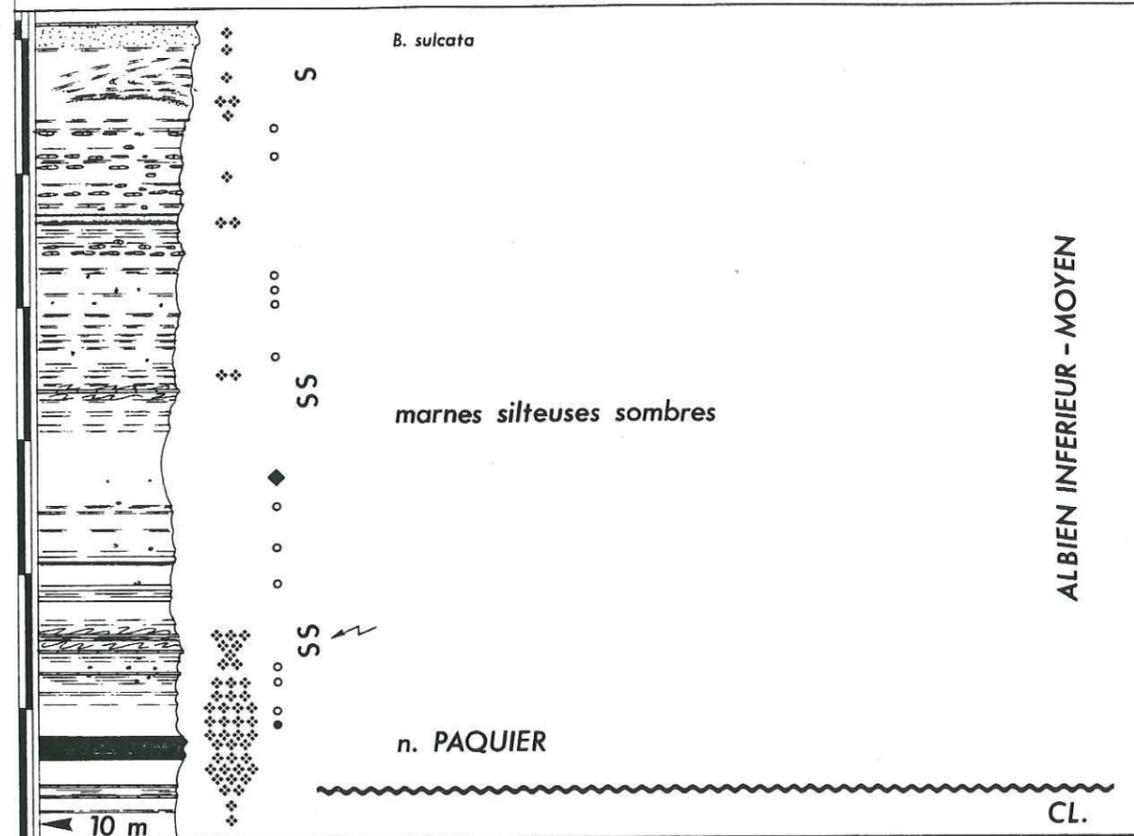


Fig. 90. Le Coulet (Châteauneuf-Val-Saint-Donat). Les marnes noires silteuses et glauconieuses de l'Albien inférieur et moyen. Une réduction d'épaisseur très sensible par rapport au Jas de Coeur s'observe malgré la proximité des deux sites. Elle peut s'expliquer, au moins pour partie, par l'entraînement de sédiments dans des slumps.

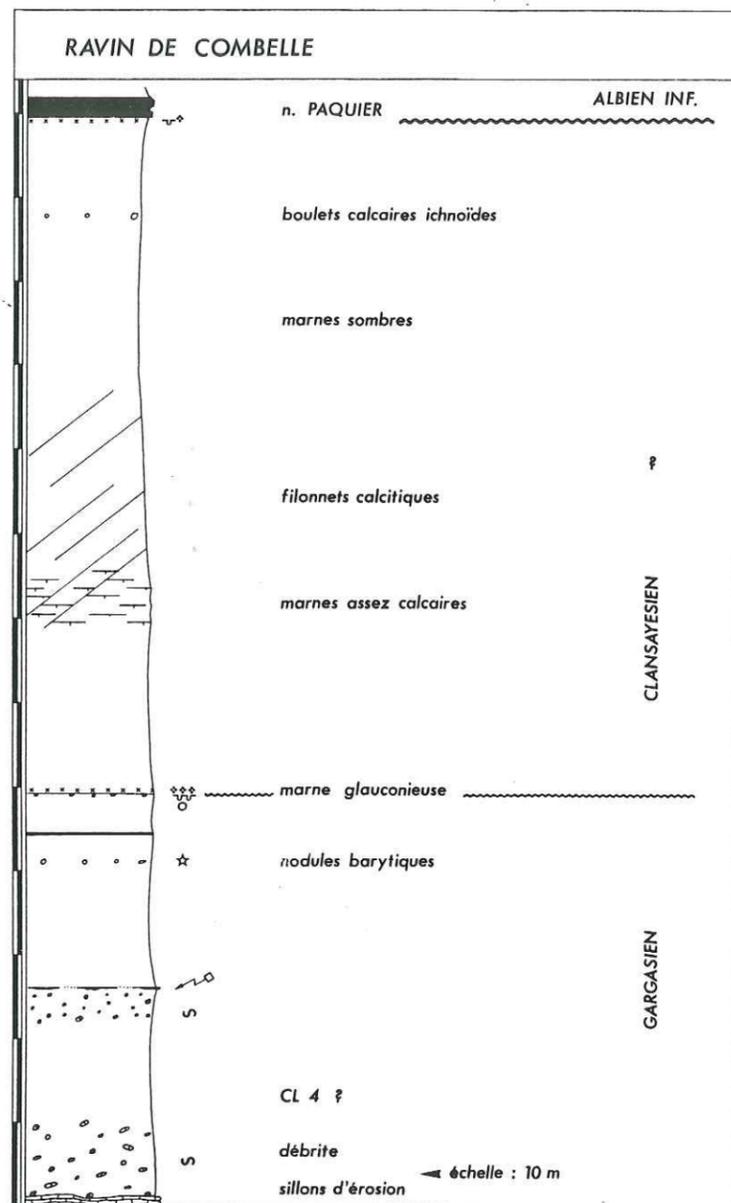


Fig. 91. Ravin de Combelle (Sisteron).

pratiquement Sud-Nord (N 348°), qui peuvent être attribuées au raclage par les blocs de la débruite (d'une manière analogue à la surface d'ablation barrémienne de Beaufort-sur-Gervanne décrite par FERRY et FLANDRIN (1979) (cf. I.2.1.4). Cette coulée, équivalente probable de CL 4 (cf. § 1.2.2), notée  $\gamma$  par FRIES (1986, p. 264), est épaisse d'environ 25 m ; elle se termine (?) par une couche riche en petits clastes arrondis qui surmonte une calciturbidite à grain très fin. Cette couche n'est pas sans rappeler la structure observée par THORNTON (1984, p. 387, fig. 12) sur des résédiments disposés dans le bassin de Santa Barbara (Californie).

Les marnes qui succèdent présentent un rubanement régulier, du type observé dans le domaine bassin, attestant leur "autochtonie". A environ 18 m de leur base, se trouve un horizon noir, laminé, souligné à environ 3 m par des nodules barytiques (patates). Une épaisseur de 4,50 m sépare la laminite d'un horizon décimétrique de marnes glauconieuses. Cette glauconitite repose sur la surface d'arrêt de sédimentation coiffant les marnes pâlies par l'oxydation sur 12 cm et riches en nodules phosphatés décimétriques de forme oblongue. Pour FRIES (1986, p. 265), observable au ravin de Combelle, mais aussi à la Sauzette (cf. paragraphe suivant) et aux Paulons (le Jas de Coeur, cf. paragraphe précédent), "l'horizon décimétrique à pluridécimétrique de marnes vertes surmontées par un niveau grés-glauconieux (*est*) daté à la base de la zone à *trocoidea* (partie supérieure) et au sommet de la zone à *bejaouensis*." Une vingtaine de mètres au-dessus, quelques délits un peu calcaires se succèdent sur 6 m. De fréquents petits nodules phosphatés les parsèment. La série est cependant lardée de filonnets calcitiques soulignant autant de petits accidents occasionnés par les contraintes tectoniques. Les marnes sombres se poursuivent sur une soixantaine de mètres ; de vagues horizons noirs, plus ou moins fissiles, se succèdent à peine visibles, quoique souvent soulignés par des filonnets calcitiques. Douze mètres sous le sommet de l'affleurement, quelques boules calcaires ichnoïdes (décimétriques) parsèment les marnes. Enfin, le niveau Paquier constitue le sommet de l'affleurement. Fait particulier, ce niveau est amputé de la première séquence PA 1 (comme c'est d'ailleurs aussi le cas au Jas de Coeur) ; en contrepartie, le schiste carton repose sur une marne légèrement silteuse que traversent quelques terriers à remplissage glauconieux, ceci suggérant une surface d'omission. D'autres données (foraminifères planctoniques) seraient évidemment nécessaires pour préciser la position biostratigraphique des marnes sombres infra-Paquier.

#### Salignac, Les Coignets-les Coulets (fig. 92)

Le contact des marnes avec le substratum calcaire est non visible. La première dizaine de mètres est formée de marnes comportant quelques délits calcaires qui correspondent au faisceau du Niveau blanc (unité 2), l'ensemble étant affecté par la tectonique. Un slump décimétrique s'amorce ensuite, mais son sommet correspond à un *mud-flow* à nombreux clastes pluricentimétriques (cf. THORNTON, p. 387, fig. 12) ; il est coiffé par une turbidite pluricentimétrique à surface très bioturbée. Les marnes sus-jacentes, visibles sur une dizaine de mètres, sont rubanées, et livrent quelques rosettes barytiques (de type *cone-in-cone*), ainsi que quelques nodules phosphatés. De rares ammonites pyriteuses ainsi qu'un exemplaire de polypier ahermatypique ont été récoltés. Il s'agit de la base de l'Aptien moyen (unité 3 A). L'intervalle sus-jacent est en lacune de visibilité sur une quarantaine de mètres d'épaisseur. Deux arrachements dans la partie moyenne ont néanmoins permis d'observer de fréquents nodules barytiques (hérissons) au coeur phosphaté, et de récolter quelques débris osseux (ichtyosaure ?), quelques ammonites et gastéropodes pyriteux. Cet intervalle correspondrait au niveau Fallot.

Par la suite, la série affleure de manière continue jusqu'au Cénomaniens. Après quelques mètres de marnes (visibles au-dessus de la lacune d'observation), un horizon noir plus ou moins fissile s'individualise, puis les marnes sus-jacentes admettent, sur six mètres d'épaisseur, de très nombreux columnaires (métriques) ainsi que des boulets calcaires ichnoïdes (décimétriques). Ce serait le sommet du Gargasien, comme le suggèrent des comparaisons avec des coupes de cette région (le Jas de Coeur, les Houlettes, Bevons). Une couche d'argilite noire plus ou moins fissile termine cet intervalle. Un slump, à peine décelable, vient ensuite (fig. 92a), coiffé d'une nouvelle couche d'argilite noire, puis un faisceau plurimétrique de délits un peu calcaires succède, à la base duquel se rencontrent quelques boulets calcaires ichnoïdes et des miches calcaires.

Ce faisceau est recouvert d'une quinzaine de mètres d'argilites calcaires assez sombres, et très homogènes au premier abord. En fait, leur examen permet de distinguer, au moins dans la partie moyenne, de petites séquences pluridécimétriques (cf. fig. 92b). La base est nette, parfois un

peu irrégulière, pouvant alors suggérer l'action de courants érosifs. Au-dessus de ce contact, l'argilite est très sombre et elle s'éclaircit légèrement et progressivement vers le haut, jusqu'à la base de la séquence suivante. Des petits nodules phosphatés (beiges) se trouvent généralement à l'extrême sommet d'une séquence, juste sous le contact avec la séquence suivante. Au moins trois hypothèses peuvent être formulées. (1) L'ensemble du sédiment est "autochtone", sans grande variation du taux de sédimentation, alors les séquences sont diagénétiques, reflétant les conditions d'oxygénation des eaux marines au niveau du fond ; (2) le sédiment est bien autochtone, mais la vitesse d'accumulation sédimentaire est très variable : d'abord rapide, elle se ralentit progressivement et la zone sulfato-réductrice intra-sédimentaire (cf. notamment CURTIS, 1987) s'approfondit corrélativement ; une pause sédimentaire permet enfin la colonisation du fond par des organismes à l'origine des terriers phosphatisés ; (3) il s'agit de couches resédimentées du type de turbidites argileuses ("mud turbidites", cf. HILL, 1984, p. 315, 316). Il est aussi vraisemblable que les divers phénomènes évoqués participent ensemble, mais à des degrés variables, à cette sédimentation. Des analyses granulométriques, ainsi que des dosages de la M.O. sur quelques séquences amèneraient évidemment d'importants éléments à notre interprétation. On remarquera toutefois l'importance des processus gravitaires dans cette série. A cet égard, dans ces marnes et argilites sombres, il est possible d'observer (cf. fig. 92c) une structure érosive d'amplitude pluridécimétrique, et large d'une vingtaine de mètres (au moins). Cette morphologie est remplie par des marnes elles-mêmes sombres qui sont resédimentées et coiffées par une turbidite grésoglaucouneuse pluricentimétrique.

Une autre turbidite succède trois mètres au-dessus de ce slump argilo-marneux puis, sur 17 m, les marnes sombres admettent une notable composante silteuse et micacée. Une turbidite gréseuse, très glaucouneuse (centimétrique), termine cet ensemble (fig. 92d). Sous ce grès, on remarque d'assez nombreux clastes arrondis, et une couche de marne glaucouneuse, suggérant, là encore, le résultat d'un "mud-flow", alors non trahi par l'aspect de l'argilite sous-jacente. Au-dessus de la turbidite, après une passée d'argile sombre, non silteuse (terme de décantation ?) débute un intervalle (17 m environ) de marnes très silteuses et sableuses. Cinq passées (en doublets, excepté la dernière) pluridécimétriques à métriques, plus nettement calcaréo-gréseuses, se succèdent. Elles ne présentent aucunement la structure de turbidites, mais elles montrent le passage graduel de la marne peu silto-sableuse à un terme plus induré, beaucoup plus chargé en détritiques ; de même la diminution de cette phase silicoclastique est progressive. La structure sédimentaire est celle de "veinules" ou lentilles sableuses plus ou moins coalescentes, conséquence de l'importance des apports et de la bioturbation. Ceci évoque une alimentation en détritiques par des courants de faible densité, agissant de manière plus ou moins continue, analogues à des courants de contours (cf. fig. 12 in GONTHIER *et al.*, 1984). Des boulets calcaires (ichnoïdes probables), pluricentimétriques, sont disposés dans le sédiment au-dessus de la première passée silto-sableuse. L'avant-dernière passée contient beaucoup de miches calcaires décimétriques à pluridécimétriques. La marne un peu glaucouneuse située au-dessus de la dernière passée contient aussi quelques boulets calcaires. L'ensemble d'argilites sombres, bien que nettement pollué par le détritisme silicoclastique, se compare aisément avec l'Albien inférieur basal des affleurements du bassin distal, ce qui s'accorde avec les données de FRIES (1986, fig. 106). Cependant, du fait de l'importance de ces apports détritiques, qu'ils soient silto-sableux ou argileux, les corrélations détaillées ne sont pas possibles.

Le niveau Paquier repose au toit de cet intervalle silteux, sur ce qui paraît une morphologie correspondant à la disposition des rides de "contourites" ainsi que le montre l'évolution latérale des bancs sous-jacents. Par ailleurs, si le schiste carton offre une épaisseur importante par rapport aux autres sites (environ 6,50 m), on peut remarquer, à l'instar du Ravin de Combelle et du Jas de Coeur, l'absence de la première séquence PA 1. De la même façon, à sa base, une couche de plusieurs centimètres de marne plus ou moins fissile, livrant quelques empreintes de *Leymeriella*, est parcourue de terriers glaucouneux aplatis dans le litage (cf. fig. 92e). Un slump (axe de plis N 82°) affecte localement le sommet du niveau. Des terriers du type *Thalassinoides* issus de la surface ont été minéralisés et entourés d'un manchon calcaire (cf. § 1.2.6 et fig. 36). De nombreuses miches calcaires décimétriques se sont développées au sein du schiste carton. Quelques ammonites sont préservées dans ces concrétions (elles sont épargnées de la compaction, en conséquence du caractère précoce de la diagénèse) et certaines sont barytisées. De

## LES COIGNETS - SALIGNAC

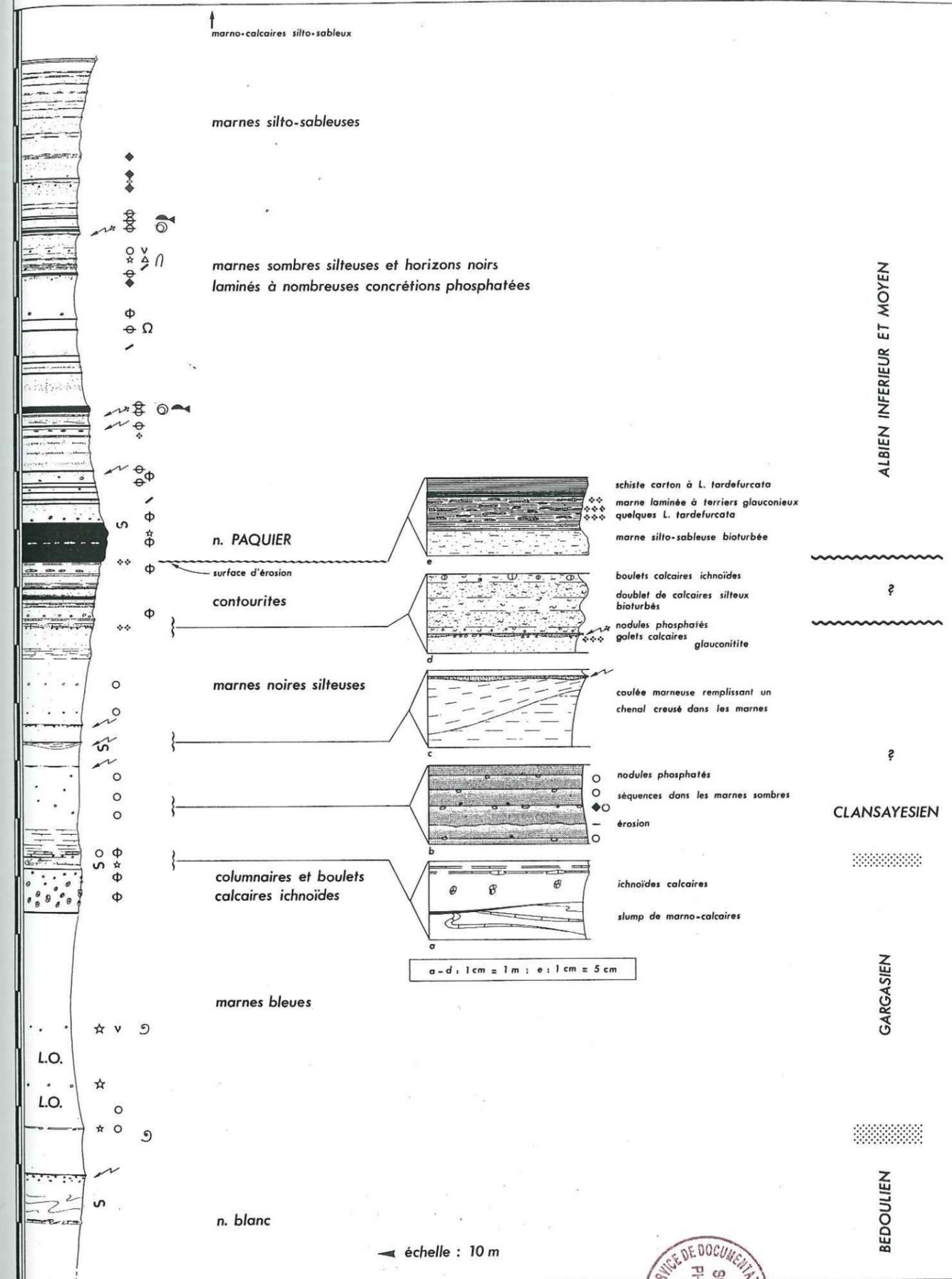


Fig. 92. Les Coignets (Salignac). L'Aptien supérieur et l'Albien inférieur - moyen.



rare rosettes barytiques (type *cone-in-cone*) sont réparties dans la partie supérieure du niveau<sup>30</sup>.

Au-dessus du niveau Paquier, la configuration des marnes et argilites sombres avec des horizons noirs souvent en doublets, rappelle à l'évidence les *black shales* de l'unité 10 des dépôts bassinaux. Cependant les corrélations sont difficiles à établir banc par banc. Les principales différences avec le bassin concernent la notable teneur en silt (et sable), l'intercalation de quelques turbidites (d'épaisseur modeste il est vrai), et la présence de quatre horizons à boulets calcaires. Le premier horizon à ichnoïdes calcaires se trouve d'ailleurs juste au sommet du Paquier. Il pourrait matérialiser un intervalle de relativement faible accumulation sédimentaire, ou un arrêt de sédimentation, ce que tendrait à suggérer aussi l'absence des premiers horizons noirs supra-Paquier tels qu'ils sont enregistrés dans le bassin distal. Du reste, le problème de réduction d'épaisseur est aussi évoqué par FRIES (1986, p. 185). De plus, on peut remarquer que sous deux des horizons noirs laminés, parmi les plus notables, se trouve des turbidites très riches en glauconie, fait qu'on peut rapprocher des observations effectuées au Jas de Coeur. Par ailleurs, la passée très fissile, située environ 20 m au-dessus du Paquier, est caractérisée par la présence d'ammonites (mal préservées), de *B. concentrica*, ainsi que d'empreintes de crânes de poissons<sup>31</sup>. Les concrétions phosphatées sont abondantes et réparties en douze plans. La plupart sont très allongées (jusqu'à 35 cm pour 2,5 de large), et assez strictement orientées entre N 358 et N 2°. Les autres horizons d'argilite laminée présentent aussi de telles concrétions. Quelques autres mesures d'orientation ont donné des chiffres comparables, entre N 352 et N 18°. Si tant est que cette orientation a été induite par un courant, celui-ci devait s'exercer plein Nord. L'étude des concrétions phosphatées est entreprise dans la deuxième partie. Rappelons à cet égard que, pour FRIES (1986, p. 189), "des indications directionnelles (...) confirment l'orientation générale de la pente sédimentaire vers un secteur Nord - Nord-Est.". Nous avons relevé au paragraphe précédent une telle orientation pour les cannelures érosives au toit de l'Aptien inférieur calcaire, au Ravin de Combelle, situé à une faible distance. Vers le sommet de la série marneuse, environ 50 m au-dessus du niveau Paquier, un intervalle plurimétrique de marne se caractérise par la fréquence des rostrés de bélemnites, la présence de bois flotté, de Rhyncholithes, de débris d'os de vertébrés (ichtyosaure ?), ainsi que de nodules barytiques en hérisson. Quelques mètres au-dessus, juste sous le dernier horizon noir laminé, on peut observer une ou deux séquences pluridécimétriques du style de celles décrites dans les argilites sous-jacentes au niveau Paquier. On observera que la base de la dernière séquence correspond à une marne légèrement glauconieuse, ce qui peut suggérer une pause dans la sédimentation.

Dans la vingtaine de mètres sus-jacents, les marnes sombres se chargent à nouveau substantiellement en silt et sable. Puis commence une très épaisse et monotone succession de bancs calcaréo-silto-sableux alternant avec des marnes elles-mêmes silto-sableuses. Je n'ai pas levé le détail de ces sédiments, épais de quelques centaines de mètres (selon l'estimation de FRIES, 1986, fig. 8). Environ 70 m au-dessus de sa base, un intervalle à bancs en miches a livré *B. sulcata*, *B. concentrica*, et *Mortoniceras* sp., assemblage caractéristique de la base de l'Albien supérieur. Puis une cinquantaine de mètres au-dessus, alors que quelques turbidites s'intercalent dans la série, des exemplaires de *Puzosia* sp. et *Hemiptychoceras gaultinum* ont été reconnus. Enfin quelque 160 m au-dessus de la base de cette formation, au sein d'une vire plus marneuse, deux horizons pluridécimétriques de marne sombre un peu fissile, entourés de calcaires assez glauconieux, m'ont livré quelques *Lechites* et *Kosmatella* et des aucellines de petite taille. Il s'agit peut-être là d'un équivalent du Breistroffer (?) alors mal différencié. Enfin FRIES (1986, p. 195, fig. 115) signale, dans des bancs du Vraconien sommital, des rides de sens opposés qu'il considère comme caractéristiques d'un milieu intertidal. N'ayant pas levé cette partie de la coupe en détail, il ne m'a pas été donné de retrouver ces structures.

### 2.3.4. La vallée du Jabron

Dans cette vallée, située à l'Ouest des deux sites précédemment étudiés, et en rive droite de la Durance, deux coupes continues permettent d'illustrer l'évolution sédimentaire : les Houlettes essentiellement pour l'Aptien, et la colline du Puy à Bevons surtout pour le sommet de l'Aptien et

l'Albien. Des précisions sur les rapports des ensembles sédimentaires et leur géométrie seront obtenues grâce à un certain nombre d'autres affleurements, répartis entre Saint-Vincent-sur-Jabron à l'Ouest et Sisteron à l'Est.

### Les Houlettes (près de la maison de Paul Arène) (fig. 93)

Le substratum calcaire Aptien inférieur correspond à une débrite, où la taille des clastes varie de quelques centimètres à plusieurs mètres. La disposition des bioturbations est remarquable. En effet, beaucoup des blocs qui furent entraînés dans la coulée boueuse ("*debris flow*") présentent un sommet perforé par les lithophages, alors que la matrice de la débrite est parcourue de terriers de *Rhizocorallium*. Cette coexistence de ces deux ichnofaciès paraît attribuable à la différence dans la cohérence des matériaux alors exposés au fond de la mer. La matrice, déjà un peu affectée par la diagenèse précoce, et présentant ainsi une consistance pâteuse ("*firmground*"), permet le développement des organismes générateurs de *Rhizocorallium* et la préservation de leurs traces. Par ailleurs, et simultanément, les lithophages s'installaient sur les blocs déjà indurés émergeant de la débrite, procédant ainsi à leur perforation.

Sur cette surface calcaire, la série aptienne marneuse d'environ 200 m d'épaisseur, débute par un slump (6 m) englobant de nombreuses turbidites ainsi que des laminites du niveau Goguel. Accompagnées de turbidites, les dernières passées laminées du niveau Goguel viennent au-dessus du slump. Environ cinq mètres de marno-calcaires (de l'unité 2A) les séparent du doublet calcaire du niveau blanc, lui-même surmonté par un dernier banc calcaire. Au-dessus, un slump se développe sur environ 35 m d'épaisseur. Sa base, constituée d'une matrice marneuse englobant de petits clastes arrondis, correspondrait plutôt à une coulée boueuse à blocs ; plus haut, des argilites noires silteuses et de fines turbidites, ainsi que quelques délits calcaires correspondent sans doute au remaniement du faisceau du niveau blanc ainsi que de sédiments hémipélagiques provenant de la plate-forme. Une turbidite gréseuse, pluridécimétrique, scelle cet événement gravitaire. Elle est parcourue de nombreux réseaux de *Chondrites*. Après deux mètres se trouve un doublet de délits calcaires, au-dessus duquel quelques ammonites pyriteuses sont dispersées, puis 12 m plus haut, on reconnaît un slump peu épais (1,50 m). Les marnes encaissantes livrent quelques aucellines. A cinq mètres du petit slump, vient un doublet de délits calcaires sombres. Deux horizons noirs et vaguement fissiles, espacés de 6 m, constituent l'un des rares repères de la série. Les marnes sous-jacentes contiennent quelques ammonites pyriteuses. Une accumulation d'Inocérames est observable quelques centimètres sous le premier horizon. Environ 25 m au-dessus, un doublet de turbidites (plurimillimétriques) suivi d'une passée vaguement fissile constituent la base d'un intervalle de marnes un peu silteuses d'environ 60 m. Quelques minces turbidites sont réparties dans la série, ainsi qu'un slump. Les fossiles sont rares : quelques ammonites (2326, 2327), et quelques Pectinacées. De nombreuses concrétions pyriteuses (oxydées) parsèment les marnes entre les turbidites.

A une vingtaine de mètres du sommet de cet intervalle, après deux turbidites, un doublet de délits calcaires se différencie, puis un peu au-dessus un banc calcaire noduleux. Un autre banc en miches espacées se trouve à 5,50 m et un troisième à 12 m du premier. Entre ces bancs micoïdes, les marnes sont envahies de nombreux ichnoïdes colonnaires calcaires. Certains d'entre eux constituent le support de zones concrétionnées barytiques irrégulières. Leur fréquence et leur taille diminuent entre les deuxième et troisième bancs. Quelques nodules de barytine se trouvent entre les deux premiers bancs, et des miches barytiques s'intercalent entre les miches calcaires du second. Au-dessus du troisième banc, de très nombreux petits nodules barytiques (patates) sont structurés en deux horizons. A quatre mètres environ de ce double cordon barytique, un banc double de calcaire termine la série aptienne localement. Mais il s'agit d'une surface d'érosion qui tronque davantage la série vers l'Est (de Bevons vers Sisteron). Alors que la matrice du double banc calcaire est tachetée de *Planolites* et *Chondrites*, en tant que traces dites de pré-omission, son sommet, oxydé, est parcouru de petits terriers à remplissage glauconieux (petits *Thalassinoides* ?), qui représentent des traces d'omission dénotant un fond cohérent. Il livre quelques aucellines.

Le calcaire est recouvert de 3 à 4 cm de marne glauconieuse à nombreux petits nodules phosphatés noirs et vernissés et rostrés de bélemnites usés. Une glauconitite laminée tronque cette couche, et constitue la base d'un slump de marne glauconieuse, surmonté d'un autre slump remaniant du sable glauconieux, le tout ayant une épaisseur d'une dizaine de mètres. Des marnes et argilites noires où sont répartis des doublets d'horizons noirs, laminés, à nombreuses amandes

<sup>30</sup> L'affleurement a été saccagé par des collectionneurs au cours de l'été 1989 ; la plus grande partie des concrétions calcaires - sans intérêt esthétique, ni minéralogique - de ce site ont été brisées, ce qui compromet une étude ultérieure.

<sup>31</sup> reconnues telles par M. GAYET.

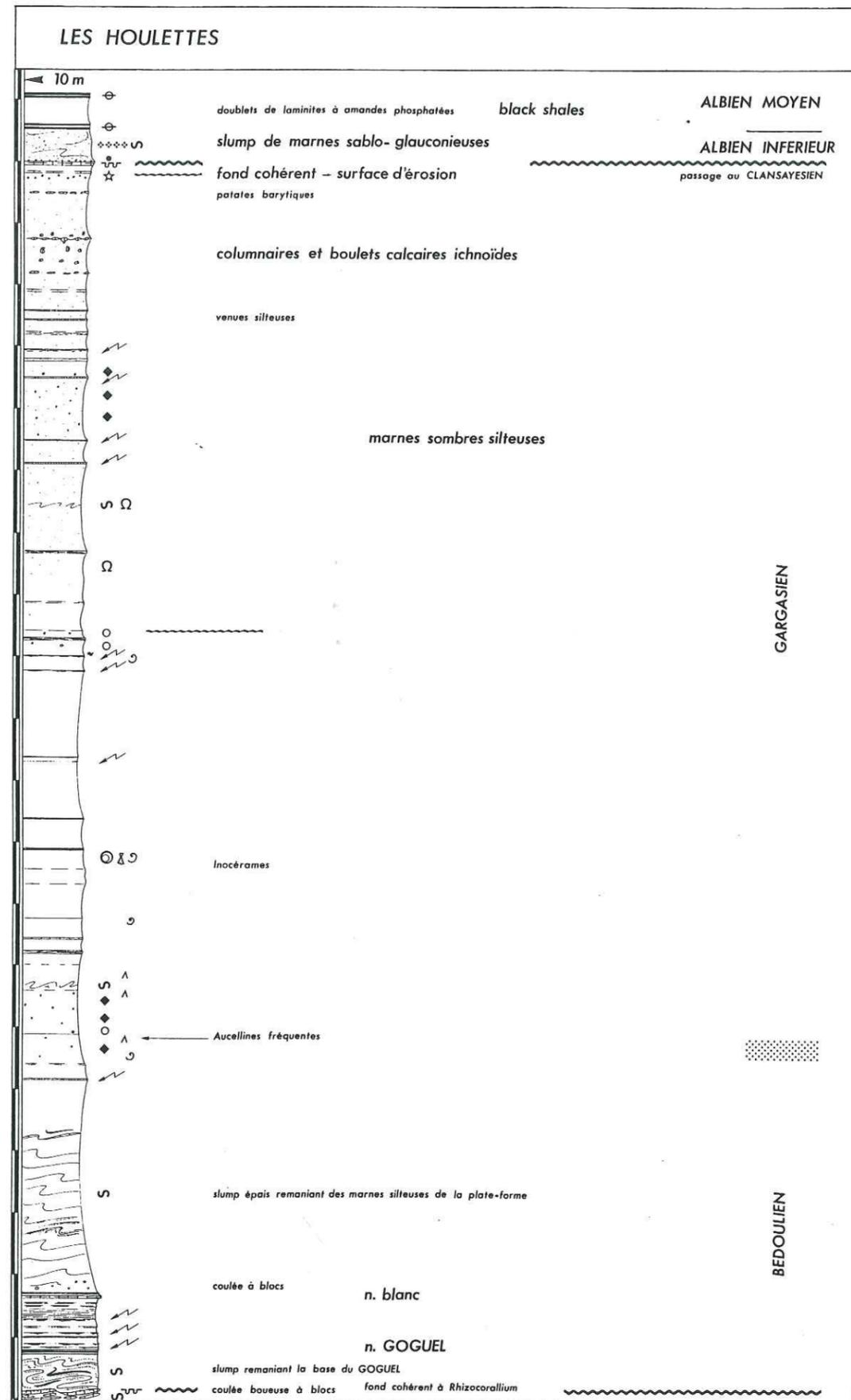


Fig. 93. Les Houlettes. Les marnes bleues aptiennes. La grande épaisseur de marnes silteuses de l'Aptien moyen est remarquable. La série est aussi gonflée à l'Aptien inférieur par l'intercalation de slumps (interstratifiés avec le niveau Goguel, et au-dessus du doublet du Niveau blanc).

phosphatées viennent ensuite. On notera que le premier doublet est lui-même souligné par une petite couche glauconieuse.

Du point de vue des datations, les marnes à aucellines sus-jacentes à l'épais slump (qui recouvre le Niveau blanc), correspondraient à la base de l'Aptien moyen (zone à *Subnodosocostatum*), comme en atteste la disparition de *S. cabri*, et l'apparition de *G. ferreolensis* (FRIES, 1986, fig. 188, p. 302). La présence de quelques aucellines conforte cette attribution. Les premières turbidites sous les marnes silteuses, peut-être contemporaines de G1, ou légèrement postérieures seraient vers la base de la zone à *Melchioris*, si l'on se base sur l'apparition de *G. algeriana* (FRIES, *ibid.*). Il y aurait en fait une lacune à la base des turbidites étant donné l'apparition simultanée de *G. algeriana* et *H. trocoidea*. Le banc calcaire sommital pourrait être le premier banc du faisceau Nolan, à la base de l'Aptien supérieur (Clansayésien)<sup>32</sup>. Les nombreux ichnoïdes calcaires se situeraient dans l'Aptien moyen élevé (zone à *Melchioris*), et seraient ainsi pénécotemporains des ichnoïdes de la Lance. Pour FRIES (*ibid.*), ils se situent à la partie inférieure de la zone à *H. trocoidea* (présence simultanée de *G. algeriana* et *H. trocoidea*), ce qui est en accord. Au-dessus du hiatus, les marnes noires à doublets de *black shales*, équivalentes de celles observées aux Coignets (Salignac), correspondent à la base de l'Albien moyen.

#### Bévons, la colline du Puy (fig. 94, 95).

Situé 3 km à l'Ouest des Houlettes, le flanc Nord de la colline du Puy permet d'étudier la série depuis l'Aptien moyen jusqu'à la base de l'Albien supérieur.

Environ trente mètres de marnes homogènes sont visibles à la base de la coupe, sous le "faisceau clansayésien". De fréquents ichnoïdes columnaires de taille métrique sont disposés une dizaine de mètres sous les premiers bancs de ce faisceau ; quelques boulets calcaires ichnoïdes plus petits sont dispersés dans les marnes sus-jacentes et des nodules barytiques (hérissons) se trouvent dans la partie moyenne. Des ammonites pyriteuses (dont *Colombiceras* sp.) provenant de l'encaissant des columnaires lui confèrent un âge Aptien moyen.

Le "faisceau clansayésien", tel qu'il est nommé dans la littérature (FRIES, 1986 ; PARIZE, 1988), offre une épaisseur d'environ six mètres. Sa configuration est plus complexe qu'il n'y apparaît au premier abord (cf. notamment PARIZE, 1988, p. 117, fig. 95), et son examen détaillé permet de présenter les faits suivants (fig. 95).

Sous le faisceau se trouve une surface d'arrêt de sédimentation (discontinuité finigargasienne). La marne, pâlie par l'oxydation et pénétrée de terriers, est recouverte d'une couche d'argile noire et légèrement glauconieuse caractérisée par des phragmocônes écrasés d'ammonites (*Acanthohoplites*) ainsi que par des aucellines. Cette couche, identifiée également en d'autres sites (cf. § 1.2.4 et 2.2.3), marquerait le passage de l'Aptien moyen à l'Aptien supérieur. Au-dessus de cet horizon, l'architecture des couches évolue le long de l'affleurement, de l'Ouest vers l'Est. En effet, les bancs calcaires qui font suite apparaissent noduleux et lenticulaires et l'épaisseur de l'ensemble de ces bancs noduleux varie de zéro à plus de trois mètres à l'échelle de deux cent mètres d'affleurement. En fait, ces bancs noduleux correspondent à la diagenèse de délits calcaires tronqués par une surface d'érosion. Celle-ci ménage des morphologies en creux qui peuvent atteindre le niveau à *Acanthohoplites*. Des rostrés de bélemnites roulés reposent sur cette surface, dans les creux. Un horizon argileux plus ou moins différencié tapisse cette surface pâlie par l'oxydation, un peu glauconieuse et qui, par place, est criblée de *Chondrites*. Des aucellines y sont rencontrées ainsi que des fragments de rameaux de Chéirolépidiacées. Des bancs calcaires bien réglés (non noduleux) font suite ; les premiers d'entre eux viennent mouler la morphologie selon des biseaux d'agradation (*onlap*). Des *Hypacanthoplites* attestent qu'il s'agit de bancs du faisceau Fromaget dont l'épaisseur, réduite à environ 5 m au maximum, concerne les derniers bancs de ce faisceau. Les bancs noduleux sous-jacents sont corrélables avec la base du faisceau Nolan, caractéristique du début de l'Aptien supérieur. La surface d'érosion particulièrement bien visible aux Houlettes correspond en fait au télescopage de la discontinuité éo-clansayésienne et de la discontinuité suivante (fini-clansayésienne). La discontinuité éo-clansayésienne seulement décelée sur l'affleurement du Puy, est cependant difficile à mettre en évidence car elle se situe au sein d'alternances marno-calcaires : effectivement, elle épargne quelques mètres d'alternances correspondant à la base du faisceau Nolan et elle est scellée par les derniers bancs du Fromaget. A cet égard, les corrélations suggérées par FRIES pour les bancs du Fromaget (fig. 74, p. 136, et fig.

<sup>32</sup> Il existe probablement une discontinuité sous le banc calcaire (discontinuité fini-gargasienne) ; cf. § suivant.

BEVONS. LE PUY

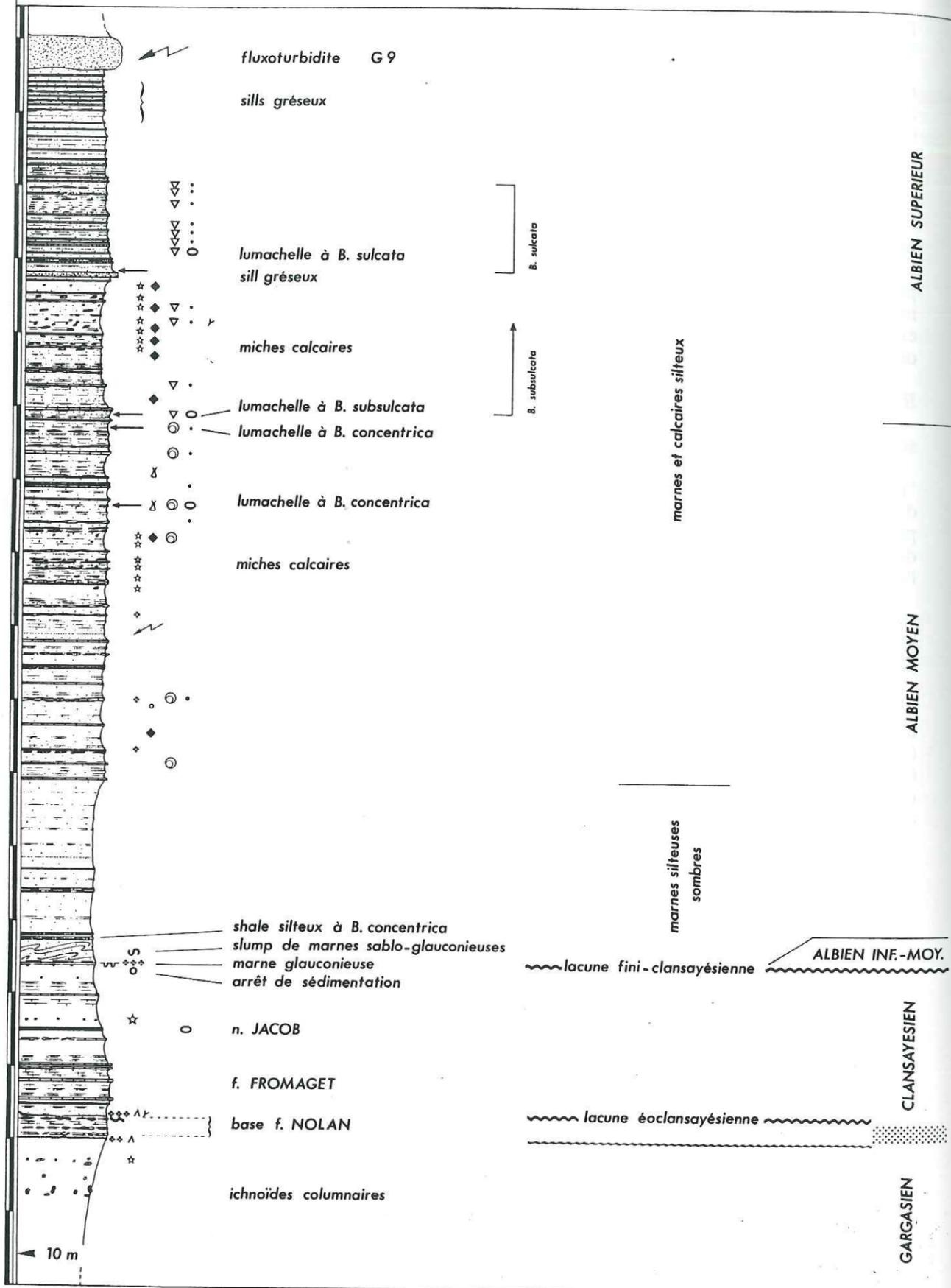


Fig. 94. Le Puy (Bévens).

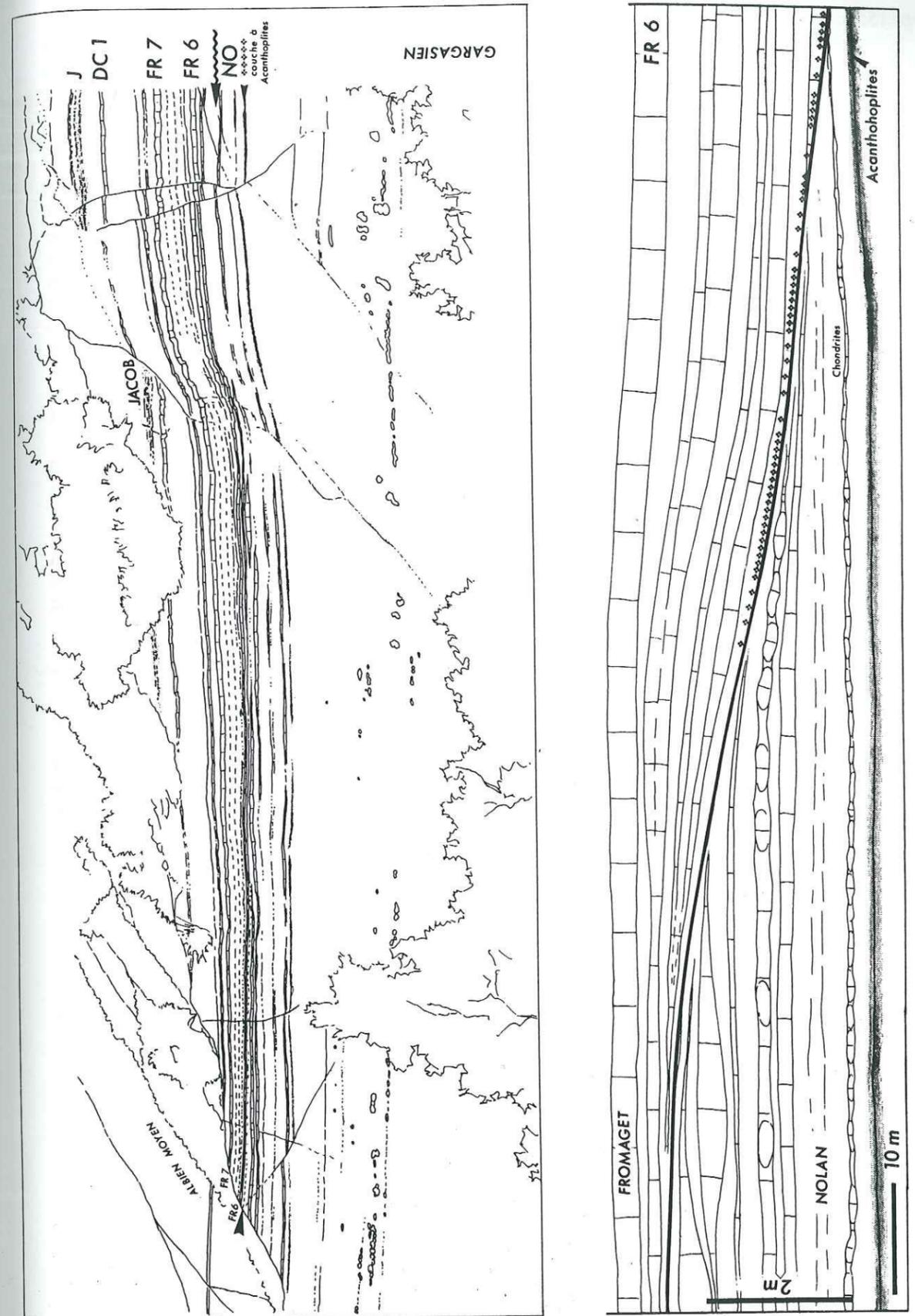


Fig. 95. Détail de la coupe du Puy : "le faisceau marno-calcaire alternant clansayésien". La discontinuité éoclansayésienne. A : vue générale en panorama ; B : l'expression de la discontinuité éoclansayésienne, selon une échelle verticale fortement exagérée.

88, p. 155) ne paraissent donc pas adéquates.

Au-dessus du faisceau Fromaget, une longue vire marneuse se développe sur une quarantaine de mètres. A sa base, à 3 m du dernier banc Fromaget, un petit banc (DC 1) prend une allure michoïde et inclut quelques nodules barytiques ; il est surmonté à quelques décimètres par le niveau Jacob caractérisé par ses *Hypacanthoplites* écrasés. Dans le mètre sus-jacent, mais de façon localisée, les nodules barytiques (patates), répartis selon trois horizons, sont très abondants. De rares ichnoïdes columnnaires se trouvent dans les marnes qui font suite, et quatre mètres au-dessus du Jacob, se trouve le dernier banc calcaire de l'intervalle. Les trois mètres de marnes qui font suite sont interrompues par une surface d'arrêt de sédimentation (discontinuité fini-clansayésienne) sur laquelle repose une couche pluricentimétrique de marne très glauconieuse (Albien moyen), riche en petits nodules phosphatés noirs et vernissés, ainsi qu'en rostrés de bélemnites usés. Ces rostrés présentent une orientation privilégiée selon la direction N 20 à N 50, conséquence probable d'un courant à l'origine du ou des remaniements d'horizon(s) condensé(s). Son substratum marneux est éclairci par oxydation. De fréquents nodules phosphatés beiges, pluricentimétriques, centrés sur des bioturbations, se trouvent à une quarantaine de centimètres sous la glauconitite. Celle-ci est recouverte par un slump de marnes silteuses et parfois glauconieuses. Des sables glauconieux laminés sont impliqués dans ce slump. Un doublet de marne gris foncé silteuse et micacée, d'environ 80 cm d'épaisseur, livre quelques *Hamites*, ainsi que des Pectinacées et *B. concentrica*. Il marque le début de pollutions silteuses qui caractériseront toute la série par la suite.

L'intervalle de marnes noires silteuses, à rares délit calcaréo-silteux, se termine vingt mètres au-dessus et fait place à des alternances de marno-calcaires silteux jusqu'aux grès qui constituent le sommet de l'affleurement, c'est à dire sur une centaine de mètres d'épaisseur. Les bancs calcaires, assez chargés en détritiques, n'ont pas leur contrepartie dans le domaine bassin. Environ 20 m au-dessus de la base, les bancs calcaires deviennent nettement michoïdes sur 10 m d'épaisseur. De nombreux nodules barytiques sont disséminés dans cet ensemble. Une couche d'argilite noire, fissile, de quelques millimètres d'épaisseur, se situe à deux mètres du dernier banc michoïde. Elle constitue une lumachelle à *B. concentrica* et livre aussi des ammonites (*Hamites*). Deux bancs michoïdes situés dix mètres au-dessus soulignent un autre niveau d'argilite à nombreuses *B. concentrica*. Un horizon de calcaire marneux situé à deux mètres livre en abondance *B. subsulcata* marquant ainsi la base de l'Albien supérieur. Après un banc calcaire régulier assez bien marqué, un intervalle un peu plus marneux s'individualise sur 18 m. Quelques bancs de calcaires michoïdes s'y rencontrent en sa partie moyenne, puis de nombreux nodules barytiques. Un banc de grès (70 cm) qui s'avère un sill selon FRIES (1986) termine cet épisode relativement marneux 3 m au-dessus. Au toit du sill une argilite livre d'assez nombreuses *B. sulcata*, ainsi que des *Dipoloceras* et des *Puzosia*. Les bancs calcaires, alors nettement chargés en détritiques (calcaires gréseux ou grès calcaires), sont bien réglés sur une huitaine de mètres. Ils sont surmontés de trois bancs michoïdes. Quelques horizons livrent des empreintes d'ammonites et des *B. sulcata*. Les bancs réguliers se succèdent ensuite jusqu'au système de coulées sableuses massives chenalisées qui constituent l'entablement de la colline du Puy. Celles-ci sont à l'origine des très nombreuses injections sableuses, sills et dykes, qui traversent les sédiments antérieurement déposés, étudiés par BEAUDOIN et son équipe dans les années 80.

Sur cette coupe, la série aptienne est donc tronquée par trois discontinuités manifestes : vers le sommet du Gargasien, vers la base du Clansayésien (la cicatrice est décelable au sein du faisceau complexe d'alternances marno-calcaires), et enfin vers le sommet du Clansayésien (la série est tronquée 15 m seulement au-dessus du Fromaget, un peu au-dessus du niveau Jacob). Une couche glauconieuse de quelques centimètres constitue le seul témoignage stratigraphique avant la reprise de l'accumulation sédimentaire à l'Albien moyen. Cette couche constitue le remaniement probable d'horizons condensés à glauconie et phosphates de l'Albien inférieur et moyen (cf. *infra* le parallèle avec l'intervalle à barytiques entre DC 2 et DC 3 dans le bassin). Dans la partie supérieure de la coupe, plusieurs horizons condensés se succèdent ensuite, mais sont inégalement marqués dans la sédimentation. L'un d'eux, situé dans la partie moyenne des alternances marno-calcaires silteuses, correspond à l'apparition de *B. subsulcata* et marque donc la base de l'Albien supérieur.

#### Evolution latérale des discontinuités de l'Aptien supérieur (fig. 96, 97, 98)

Comme l'a montré LE GOC (1977, p.73-74, fig. II. 6-4), un biseutage de la série s'opère au niveau du Clansayésien dans la vallée du Jabron. En effet, de l'Est vers l'Ouest, de Sisteron vers Saint-Vincent-sur-Jabron, on assiste à une réduction de la série d'une part aux dépens

du Clansayésien, d'autre part aux dépens de l'Albien inférieur-moyen, base de l'Albien supérieur, mais le schéma n'est pas simple, et c'est du reste ce que suggèrent les travaux plus récents de FRIES (1986, p. 264-267, fig. 163-164). Un parcours Est-Ouest nous permettra d'étudier l'évolution latérale de la série.

A l'Adrech de Sisteron (fig. 96), en contrebas de la première ravine, une dizaine de mètres au-dessus d'un banc calcaire bien repérable, après un espace marneux qui, comportant des ichnoïdes calcaires, se rapporte probablement à la partie sommitale du Gargasien, vient un slump à turbidites gréso-glauconieuses (3,50 m). Celui-ci est recouvert par un ensemble de passées laminées, intercalées de turbidites glauconieuses et de marnes resédimentées ; les horizons de *black shales*, laminés et glauconieux, sont très riches en ammonites aux phragmocônes aragonitiques préservés, parmi lesquelles de nombreux exemplaires de *Leymeriella tardefurcata*, caractéristiques du niveau Paquier. Ce niveau est ici lardé de turbidites gréso-glauconieuses. L'affleurement n'est pas continu. Plus loin vers l'Ouest, le banc calcaire repère est recouvert après quelque 20 à 50 cm de marnes blafardes (par l'oxydation) par une glauconitite litée. Il s'agit d'un sable glauconieux d'environ 25 cm d'épaisseur. Un slump d'au moins quatre mètres de marne glauconieuse lui succède. Les marnes sus-jacentes sont de l'Albien inférieur à moyen ; leur faciès est assez comparable à la série supra-Paquier de Salignac, avec des doublets d'horizons noirs, laminés, à nombreuses lentilles phosphatées. Aux Houlettes (fig. 93, 98), nous avons vu que la glauconitite repose directement sur un banc calcaire, et qu'elle est elle-même recouverte par le slump glauconieux. Aux Plantayes, cinq mètres de marnes environ séparent le banc calcaire de la couche glauconieuse. Il s'agit d'une marne glauconieuse épaisse seulement de quelques centimètres<sup>33</sup>. Elle recouvre une marne pénétrée de terriers à remplissage glauconieux sur quelques centimètres (jusqu'à 10 cm) dont la couleur est nettement pâlie, et ce, par endroits sur environ 1,50 m. De nombreux nodules barytiques (patates à tendance hérisson) sont disposés entre 1 m et 1,70 m sous le banc calcaire. Au Plantier, la couche de marne très glauconieuse se trouve plus de 7 m au-dessus du banc calcaire ; elle contient beaucoup de nodules phosphatés brun noir. De nombreux nodules phosphatés beiges se rencontrent dans la marne sous-jacente, environ 25 cm sous la glauconitite. Plusieurs mètres sous le banc calcaire sont organisés deux niveaux d'ichnoïdes columnnaires ; quelques miches calcaires, et d'autres columnnaires se trouvent à un couple de mètres au-dessus du calcaire repère. De rares nodules barytiques parsèment les marnes sous le banc calcaire ; ils sont nombreux dans les deux mètres qui le suivent. Ainsi qu'aux Plantayes, un doublet de laminites vient juste au-dessus de la glauconitite. A la base de la colline du Puy, comme nous l'avons montré, le faisceau Fromaget existe bien, au moins pour sa partie supérieure, de même que le niveau Jacob, cependant, au-dessus, on ne trouve plus les laminites à amandes phosphatées de l'Albien inférieur-moyen (correspondant à l'unité 10 des *black shales*), mais des horizons d'argilites silteuses de l'Albien moyen.

A l'Ubac, près du Couvent (Ouest de Noyers) (voir aussi la coupe 6b in LE GOC, 1977), au faisceau Fromaget, succède une vingtaine de mètres de marnes. Une turbidite décimétrique se trouve vers la base, tandis que les huit mètres supérieurs sont composés de marnes sombres incluant deux doublets de *black shales*. Le dernier doublet est chargé de nombreux nodules barytiques. Une couche légèrement glauconieuse recouvre ces argilites noires qui comportent des concrétions calcaires michoïdes dans les quelques dernières dizaines de centimètres. Un faisceau d'alternances marno-calcaires silteuses se développe ensuite sur 10 m. *B. concentrica* a été trouvé à sa base, et *B. sulcata* vers le sommet. Au-dessus, la série se continue par une quinzaine de mètres de marnes claires coupées de délit calcaires, le tout étant coiffé d'une turbidite gréseuse métrique. Ajoutons que LE GOC (1977) aurait trouvé, sous le faisceau calcaire rapporté ici au Fromaget, des marnes et calcaires à *Parahoplites* gr. *grossouvrei* et *Acanthohoplites* gr. *bigoti*, ce qui permet la corrélation avec l'horizon détecté à Bévons (Gargasien terminal - Clansayésien basal).

A la Combe Belle (Nord-Ouest de Noyers), le faisceau Fromaget est suivi d'une trentaine de mètres de marnes à aucellines (unité 9). Elles sont interrompues par une surface d'arrêt de sédimentation recouverte par une couche de marne très glauconieuse de 2,50 m d'épaisseur. Des terriers du type *Thalassinoides*, remplis de glauconie, pénètrent jusqu'à un mètre dans l'épaisseur du substratum marneux. Des miches calcaires (dont certains livrent des aucellines), ainsi que des nodules barytiques (patates) sont développées sur ces terriers à environ 80 cm de la surface

<sup>33</sup> Accarie et al. (1995) y ont mis à jour les restes d'un Dinosauré Théropode.

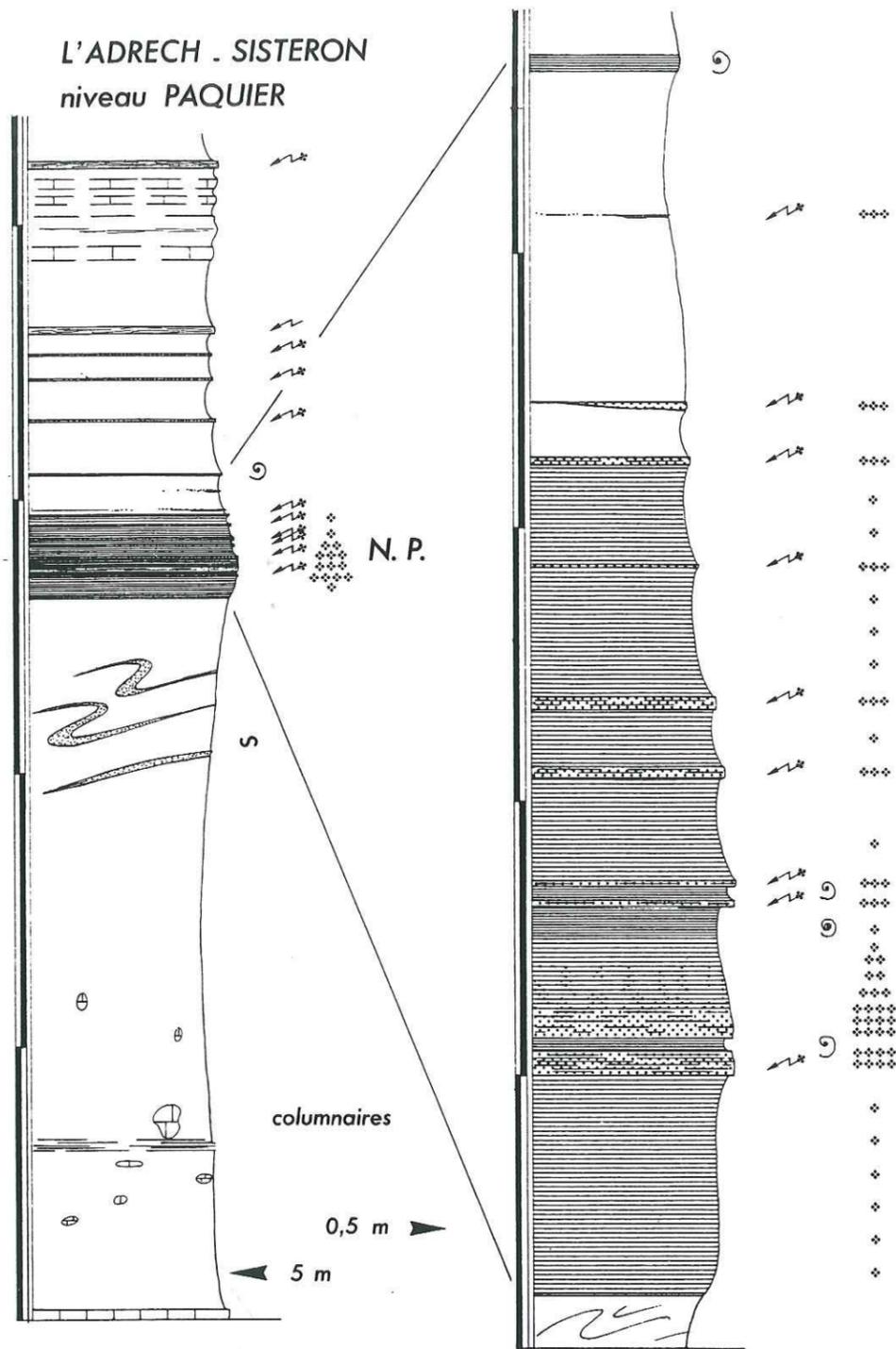


Fig. 96. L'Adrecht (Super-Sisteron). Le niveau Paquier, caractérisé par ses marnes laminées, très glauconieuses, riches en matière organique, et à nombreuses ammonites aux tests aragonitiques.

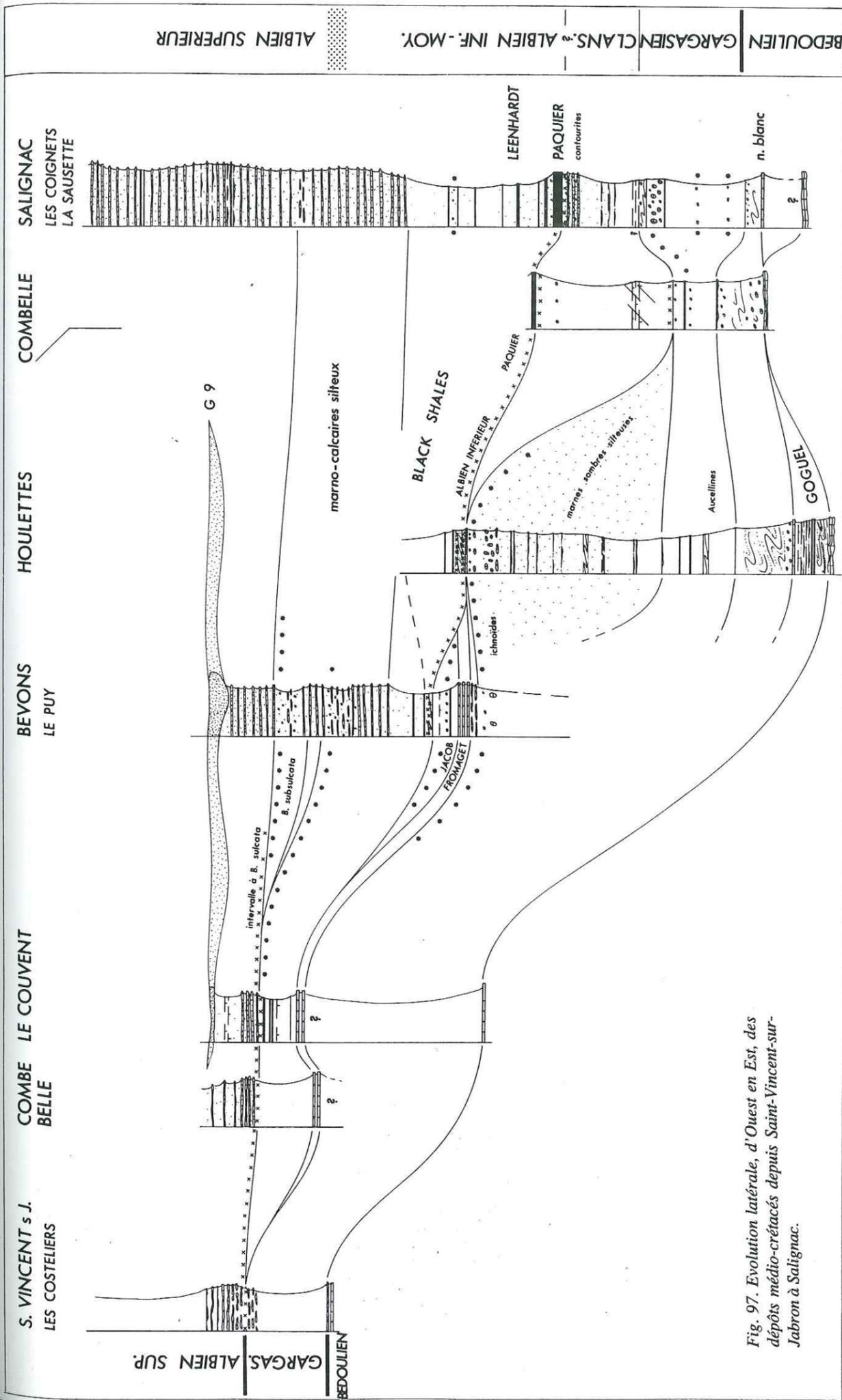


Fig. 97. Evolution latérale, d'Ouest en Est, des dépôts médio-crétacés depuis Saint-Vincent-sur-Jabron à Salignac.

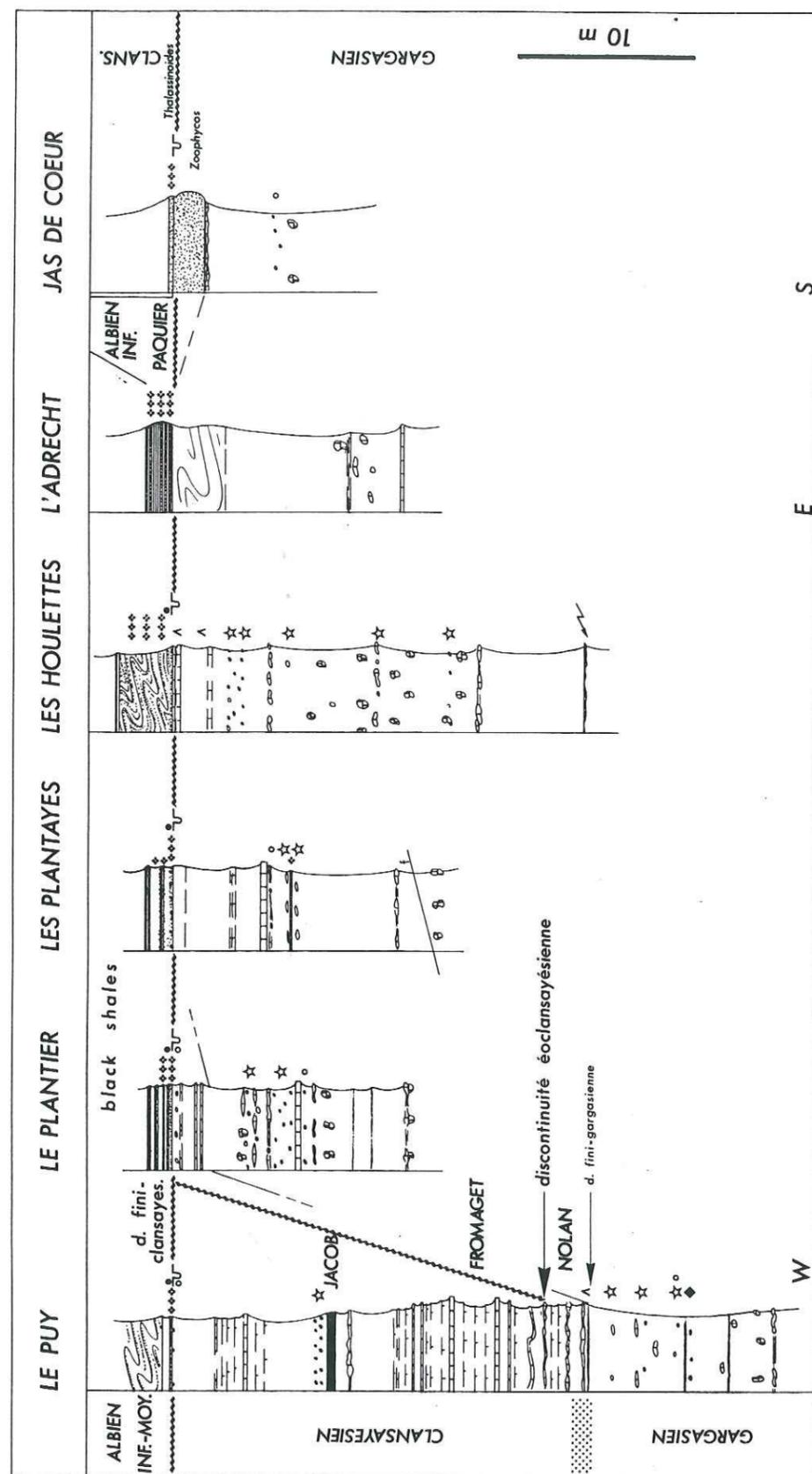


Fig. 98. Corrélation entre différentes coupes de la vallée du bas Jabron ainsi que du Jas de Coeur, montrant particulièrement les relations concernant l'intervalle à columnaires ichnoïdes et l'expression de la discontinuité fini-gargasienne et des discontinuités clansayésiennes.

glaucouneuse. Sur cette dernière - à la base de la couche glaucouneuse - sont disposés de fréquents petits nodules phosphatés brun sombre, ainsi que des rostrés de bélemnites. Un faisceau de bancs calcaires légèrement silteux, assez rapprochés, se développe ensuite sur quelques mètres. Les tests de *B. concentrica* et *B. sulcata* y sont fréquents. Au-dessus, les bancs s'espacent, et la série marneuse à délit calcaire se poursuit sur plusieurs dizaines de mètres jusqu'au sommet de l'affleurement.

Aux Costeliers (Sud de Saint-Vincent), la série apparaît complexe à suivre du fait des déformations tectoniques ; de nombreuses failles décalent, en effet, les compartiments marneux les uns par rapport aux autres. Cependant il est possible de suggérer la succession suivante (voir aussi la coupe 6a in LE GOC, 1977). A une quarantaine de mètres de marnes sombres zébrées de quelques horizons noirs (niveau Fallot ?) du Gargasien, succède un intervalle à miches calcaires d'environ cinq mètres d'épaisseur. Une passée métrique de marne glaucouneuse vient ensuite ; elle a livré *M. inflatum* et *B. sulcata* à DELAMETTE. Un faisceau de bancs calcaires silteux, plus ou moins michoïdes, se développe sur une dizaine de mètres, puis des marnes admettant quelques bancs de calcaires silteux intercalés de turbidites centimétriques. La base de l'Albien supérieur reposerait donc ici sur le Gargasien, en conséquence d'une lacune du Clansayésien et de l'Albien inférieur et moyen.

Ces observations corroborent les résultats présentés par LE GOC (1977). D'une manière assez nette l'évolution latérale, de l'Est vers l'Ouest, se matérialise par une notable réduction d'épaisseur pour les marnes bleues. On peut ajouter que cette diminution s'effectue principalement par la disparition progressive des termes moyens, à savoir Aptien supérieur (Clansayésien), Albien inférieur et moyen par non-dépôt ou condensation, érosion ou glissement gravitaire. Les marnes sombres et silteuses de l'Aptien moyen élevé (supra-Fallot) sont localisées dans la région des Houlettes et de Bévons. Le sommet du faisceau Fromaget ainsi que quelques marnes sus-jacentes (base de l'unité 9), se retrouve à la base de la colline du Puy (Bévons), au Couvent et à Combe Belle. Il repose directement sur le sommet du Gargasien supérieur ou l'extrême base du Clansayésien à Bévons. Cette disposition est de même parfaitement envisageable au Couvent du fait des indices paléontologiques fournis par LE GOC (*ibid.*). Par ailleurs, à l'Adrech de Sisteron, l'Albien inférieur (le niveau Paquier glaucouneux) repose sur ces mêmes assises. Aux Houlettes, le niveau condensé de l'Albien inférieur coiffe là encore le sommet du Gargasien ou l'extrême base du Clansayésien. De la sorte, la partie inférieure du Clansayésien (faisceau Nolan et marnes sus-jacentes) manque systématiquement. La condensation de l'Albien inférieur est marquée dès les affleurements orientaux ; à la colline du Puy (Bévons) elle affecte aussi la base de l'Albien moyen, cependant que le sommet de l'Albien moyen, ainsi que la base de l'Albien supérieur sont au contraire dilatés. On peut cependant y reconnaître plusieurs niveaux à sédimentation réduite qui correspondent à des argilites noires lumachelliques (inocérames et ammonites), soulignées de bancs calcaires michoïdes et de nodules barytiques. Cet ensemble apparaît lui-même condensé sous forme de marne glaucouneuse dans la région de Noyers (le Couvent, Combe Belle) et de Saint-Vincent (respectivement à 5 et à 10 km plus à l'Ouest).

Il résulte de ces observations qu'une surface d'érosion importante (et une condensation) affecte les dépôts du Clansayésien basal. Elle tronque systématiquement les marnes à calcaires délités de l'unité 6 (équivalentes du Nolan) et descend même dans le Gargasien. Les sédiments du Fromaget reposent en transgression sur cette surface ; ils sont toutefois préservés seulement à la colline du Puy (Bévons), au Couvent et à Combe Belle. Ils sont effectivement tronqués par une seconde surface d'érosion, encore plus importante qui s'est matérialisée au Clansayésien élevé (zone à Jacobi). Celle-ci affecte l'unité 9 au Puy et atteint le sommet du Gargasien vers Sisteron, à l'Est, et à Saint Vincent à l'Ouest. Autrement dit elle recoupe la première discontinuité.

#### Conclusions relatives au Sisteronais et à la vallée du Jabron

Au Sud-Est de Lure, sur la surface cohérente (à *Rhizocorallium*) du substratum calcaire bédoulien (parfois antérieur), les marnes bleues gargasienne, absentes à l'Ouest de Mallefougasse, sont représentées plus à l'Est et s'épaississent de manière discontinue eu égard à la structuration synsédimentaire de la zone (cf. FRIES, 1986, p. 264-265) en direction de Sisteron. Une tendance équivalente s'observe au Nord de Lure, dans la vallée du Jabron. Le niveau Goguel est présent dans la vallée du Jabron (ex. Houlettes). Le niveau blanc (équivalent des calcaires des Graves) est sporadiquement représenté. Les marnes gargasienne, quoique à plusieurs reprises envahies de pollutions silteuses, offrent un cachet nettement bassinale, où cependant il apparaît difficile de

retrouver tous les termes de la succession typique de bassin observée plus distalement. Par ailleurs, la partie supérieure de ces marnes, correspondant à la zone à *Melchioris*, tronquée par une discontinuité fini-gargasienne, admet de fréquents colonnaires et boulets ichnoïdes (parfois même très nombreux, comme aux Coignets et aux Houlettes), à l'instar de la série de la Lance (fig. 98). La réduction de l'épaisseur vers l'Ouest et le Sud-Ouest, s'expliquerait notamment par le décapage d'ensembles marneux entraînés dans des glissements gravitaires ; ceux-ci accumulés plus distalement pourraient être pour une certaine part à l'origine des épaisseurs importantes notées vers Sisteron (ex. les Houlettes).

Nous avons remarqué que la série de l'Aptien supérieur est réduite, car elle est affectée par deux discontinuités importantes. Tout d'abord, elle est tronquée par une érosion éo-clansayésienne difficilement décelable qui affecte la base du Clansayésien (sous-zone à *Nolani*) mais qui peut atteindre le sommet du Gargasien. Cette discontinuité peut être corrélée avec celle mise en évidence au Serre Chaitieu (cf. I.1.2.4) de même que celle observée à Roynac (cf. I.2.2.2). Au-dessus, en certains affleurements, repose en transgression une faible épaisseur de Clansayésien relativement élevé, correspondant à la partie supérieure du faisceau Fromaget et à quelques marnes de l'unité 9, incluant le niveau Jacob, que recouvrent parfois (le Puy) des couches à très nombreux nodules barytiques (fig. 97, 98). Ces dépôts sont ensuite tronqués par une surface d'érosion fini-clansayésienne (observable dans la vallée du Jabron). Cette importante discontinuité apparaît généralement confondue (amalgamée) avec la discontinuité éo-clansayésienne (comme dans le secteur des Houlettes) par suite de la disparition de la totalité du Fromaget et des marnes sus-jacentes.

L'Albien inférieur est clairement transgressif sur cette surface. Les sédiments qui reposent sur la discontinuité sont de plus en plus récents lorsqu'on remonte la vallée du Jabron vers l'Ouest, exprimant ainsi le caractère d'autant plus condensé de la série, et ce qui est lié également aux glissements synsédimentaires. De la sorte, l'Albien inférieur (niveau Paquier) est présent, ainsi que les *black shales* sus-jacents, à l'Adrech de Sisteron ; mais vers Bévons, ce sont les *black shales* plus récents qui reposent sur la discontinuité fini-clansayésienne. A Saint-Vincent-sur-Jabron la condensation affecte la série jusqu'à l'Albien supérieur. Vers l'Est en revanche, aux Coignets, la surface de discontinuité clansayésienne est recouverte d'une épaisseur d'argilites sombres, parfois chargés en silts, correspondant à la base de l'Albien inférieur. La part de resédimentation probablement importante entrave cependant les possibilités de corrélations avec la série bassinale typique. Le niveau Paquier repose sur ces sédiments par l'intermédiaire de quelques centimètres de marne fissile, glauconieuse. Cet intervalle albien inférieur infra-Paquier se retrouve plus au Sud-Sud-Ouest (Jas de Coeur) mais se réduit considérablement et s'enrichit en silts.

Les *black shales* supra-Paquier (Albien inférieur et moyen), relativement chargés en silts, sont présents dans le Sisteronais, avec des épaisseurs en rapport avec l'intervalle infra-Paquier : notables à l'Est de la Durance, et se réduisant vers l'Ouest et le Sud-Sud-Ouest. L'interstratification *black shales* - horizons glauconieux est particulièrement remarquable ; elle fera l'objet de notre attention dans la deuxième partie. Au cours de l'Albien moyen (zones à *Loricatus* et *Lautus* ?), du fait de pollutions silteuses, excepté dans les zones affectées par la condensation, le faciès change et les marnes sont interstratifiées de nombreux bancs calcaréo-silteux dont l'équivalent n'existe pas dans le bassin (le faisceau silteux des dépôts-centre, du type col de Palluel, ne représente qu'une petite fraction de l'intervalle stratigraphique qui leur correspond). A la colline du Puy (Bévons), cette série alternante hémipélagique, qui monte au moins jusqu'à la base de la sous-zone à *Varicosum*, compte trois horizons condensés. Ceux-ci sont télescopés dans les sites plus occidentaux. Par ailleurs, des coulées sableuses en masse se développent de manière spectaculaire à la base de la sous-zone à *Varicosum*, comme on peut l'observer à Bévons. Leurs trajets ont été reconstitués par FRIES (1986, fig. 113, 116). Plus à l'Est, vers Salignac, la série au caractère hémipélagique se poursuit sur une grande épaisseur jusque dans le Cénomanién. C'est, du reste, le prolongement de l'épaisse série observée au Sud de Lure (excepté pour la base de l'Aptien supérieur qui est condensée). Un passage un peu glauconieux, à fréquentes ammonites, se note au Vraconien.

## 2.4. Secteur Sud-Est

## 2.4. SECTEUR SUD-EST

Par rapport aux trois secteurs précédents la situation apparaît un peu différente sur la marge Sud-Est du bassin. Tout d'abord, les apports sableux ou silteux étant tout à fait limités, excepté pour l'Albien supérieur, le détritisme assez discret ne vient pas diluer la sédimentation "autochtone". Ensuite, quelques témoins sédimentaires sont préservés en milieu néritique, ce qui est notamment le cas d'horizons à nodules phosphatés non remaniés. Enfin, comme nous le verrons, l'intervalle Albien supérieur basal (*Cristatum* à *Varicosum*) sous faciès condensé est généralisé, que ce soit sur la plate-forme ou dans le bassin.

Nous suivrons, dans un premier temps un trajet bassin - plate-forme, de la région de Hyèges au Plan de Lubi (Castellanaise et bassin de l'Asse) à l'instar de celui proposé par COTILLON (1971). Nous envisagerons ensuite les variations de la sédimentation à l'échelle de l'arc de Castellane selon des parcours Ouest-Est, depuis les zones proximales au bassin, à l'aide des données de COTILLON ainsi que d'autres auteurs et compte tenu de mes propres observations. Entreprendre ici la description de l'ensemble des coupes sur cette marge ne serait cependant pas judicieux car elles ont en effet, pour l'essentiel, fait l'objet d'observations de la part de COTILLON (1971) dont la synthèse fait autorité.

## 2.4.1. Castellanaise et Bassin de l'Asse

*Hyèges, les Ravel (fig. 45)*

La base de la coupe correspondant au faisceau Fromaget et aux marnes claires sus-ordonnées (quelques dizaines de mètres) affleure mal. Au-dessus du niveau Kilian, se développe l'intervalle de marnes sombres à horizons noirs de l'Albien inférieur et moyen (200 m environ) correspondant tout à fait aux descriptions données pour les coupes-types (unité 10). A 20 - 25 m sous le sommet de ces marnes sombres, se trouvent des ichnoïdes calcaires ("columnnaires") puis des concrétions barytiques, les marnes sont silteuses et légèrement micacées sur 5 m environ, avec quelques miches calcaires ; elles renferment de rares *B. concentrica* (unité 11 *pro parte*, cf. fig. 45). Le sommet de l'intervalle correspond à une surface d'arrêt de sédimentation et les marnes sont blanchies sur une dizaine de centimètres et pénétrées de terriers à remplissage glauconieux, parfois concrétionnés de calcaire et phosphate. Il est couvert d'une couche de marne très glauconieuse (20 cm) intensément bioturbée (*Thalassinoides*). Des nodules phosphatés noirs et vernissés (remaniés) reposent sur cette surface, et des nodules blonds sont disposés au sein de la "glauconite". Cette couche renferme des ammonites (moules marno-glauconieux au coeur souvent phosphatisé), quelques brachiopodes (phosphate) et des fragments de *Pinna*. Ce niveau repère, qui s'observe dans toute la région avec une épaisseur plus ou moins importante, a livré un exemplaire de *B. sulcata* à Vergons ainsi que des ammonites de la zone à *Inflatum* (voir plus bas). Les horizons immédiatement sus-jacents sont riches en aucellines dont l'abondance est caractéristique à l'échelle du bassin à partir de la sous-zone à *Auritus* (sommet de la zone à *Inflatum*). Il s'agit de la base de l'unité 12 (cf. fig. 45). Ces éléments permettent de suggérer que toute la base de l'Albien supérieur (de la sous-zone à *Cristatum* à la sous-zone à *Varicosum*) est ici absente : érodée, non déposée ou condensée (?) dans l'intervalle glauconieux. On peut en outre proposer l'hypothèse d'un télescopage d'au moins deux niveaux condensés. Le premier n'étant plus représenté que par quelques nodules phosphatés relictuels noirs et vernissés, le second correspondant à la couche glauconieuse à phosphates blonds (non remaniés).

Soixante-dix mètres de marnes grises à bancs de calcaire argileux espacés sont attribuables au sommet de l'Albien supérieur (sous-zone à *Auritus*) (unité 12) ; pour FRIES (1986, fig. 106), ce pourrait être déjà du Vraconien basal. La première dizaine de mètres, où les bancs silteux et micacés se succèdent selon une courte cyclicité, livrent d'abondantes aucellines<sup>34</sup>. Dans les soixante mètres supérieurs de cette unité 12 quelques horizons renferment des nodules phosphatés ; des nodules barytiques au coeur phosphaté ne sont pas rares. Ensuite, sur 50 m environ, les bancs deviennent plus calcaires et tendent à se resserrer ; c'est l'équivalent du "faisceau michoïde" (unité 13). Les premières laminites intercalées correspondent vraisemblablement à la base du Vraconien. Le niveau Breistroffer se situe à la partie supérieure du faisceau. Un long intervalle marneux (environ 150 m), très homogène, fait suite (unités 14 et 15). Les dernières laminites se

<sup>34</sup> La courte cyclicité pourrait être interprétée comme liée aux fluctuations climatiques exprimées vers la fin de l'épisode de condensation ; elle peut l'être aussi comme résultant de simples fluctuations dans l'approvisionnement en détritiques.



localisent une soixantaine de mètres au-dessus du faisceau et marqueraient la limite Vraconien - Cénomanién. Un slump de faible épaisseur s'observe 20 m au-dessus du Breistroffer ; un autre d'une quinzaine de mètres se situe cent mètres plus haut dans le Cénomanién (?). Une disposition semblable s'observe à Vergons (observations personnelles et cf. FROMAGET et VARCIN, 1954 ; COTILLON, 1971).

### Saint-André-les-Alpes (fig. 99, 100, 101, 102)

Nous considérerons dans ce paragraphe les affleurements situés dans la région de Saint-André-les-Alpes : au voisinage de Méouilles : le Pigeonnier, les Briers ; aux environs d'Angles : combe Lambert ; sur le chemin d'Angles à Vergons : ravin de Séresc, Pra Mouton ; près de Vergons : Pra Belon, ravin de Notre Dame. Ces observations sont complétées par les affleurements du col des Robines, à l'Ouest de Saint-André, et de la Baume, à l'Ouest du lac de Castillon (Nord de Castellane). Ce secteur est considéré par COTILLON (1971) comme appartenant à la province pélagique. De fait, les faciès observés sont caractéristiques du domaine bassin, et il est possible d'appliquer dans nos descriptions les indices et numérotations employés dans le chapitre dévolu à la série pélagique. L'intervalle sommet de l'Albien supérieur et Vraconien, assez mal exposé dans cette région, ne m'a pas paru justifier un développement dans ce paragraphe. Les faciès sont tout à fait comparables à ceux décrits à Hyèges, on en trouvera un aperçu dans la thèse de COTILLON (1971, p. 53, 55). En revanche, l'Aptien inférieur, l'Aptien supérieur basal, de même que la limite Albien moyen - supérieur retiendront notre attention.

Dans l'ensemble de ces affleurements, l'unité 1, correspondant au niveau Goguel fait défaut, et la série débute avec les couches d'argilites noires de l'unité 2 A intercalées dans les dé lits calcaires de la base du faisceau du Niveau blanc. Ces sédiments reposent sur les calcaires de l'Aptien inférieur selon différentes modalités. A Méouilles, le contact se fait apparemment sans transition avec la surface d'un slump qui affecte le sommet des calcaires. Partout ailleurs, l'absence du niveau Goguel a laissé une cicatrice plus ou moins visible. A la Baume, le sommet non slumpé des calcaires bédouliens correspond à une surface semi-indurée, parcourue de *Rhizocorallium*, ce qui dénote la cohérence du sédiment acquise au cours d'un arrêt de sédimentation. De plus, entre cette surface et les marnes de l'unité 2, s'intercale une couche décimétrique de marne glauconieuse. Cette surface semi-indurée, recouverte d'une petite épaisseur de marnes glauconieuses, s'observe également un peu plus à l'Ouest, à Vignon (Sud-Est de Barrême) ; elle a aussi été mise en évidence à l'Est-Sud-Est, aux Calots (Sud de Montblanc) (voir plus loin). A la Combe Lambert (Angles), la surface d'arrêt de sédimentation, difficile à identifier, ne coïncide pas avec le toit des calcaires. Elle se situe 15 cm au-dessus du dernier banc (fig. 100). Sur cette surface d'omission, reposent 4 cm de marnes glauconieuses qui emballent des petits nodules phosphatés noirs et usés et des rostrés de bélemnites roulés, reliques de vannage par les courants érosifs (BREHERET, 1995).

Au-dessus du Niveau blanc, la succession des marnes (cf. fig. 99) apparaît conforme au schéma esquissé dans le chapitre 1 "La série pélagique de bassin", avec les dé lits calcaires DC 1 - 4, et le Niveau noir NN1 qui marque le début de l'unité 3. Au-dessus, le repérage est un peu plus délicat. La série paraît continue entre NN 1 et le premier horizon du Fallot (FA 1) au col des Robines, ainsi qu'à la Baume. Aux Briers cependant quelques mètres de série paraissent faire défaut ; ils auraient été entraînés dans un slump.

A la combe Lambert, le sommet du faisceau du Niveau blanc (dont NC 4) paraît amputé sur environ 2 m d'épaisseur, sans qu'une surface d'omission n'ait été mise en évidence (fig. 100). Mais un peu plus haut, trois mètres au-dessus du Niveau noir, une surface d'omission est caractérisée. Il s'agit d'une limite brutale entre des marnes relativement claires et rubanées et des marnes plus sombres et plus homogènes. Elle correspond à un horizon assez calcaire, riche en réseaux de *Chondrites*, sur lequel reposent de nombreux rostrés de bélemnites roulés. La comparaison avec les séries plus complètes montre qu'il manque potentiellement une dizaine de mètres.

Le niveau Fallot est bien représenté, mais un slump s'intercale entre FA 1 et FA 2, dans la position de S 2 (comme à Gaubert). Ensuite vingt-cinq mètres de marnes, correspondant à l'unité 4, succèdent à FA 4 aux Briers et au Pigeonnier. A quelques mètres du sommet, elles livrent quelques ammonites pyriteuses et phosphatées rapportées par DELAMETTE à *Acanthohoplites* sp., *Melchiorites melchioris*, *Jauberticeras* sp., *Parahoplites* sp, indiquant l'Aptien supérieur basal. Cette configuration suggère qu'il existe, juste au-dessus du Fallot, une discontinuité non encore mise en évidence. En fait, il s'agit probablement de la surface d'arrêt de sédimentation

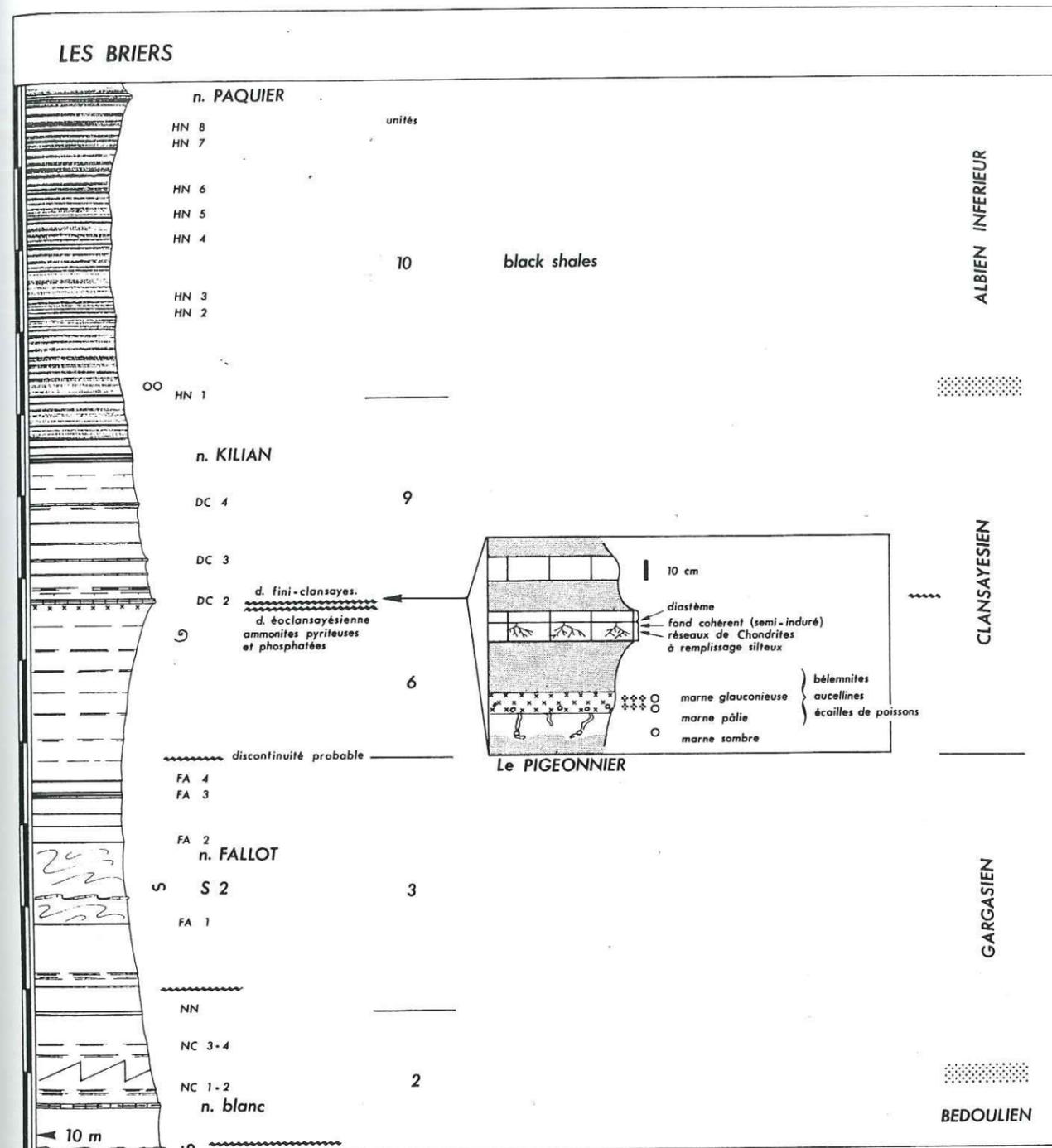


Fig. 99. Les Briers (Saint-André-les-Alpes). De l'Aptien inférieur élevé (Bédoulien) à l'Albién inférieur. Les discontinuités du Gargasien et du Clansayésien. Au Pigeonnier, situé à quelques centaines de mètres au Nord des Briers, une couche de marne glauconieuse pluricentimétrique scelle un fond cohérent (firmground) à terriers glauconieux et nodules de phosphate. Cette surface d'omission correspond à la discontinuité éoclansayésienne. Quelques décimètres au-dessus, la série est à nouveau tronquée par la discontinuité fini-clansayésienne sur laquelle reposent les marnes à dé lits calcaires de l'unité 9 (fin de l'Aptien supérieur). La base de l'unité 10 des black shales (Albién inférieur) est particulièrement bien exposée jusqu'au niveau Paquier.

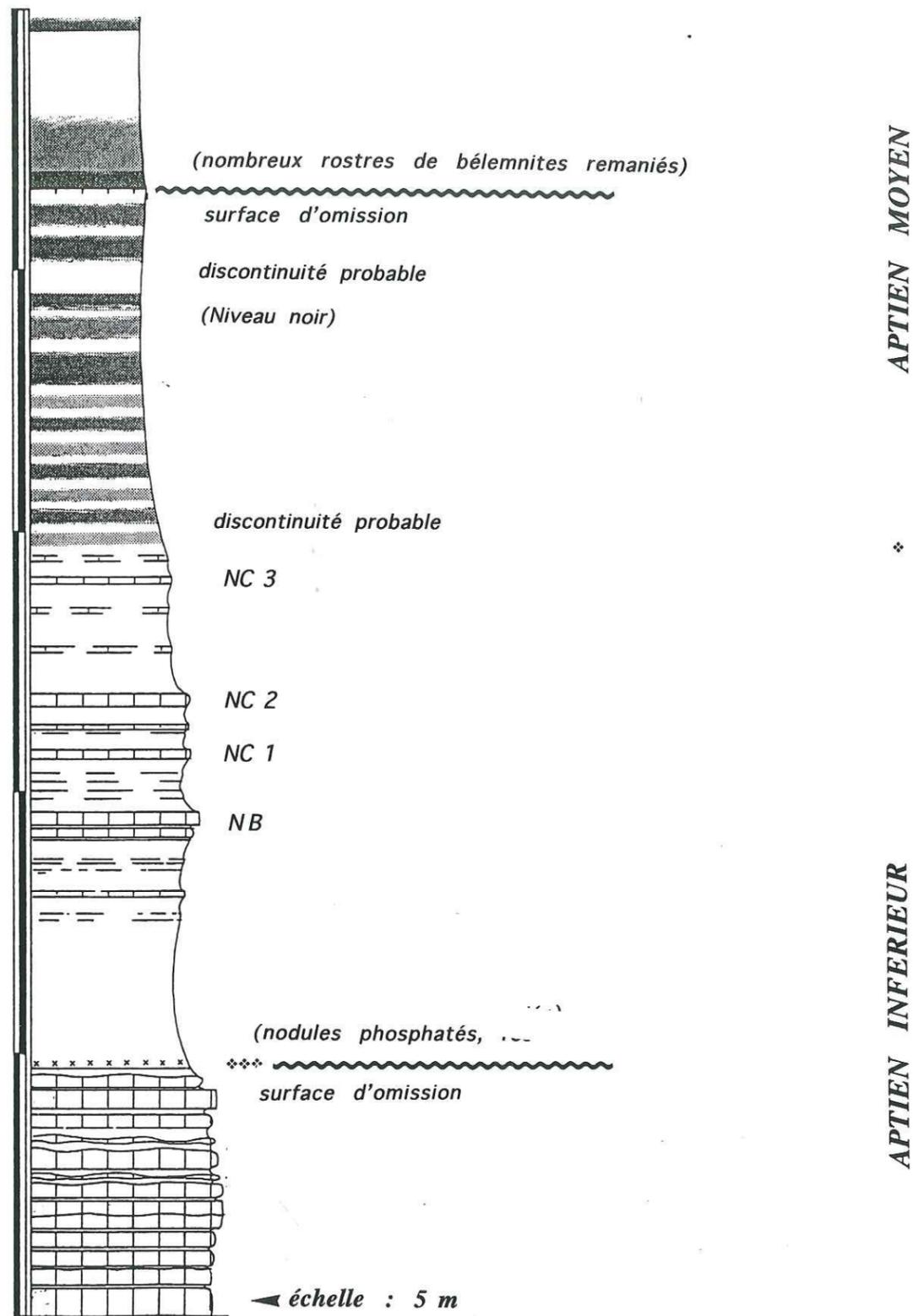


Fig. 100. La Combe Lambert (Angles). La base des marnes bleues est amputée du niveau Goguel au niveau d'une surface d'omission recouverte de quelques centimètres de marne glauconieuse. Une nouvelle surface d'omission s'individualise au-dessus du Niveau noir, à la base de l'aptien moyen.

que j'ai détectée sur le forage de Vergons<sup>35</sup>, à la profondeur de 33,40 m, au sommet des couches noires du Fallot : la marne glauconieuse, pâlie par l'oxydation, admet des nodules phosphatés blonds ; une marne sombre pyriteuse recouvre cette surface. Du reste, COTILLON (1971) avait noté l'absence de la zone à *H. trocoidea* à Vergons (et Blieux).

Une discontinuité assez significative dans ce secteur s'observe environ 15 m au-dessus de FA 4, dernière passée du Fallot (BREHERET, 1994, 1995). Elle souligne les bancs du faisceau Fromaget. Il s'agit d'une surface d'omission affectant des marnes pâlies par l'oxydation sur une dizaine de centimètres en général. Quelques terriers à remplissage glauconieux pénètrent ce substratum marneux sur quelques centimètres et sont à l'origine de quelques nodules phosphatés beiges. Des nodules barytiques se trouvent deux mètres au-dessous, notamment au Pra Belon. Cette surface est recouverte d'une couche de marne glauconieuse qui se prolonge par une marne sombre un peu fissile. Cette couche, qui dans son développement maximum atteint quelques décimètres, contient des nodules phosphatés ainsi que de nombreux rostrés de bélemnites roulés, des aucellines, des entroques, des écailles de poissons, et des rameaux de Chéirolépidiacées (avec leur cuticule). En outre, elle renferme des empreintes d'ammonites, dont *Acanthohoplites aschiltaensis* de l'Aptien supérieur. Cette couche glauconieuse scelle une surface de discontinuité éo-clansayésienne corrélable à celle de la colline du Puy à Bévens. Malgré son intérêt stratigraphique notable, elle n'avait jamais été remarquée jusqu'à présent dans ce secteur.

Au Pigeonnier, la couche glauconieuse est décimétrique au maximum de son développement. Elle est observable sur une centaine de mètres puis disparaît complètement vers le Sud-Est. Aux Briers, par exemple, dont les affleurements se situent environ 1 km au Sud-Est, nulle trace de ce niveau condensé ne se détecte dans la série, excepté peut-être quelques petits nodules phosphatés disséminés, et semblables à bien d'autres. Il me paraît utile, et même capital de souligner le fait qu'en l'absence d'un tel marqueur, il devient donc extrêmement difficile de déceler une telle surface d'omission. En allant vers le Sud-Est, à la Combe Lambert, le niveau condensé offre son développement maximum, environ 1 m ; on le retrouve sous une épaisseur d'environ 8 cm au Pra Belon (Vergons)<sup>36</sup> ; il a également été traversé à la cote 28,40 m, par le forage de Vergons.

A quelques décimètres au-dessus de cette discontinuité se trouvent les bancs du faisceau Fromaget (fig. 101), qui est généralement fort incomplet. Entre Vergons et Saint-André-les-Alpes, sa réduction d'épaisseur est remarquable : de 12 m environ à un décimètre (c'est-à-dire un banc). Cette réduction s'opère aux dépens des bancs sommitaux. En outre, l'examen de la série sus-jacente montre l'absence des premiers termes de l'unité 9 que nous avons étudiée en détail dans les sections 1.1.3 et 1.2.5. Les couches qui reposent sur le reliquat de bancs du Fromaget correspondent aux marnes sous-jacentes à DC 3 (banc à aucellines), c'est-à-dire que cette série marneuse est amputée des couches DC 1, niveau Jacob, DC 2 et d'un ou deux FCA sus-jacents, soit approximativement 15 m, si l'on compare avec les coupes présentées dans le chapitre 1. Ceci porte à plus de 25 mètres l'épaisseur potentielle de la série Aptien supérieur qui fait défaut dans la région de Méouilles. Cette absence paraît liée à l'entraînement des sédiments par un slump ; elle est aussi constatée distalement sur la coupe de Tartonne, située plus au Nord. Cet accident gravitaire, d'une importance certaine, correspondrait au slump noté S 7b et caractérisé à l'Ouest du bassin (cf. notamment fig. 26) et se corrèle avec l'événement évoqué dans la section 2.3.4 pour la vallée du Jabron. La cicatrice laissée par cet événement apparaît assez dérisoire. Au Pigeonnier, par exemple, elle est matérialisée par un simple diastème<sup>37</sup>. Le seul banc Fromaget présent, noté comme tel, (8 cm) est coupé par une surface très plane à partir de laquelle des réseaux de *Chondrites* s'enfoncent dans la roche. Ces réseaux, dans plusieurs cas, apparaissent en creux au sein du calcaire suggérant l'état semi-induré (*firmground*) du sédiment lorsqu'il fut exhumé lors du glissement. Aux Briers, le Fromaget est représenté par un simple doublet de bancs calcaires (40 cm) que surmonte un horizon de calcaire noduleux. La discontinuité qui se trouve 8 cm au-dessus est soulignée par les marnes

<sup>35</sup> ce forage a été effectué par le Département de Géologie de l'Université de Lyon (Pr. Cotillon), avec la participation de l'I.F.P.

<sup>36</sup> Au Pra Belon, les marnes gargasiennes ne sont pratiquement pas visibles puisqu'elles forment le substratum de cette prairie. Les affleurements commencent une vingtaine de mètres sous ce qui est appelé "l'horizon clansayésien" ou "le faisceau clansayésien" (à la suite de COTILLON, 1971). Des nodules barytiques (patates et hérissons) sont disposés une quinzaine de mètres environ sous ce faisceau (soulignant probablement la discontinuité fini-gargasienne), et des nodules barytiques en patates accompagnés de quelques ammonites pyriteuses à trois mètres de ce même faisceau.

<sup>37</sup> terme de BARRELL (1917).

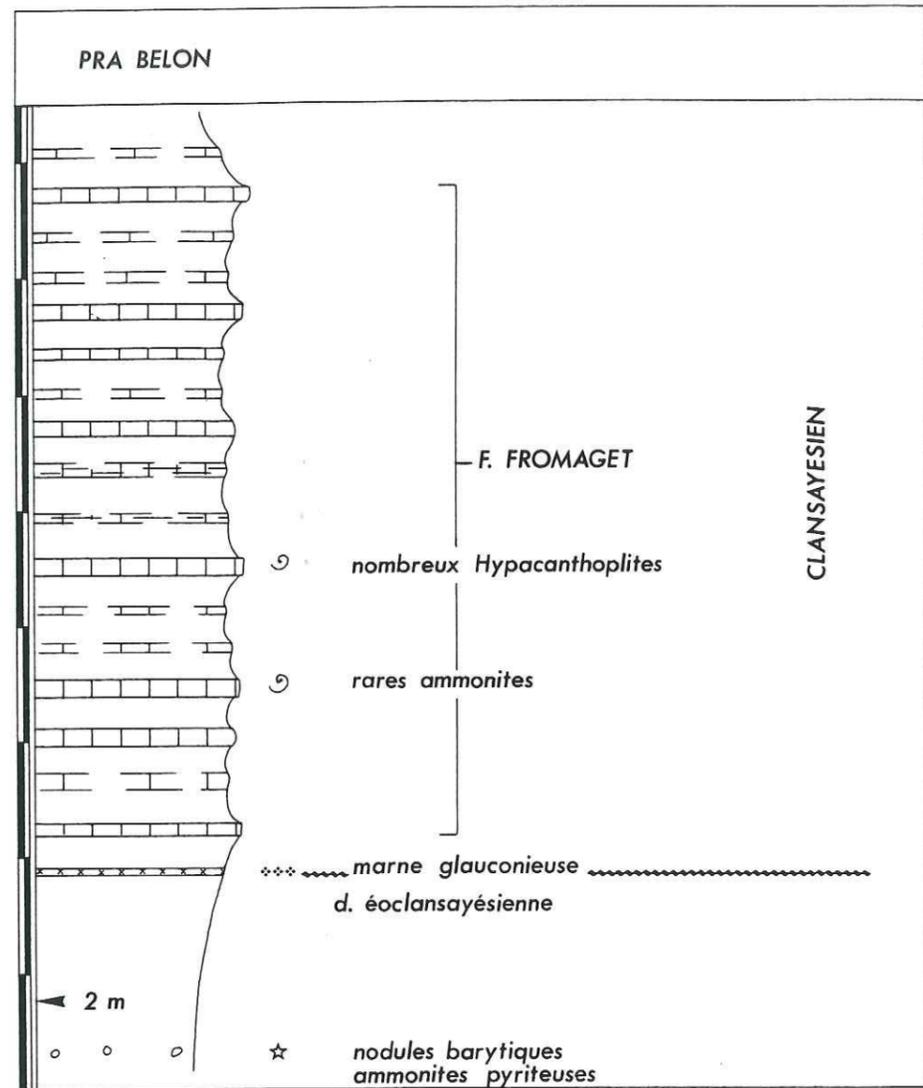


Fig. 101. Le Pra Belon (Vergons). Le faisceau Fromaget (Clansayésien) repose sur la discontinuité éoclansayésienne, surface d'omission recouverte d'une marne glauconieuse pluricentimétrique. Les nodules de barytine sont fréquents quelques mètres sous cette discontinuité.

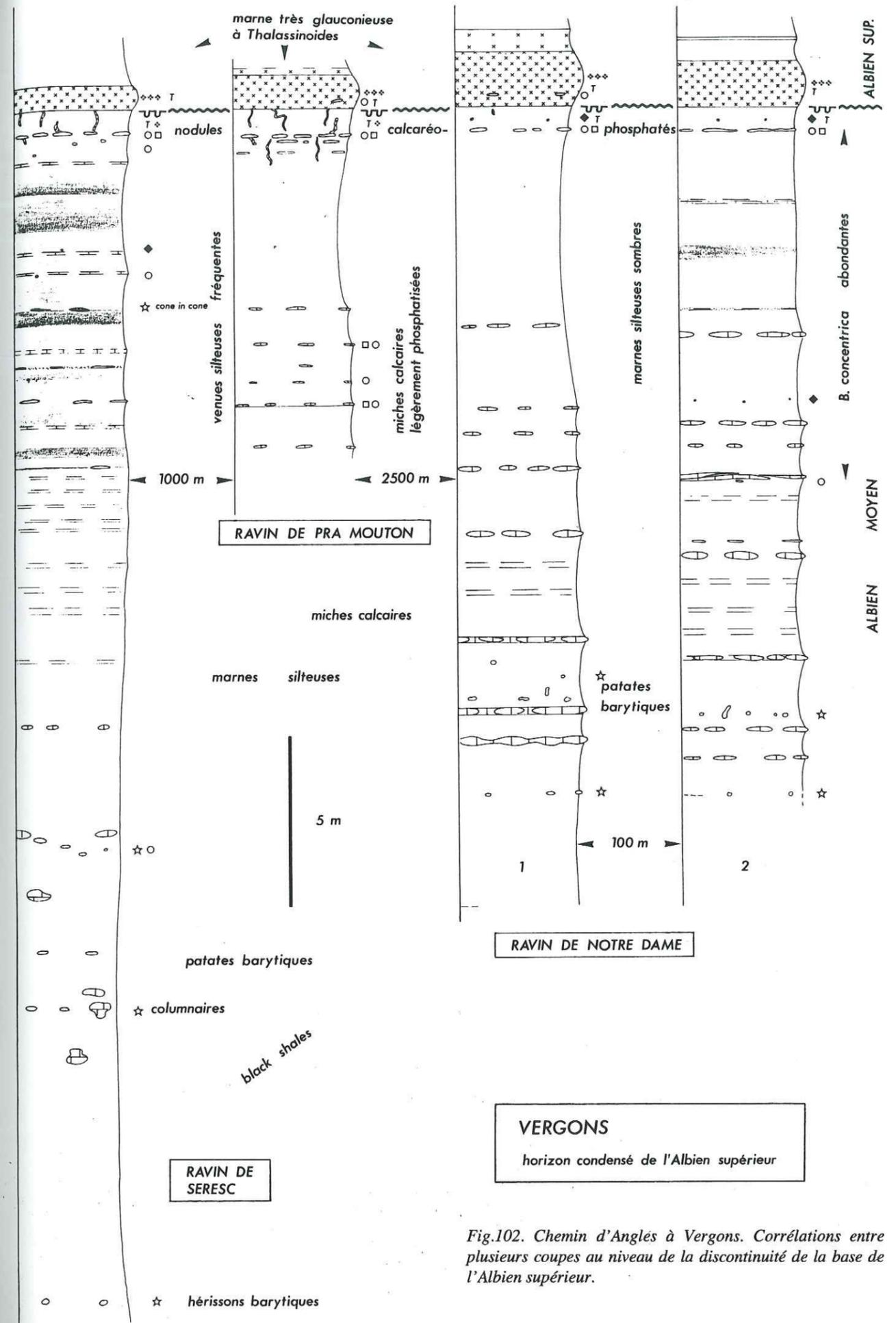


Fig. 102. Chemin d'Anglés à Vergons. Corrélation entre plusieurs coupes au niveau de la discontinuité de la base de l'Albien supérieur.

pâlies par l'oxydation et riches en nodules phosphatés. Des marnes noires à nombreuses bélemnites roulées la recouvrent. Dans les quelques mètres qui suivent, des traces de glissements synsédimentaires sont décelables. A la Combe Lambert, le Fromaget est représenté par un petit faisceau de 1,40 m dont les deux derniers délit calcaires sont noduleux.

La faune d'ammonites du "faisceau clansayésien" à Vergons citée par FROMAGET et VARCIN (1954, p. 67), d'une part, et COTILLON (1971, p. 52), d'autre part, permet de le rapporter, sur toute son épaisseur, au faisceau Fromaget.

L'étude de l'Aptien marneux de la région de Saint-André-les-Alpes fait donc apparaître plusieurs lacunes stratigraphiques. A la base, le niveau Goguel (unité 1) fait défaut, la base de l'Aptien moyen (unité 3 A) est incomplète, de même que son sommet (unités 4 et 5). La base de l'Aptien supérieur (unités 6 et 7) est représentée par quelques mètres de marnes entre deux discontinuités glauconieuses. Le faisceau Fromaget (unité 10) est largement amputé et la base de l'unité 9 est absente. Cette situation fait apparaître le télescopage de discontinuités ; ce qui, du reste, avait été remarqué par FRIES (1986, p. 101), grâce à des arguments micropaléontologiques. La comparaison avec les coupes décrites dans les séries bassinales montre qu'une épaisseur cumulée de l'ordre de 80 m, ou davantage, de série potentielle fait défaut, que ce soit par non sédimentation, érosion, glissement gravitaire ou par condensation.

Ces conclusions d'ordre géométrique permettent d'attirer l'attention sur un fait. La détection d'éventuels arrêts de sédimentation et de couches condensées nécessite le lever détaillé des séries. Par ailleurs de telles couches qui représentent souvent les cicatrices de hiatus peuvent manquer complètement (lacunes non cicatricielles de COTILLON, 1971), comme on a pu le remarquer aux Briers. Afin de s'assurer de la continuité de la série, et ce dans la mesure des possibilités, il est nécessaire de procéder à de nombreuses coupes afin d'établir des corrélations niveau par niveau. De plus, en l'absence de toute cicatrice mécanique ou diagénétique qui témoignerait d'un éventuel hiatus, les discontinuités, qui traduisent un changement net dans le style de sédimentation, doivent être traquées et suivies latéralement. Ces précautions paraissent indispensables pour les travaux d'ordre biostratigraphique, pour l'analyse sédimentologique des séries, et elles constituent évidemment un préalable à des recherches portant sur la cyclicité (et le rapport aux cycles de MILANKOVITCH, 1941). De la sorte, une analyse basée sur un rapport arithmétique temps-épaisseur sans un tel contrôle (par exemple TRIBOVILLARD, 1988, p. 21 ; TRIBOVILLARD, 1989, p. 216-217 ; TRIBOVILLARD et COTILLON, 1989, p. 277) est tout simplement fautive.

L'étude des sédiments de l'unité 9 (*pro parte*) et de l'unité 10 infra-Paquier est facilitée aux Briers, du fait de la qualité des affleurements. Il en a cependant été question au paragraphe 1.2.6. La partie supérieure de l'unité 10 (supra-Paquier) est relativement mal exposée dans la région. Les affleurements qu'on peut trouver sur les rives du Verdon, au Nord des Plaines (Est de Saint-André), ainsi qu'au Pra Mouton ne sont pas adéquats du fait de l'importance de la desquamation superficielle qui entrave la lecture. Mais le sommet de l'unité 10 et l'unité 11 (dont selon les apparences toute la partie supérieure est condensée) peuvent être étudiés au ravin de Seresc, au ravin de Pra Mouton ainsi qu'au ravin de Notre Dame. C'est à cet intervalle que nous nous intéressons à présent (les unités 12 à 14, mal exposées comme je l'ai signalé plus haut, ne se prêtent guère à une étude détaillée dans ce secteur et de ce fait ne feront pas l'objet d'un développement).

Une surface d'arrêt de sédimentation particulièrement bien visible est matérialisée au-dessus des *black shales* de l'Albien inférieur-moyen (unité 10) et plus exactement au sommet d'un intervalle de marnes un peu silteuses à miches calcaires d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, rapportée à l'unité 11 (fig. 102, 103). Etant recouverte d'une épaisse couche glauconieuse, elle constitue un niveau repère dans la série et avait été reconnue par COTILLON (1971) ; nous l'avions évoqué plus haut à propos de la coupe de Hyèges ainsi que dans la section 1.2.8. Avant de décrire plus en détail cet horizon, revenons à la partie supérieure des *black shales* (unité 10) en considérant les affleurements du ravin de Séresc.

Environ 55 m sous la discontinuité précitée (fig. 103 a), un cordon de nodules phosphatés beiges peut être distingué à la base d'un doublet de laminite. L'examen détaillé de l'affleurement montre qu'il est localisé quelques centimètres sous une surface d'omission recouverte d'une fine couche (quelques centimètres) de marne glauconieuse bioturbée. Les terriers sur lesquels ces

## RAVIN DE SERESC

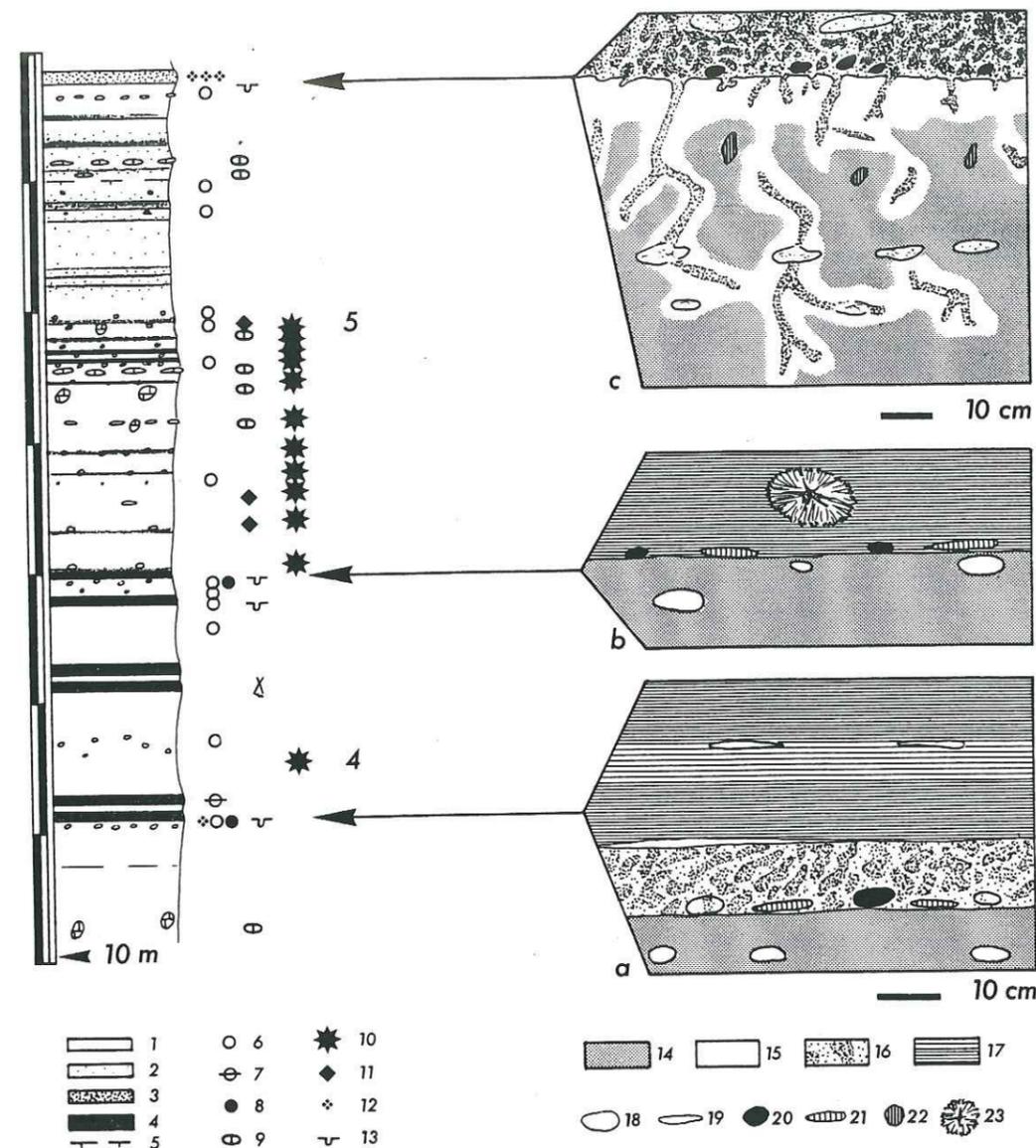


Fig. 103. Ravin de Séresc. Vergons. Le sommet de l'unité 10 des *black shales* de l'Albien inférieur et moyen, les marnes silteuses de l'Albien moyen et la discontinuité de l'Albien supérieur couverte de la couche glauconieuse repère. Les schémas a et b illustrent de discrètes surfaces d'omission au sein des *black shales*, et le schéma c montre le détail de la discontinuité de l'Albien supérieur. 1 : marnes bioturbées (plus ou moins sombres) ; 2 : marnes silteuses bioturbées ; 3 : marnes bioturbées glauconieuses ; 4 : marnes noires laminées ; 5 : calcaires délités ; 6 : nodules phosphatés blanchâtres à beiges associés à des terriers, dans les marnes bioturbées ; 7 : nodules phosphatés beiges, laminés, dans les marnes noires laminées ; 8 : nodules phosphatés bruns ou noirs, remaniés ; 9 : nodules calcaires ou "miches" ; 10 : nodules barytiques ; 11 : nodules de pyrite ; 12 : glauconie ; 13 : surface d'omission ; 14 : marnes noires bioturbées ; 15 : marnes noires pâlies (sombres à l'origine) ; 16 : marnes bioturbées glauconieuses ; 17 : marnes noires laminées (plus ou moins fissiles) ; 18 : nodules phosphatés beiges ; 19 : nodules phosphatés beiges, laminés dans les *black shales* laminés ; 20 : nodules phosphatés bruns ou noirs remaniés ; 21 : rostrés de bélemnites usés ; 22 : nodules de pyrite ; 23 : nodules barytiques (les étoiles indiquent la position des horizons à nodules barytiques, mais elles ne traduisent pas la quantité très variable de ces derniers).

nodules se sont formés sont difficiles à déceler. Des nodules beiges sont dispersés dans la marne glauconieuse. Des nodules phosphatés brun noir, remaniés, reposent sur cette surface d'omission, ainsi que des rostrés de bélemnites usés. La marne glauconieuse est coiffée d'une couche noire laminée qui comporte des nodules phosphatés beiges, laminés et très aplatis dans le litage. Certaines lames phosphatées sont au contact avec la marne glauconieuse sous-jacente. En dépit de son aspect très homogène à l'affleurement, une surface d'arrêt de sédimentation, dénotant une petite érosion (omission), est donc mise en évidence à la base du doublet de *black shale*. Cet exemple rappelle l'observation faite à la Nible (§ 2.2.5) et aux Coignets (§ 2.3.3) ; elle n'est pas sans évoquer aussi les *black-shale-roofed discontinuities* décrites par BAIRD et BRETT (1991, p. 239).

Une vingtaine de mètres au-dessus (fig. 103 b), un arrêt de sédimentation encore plus discret peut être noté. Il se situe à la base du second terme d'un doublet de *black shales*. Le contraste lithologique est encore plus faible car la surface d'omission affecte une marne de teinte sombre recouverte par la couche noire laminée, sans intercalation de marne glauconieuse. Ici encore, des nodules phosphatés beiges soulignent cette surface d'omission sur laquelle reposent de petits nodules phosphatés brun sombre et des rostrés de bélemnites usés, exhumés par les courants de vannage. Ces observations permettent de suspecter que bien d'autres horizons de nodules phosphatés trouvés dans cette coupe, mais aussi ailleurs, se sont formés lors d'arrêts de sédimentation non formellement détectés.

Cet exemple correspondait au dernier doublet de *black shales* de l'unité 10. Au-dessus, et sur une vingtaine de mètres, la régularité de l'empilement des marnes noires à doublets s'estompe. Les sédiments se chargent en colonnaires et en miches calcaires, mais aussi et très notablement en nodules barytiques (dont la forme et la taille sont variables et l'habitus est différencié selon la position dans la série). Une passée fissile, disposée en son sommet, a livré des ammonites : *Oxytropidoceras*, ?*Anahoplites* sp., *Hamites* sp. qui suggèrent le sommet de l'Albien inférieur, voire la base de l'Albien supérieur. Vingt mètres de marnes noires silteuses à *B. concentrica* viennent ensuite. Elles comportent quelques miches calcaires et nodules phosphatés (unité 11). Pour comparaison, cet ensemble correspondrait, au moins *pro parte* à l'intervalle compris entre les turbidites G 6 et G 8 au col de Palluel (cf. fig. 8) et à l'intervalle à miches de Bert (fig. 43). Leur sommet aurait livré *R. ticinensis* (?) à COTILLON (1971, p. 53). Ces marnes silteuses sont alors interrompues par l'horizon glauconieux qui nous a servi de repère.

Cet arrêt de sédimentation est matérialisé par une surface relativement régulière sous laquelle la marne est blanchie sur une dizaine de centimètres (fig. 103 c). Cependant cette marne est pénétrée sur plusieurs dizaines de centimètres, en certains cas jusqu'à 1,20 m, de terriers de *Thalassinoides* au diamètre centimétrique, au remplissage de marne glauconieuse. Ces terriers sont entourés d'une épaisseur pluricentimétrique de marne pâlie par l'oxydation et dont les effets se font donc sentir jusqu'à des dizaines de centimètres sous la surface d'arrêt de sédimentation. De manière assez constante, à environ 70 cm sous cette surface, s'organise un cordon de nodules calcaréo-phosphatés de taille décimétrique, de forme oblongue et de couleur beige clair. Ils sont composés d'une micrite parcourue de bioturbations de *Planolites* et surtout de *Chondrites* (ichnocénose normale de l'encaissant marneux, et qualifiée de pré-omission). Toutefois, ces concrétions sont systématiquement associées aux terriers de *Thalassinoides* dont on voit souvent la trace verdie à leur périphérie. Localement ce cordon peut être dédoublé. Quelques nodules pyriteux sont disséminés dans la marne noire encaissante.

La surface d'arrêt de sédimentation qui correspond à un fond cohérent (*firmground*) est recouvert par une marne très glauconieuse d'épaisseur métrique (0,5 à 2 m). Certaines surfaces polies par des ruisseaux, notamment au ravin de Seresc, permettent de voir que la glauconitite correspond à une marne très labourée par des terriers, vraisemblablement de *Thalassinoides*, que l'on peut suivre grâce à la glauconie particulièrement abondante dans leurs réseaux. Quelques nodules brun sombres sont disposés à la base de la glauconitite et constituent vraisemblablement là encore les reliques d'un horizon condensé démantelé. Par ailleurs, des nodules calcaréo-phosphatés beige clair se rencontrent aussi dans la marne glauconieuse. Certains sont associés à des terriers de *Thalassinoides*, d'autres correspondent à la minéralisation du remplissage sédimentaire de coquilles d'ammonites. A l'instar de ceux situés dans les marnes du substratum, ils sont manifestement non remaniés. Quelques rares débris de *Pinna* ainsi qu'un exemplaire de *B. sulcata* ont été trouvés à Pra Mouton. Les moules internes d'ammonites en marne glauconieuse sont fréquents, notamment au ravin de Seresc. *Anisoceras* gr. *perarmatum*, *Deiradoceras* sp. (?) sont citées par COTILLON (p. 53) au ravin de Notre Dame. Les marno-calcaires silteux sus-jacents, examinés (sur une douzaine

de mètres) au Ravin de Notre-Dame, livrent des aucellines ; j'y ai aussi remarqué quelques ammonites (*Phylloceras*, *Puzosia*, *Kosmatella*). Il s'agit probablement du sommet de l'Albien supérieur s. *stricto* (sous-zone à *Auritus*) ; COTILLON (1971, p. 52-55) y voit déjà du Vraconien.

#### *Blieux, Le Bas-Chaudoul (au débouché de la Clue en rive droite) (fig. 45)*

La série débute sur la surface durcie du Bédoulien calcaire. La base des marnes, assez mal exposée, laisse voir le doublet du Niveau blanc environ deux mètres au-dessus du calcaire. Suivent deux mètres de marnes claires assez calcaires livrant quelques rares ammonites pyriteuses mal préservées. Les marnes de l'Aptien moyen sont assez mal exposées ; elles présentent une épaisseur d'environ 70 m. Quelques ammonites et bivalves pyriteux sont dispersés dans les marnes au voisinage du Niveau noir (NN 1) reconnaissable dans la partie inférieure. "A l'extrême sommet de ces marnes", nous indique COTILLON (1971, p. 53), "une prise de marnes a livré la microfaune suivante : *Clavihedbergella bizonae*, *Hedbergella* cf. *trocoidea*, *Globigerinelloides ferreolensis*, *G. algerianus*." Hormis la première espèce (remaniée ?), cet assemblage représenterait la partie moyenne (?) de la zone à *G. algeriana*. Environ une vingtaine de mètres sous le sommet de ces marnes, se rencontrent de fréquents nodules barytiques, aux formes un peu contournées.

Les marnes gargasiennes sont coiffées par quatre bancs calcaires, ayant livré des *Hypacanthoplites* (COTILLON, 1971). Ces bancs, disposés sur quelques mètres d'épaisseur, appartiennent au faisceau Fromaget. Celui-ci paraît bien incomplet par rapport à de nombreux autres sites ce qui n'est pas surprenant compte tenu des observations effectuées dans la région d'Angles - Vergons. Il est hautement probable qu'une discontinuité souligne le faisceau ici également, cependant je n'ai pas observé la trace d'un arrêt de sédimentation ou d'un niveau glauconieux à la base des bancs. Des recherches ultérieures permettront peut-être de le découvrir. Par ailleurs, 15 cm au-dessus du dernier banc exprimé de ce faisceau, une couche de marne glauconieuse repose sur des marnes pâlies par l'oxydation (comme à l'accoutumée). Cette couche contient de nombreux rostrés de bélemnites usés, ainsi que de nombreux petits nodules phosphatés brun sombre et vernissés. Les marnes qui se développent au-dessus du Fromaget offrent une épaisseur d'environ 80 m. Les marnes noires (légèrement silto-micacées et glauconieuses) qui font suite, sont très mal lisibles sur une dizaine de mètres, ensuite elles sont complètement recouvertes de végétation sur un espace décamétrique. Quelques mètres après cette invisibilité, les marnes sombres se chargent nettement en glauconie sur 2 ou 3 m puis font place à une succession d'horizons noirs, fissiles, laminés sur environ 10 m. Certains sont riches en amandes phosphatées. Quelques nodules barytiques (hérissons), nodules phosphatés, ainsi que du bois flotté sont répartis dans cet intervalle. Les horizons noirs s'espacent ensuite au sein des marnes sombres qui se poursuivent sur quarante mètres. Concrétions phosphatées, barytiques (hérissons) et pyriteuses sont fréquentes dans ces sédiments. On y trouve aussi des rostrés de bélemnites, des rhyncholithes ainsi que du bois flotté et de l'ambre. Environ 18 m sous le sommet de ces marnes se rencontrent quelques ichnoïdes colonnaires ; dans le même intervalle (entre 10 et 20 m) les nodules barytiques (patates) sont abondants.

L'ensemble des marnes qui se développent au-dessus du Fromaget, sont attribuables à la partie supérieure de l'unité 10. C'est à dire sommet de l'Albien inférieur et base de l'Albien moyen. Le niveau Paquier n'est, semble-t-il, pas représenté. De ce fait, les sédiments qui font défaut au-dessus des quelques bancs du Fromaget concerneraient : la partie supérieure de ce faisceau Fromaget (?), l'unité 9, l'unité 10 infra-Paquier, et peut-être une petite épaisseur au-dessus de celui-ci. Ceci correspond à une épaisseur potentielle d'environ 80 m.

Un peu plus à l'Est, à la Tulière, les recherches effectuées dans le but d'examiner les rapports entre le faisceau Fromaget et ses marnes encaissantes se sont soldées par un échec : le faisceau Fromaget est totalement absent. En fait, ici l'Albien inférieur élevé repose, par l'intermédiaire d'un épais horizon de *black shales* très fissiles à très nombreuses lentilles phosphatées, sur une marne glauconieuse (à quelques petits nodules phosphatés noirs) d'un centimètre d'épaisseur qui coiffe les marnes gargasiennes. Celles-ci comportent quelques ichnoïdes colonnaires et quelques nodules barytiques (patates) une vingtaine de mètres en dessous de cette glauconitite. Les comparaisons entre ces deux affleurements évoquent naturellement les observations livrées quant à la vallée du Jabron (§ 2.3.3). Etant donné les faits établis sur la région de Saint-André-les-Alpes, cette configuration suggère que la totalité du faisceau Fromaget ainsi que

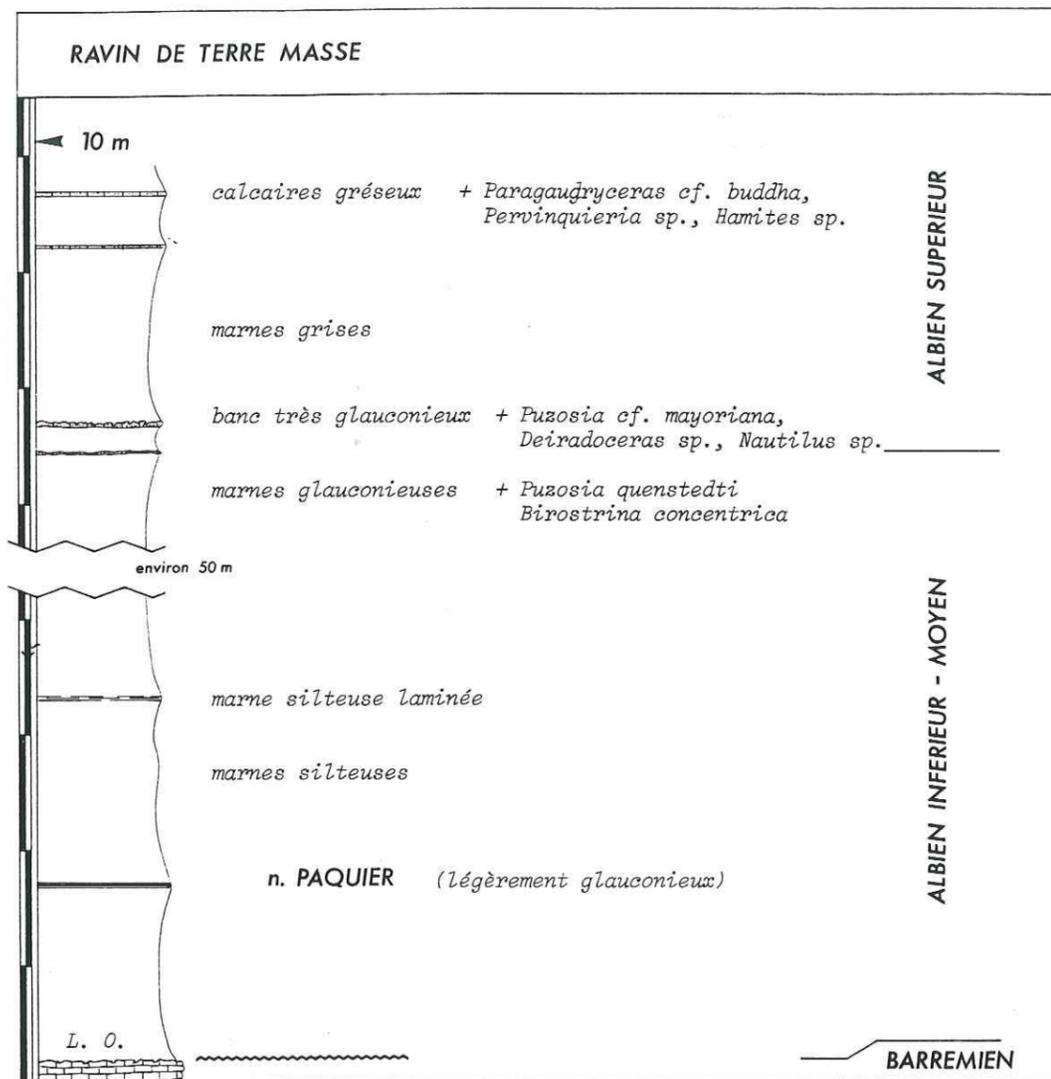


Fig. 104. Le Ravin de Terre Masse. Coupe partielle établie selon les données de cette étude et les travaux de THOMEL (1961).

les marnes sus-jacentes (de la base de l'unité 9) font défaut, par érosion (peut-être entraînées dans un glissement synsédimentaire), ou non dépôt. La sédimentation effective n'a repris que tardivement au cours de l'Albién inférieur.

Au Bas-Chaudoul, surmontant les marnes de l'Albién inférieur-moyen (cf. § 1.2.8 ; fig. 45), un faisceau de bancs de 12 m d'épaisseur forme une corniche. Il est constitué de 5 mètres de marno-calcaires silto-sableux avec de rares reliques de lamination mécanique organisées en petites auges de quelques cm préservées de la bioturbation. Une couche glauconieuse de 1,20 m est ensuite composée 1) de 0,60 m de marne glauconieuse parcourue de bioturbations, qui renferme des moules d'ammonites (dont des *Puzosia*), quelques brachiopodes et bélemnites, de petits nodules phosphatés noirs vernissés, 2) d'un calcaire marneux à glauconie (0,20 m) à quelques moules de *Puzosia*, 3) d'une marne silteuse grise sans glauconie (0,25 m), 4) d'une marne silteuse et glauconieuse (0,23 m) avec quelques brachiopodes et de fréquentes aucellines. Cette marne est recouverte d'une turbidite à structure laminée dont la semelle présente une lumachelle à aucellines. Le faisceau de marno-calcaires silto-sableux se poursuit au-dessus, mais il admet aussi de fines turbidites gréseuses, et plusieurs lits sont riches en aucellines ainsi que *Puzosia*, *Kosmatella*, *Hamites*. Comme on l'a suggéré au paragraphe 1.2.8, les premiers cinq mètres de calcaires silto-sableux seraient l'équivalent des couches marneuses et silteuses à miches calcaires, riches en *B. concentrica* observées à Hyèges et Vergons, c'est à dire une petite partie de l'unité 11 de l'Albién moyen (= faisceau silteux 1) ; les marno-calcaires silteux à aucellines représenteraient la partie sommitale de l'unité 12 de l'Albién supérieur *s. stricto* (= faisceau silteux 2) ; la couche glauconieuse correspondrait potentiellement à une grande partie des unités 11 et 12.

Une vire marneuse (environ 18 m) surmonte ce faisceau. Deux petites turbidites sont intercalées vers la base. La fraction silteuse disparaît progressivement. Vers le sommet, des nodules barytiques à coeur phosphaté sont dispersés dans le sédiment. Certains sont des moules de gros échinides. Une quarantaine de mètres d'alternances marno-calcaires plus ou moins serrées vient ensuite ; des niveaux sombres fissiles, plus ou moins nettement laminés, et dont certains livrent des empreintes d'ammonites, s'y intercalent. Deux intervalles à ammonites pyriteuses se distinguent, l'un à la base, l'autre dans le tiers supérieur. Les nodules barytiques à coeur phosphaté sont assez fréquents dans cette série. Deux fines turbidites se trouvent à son sommet. La coupe se poursuit par 60 à 80 m de marnes assez homogènes intercalées de faisceaux calcaréo-silteux, et de quelques turbidites. La base des alternances marno-calcaires livre des ammonites déjà vraconiennes (*Turrilitoides*), la partie supérieure correspond au Vraconien supérieur (laminites à *Ostlingoceras*) équivalant à l'intervalle du Breistroffer. La partie supérieure des marnes sus-jacentes serait cénomaniennes d'après les foraminifères (*S. cenomana*, *R. greenhornensis*) cités par COTILLON (1971, p. 55).

#### Ravin de Terre-Masse (Chabrière) (fig. 104)

Les affleurements sont situés dans la vallée de l'Asse, un peu en aval de la Clue de Chabrière. KILIAN (1895b) avait montré que le toit (10 m) de l'ensemble des calcaires du Crétacé inférieur correspondait au niveau du Barrémien inférieur à "faune abondante d'*Holcodiscus*, identiques à ceux de la montagne de Lure" selon les termes de GOGUEL (1944, p. 467). Ce dernier signale que le sommet des calcaires barrémiens, à "surface corrodée, légèrement encroûtée de dépôts ferrugineux" est recouvert par les marnes noires de l'Aptien à ammonites caractéristiques du Gargasien. Des lambeaux glauconieux à faune du Barrémien supérieur (*Desmoceras charrieri*) auraient été découverts par KILIAN au-dessus du calcaire, mais GOGUEL ne les a pas retrouvés. Ainsi, comme le souligne THOMEL (1961, p. 5), le Barrémien supérieur et le Bédoulien n'existent pas dans ce site. Cet auteur apprécie à 90 m environ la série marneuse sus-jacente. Il la place dans l'Aptien (c'est le titre de son paragraphe), mais ne précise aucunement cette attribution (seuls des rostrés de bélemnites : *Neohibolites semicanaliculatus* ont été récoltés). La végétation masque la plus grande partie des marnes. Cependant, du fait de la végétation clairsemée, la partie supérieure des marnes se prête plus aisément à l'analyse. THOMEL décrit ainsi un faisceau d'alternances de marnes et bancs calcaires gréseux, et dont la base est nettement chargée en glauconie. L'un des bancs correspondant à un fond semi-induré renferme de petites ammonites remaniées (*Puzosia sp.*, *Leymeriella sp.*, *Latidorsella gr. latidorsata*, *Beudanticeras sp.*). Les ammonites récoltées caractérisent l'Albién supérieur (*Puzosia quenstedti*, *Puzosia sp. aff. mayoriana*, *Deiradoceras sp.*, *Pervinquieria sp.*, *Hamites sp.*, *Paragaudryceras sp. cf. buddha*). THOMEL (*ibid.* p. 7) remarque particulièrement la grande taille des *Puzosia*. Au-dessus, la série continue par des marnes silteuses à

bancs et délits calcaréo-silto-gréseux ; elle correspondrait à la base de l'Albien supérieur et Vraconien selon COTILLON.

Pour COTILLON (1971, p. 99-101), les marnes noires superposées aux calcaires barrémiens (dont le contact est masqué par les éboulis) renferment une microfaune indiquant déjà l'Albien et "non le plus inférieur puisque *Hedbergella trocoidea* n'y figure pas."

Lors de mon passage sur l'affleurement, je n'ai pas pu observer le contact Barrémien - "Aptien", du fait de la couche d'éboulis qui le recouvre, ainsi que de la végétation. Cependant, j'ai pu découvrir, quinze mètres environ au-dessus de ce contact, après des marnes sombres assez fissiles, à peine visible dans l'encaissant marneux, le niveau Paquier avec son faciès laminé à nombreuses *Leymeriella* écrasées. Il comporte une phase glauconieuse non négligeable. Les marnes sus-jacentes aussi sont sombres, plus ou moins fissiles et renferment de petits nodules calcaréo-phosphatés. Une contrainte stratigraphique est donc introduite. Etant donné les faciès absolument homogènes pour cet ensemble, depuis deux à trois mètres au-dessus du calcaire barrémien (après la lacune d'observation), il me paraît logique d'attribuer ces marnes à l'Albien inférieur basal. Ceci vient donc conforter d'une certaine manière l'opinion de COTILLON, compte tenu de l'échelle biostratigraphique qu'il appliquait.

### Le Bourguet (Ravin de Traillon) (fig. 105, 106)

Une marne très glauconieuse, bioturbée, d'épaisseur décimétrique, à nodules phosphatés beiges et d'autres noirs recouvre un fond durci de calcaire barrémien (cf. COTILLON, 1971) (et cf. fig. 105). Douze mètres de marnes noires, parfois un peu silteuses, à bancs de miches calcaires font suite. Elles contiennent de fréquentes *B. concentrica*. Notons que la partie supérieure des deux premiers bancs est glauconitisée, de petits nodules phosphatés se trouvent aussi dans le calcaire. Les centimètres ou décimètres de marnes sus-jacentes sont glauconieuses, et livrent de petits nodules phosphatés de teinte beige. Une couche glauconieuse recouvre l'ensemble de marnes à miches dont le dernier cordon présente des terriers à remplissage glauconieux. Sur 55 cm, cette "glauconitite" est une marne calcaire assez indurée, intensément bioturbée, avec, à sa base, de nombreux nodules phosphatés, les uns beiges, les autres noirs. Elle passe à une marne très glauconieuse (1,65 m), puis à une marne grise, non glauconieuse (1,30 m). De nombreux nodules phosphatés beiges précèdent un niveau induré de marne calcaire (0,25 m) incluant lui-même quelques nodules. Le sommet de cette induration, parcouru de terriers au remplissage très glauconieux, est recouvert par 0,25 m de marne très glauconieuse. Une nouvelle induration de 0,35 m, dont la composante glauconieuse est modeste, fait suite. Une même disposition peut être à nouveau observée après une passée marneuse silto-micacée de 1,10 m : 1) induration de marne calcaire, parcourue de terriers glauconitisés vers le sommet ; 2) passage à une marne glauconieuse ; 3) induration de marne calcaire peu glauconieuse.

La série se poursuit par un faisceau d'alternances de marnes et calcaires silteux et micacés légèrement glauconieux d'environ 25 m d'épaisseur, admettant un slump, et quelques bancs à miches (bancs de 0,20 à 0,50 m d'épaisseur). La bioturbation est omniprésente et seules de rares passées semblent présenter des reliques de lamination (mécanique). Au-dessus de chacun des deux derniers bancs, les marnes se chargent un peu en glauconie ; quelques aucellines ainsi que des terriers phosphatisés ont été récoltés. La coupe se poursuit par une vire marneuse d'environ 40 m, admettant des bancs de calcaire silteux et micacé (0,10 à 0,25 m) largement espacés. La surface des deux premiers bancs de calcaire silteux est légèrement glauconitisée, ainsi que celle de deux autres bancs situés plus haut. Une aucelline et un *Anisoceras* ont été trouvés au-dessus du premier banc. CRUMIERE (comm. pers.) signale *Anisoceras pseudoelegans* (dét. THOMEL) dans cet intervalle marneux. Puis, sur une dizaine de mètres, dans le tiers supérieur de cet intervalle, les marnes se chargent nettement en glauconie qui envahit les bioturbations.

Un faisceau de bancs en miches calcaires ("faisceau michoïde") d'une trentaine de mètres vient ensuite. Sous l'avant dernier banc, s'individualise une passée d'argilite noire pluricentimétrique prise en sandwich entre deux couches glauconieuses. Son sommet est parcouru de terriers à remplissage glauconieux. La couche glauconieuse supérieure contient quelques Ostracées. D'autres marnes glauconieuses soulignent sur 45 cm le dernier banc calcaire michoïde. Elles sont parcourues de gros tubes du type *Thalassinoides* (?).

Après ce faisceau michoïde bien marqué, une vire marneuse de 8,50 m se remarque particulièrement par sa couleur vert foncé, bien visible en panorama. Il s'agit naturellement de marnes très glauconieuses (fig. 106). Elles sont affectées d'un certain nombre d'indurations plus ou

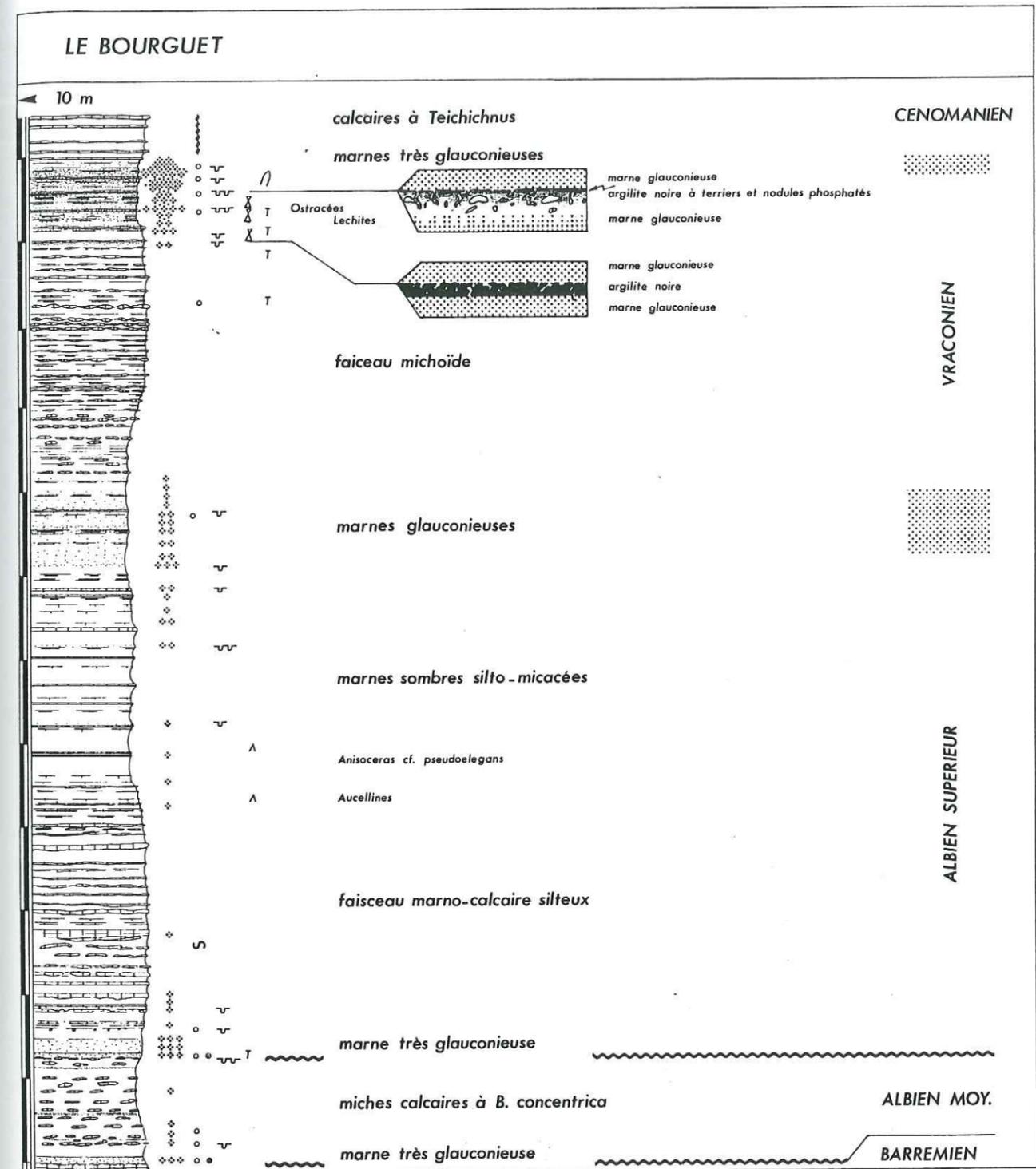


Fig. 105. Le Bourguet (ravin de Traillon). Au-dessus du Barrémien calcaire, la série, notablement réduite en épaisseur, est émaillée de plusieurs intervalles glauconieux : base de l'Albien moyen, base de l'Albien supérieur, base du Vraconien et Vraconien élevé.

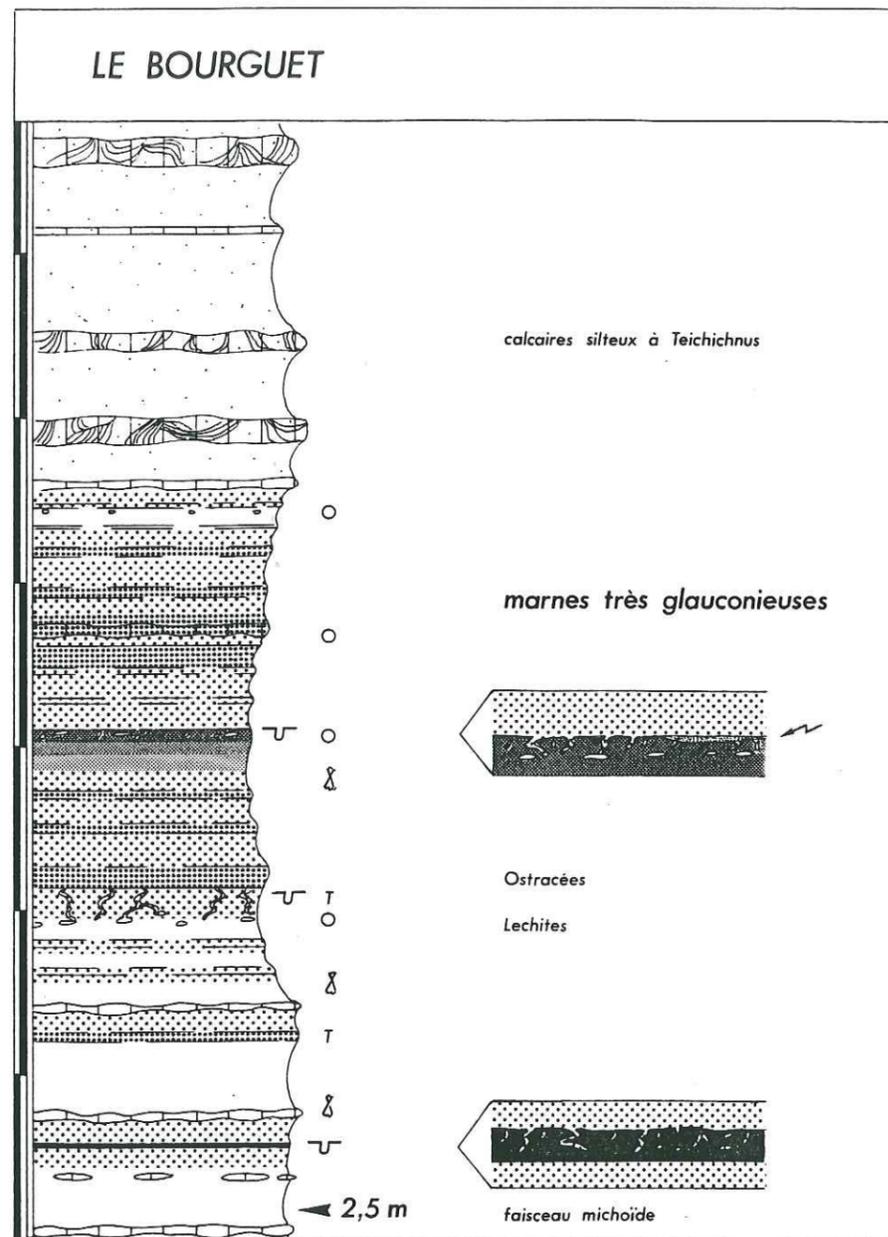


Fig. 106. Le Bourguet (vallon de Traillon). Détail de l'intervalle glauconieux du Vraconien élevé -Cénomaniens.

moins marquées. Deux d'entre elles présentent une teneur extrêmement élevée en glauconie. Sous la première, située à 1,75 m de la base, la marne sombre et glauconieuse est parcourue de terriers de *Thalassinoides*, et de nombreux nodules phosphatés blonds se trouvent à 60 cm sous la glauconitite. Quelques *Lechites* ont été trouvés dans la marne noire, quelques bivalves l'ont été dans la couche glauconieuse elle-même : *Neithea* (?), et Ostracées. La deuxième glauconitite, qui se situe 3,70 m au-dessus de la première, ne comporte que quelques nodules phosphatés disséminés. La concentration en glauconie est nettement plus importante que dans la première couche. Une épaisseur d'argilite noire pluridécimétrique se développe entre les deux glauconitites. Sa base évolue graduellement depuis une couche glauconieuse par disparition de la glauconie ; son sommet passe brutalement à la couche glauconieuse sus-jacente. A ce contact, une laminite mécanique, turbidite silicoclastique, de quelques millimètres d'épaisseur, est localement observable. L'argilite noire est parcourue de bioturbations glauconieuses sur plusieurs centimètres ; des nodules phosphatés blonds y sont associés.

Des alternances de marno-calcaires silteux succèdent à la vire glauconieuse. Les calcaires, en bancs épais de 30 à 40 cm, présentent de nombreuses traces fossiles assez remarquables, tubes en U à traverses, en disposition plus ou moins verticale, du type *Teichichnus*. Ces marno-calcaires seraient d'âge Cénomaniens (cf. CRUMIERE). La vire glauconieuse, comparable à celle de la Treille étudiée par COTILLON (1971, p. 68, 71, 72, fig. 18 ; CRUMIERE, travail en cours), serait d'âge Vraconien supérieur (et de ce fait pénécotemporaine du Breistroffer).

Cette coupe montre donc une très nette réduction d'épaisseur par rapport aux précédentes ; le fait notable est l'absence complète de l'Aptien à l'instar du ravin de Terre Masse. Cependant, ici, l'Albien moyen glauconieux repose sur la surface durcie barrémienne, la série de marnes à *black shales* (unité 10) éo-mésosalbienne est donc absente. La couche glauconieuse de l'Albien supérieur basal est bien développée. L'intervalle Albien supérieur élevé (sous-zone à *Varicosum* (?) *Auritus*) est plus épais qu'à Blieux ; il n'y a pas de turbidites mais en revanche la fraction silto-sableuse est plus importante. Les laminites du niveau Breistroffer n'existent plus ; des marnes glauconieuses occupent le même intervalle stratigraphique.

A La Treille, la série apparaît comparable compte tenu de la description de COTILLON (1971). Le même schéma vaut aussi pour La Palud comme nous allons le voir dans le paragraphe suivant (et peut-être pour le ravin de Marvillon), cependant, en ce site (en position un peu plus distale), l'intervalle Albien inférieur - moyen apparaît représenté par des marnes sombres chargées de glauconie, à riche faune d'ammonites phosphatées.

#### La Palud - Ferme des Bourras

Selon les descriptions données par COTILLON (1971, p. 66, 68, fig. 18), une quinzaine de mètres de marnes sombres très glauconieuses à nombreux petits nodules phosphatés reposent sur la surface durcie du Barrémien inférieur. Au sein de ces marnes, au-dessus d'un banc calcaréo-silteux, une passade contient de nombreux débris d'ammonites phosphatées (ainsi que des brachiopodes et des oursins). Il s'agit du "gisement des Bourras". Parmi la longue liste faunique (TOMITCH, 1918-1919), on peut citer : *Leymeriella tardefurcata*, *Douvilleiceras mammillatum*, *Lyelliceras lyelli*, *Hoplites* cf. *dentatus*. Ces formes indiquent la zone à *Dentatus* ainsi que *Mammillatum* et vraisemblablement *Tardefurcata* (c'est à dire l'Albien basal). COTILLON signale la forte proportion de foraminifères benthiques par rapport aux planctoniques. Au-dessus, un faisceau d'alternances de bancs calcaires michoïdes (d'épaisseur 10 à 30 cm) et de marnes silto-sableuses et glauconieuses se développe sur une vingtaine de mètres. L'auteur y a récolté, entre autres, d'abondantes *B. concentrica*. Une vire (19 m) de marnes sombres, légèrement silto-sableuses et glauconieuses, fait suite. Elle est coiffée par une couche de trois mètres d'épaisseur de marnes très glauconieuses à nodules phosphatés. Parmi les ammonites recensées dans ce niveau on relève : *Hamites* sp., *Beudanticeras* sp., *Prohysteroceeras* sp., *Pseudhelicoceras robertianum*, *Pervinquieria* gr. *pricei*.

Les marnes glauconieuses qui reposent sur le Barrémien, contenant un mélange de formes remaniées de l'Albien inférieur ainsi que de l'Albien moyen, peuvent être attribuées à l'Albien moyen. Les alternances à miches jaunes riches en *B. concentrica* sont de l'Albien moyen élevé, ainsi que les marnes sombres sus-jacentes. La glauconitite représente la base de l'Albien supérieur.

#### Ravin de la Montade et Col de la Craou

Au Ravin de la Montade, la série débute par une couche glauconieuse pluricentimétrique,

à nodules phosphatés au toit de calcaires barrémiens. Cette couche a livré à COTILLON (1971) des moules d'ammonites phosphatés de l'Albien inférieur et moyen ainsi que du Barrémien. Pour l'auteur, il s'agit d'une "polyzone de condensation" puisqu'à des faunes de la sous-zone à *Nitidus*, sont associées des espèces des zones à *Dentatus* et *Mammillatum*, ainsi que du Barrémien. Au-dessus, viennent quelques mètres de marnes à miches (sommet Albien moyen), suivies d'alternances marno-calcaires silteuses qui se chargent en glauconie (zone à *Inflatum*). A leur sommet, se trouve un banc métrique riche en glauconie puis une vire marseuse plurimétrique très glauconieuse. Des calcaires attribués au Cénomaniens les surmontent.

Au col de la Craou, scellant des accidents synsédimentaires qui affectent des calcaires hauteriviens et barrémiens érodés, un conglomérat à éléments barrémiens et hauteriviens supporte les marnes silto-sableuses et glauconieuses de l'Albien moyen à supérieur (COTILLON, 1971, 1985). La surface des calcaires est phosphatisée, et les fossiles contenus dans les quelques décimètres sus-jacents contiennent d'abondants brachiopodes et échinides, ce que COTILLON (1971, p. 105), suivant JACOB (1907), interprète comme un faciès "très néritique". Par ailleurs, les ammonites sont fréquentes et attestent le remaniement des reliques de plusieurs horizons condensés ("polyzone de condensation") de *Tardifurcata* à *Dentatus* (FALLOT, 1884, 1885).

Par rapport aux coupes précédentes, l'évolution se traduit de nouveau par une forte réduction des épaisseurs, notamment pour l'Albien supérieur et Vraconien du Ravin de la Montade. Il y a notamment disparition du "faisceau michoïde" du Vraconien inférieur. Le télescopage des condensations est manifeste. Des changements dans les conditions de milieu interviennent puisque brachiopodes et échinides deviennent abondants.

### Bargème

L'Aptien n'est guère représenté dans la partie Sud de la région occidentale de l'arc de Castellane. COTILLON (1965, 1971, p. 66, fig. 18) en signale un affleurement près de Bargème (La Castagne). Il est constitué de 4 m de marnes grises légèrement glauconieuses à lentilles pluricentimétriques riches en oolithes ferrugineuses. Ces marnes correspondent au sommet de l'Aptien inférieur (leur sommet contient *S. cabri*). Des marnes sans oolithes suivent sur une huitaine de mètres. Leur âge est Aptien moyen : COTILLON a noté la disparition de *S. cabri*, le grand développement de *G. ferreolensis* et l'apparition, au sommet, de *G. algeriana*. Des marnes beaucoup plus sombres, épaisses de plusieurs mètres, leur succèdent.

### Plan de Luby

Les gisements plus méridionaux de ce secteur n'ont pas été étudiés dans le présent travail. Du fait de mauvaises conditions d'affleurement, les descriptions données dans la littérature sont assez elliptiques et apportent peu d'éléments. Au Plan de Luby, COTILLON signale 3 à 4 m de marnes glauconieuses, un peu sableuses avec quelques miches calcaires. Le contenu faunique comporte, à côté de nombreux échinides et brachiopodes, des ammonites des zones à *Mammillatum* et *Dentatus* et des inocérames (*B. concentrica* ?).

### Conclusions relatives au Castellanais et au bassin de l'Asse (fig. 107)

Le trajet Nord-Sud que nous avons suivi nous a permis de passer des séries dilatées de bassin de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur à des séries condensées de quelques mètres d'épaisseur.

Dans les sites distaux, comme Hyèges ou Tartonne (plus au Nord), le niveau Goguel est présent et repose sur les calcaires de l'Aptien inférieur (slumpés). Plus au Sud, dans la région de Saint-André-les-Alpes, ce niveau de laminites n'est plus représenté. Il est remplacé (?) par une couche de marne glauconieuse qui repose alors sur une surface semi-indurée à *Rhizocorallium*. Le Niveau blanc et les marnes sus-jacentes, incluant le niveau FalLOT, sont représentés dans ces sites distaux, de Hyèges et Tartonne à la région de Saint-André-les-Alpes et Blieux. Mais plus au Sud, ces couches disparaissent. Comme l'avait établi COTILLON (1971), seul un petit placage de marnes glauconieuses est constaté près de Bargème, attestant l'existence de cet intervalle vers le Sud de la région, unique témoin de la présence de la mer à cette époque (COTILLON, 1971, fig. 42). L'Aptien supérieur basal, repose sur l'Aptien moyen tronqué (au-dessus du niveau FalLOT) par une discontinuité tapissée de glauconie. L'Aptien supérieur basal (correspondant aux unités 6 et 7) est lui-même tronqué par une discontinuité, la discontinuité éo-clansayésienne, qui est recouverte, lorsqu'elle est préservée, par quelques centimètres de marnes glauconieuses fossilifères.

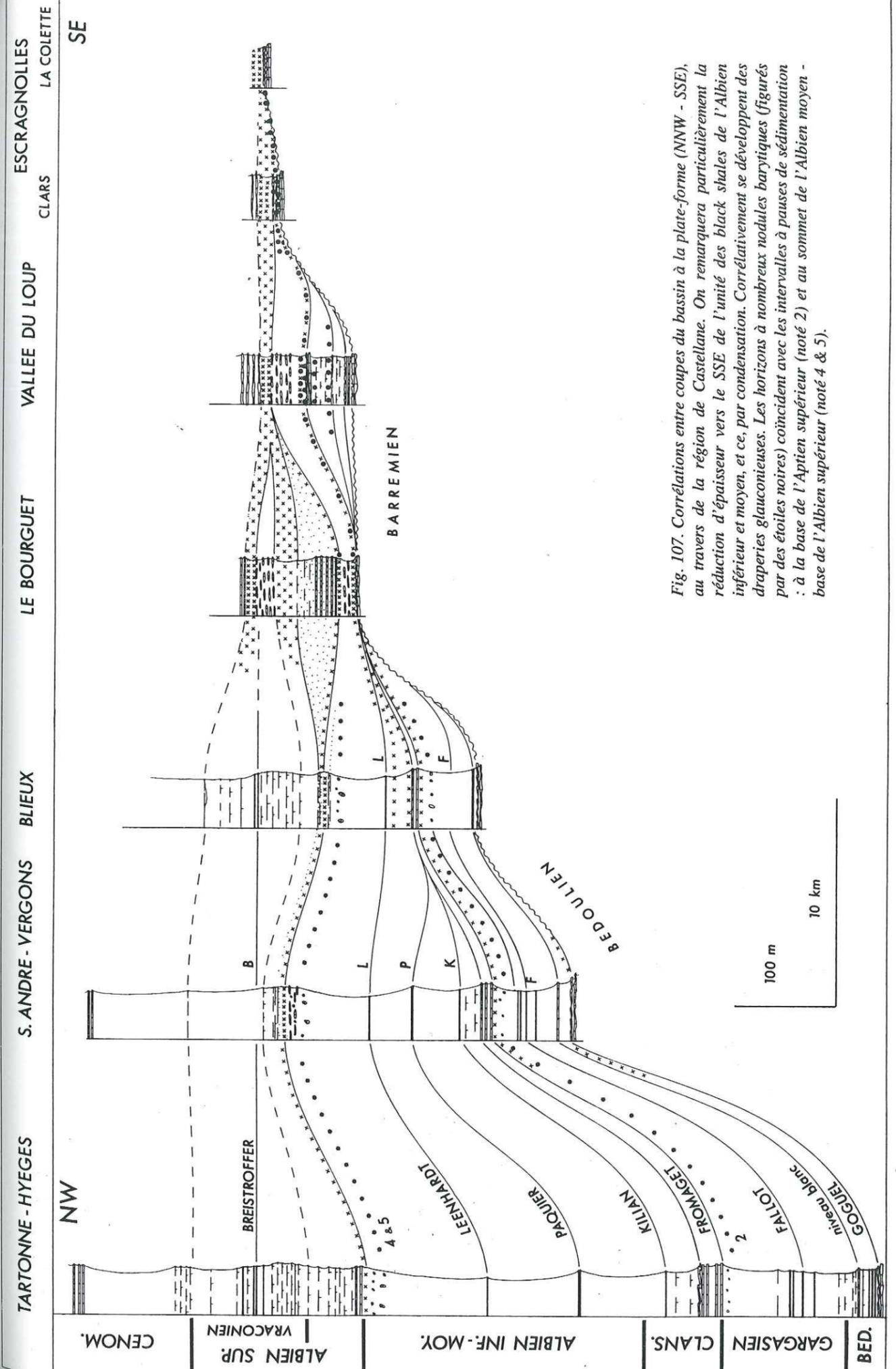


Fig. 107. Corrélation entre coupes du bassin à la plate-forme (NNW - SSE), au travers de la région de Castellane. On remarquera particulièrement la réduction d'épaisseur vers le SSE de l'unité des black shales de l'Albien inférieur et moyen, et ce, par condensation. Corrélativement se développent des draperies glauconieuses. Les horizons à nombreux nodules barytiques (figurés par des étoiles noires) coïncident avec les intervalles à pauses de sédimentation : à la base de l'Aptien supérieur (noté 2) et au sommet de l'Albien moyen - base de l'Albien supérieur (noté 4 & 5).

(Acanthohipolitidés). L'ensemble faisceau Fromaget et marnes sus-jacentes (unité 8 *pro parte* et base de l'unité 9) repose sur ce niveau condensé dans les sites distaux de la région de Saint-André ; il est très incomplet en conséquence d'une érosion (probable glissement synsédimentaire). Il disparaît complètement vers le Sud.

Les *black shales* de l'Albien inférieur-moyen (unité 10) sont épais et sans lacune apparente dans les affleurements septentrionaux (Tartonne, Hyèges, région de Saint-André). Dans le ravin de Terre Masse l'Albien inférieur basal (zone à *Tardefurcata*), incluant le niveau Paquier, se trouve directement sur le Barrémien inférieur à surface durcie. Mais cet Albien inférieur basal est absent ou exprimé sous faciès condensé à Blieux ; il est alors amputé d'une grande épaisseur. Plus exactement, l'Albien inférieur sommital sous faciès de *black shales* glauconitisés repose, par l'intermédiaire d'une couche glauconieuse centimétrique, sur les vestiges du faisceau Fromaget. A la Palud, les sédiments de l'Albien inférieur font défaut, cependant les marnes noires glauconieuses de l'Albien moyen contiennent des nodules et fossiles phosphatés, reliques remaniées de niveaux condensés de l'Albien inférieur et de la base de l'Albien moyen. Au Bourguet, les marnes et *black shales* de l'Albien inférieur-moyen font totalement défaut et seule une couche glauconieuse de quelques centimètres scelle une appréciable lacune effective depuis le Barrémien dont le sommet des calcaires correspond à une surface durcie. A la Montade et au col de la Craou, au-dessus de l'Hauterivien-Barrémien calcaire, l'Albien inférieur et moyen correspond à une couche phosphatée conglomératique de quelques centimètres à mélange de faunes des sous-zones à *Tardefurcata*, *Mammillatum* et *Dentatus*. La période correspondant au dépôt des *black shales* dans le domaine bassin est donc uniquement caractérisée en ce site par la présence de reliques de niveaux condensés remaniés.

L'intervalle suivant correspondant aux marnes un peu silteuses à miches (le niveau à "miches jaunes" de COTILLON, 1971) parfois riches en *B. concentrica*, quoique peu épais, apparaît beaucoup mieux représenté que les intervalles précédents. En effet, on le met en évidence depuis les sites distaux (Hyèges, Tartonne) jusque au ravin de la Montade (selon COTILLON, p. 106, il serait toutefois absent à la Treille). Il en est de même pour les quelques mètres de marnes noires et silteuses qui succèdent. Ensuite l'arrêt de sédimentation cacheté par la glauconite, mis en évidence dans les affleurements septentrionaux, constitue un repère important au niveau régional puisqu'on le retrouve aussi jusqu'à la Montade. Au col de la Craou, toujours matérialisant ainsi la base des marno-calcaires silteux et glauconieux de la zone à *Inflatum*, il serait confondu avec "les arrêts antérieurs". Il semble bien d'après nos données, et dans les limites du pouvoir de résolution biostratigraphique, que l'arrêt de sédimentation ait débuté en tous les sites de manière synchrone, vers le sommet de l'Albien moyen (ceci semblerait d'ailleurs être aussi le cas pour l'arrêt de sédimentation fini-gargasien). Au-dessus de la glauconite, l'accumulation sédimentaire effective reprendrait dans la sous-zone à *Auritus*, c'est à dire vers le sommet de la zone à *Inflatum* (partie moyenne de l'Albien supérieur). Il est difficile d'estimer s'il y a réellement synchronisme ou si, comme le suggèrent les corrélations géométriques entre affleurements, la condensation s'estompe plus tôt en domaine bassin. On remarquera que cet Albien supérieur, au faciès marno-calcaire, est épais à Hyèges (75 m), réduit à 25 m à Blieux, et puissant de 45 m au Bourguet. A sa base, la corniche silto-sableuse à Aucellines est de l'ordre de 12 m à Hyèges, 15 à Vergons ; elle se transforme en un faisceau d'alternances bien marquées au Bourguet (25 m) ; elle serait épaisse de 40 m à Rougon-La Palud. On peut noter, particulièrement à la Palud et au Bourguet, que la teneur de ces marno-calcaires en silt ou sable fin est parfois importante, fait qui dénote une évidente pollution détritique contrastant avec les faciès précédents (excepté les marnes à miches jaunes).

Le Vraconien (zone à *Dispar*) est caractérisé par la présence de couches laminées riches en M.O. dans le domaine bassin (Hyèges). Leur fréquence remarquable à la base du Vraconien supérieur correspond au niveau Breistroffer. Cet ensemble est probablement représenté dans la région de Saint-André-les Alpes (mais je ne l'ai cependant pas mis en évidence jusqu'à présent). Une réduction d'épaisseur de cet intervalle à marnes laminées s'observe à Blieux. Au Bourguet, le Vraconien débute avec des marnes glauconieuses qui passent à un faisceau michoïde calcaire ; le Vraconien supérieur est caractérisé par plusieurs arrêts de sédimentation et une succession de couches de marnes très glauconieuses. Au Sud, selon COTILLON, le faciès d'alternances marno-calcaires silteux envahit le sous-étage. N'en ayant pas étudié le détail, je ne peux que suggérer que les deux intervalles glauconieux observés au Bourguet (Vraconien basal et Vraconien supérieur) y ont éventuellement leurs équivalents.

#### 2.4.2. L'Arc de Castellane

Dans cette partie nous allons parcourir plusieurs trajets nous menant d'Ouest en Est. Nous débuterons par le Sud de l'Arc, nous emprunterons ensuite la vallée du Loup, puis nous cheminerons dans la partie moyenne de l'Arc par les vallées du Jabron III, de la Gironde et de l'Estéron, enfin nous nous intéresserons à la partie Nord de l'Arc. Ainsi, dans son ensemble cet itinéraire nous permettra de revenir progressivement vers le bassin dont nous nous étions éloignés dans la partie précédente. De cette manière nous passerons de séries très peu épaisses et très lacunaires, aux faciès condensés, à des séries de plus en plus complètes et épaisses où se recomposera en quelque sorte la série de bassin.

##### *Le Sud de l'Arc (de Brovès au Pays niçois)*

Comme l'a montré COTILLON (1971, et voir ses figures 41, 42, 54), les témoins de l'Aptien supérieur sont particulièrement rares dans toute cette région où la série médio-crétacée est très condensée.

##### Brovès, La Roque-Esclapon, Château de la Lubi

Dans cette zone les affleurements sont discontinus et de faible extension.

Au Sud de Brovès, COTILLON (1971, p. 143) décrit (à la suite de HITZEL, 1902 ; JACOB, 1907 et TOMITCH, 1919) un affleurement de "bancs à miches jaunes, glauconieuses et bourrées d'entroques". Cette assise, au cachet nettement néritique, présente "des nodules phosphatés, des brachiopodes, des oursins et des débris d'Ammonites aussi bien albiennes que barrémiennes". Parmi les ammonites albiennes, l'auteur cite : *D. mammillatum*, *Dipoloceras* sp., *L. lyelli*, *H. dentatus*. L'Albien supérieur serait peu épais sinon absent.

A la Roque-Esclapon, l'Albien, selon COTILLON, débute par la même assise à miches jaunes ; elle est suivie par 30 m de marnes sableuses et glauconieuses attribuées à la base de la zone à *Inflatum*.

Au Château de la Lubi, et dans le vallon de Saint-Marcelin (au Sud), on retrouve les calcaires à miches jaunes reposant sur des marnes glauconieuses à *D. mammillatum* ; ils renferment des inocérames et des restes de crustacés décapodes.

##### Clars (fig. 108).

La série du Crétacé moyen repose sur la surface durcie barrémienne qui, en plus de bio-perforations, se montre couverte de stromatolithes. L'Aptien et l'Albien inférieur basal ne sont pas représentés. La partie inférieure de la série (4,50 m) est formée de marnes très glauconieuses, assez calcaires, et riches en nodules phosphatés noirs et vernissés. Des horizons plus calcaires, concrétionnés de façon irrégulière, sont distribués au sein de ces marnes, particulièrement dans la partie supérieure (2 m au-dessus du Barrémien). L'étude des moules phosphatés d'ammonites aurait permis à GEBHARDT (1982, p. 289-290, fig. 2) de mettre en évidence plusieurs intervalles dont les faunes différenciées s'échelonnent de la zone à *Mammillatum* jusqu'à la zone à *Cristatum* (c'est à dire sommet de l'Albien inférieur à base de l'Albien supérieur), et ceci en l'espace de 2,50 m. Soulignons le fait que ces moules phosphatés noirs sont manifestement remaniés ; de plus DELAMETTE aurait repéré des mélanges de faunes de l'Albien inférieur et de l'Albien moyen dès l'extrême base de cet intervalle. La série d'horizons fossilifères résulterait de remaniements successifs des reliques de plusieurs niveaux condensés. Comme l'indique COTILLON, au-dessus de la partie la plus marneuse et glauconieuse (les deux premiers mètres), viennent des "bancs en miches jaunes" sur trois mètres environ. On y trouve *B. concentrica*. Leur base correspondrait à la partie supérieure de l'Albien moyen d'après COTILLON (1971, p. 143). Selon les données de GEBHARDT, leur sommet serait Albien supérieur (sous-zone à *Cristatum*). Suivent 14 m de marnes grises glauconieuses, puis les cinq mètres sus-jacents admettent des niveaux plus calcaires. La végétation recouvre les termes suivants. Pour COTILLON, une grande partie des marnes glauconieuses serait déjà vraconiennes.

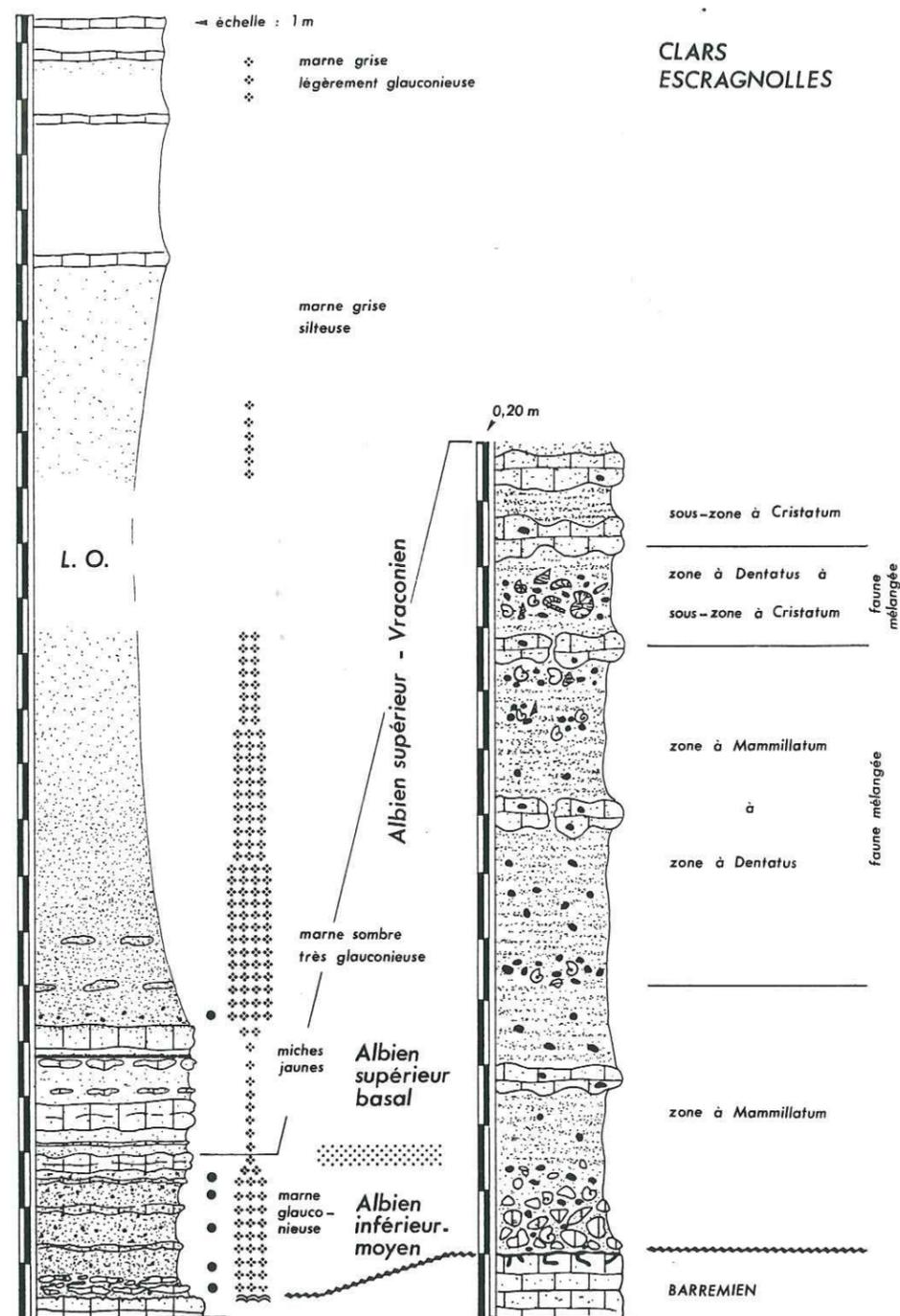


Fig. 108. La série lacunaire et condensée de Clars (Escragnoles). L'Albien inférieur élevé, représenté par des moules phosphatés d'ammonites remaniés au sein de marnes glauconieuses, repose sur la surface durcie à stromatolites du Barrémien. Les marnes sombres très glauconieuses de l'Albien supérieur-Cénomaniens sont très développées. A droite, la portion de coupe détaillée illustre le découpage stratigraphique opéré à partir des moules d'ammonites par GEBHARDT (1982, fig. 2 : redessinée).

#### Escragnoles - La Colette de Clars (fig. 109).

La surface durcie du Barrémien calcaire a subi la bioérosion et a servi de support à des stromatolithes. Ainsi que l'a montré COTILLON (1985, p. 34-36, fig. 7), l'Albien *s. stricto* n'est représenté que par 10 à 20 cm de "béton conglomératique à galets ferrugineux et phosphatés (...)" [dont la] matrice [est] formée de structures stromatolithiques phosphatées piégeant soit un calcaire fin à Hedbergelles (Aptien ?), soit un calcaire grés-glauconieux à Hedbergelles et Rotalipores (Albien). Cette couche est recouverte de marnes glauconieuses vraconiennes. Il s'agit donc bien d'une "ultracondensation sédimentaire" selon les termes de COTILLON (10 cm en quelque sorte pour plus de 10 millions d'années).

Au ravin Saint Martin (fig. 109), le conglomérat (épais de quelques centimètres) qui repose sur la surface durcie barrémienne (à structures stromatolithiques), livre *Diadochoceras* sp., *Acanthohoplites* sp., ainsi que *Discoidea* sp. et *Terebratula* sp. (cf. COTILLON, 1971, p. 144 et RAGAZZI, 1982, p. 90). Les ammonites citées sont des éléments de la "faune de Clansayes".

Les affleurements du Vallon de Thiey, du vallon de la Moulière, du ravin du Logis neuf et du ravin de l'Ecre (fig. 109) seraient tout à fait comparables. COTILLON (1971, p. 144) y a récolté dans un "niveau noduleux" des fragments d'ammonites d'âges variés, allant du Gargasien à la zone à *Inflatum*. Près de Saint-Vallier-de-Thiey, l'Albien moyen à miches jaunes recouvre le Barrémien et, très localement, un peu de marnes glauconieuses à *Dipoloceras cristatum* montre l'existence de la base de l'Albien supérieur (COTILLON, *ibid.*). Soulignons que RAGAZZI (1982, p. 91) indique la présence de *Acanthohoplites* sp. au Logis Neuf, et de *E. martini*, *Hypacanthoplites* sp. et *Nolaniceras nolani* à l'Ecre.

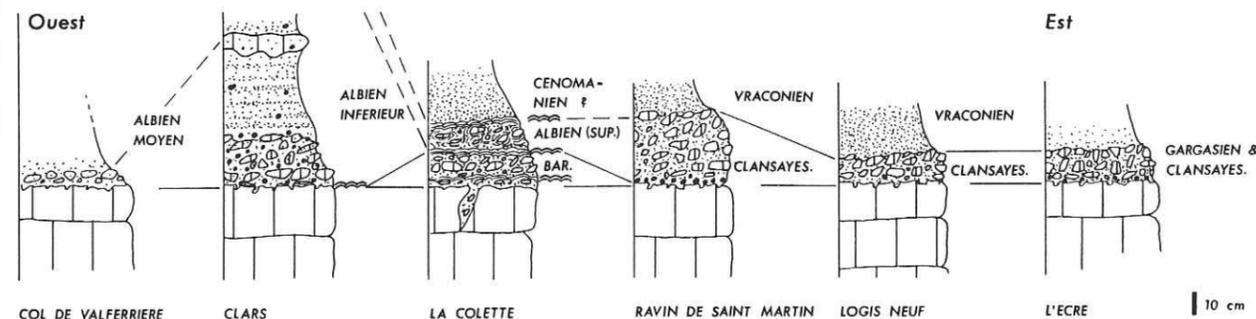


Fig. 109. Corrélation entre les coupes des séries condensées médio-crétacées du Sud de l'Audoubert, du col de Valferrière à l'Ecre. L'ensemble est basé sur la figure 4 de RAGAZZI (1982), modifiée selon les observations personnelles et selon d'autres données de la littérature, notamment pour la Colette : COTILLON (1985, fig. 7). Au Logis Neuf et au vallon de l'Ecre, le conglomérat phosphoritique livre aussi des ammonites de l'Albien supérieur.

#### Ferme de l'Embarnier (Ouest de Gourdon)

JACOB (1906, p. 125) mit en évidence au dessus des calcaires barrémiens une couche qu'il qualifia, suite à ses découvertes paléontologiques, de "brèche jaune à *Pulchella pulchella* (D'Orb.) et *Hoplites tardefurcatus*" (éléments du Barrémien et de l'Albien inférieur). Au-dessus, cet auteur observa des "marnes vertes à nodules phosphatés", des "marnes et grès", puis des "marnes vertes à nodules phosphatés très fossilifères", livrant notamment *Hoplites dentatus*, et enfin des "marnes grés-glauconieuses stériles". Ces dernières englobaient d'après COTILLON (1971, p. 144) l'Albien supérieur *s. stricto* et une partie du Vraconien.

COTILLON (*ibid.*) rappelle que PARENT (1955) avait montré qu'un peu plus à l'Est (Sud du Thoronet et de la chapelle Saint-Vincent) le Vraconien terminal recouvre directement l'Eocrétacé. Enfin, JACOB évoque la présence d'exemplaires de *Leymeriella tardefurcata* et *L. regularis* provenant du Saut-du-Loup dans la collection PICTET du Musée de Genève; des témoins de l'Albien inférieur existeraient donc en ce point. Ces affleurements ne sont plus accessibles actuellement.

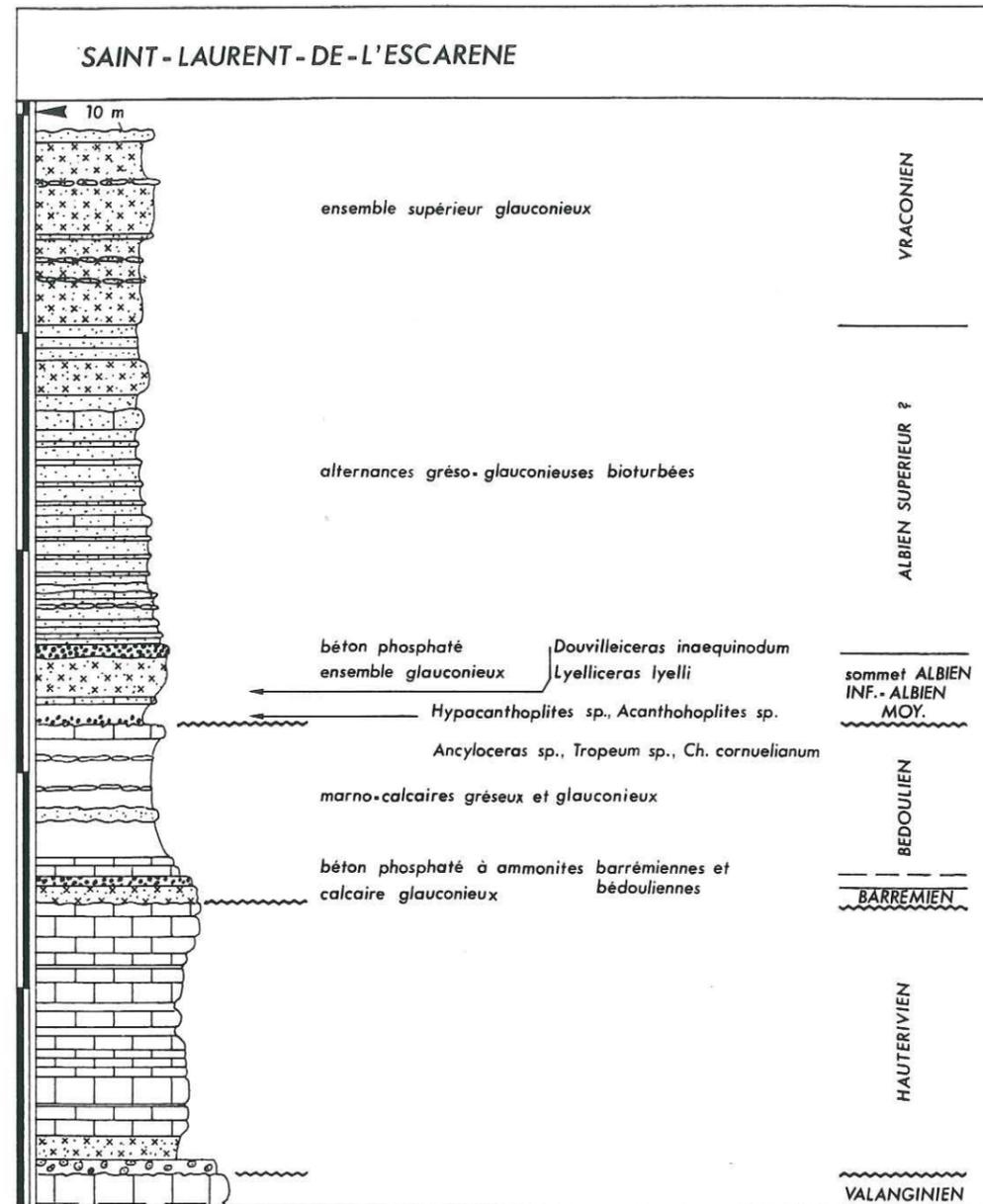


Fig. 110. La série lacunaire et condensée de Saint-Laurent-de-l'Escarène d'après la figure 6.30 in DEMAY (1984).

#### Val-Estrech

Près de Vence, c'est-à-dire dans une position assez méridionale, au sein d'une série éocrétacée hyper-condensée (du Valanginien à l'Albien probable (?)) : moins de trois mètres d'épaisseur, AUTRAN et DELANOY (1987) ont mis en évidence l'Aptien, avec deux niveaux à ammonites de l'Aptien inférieur (dont : *Protetragonites* sp., *Costidiscus* cf. *olcostephanoides*, *Deshaysites* sp., ainsi que *Kutassites* sp. et *Chelonicerases* sp.), et un niveau à ammonites gargasiennes avec *Epicheloniceras* cf. *martini*, *Epicheloniceras* sp., *Acanthoplites* cf. *aschiltaensis*, *Diadochoceras* sp. La présence des deux dernières espèces indiquerait une composante clansayésienne (ce sont des éléments de la "faune de Clansayes"). AUTRAN et DELANOY soulignent l'analogie de cette faune avec les gisements d'Escagnolles, de Causols, de Saint-Laurent-de-l'Escarène et de la gare d'Eze.

#### Saint-Laurent-de-l'Escarène (fig. 110).

La série apto-albienne débute, au toit de calcaires argileux barrémiens peu épais, par un béton glauconieux à éléments fauniques du Barrémien terminal et de l'Aptien basal (RAGAZZI, 1982, P. 93-94 ; DEMAY, 1984, p. 318-319, fig. 6.30). Le banc suivant correspond à un conglomérat phosphaté. Le Bédoulien se développe ensuite sur 7 m selon un faciès de marnes bleutées, intercalées de bancs calcaires michoïdes, et comportant des passées très riches en glauconie. Les calcaires du sommet contenant "de nombreux fragments de *Costidiscus striatisulcatus* (D'ORB.) [et de] *Chelonicerases* gr. *martini* (D'ORB.)" appartiennent, selon RAGAZZI (p. 95), au Gargasien basal. Pour DEMAY (1984), suivant les observations de THOMEL et LANTEAUME (1967), le sommet serait encore Bédoulien, cependant, aucune indication n'est donnée sur la taphonomie des ammonites. Il est hautement probable, étant donné la formulation de RAGAZZI, qu'il s'agit de moules phosphatés susceptibles d'être remaniés. Selon le même auteur, le banc sommital présente une surface perforée. Une couche de nodules phosphatés et fossiles très usés le recouvre. RAGAZZI y a récolté *Desmoceras* sp., *Acanthoplites* sp. et *Hypacanthoplites* sp., formes clansayésiennes. Des "schistes glauconieux" (1 m) les recouvrent, puis un béton glauconieux suivi d'un calcaire sombre à fossiles phosphatés (2,50 m) (DEMAY, 1984). A la base de ce calcaire, la récolte par THOMEL et LANTEAUME (1967) de *Douvilleiceras inaequinodum* et *Lyelliceras lyelli*, ainsi que *D. mammillatum*, selon HEBERT (1877), indique le sommet de l'Albien inférieur ou la base de l'Albien moyen (le remaniement étant probable ici encore). Suivent des alternances grés-glauconieuses en miches, très bioturbées (15-20 m), considérées comme de l'Albien moyen et supérieur, puis un ensemble très glauconieux de huit mètres, daté du Vraconien par la présence de *S. dispar* par THOMEL (1961).

#### La gare d'Eze

Les descriptions du gisement de la gare d'Eze, masqué depuis le début du siècle (JACOB, 1907, p. 127), ont été fournies par FALLOT (1884, p. 291-293 ; 1885, p. 144-145). Il y a observé un "lit mince, formé d'une sorte de calcaire blanc, plus ou moins friable, rempli de glauconie et de débris de calcaire siliceux" (20 cm). Les fossiles, très nombreux, sont très bien préservés. Parmi ceux-ci, l'auteur a noté : *Beudanticeras beudanti*, *Parahoplites milletianus*. Au-dessus, FALLOT situe une "couche glauconieuse, épaisse de 10 centimètres environ, et formée de débris de fossiles, de petits cailloux roulés, et de nodules phosphatés" contenant *Holaster perezii*. Cette couche est surmontée de marnes grises cénomaniennes. Par ailleurs, JACOB (1907) a constaté, au-dessus du village d'Eze, que le Barrémien était recouvert d'une couche glauconieuse, livrant *H. dentatus* et *L. lyelli* (base de l'Albien moyen), assimilable à celle de l'ancien affleurement de la gare.

#### Conclusions relatives au Sud de l'Arc de Castellane

Comme les descriptions ont pu le suggérer, la série médio-crétacée exposée au Sud de l'Arc est réduite à l'extrême. Les sédiments de l'Aptien sont totalement absents, excepté à Saint-Laurent-l'Escarène où une épaisseur de marnes glauconieuses du Bédoulien est préservée. Cependant, un petit nombre de gisements ont livré des moules d'ammonites phosphatées remaniées qui constituent les reliques d'horizons condensés (1) pour l'Aptien inférieur : Val-Estrech, Saint-Laurent-E. ; (2) pour le Gargasien basal : Ravin Saint-Martin, Val-Estrech, Saint-Laurent-E. ; (3) pour la base de l'Aptien supérieur ("faune de Clansayes") : Ravin Saint-Martin, Val-Estrech, Saint-Laurent-E., Gare d'Eze. Cette répartition des gisements suggère des conditions de préservation légèrement améliorées vers l'Est. Les sédiments de l'Albien inférieur et de la base de l'Albien

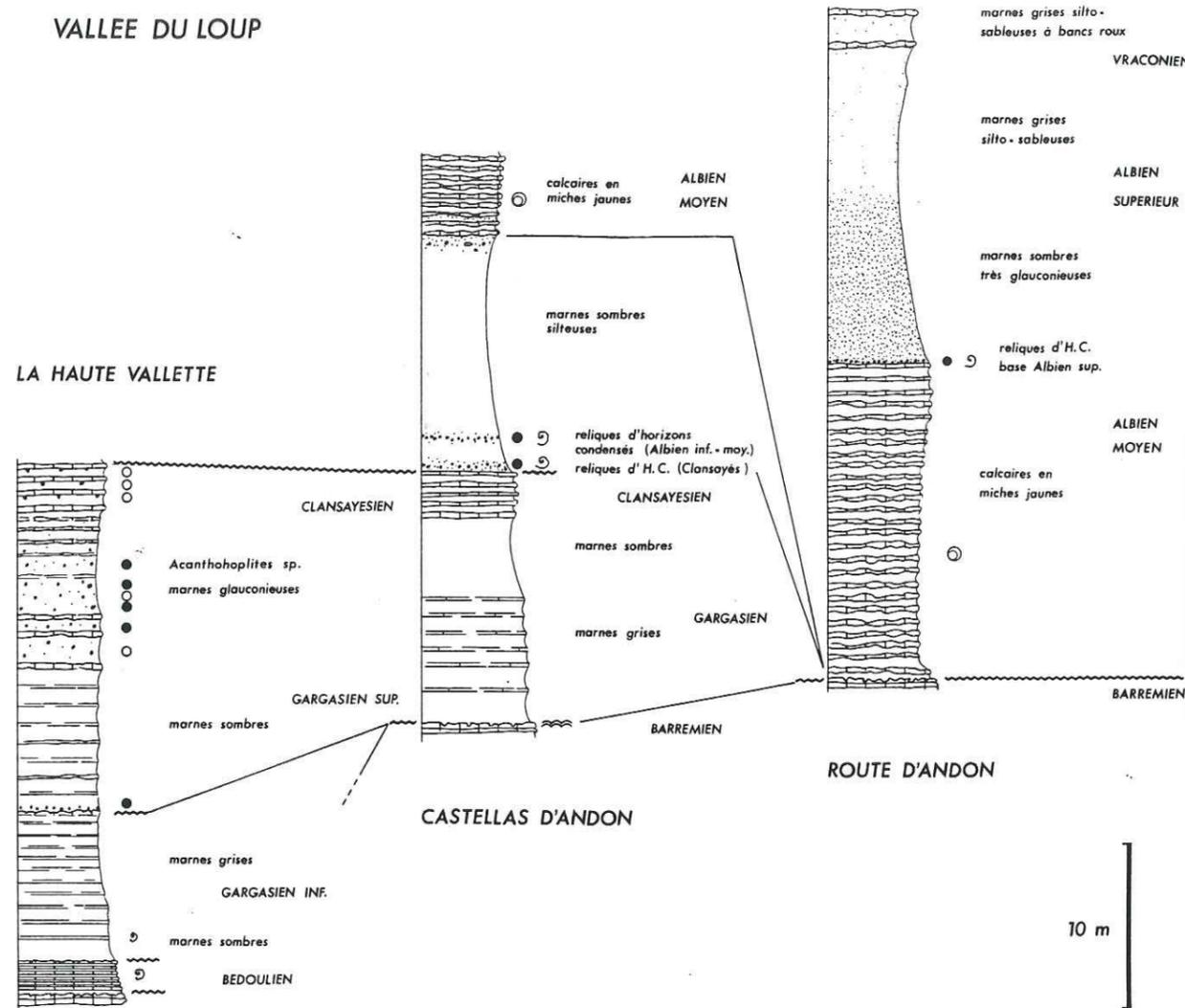


Fig. 111. La série de la vallée du Loup d'après des observations personnelles ainsi que COTILLON (1971, p. 69-72, fig. 19) et RAGAZZI (1982, p. 83-88). La série, réduite en épaisseur, montre une certaine variabilité latérale, visible ici pour l'Aptien : absent sur la route d'Andon, entre le village et le pont du Loup, il est relativement dilaté à la Haute-Vallette.

moyen ne sont pas conservés non plus. Les reliques de l'horizon condensé de la zone à *Tardefurcata* sont exceptionnelles (ferme de l'Embarnier, le Saut-du-Loup), mais celles de la zone à *Mammillatum* et de la zone à *Dentatus* se retrouvent dans beaucoup de gisements. La condensation se poursuit pour le sommet de l'Albien moyen ainsi que pour l'Albien supérieur de la zone à *Inflatum*, mais alors l'érosion a parfois épargné une faible épaisseur de dépôts (notamment à Clars, Saint-Laurent-E.) qui emballent notamment les reliques des condensations précédentes. Le Vraconien est caractérisé par des marnes très glauconieuses mieux préservées que les termes précédents (cf. COTILLON, 1971, fig. 57).

### Vallée du Loup

#### La Haute Vallette (fig. 111).

Les observations portent sur plusieurs coupes réparties dans la région d'Andon. L'Aptien n'est observable qu'au Sud de la ferme de la Haute-Vallette. Comme l'écrit RAGAZZI (1982, p. 84), cette coupe, décrite en 1930 par BOUTAKOFF, est considérée comme la plus complète du Sud-Ouest des Alpes-Maritimes. On y trouve, au-dessus de la surface durcie du Bédoulien, six à huit mètres de marnes gris clair à quelques délités calcaires. Leur faune d'ammonites et leur microfaune caractérisent l'extrême base du Gargasien. Ce serait l'équivalent du sommet du niveau blanc en domaine bassin. Une dizaine de mètres de marnes sombres viennent ensuite ; elles sont riches en ammonites pyriteuses de la base du Gargasien (*H. guettardi*, *A. nisum*, *E. martini*, *D. dufrenoyi*...). Elles sont suivies par une dizaine de mètres de marnes silto-sableuses et glauconieuses. Celles-ci sont assez glauconieuses à leur base et comportent plusieurs bancs micoïdes englobant des terriers de 1 à 2 cm de diamètre. Plusieurs cordons de nodules phosphatés brun noir sont intercalés. On y rencontre des aucellines phosphatées ainsi que de fréquents rostrés de bélemnites. Des *Colombiceras* et des *Acanthohoplites* figurent parmi les quelques rares ammonites découvertes par RAGAZZI (1982, p. 86). Les foraminifères *G. ferreolensis* et *G. algeriana* témoignent d'un âge Aptien moyen (partie moyenne du Gargasien). Pour COTILLON (1971, p. 69), il y aurait "une surface durcie à nodules phosphatés et nombreuses Bélemnites, témoignant de l'existence d'une lacune." Cet arrêt de sédimentation correspond au toit d'un banc de calcaire noduleux. Au-dessus de ces miches, les marnes comportent encore plusieurs horizons de marnes noires fissiles glauconieuses ; ceux-ci sont associés à des nodules phosphatés dont quelques uns sont bruns et remaniés, mais dont la plupart sont blonds et sont demeurés *in situ*. L'un de ces horizons présente quelques empreintes d'ammonites (*Acanthohoplites* sp.). RAGAZZI (1982) y signale quelques lamellibranches, des gastéropodes et des rostrés de bélemnites et elle souligne l'existence de terriers de crustacés. Parmi les rognons phosphatés d'un horizon, elle note des moules de *Parahoplites* sp., *Acanthohoplites* sp., *Hypacanthoplites* gr. *jacobi*. Il peut être rapporté au remaniement des reliques de niveaux condensés du Clansayésien (probablement du niveau de la "faune de Clansayés"). Les marnes sombres sont coiffées par quatre bancs calcaires silteux, intercalés de marnes noires à nodules phosphatés beiges. Ces bancs ont livré à RAGAZZI *Hypacanthoplites* sp. et *Acanthohoplites bigoureti*. Ce pourrait être l'équivalent d'une partie du faisceau Fromaget (?). Une faible épaisseur de marnes silteuses et glauconieuses termine l'affleurement.

#### Le Castellans d'Andon (fig. 111).

Les affleurements sont visibles dans le ravin de la Moulière. Le sommet du substratum barrémien consiste en un fond durci à éponges et stromatolites ainsi que l'a observé DELAMETTE. Quelques mètres de marnes intercalées de délités calcaires font suite, mais sont mal visibles du fait de la végétation. Environ huit mètres de marnes sombres rubanées leur succèdent ; elles livrent de rares moules d'ammonites phosphatées ainsi que des rostrés de bélemnites et quelques échinides. Selon FROMAGET (1953) leur âge gargasien est caractérisé notamment par la présence de *D. nodosocostatum*, *A. nisus*, *D. furcata*, *H. nolani*. On remarque cependant deux espèces de la "faune de Clansayés" dans ce groupe. Ou bien les représentants de ces espèces sont retombés des niveaux sus-jacents, ou bien ils sont en place, mais les formes gargasiennes sont alors remaniées. Enfin, nous pouvons remarquer que l'auteur n'a pas indiqué la localisation précise des faunes, ce qui peut aussi laisser penser que les faunes du Gargasien et du Clansayésien ont été récoltées en deux horizons différents. Ainsi, les ammonites peuvent être en place, ou remaniées "de manière limitée". De la sorte, le schéma qu'on peut alors évoquer reprend celui de la Haute-Vallette : à savoir

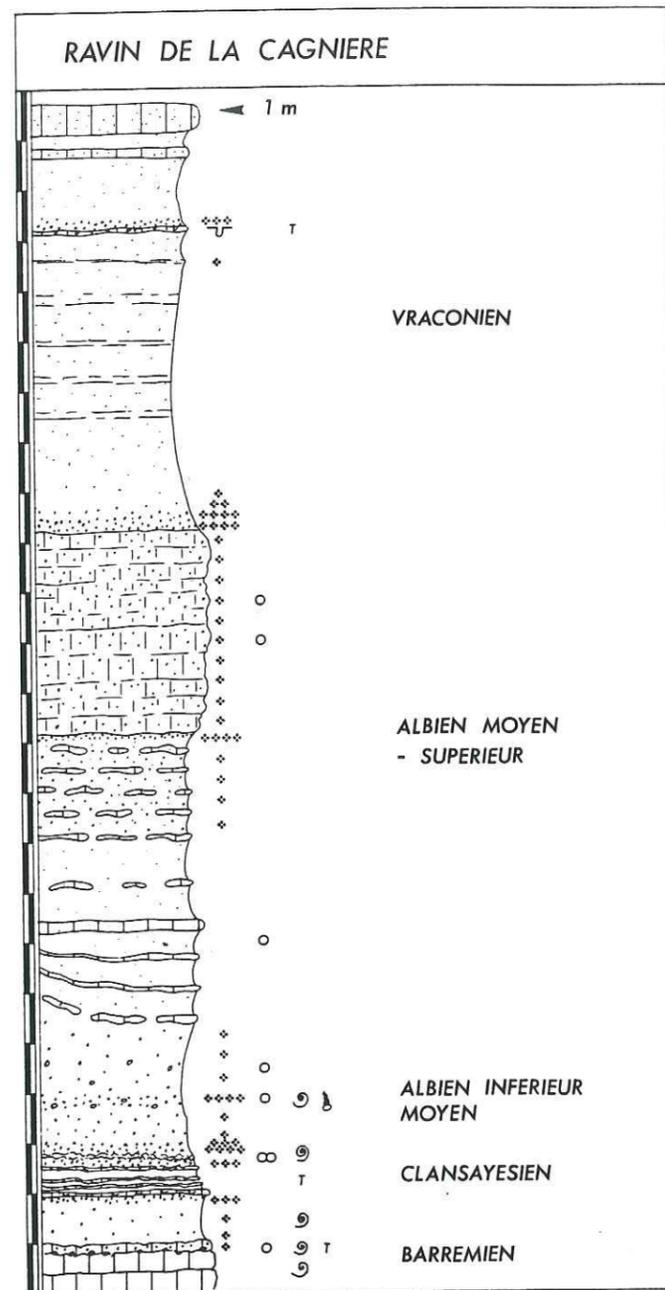


Fig. 112. Le ravin de la Cagnière (selon observations personnelles et COTILLON, 1971).

des marnes noires gargasiennes à ammonites livrant la première faune, et, à leur sommet, un horizon (ou plusieurs) à ammonites phosphatées constituant la trace de la condensation de "l'horizon de Clansayes". Quoiqu'il en soit ces marnes ne représentent pas l'Albien inférieur de la zone à *Tardefurcata* comme le suggère COTILLON (1971, fig. 70).

Une alternance de marnes et calcaires légèrement silteux d'une épaisseur de 2,50 m s'individualise ensuite. Pour COTILLON (1971, p. 69), l'âge de cette assise, où il a reconnu *Hypacanthoplites* gr. *trivialis*, serait Albien inférieur. En fait cette attribution paraît contestable. Le sommet du faisceau correspond en effet à une surface d'omission recouverte d'une marne glauconieuse contenant de très nombreux nodules phosphatés noirs dont bon nombre correspondent à des polypiers, des gastéropodes, des lamellibranches et surtout à des ammonites. Parmi celles-ci, FROMAGET (1953) cite *Acanthohoplites nolani*, *A. aschiltaensis*, *Hypacanthoplites nolani*, *H. jacobi*; l'auteur y reconnaît "l'horizon de Clansayes." Cette faune laisse penser qu'il s'agirait de reliques, peut-être mélangées, d'horizons condensés. Une quinzaine de mètres de marnes sombres silteuses et glauconieuses viennent ensuite.

Cependant, à environ 2 m de l'horizon clansayésien, au sein de marnes sombres glauconieuses, un intervalle pluridécimétrique livre à nouveau de nombreux nodules phosphatés noirs à moules d'ammonites. On y recense notamment, à la suite de COTILLON (1971, p. 69) ainsi que de GINSBURG (1953, p. 4), *L. latidorsata*, *D. mammillatum*, *Liellicerias* cf. *lyelli* et *Leymeriella* sp. Cet ensemble suggère un remaniement de plusieurs horizons condensés, répartis de l'Albien inférieur basal à l'Albien moyen basal. Dans les marnes sombres (15 m), FROMAGET cite de nombreuses espèces d'ammonites de l'Albien inférieur basal à l'Albien moyen élevé, mais sans localiser leurs gisements. COTILLON (1971) signale que les marnes sombres se chargent progressivement de nombreux prismes d'inocérames. Au sommet des affleurements débute un faisceau d'alternances marno-calcaires michoïdes de teinte jaunâtre (les "miches jaunes" de COTILLON, 1971). Chaque miche de calcaire silteux et glauconieux paraît centrée sur un terrier de diamètre centimétrique. La base du faisceau est particulièrement riche en glauconie et nodules phosphatés (éch. 3476, 3477). Selon COTILLON, l'épaisseur maximale de ce faisceau, mieux observable en bordure de la R.D. 79, entre Andon et le Pont du Loup, est de 21 m. *Birostrina concentrica* est fréquente dans tout le faisceau. La partie médiane a notamment livré à l'auteur : *Hamites* sp., *M. sablieri*, *L. latidorsata*, *Lyellicerias* cf. *lyelli*, *Hoplites* gr. *dentatus*, formes caractérisant l'Albien moyen.

Localement (cf. fig. 111), sur la rive gauche du Loup (à quelques centaines de mètres à l'Est d'Andon, en bordure de route), ce faisceau de miches jaunes repose directement sur la surface durcie du Barrémien. Il est lui-même surmonté d'une dizaine de mètres de marnes sombres, bioturbées, très glauconieuses. Une petite concentration de nodules phosphatés noirs se trouve à la base. COTILLON (1971, p. 71) y a notamment récolté *Beudanticeras* cf. *beudanti*, *Dipoloceras* gr. *bouchardianum*. L'auteur signale aussi les foraminifères suivants : *H. planispira*, *H. gaultina*, *H. delrioensis*, *G. breggiensis*, *R. ticinensis*. L'ensemble des marnes glauconieuses correspondrait à la plus grande partie de la zone à *Inflatum* (Albien supérieur). Elles sont suivies de huit mètres de marnes grises assez sableuses avec quelques intercalations calcaires. Au sommet, attestant un âge déjà Vraconien, apparaissent selon COTILLON (1971, p. 71) : *Planomalina buxtorfi*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *P. stephani* et *Rotalipora* gr. *appenninica*. La série se poursuit par quelques dizaines de mètres de marnes grises, silto-sableuses à bancs michoïdes roux. COTILLON a reconnu *Anisoceras perarmatum* et *Discohoplites* sp. dans la partie inférieure. FROMAGET (1950) signale aussi *M. bergeri*, *Durnovarites subquadrata* et *Stoliczkaia dispar* (Vraconien supérieur). Selon les auteurs, le passage avec le Cénomaniens ne serait matérialisé par aucune discontinuité.

#### Saint-Pons, le Ravin de la Cagnière (fig. 112)

Cette coupe est située à quelques kilomètres plus à l'Est des affleurements précédemment décrits. Selon COTILLON (1971, p. 145), sur le Barrémien, viennent des marnes noires à petits nodules phosphatés (90 cm), puis des "bancs calcaréo-glauconieux, irréguliers et rognoneux, bioclastiques et à spicules de Spongiaires" (60 cm). Mis en corrélation par COTILLON avec le niveau à *Hypacanthoplites* de la Haute-Vallette (attribué à l'Albien basal par cet auteur), il s'agirait plutôt de bancs du Clansayésien. Suivent des marnes noires glauconieuses (20 cm), un lit de nodules phosphatés et une glauconitite de 40 cm. Parmi les nodules phosphatés, se trouvent des moules d'ammonites parmi lesquelles COTILLON a diagnostiqué *Hypacanthoplites trivialis*, *H.*

*inflatus*, *Douvilleiceras mammillatum*, caractéristiques de l'Albien inférieur. L'auteur décrit ensuite 2,60 m de "marnes noires, glauconieuses, parsemées de nodules et de fossiles phosphatés répartis autour de deux lits à concentrations maximales." La liste de fossiles recueillis par COTILLON est importante et l'on y recense les marqueurs des zones à *Tardefurcata*, à *Mammillatum* et à *Dentatus* (Albien inférieur et base de l'Albien moyen). Des marnes recouvrent cet ensemble sur plus d'un mètre, puis leur succèdent 10 m de "marno-calcaires gris bleutés avec (des) bancs calcaréo-sableux et glauconieux, à patine jaunâtre et débit en miches", rapportés à l'Albien moyen, et enfin des "marnes grises, sableuses et micacées du Vraconien avec bancs roux intercalés". Un peu plus à l'Est, en direction de Coursegoules (dans le vallon de Taillet qui prolonge celui de la Cagnière), la série est comparable quoique plus réduite. Ainsi, on observe seulement une couche de marnes glauconieuses à nodules phosphatés sous les marno-calcaires (à miches jaunes) rapportés à l'Albien moyen. Cinq mètres de marnes glauconieuses à quelques intercalations calcaires viennent ensuite, puis 2,5 m de glauconite, 4 m de marnes très glauconieuses (non fossilifères), 7 m de marnes du Vraconien inférieur à bancs roux. Le Vraconien supérieur, à bancs plus épais et plus serrés, livrant *S. dispar*, se développe sur quarante mètres.

#### Conclusions relatives au secteur de la vallée du Loup

Dans cette région, la série médio-crétaée est notablement plus développée qu'au Sud de l'Arc. Fait notable une petite partie des marnes bleues gargasiennes est conservée, ainsi qu'une faible épaisseur de sédiments du Clansayésien. On y retrouve des éléments de la "faune de Clansayes" et du type du niveau Jacob (?) à l'état de reliques de niveaux condensés. Il en est de même des faunes de l'Albien inférieur et de la base de l'Albien moyen. Les marnes noires glauconieuses qui les englobent sont surmontées par les marnes à "miches jaunes" du sommet de l'Albien moyen. Celles-ci sont recouvertes par quelques mètres de marnes sombres très glauconieuses qui correspondraient à une grande partie de la zone à *Inflatum* (Albien supérieur). Plusieurs mètres de marnes grises, plus ou moins glauconieuses, font suite, dont le sommet est vraconien. Des marnes silteuses grises à bancs roux vraconiennes et cénomaniennes leur succèdent. La série peut débiter sur la surface durcie de l'Aptien calcaire par des marnes du Bédoulien sommital, ou sur le Barrémien par les marnes bleues gargasiennes ou des termes plus récents (comme l'Albien moyen élevé). Ces observations suggèrent fortement l'action sporadique et localisée de courants sur un substratum à la morphologie contrastée.

#### Partie moyenne de l'arc de Castellane (haute vallée du Jabron III, vallée de la Gironde et basse vallée de l'Estéron)

Deux zones peuvent être distinguées (COTILLON, 1971 ; RAGAZZI, 1982). La première, la plus occidentale, s'étend depuis la région de la Bâtie de Peyroule jusqu'à l'Est de Sigale. La seconde, orientale, débute vers Conségudes pour se terminer à l'Ouest de Gillette. Nous reprendrons de manière succincte les descriptions faites par les deux auteurs cités, en y adjoignant quelques observations personnelles (en collaboration avec DELAMETTE) pour la "lentille orientale", notamment pour les affleurements de Conségudes et les Ferres.

#### La Bâtie de Peyroule-Le Fontanil

Des marnes noires glauconieuses recouvrent les calcaires du Barrémien supérieur (COTILLON, 1971, p. 140 ; RAGAZZI, 1982, p. 70). Les microfaunes extraites de la base des marnes par COTILLON ont livré *G. algeriana* et *T. bejaouaensis* (Aptien moyen et supérieur). Il signale également un lit de nodules phosphatés noirs et luisants, objets d'une publication antérieure (COTILLON, 1962). Selon l'auteur, l'Albien moyen (l'épaisseur n'est pas précisée) vient ensuite, formé de marnes sableuses qui présentent un lit de nodules phosphatés verdis. L'Albien supérieur de la zone à *Inflatum* serait absent. La puissance de l'ensemble est d'environ 17 m. Le Vraconien sus-jacent correspond à 48 m de marnes grises plus sableuses à délits calcaires.

#### Les Lattes

Sur les calcaires barrémiens reposent quelques mètres de marnes grises du "Gargasien supérieur" (COTILLON, 1971, p. 140-141 ; RAGAZZI, 1982, p. 70). Au-dessus, les marnes sombres de l'Albien renferment dès leur base des nodules phosphatés noirs, elles font place à un horizon de "miches jaunes à inocérames" d'une épaisseur de 5 m que surmontent des marnes

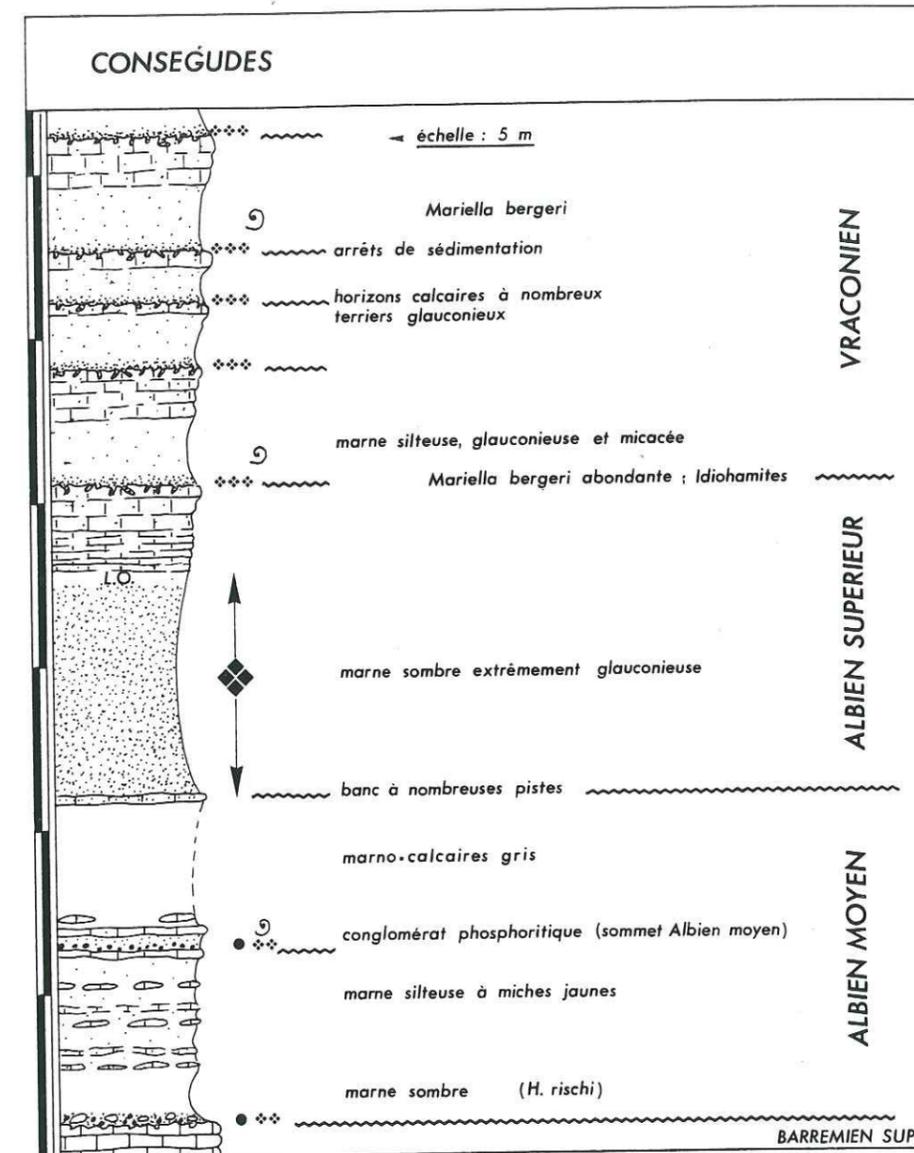


Fig. 113. Conségudes. L'Albien supérieur de la zone à *Inflatum* apparaît condensé dans huit mètres de marnes sombres extrêmement glauconieuses ; la succession de surfaces d'omission est remarquable dans la partie supérieure de la coupe (Vraconien).

vraconiennes grises, sablo-micacées (COTILLON, *ibid.*) dont la base est en lacune de visibilité.

#### La Faye (Nord du col de Bleine)

Quelques mètres de marnes à *S. cabri* (sommet de l'Aptien inférieur) sont visibles au-dessus des calcaires barrémiens (COTILLON, 1971, p. 141 ; RAGAZZI, 1982, p. 70). Après une invisibilité de 18 m, affleurent des marnes sableuses, glauconieuses et micacées du Vraconien supérieur ; elles sont surmontées de 35 m de marnes sableuses à bancs roux michoïdes. COTILLON signale "à peu près à mi-hauteur, deux bancs de quelques décimètres, fortement glauconieux, [contenant] une faune d'Ammonites brisées, très fragiles, enduites d'une patine brune" qui caractérisent le Vraconien supérieur. La partie supérieure de l'assise, très glauconieuse, contient deux autres bancs fossilifères à *M. bergeri*.

#### Les Sausses

La série aptienne, qui repose sur la surface durcie barrémienne (RAGAZZI, 1982, p. 71), est comparable à celle de la Faye. Des marnes grises à *S. cabri* (5 m) sont suivies de marnes glauconieuses d'une dizaine de mètres d'épaisseur à *G. ferreolensis* (Aptien moyen). Elles sont coiffées par cinq mètres d'alternances de calcaires argilo-gréseux de couleur rouille et de marnes noires rapportées à l'Albien (?).

#### Sigale (la Chapelle Saint-Joseph)

Sur un banc calcaire bédoulien à *Rhizocorallium* (RAGAZZI, 1982, p. 72), reposent, par l'intermédiaire d'une couche glauconieuse pluricentimétrique, des marnes claires un peu glauconieuses (1 m), dont la base livre *S. cabri* et le sommet *G. ferreolensis*. Elles sont recouvertes de marnes très glauconieuses (0,50 m) dont la base est pétrie de nodules phosphatés. COTILLON (1971, p. 140) y a diagnostiqué des foraminifères du Gargasien supérieur et du Vraconien inférieur. La série se poursuit sur une dizaine de mètres par du Vraconien sous forme d'une alternance de marnes sablo-glauconieuses et de bancs roux (calcaréo-gréso-glauconieux). La partie supérieure correspond à "une accumulation glauconitique dans laquelle s'individualisent des bancs gréseux" (RAGAZZI, p. 73). COTILLON (1971, p. 142) signale que, plus à l'Est, près du Pous (au Sud de Roquestéron), "il n'y a plus trace de Gargasien. Sur le Barrémien ou, localement, l'Hauterivien, viennent en effet 1 à 2 m de glauconite que surmontent directement les marnes sableuses et micacées du Vraconien."

#### Conségudes (fig. 113).

Les affleurements sont visibles au bord de la route D 1, un peu à l'Est du village. Le Crétacé moyen repose sur les calcaires du Barrémien supérieur (RAGAZZI, 1982, p. 73) corrodés et phosphatisés. Des blocs de calcaire phosphatisé (provenant de ce substratum) et des nodules phosphatés brun noir sont disposés à la base d'une couche de marnes noires d'environ deux mètres d'épaisseur. Des ammonites phosphatées remaniées sont de la fin de l'Albien inférieur selon DELAMETTE (*Oxytropidoceras* gr. *alticarinatum*, *Douvilleiceras* sp., *Protanisoceras* sp., *Uhligella* sp., *Beudanticeras* sp.). Dans ces marnes RAGAZZI (*ibid.*) a trouvé *Hedbergella rischi*, caractérisant l'Albien moyen. Elles sont suivies par quatre mètres d'alternances de calcaires en niches jaunâtres et de marnes silteuses. Au toit d'un banc calcaire situé à leur sommet se trouve une couche composée de nombreux nodules phosphatés brun sombre. Une faune d'ammonites a révélé à DELAMETTE un âge Albien moyen élevé. Suivent trois mètres de marno-calcaires gris. A leur sommet un banc de calcaire piqueté de glauconie (40 cm) est labouré par de très nombreux terriers. Il lui succède un intervalle de 7 m d'épaisseur constitué d'une marne noire extrêmement riche en glauconie. Au-dessus vient une série de passées calcaires pluridécimétriques à bimétriques, coupées de marnes silteuses. Le sommet de chaque passée calcaire se révèle parcouru par de nombreux terriers (*firmground*) au remplissage glauconieux. La base des passées marneuses et silteuses est riche en glauconie et livre des moules d'ammonites (en marne glauconieuse), parmi lesquelles DELAMETTE a reconnu des *Idiohamites* et d'abondantes *Mariella bergeri*, caractéristiques du Vraconien supérieur.

#### Les Ferres (fig. 114 et 115).

La base de la série est observable sur la route D 1 à l'Est des Ferres. Sur la surface durcie

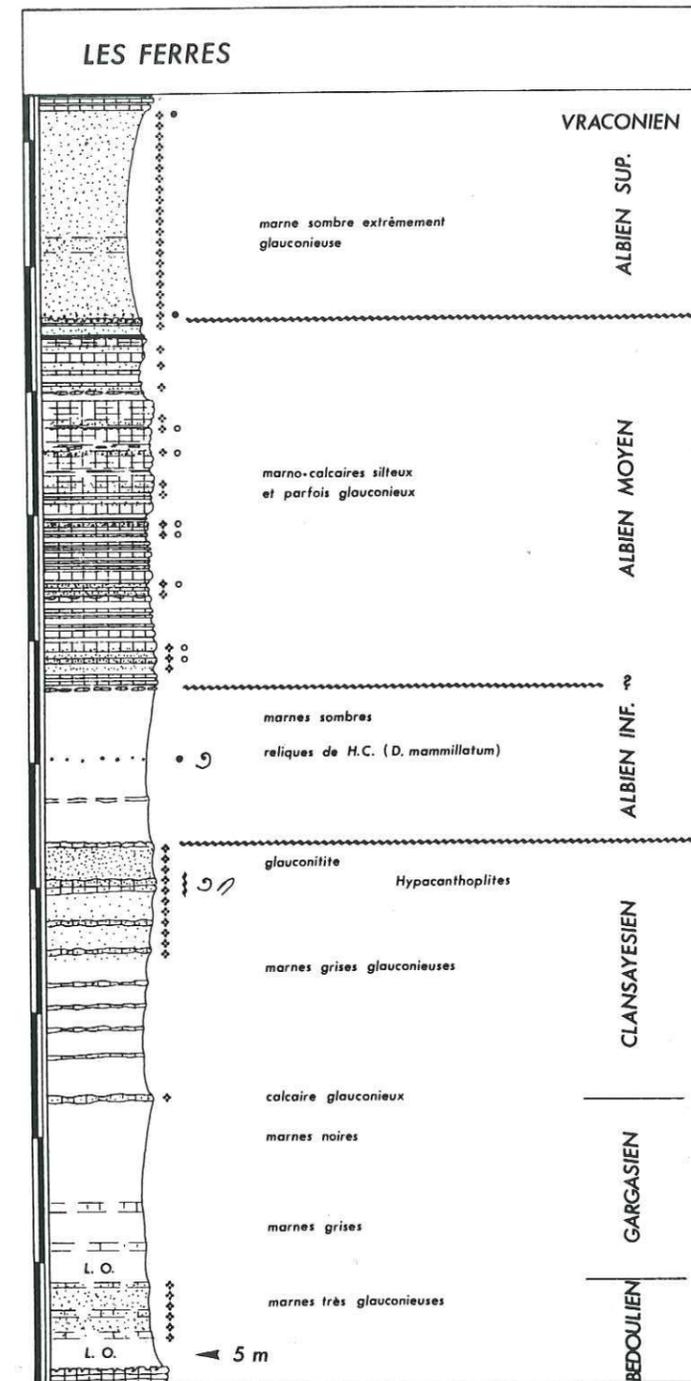


Fig. 114. Les Ferres. Coupe composite (Est du village pour la base, et Ouest pour le sommet).

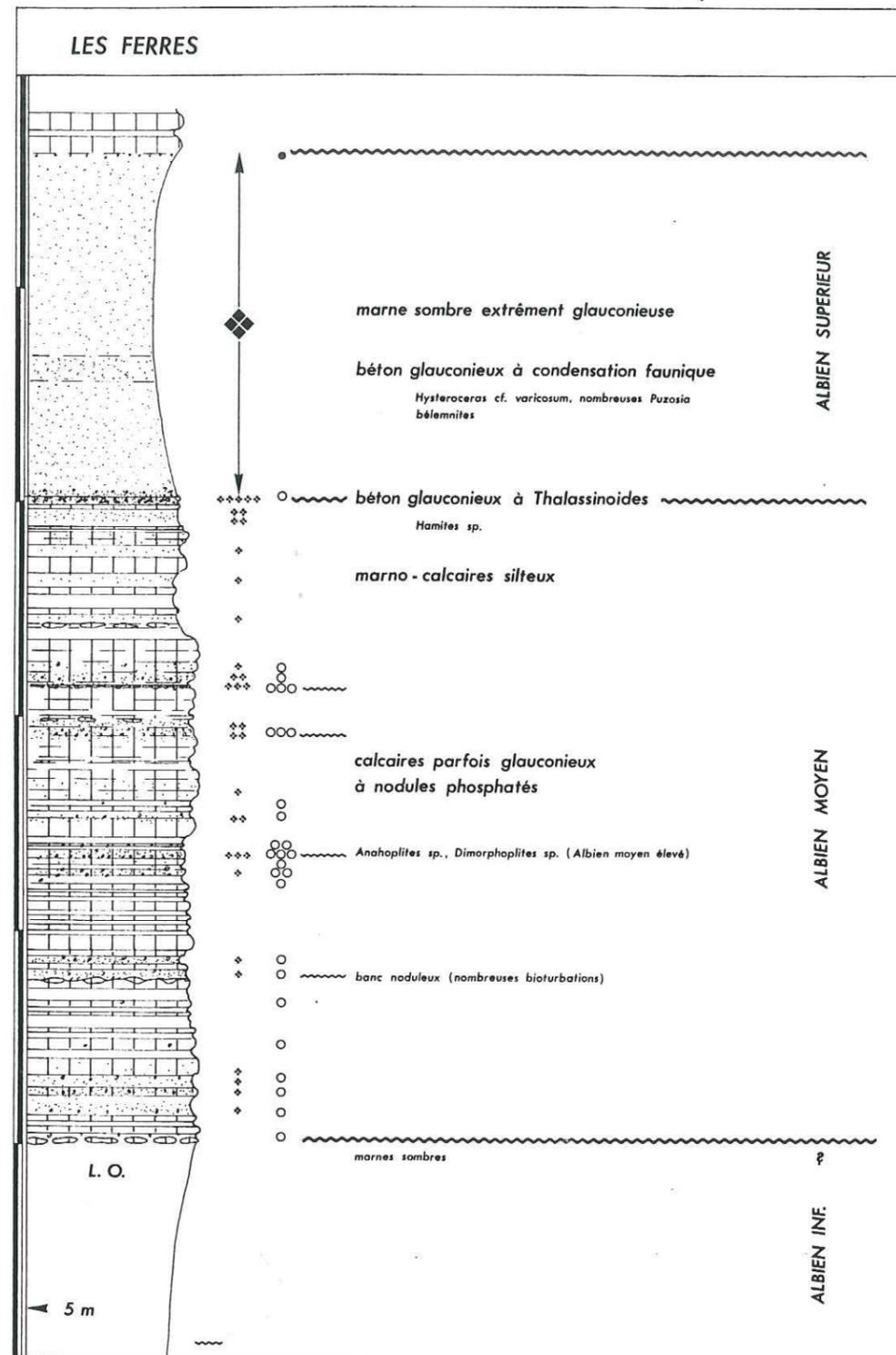


Fig. 115. Les Ferres (Ouest). L'Albién moyen et supérieur.

bédoulienne, le Crétacé moyen débute par des marnes sombres assez glauconieuses, suivies de marnes grises de quelques mètres d'épaisseur, mais dont l'essentiel est masqué par la végétation. La marne glauconieuse est datée de l'Aptien inférieur élevé ("Bédoulien supérieur") par la microfaune (cf. RAGAZZI, 1982, p. 74, d'après MOULLADE). Suivent des marnes sombres à petits nodules phosphatés où RAGAZZI a découvert des céphalopodes et une microfaune du sommet de l'Aptien inférieur (notamment *Duvalia grasiana*, *Costidiscus striatisulcatus*, *Aconoceras nisus*). Au sein de quelques horizons calcaires noduleux, situés au sommet, COTILLON (1971, p. 146) a récolté *Chelonicerias* sp. et *Dufrenoya dufrenoyi*. Les marnes grises sus-jacentes ont livré des foraminifères (COTILLON, 1971 ; RAGAZZI, 1982) du "Gargasien supérieur" : *H. trocoidea*, *G. algeriana* et *G. ferreolensis*. Ces marnes sont coiffées par un banc calcaire glauconieux, à patine rousse. Des marnes grises glauconieuses, à bancs roux noduleux, font suite (elles ont livré *Pleurostomella* sp. à RAGAZZI qui les considérait comme albiennes, à l'instar de COTILLON). Un banc calcaire très glauconieux, parcouru de nombreux terriers et riche en bélemnites vient ensuite. Il a livré des *Hypacanthoplites* (cette étude, cf. DELAMETTE). Ce banc est recouvert par une glauconite pluridécimétrique, à laquelle succèdent des marnes grises, redevenant glauconieuses vers le sommet. Selon COTILLON, (1971, p. 146), trois bancs calcaires en miches sont intercalés ; le banc médian serait "un conglomérat à nodules et fossiles roulés parmi lesquels des Ammonites de l'Albién inférieur remaniées ; on remarque en particulier : *Douvilleicerias mammillatum*."

La seconde partie de la coupe peut être suivie sur la même route D 1, dans le virage situé à l'Ouest des Ferres (cf. fig. 115). Au-dessus des marnes en lacune de visibilité, des bancs calcaires se succèdent sur une quinzaine de mètres, c'est la "barre à bancs roux" de COTILLON (1971, p. 146). Le premier banc visible est michoïde. La partie moyenne de l'intervalle est la plus carbonatée. Les trois mètres supérieurs sont plus marneux. Nodules phosphatés blonds et grains glauconieux sont fréquents dans les calcaires et les marnes. On remarque particulièrement trois horizons fortement enrichis en ces deux produits diagénétiques dans la partie moyenne de l'intervalle. Le premier de ces horizons a livré à DELAMETTE des exemplaires de *Anahoplites* et *Dimorphoplites*, formes caractéristiques de l'Albién moyen élevé. Le sommet correspond à un béton glauconieux très bioturbé à quelques nodules phosphatés. Une vire plus tendre de huit mètres d'épaisseur fait suite. Elle correspond à une marne sombre très glauconieuse. A deux mètres de sa base s'individualise un béton glauconieux, riche en ammonites parmi lesquelles nous avons relevé, avec DELAMETTE, *Hysterocheras* cf. *varicosum* ainsi que de nombreuses *Puzosia*. Il s'agit donc de l'Albién supérieur de la zone à *Inflatum* (élevé). L'intervalle de marnes glauconieuses se termine par une couche riche en petits nodules phosphatés brun foncé que surmontent des calcaires attribuables au Cénomanién.

#### Le Pont de la Cerise

En face du hameau de la Cerise (en amont du pont), RAGAZZI (1982, p. 75-77, fig. 3) a mis en évidence, au-dessus de la surface durcie d'un calcaire bédoulien grésoglaucieux, un mètre de marnes bleutées à deux délits calcaires à *Schackoina cabri*. Le toit du banc sommital présente une surface durcie. Au-dessus, RAGAZZI décrit une accumulation glauconitique de 6 m d'épaisseur : l'ensemble "est constitué de glauconie "pure" (...) avec petits niveaux gréseux à patine ocre, lenticulaires dans les premiers mètres, puis réguliers et continus par la suite." Cette glauconite passe à une alternance de marnes bleutées et de calcaires argileux (4 m) à faune d'ammonites parmi lesquelles : *Dufrenoya furcata*, *Chelonicerias* gr. *cornuelianum*, *Ptychoceras laeve*, *Aconoceras nisus*, *Costidiscus striatisulcatus*. RAGAZZI y a aussi noté la présence des foraminifères *S. cabri* et *G. blowi*. L'auteur (p. 146-147) émet l'hypothèse d'une resédimentation de la couche glauconieuse depuis des zones périphériques. La glauconie du Pont de la Cerise aurait le même âge que la glauconie bédoulienne des Ferres. Après une lacune d'observation de 10 m, COTILLON (1971, p. 146) et RAGAZZI (1982) ont noté une faible épaisseur de marnes à petits nodules phosphatés, surmontées de marno-calcaires glauconieux qui se perdent dans la végétation. Pour COTILLON il s'agirait de Clansayésien.

Au col de la Colle-Belle, COTILLON signale une série réduite : (1) quelques mètres de marnes grises (Albién inférieur à moyen) coiffées de deux bancs indurés, dont le second est constitué d'un conglomérat où l'auteur a trouvé *Pervinqueria* sp. et *Hysterocheras orbigny* (base de l'Albién supérieur) ; (2) "10 m de glauconite très pure autrefois exploitée, puis une faible épaisseur de marnes vraconiennes à bancs roux."

### Conclusions relatives à la partie moyenne de l'Arc

La succession des affleurements décrits dans ce paragraphe montre nettement, comme l'ont suggéré COTILLON (1971, p. 147) et RAGAZZI (1982, p. 77), l'existence de deux zones indépendantes relativement favorables à l'accumulation sédimentaire selon deux "lentilles". Celles-ci suggèrent la présence de deux cuvettes très allongées selon un axe Est-Ouest. La première s'étend de la Bâtie de Peyroules jusqu'à l'Est de Sigale, les dépôts les plus épais se situant vers les Sausses. La deuxième débute au voisinage de Conségudes ; sa terminaison orientale, à l'Ouest de Gillette n'a pas été observée. La plus forte accumulation se situerait vers le Pont de la Cerise.

Dans la cuvette occidentale, l'Aptien inférieur calcaire n'est mis en évidence qu'à Sigale, l'Aptien inférieur marneux (infra-Niveau blanc) n'existe pas. L'Aptien inférieur sommital (à *S. cabri*) s'est déposé seulement dans la partie centrale (col de Faye, les Sausses). L'Aptien moyen ("Gargasien supérieur") est nettement plus étendu, toutefois il disparaît vers les bordures. Le Clansayésien est absent (ou alors remanié comme à la Bâtie). Vers l'Ouest, quelques mètres de marnes noires représentant l'Albien moyen viennent ensuite ; aux Lattes, elles sont surmontées par des miches jaunes à Inocérames, surmontées par des marnes grises vraconiennes ; sur les bordures ces dernières peuvent reposer sur les termes antérieurs. A Sigale, vers la terminaison orientale, le Vraconien est riche en glauconie.

Dans la cuvette orientale où la base de la série est un peu plus complète au-dessus des calcaires barrémiens ou bédouliens, l'Aptien inférieur marneux correspond à une couche extrêmement glauconieuse. Il est surmonté par les marno-calcaires de l'Aptien inférieur terminal à *S. cabri* aux Ferres et à la Cerise. L'Aptien moyen élevé est présent aux Ferres qui s'avère d'ailleurs la coupe la plus complète. Il y est coiffé d'un banc calcaire à *Hypacanthoplites*, qui souligne un arrêt de sédimentation d'âge clansayésien probable. Une glauconitite puis des marnes glauconieuses de l'Albien inférieur et moyen font suite. Des ammonites phosphatées de l'Albien inférieur sont à l'état remanié. Aux Ferres, l'Albien moyen élevé correspond à un empilement de bancs calcaires, la "barre à bancs roux", à plusieurs horizons condensés matérialisés par glauconie et phosphate. Cet intervalle est réduit à trois mètres d'alternances à Conségudes. Sur cette même coupe, une marne extrêmement glauconieuse représenterait le passage de l'Albien supérieur au Vraconien inférieur. Des alternances marno-calcaires glauconitiques, émaillées de nombreux arrêts de sédimentation, se sont ensuite formées au cours du Vraconien supérieur. Aux Ferres, la glauconitite est datée de l'Albien supérieur élevé (sous-zone à *Varicosum*) ; son sommet est peut-être vraconien. Cette glauconitite suivie de marnes vraconiennes se retrouve au col de la Colle-Belle.

### Partie Nord de l'arc de Castellane (Pic de Chabran, Mont Gourdan, Mont Vial)

#### Vallée de Montblanc

La partie inférieure de la série est observable aux Calots. Elle repose sur le Barrémien à *D. difficile* (BÉRAND, 1896) dont la surface durcie est parcourue de très nombreux *Rhizocorallium*. RAGAZZI (1982, p. 57) signale cependant, dans le banc à surface durcie, un mélange de faunes d'âge Barrémien (*Heteroceras* sp.) et Bédoulien (*Pseudohaploceras matheroni*, *Deshayesites deshayesi*). La série débute avec des marnes que COTILLON rapporte au Gargasien, quoiqu'il signale une association micropaléontologique plus bédoulienne que gargasienne. Comme j'ai pu l'observer, les corrélations tout à fait possibles avec les sites plus distaux montrent qu'il s'agit d'Aptien inférieur élevé correspondant à notre unité 2 (A, B), incluant le doublet du Niveau blanc. A leur base, et ainsi que l'a noté COTILLON, une dizaine de centimètres de marnes très glauconieuses vient au contact avec la surface durcie (fait mentionné au paragraphe 2.4.1). COTILLON (1971), puis RAGAZZI (1982) signalent, au-dessus du doublet rapporté ici au Niveau blanc, une quinzaine de mètres de marnes à délit calcaires comportant une faune d'ammonites du Gargasien inférieur (observée jadis par FALLOT, 1885). Elles sont surmontées par des marnes à *G. ferreolensis*, visibles sur une dizaine de mètres, mais qui se perdent ensuite sous la végétation. L'essentiel de la série qui nous intéresse ici se trouve au fond de la vallée de Chalvagne, sous les prairies et la route. COTILLON signale, près des Cognas, un petit affleurement de marnes sombres finement sableuses et micacées de l'Albien moyen. Un autre affleurement montre des marnes de même faciès, mais intercalées de bancs calcaréo-sableux et glauconieux dont la microfaune indique à COTILLON un âge Vraconien inférieur. La série se poursuit avec des marnes grises, où les bancs calcaires s'estompent, datées du Vraconien supérieur. La base du Cénomaniens coïnciderait avec une

"petite barre calcaréo-gréseuse à patine rousse" de cinq mètres d'épaisseur.

#### Saint-Jean-du-Désert

Un peu plus au Nord, à Saint-Jean-du-Désert, l'Aptien inférieur calcaire (RAGAZZI, 1982, p. 53-55) se termine là aussi par une surface durcie. Au-dessus, et sur une dizaine de mètres, se développent des marnes à délit calcaires ne comportant que quelques *Puzosia matheroni* pyriteuses et des *Duvalia*. Au-dessus, les marnes grises (21 m) offrent deux intervalles fossilifères. Le premier, livrant *D. furcata*, *A. nisus* et *C. striatissulcatus*, parmi bien d'autres espèces, caractérise l'Aptien inférieur terminal (la microfaune contient *S. cabri* et *G. blowi*). La faune du second niveau est comparable quoique moins riche. Le sommet des marnes, daté par la microfaune, avec *H. trocoidea* et *G. ferreolensis*, correspond à l'Aptien moyen élevé. Le Clansayésien est constitué d'un faisceau de quatre bancs calcaires jaunâtres au débit en plaquettes (1,60 m). *Eotetragonites duvali* y a été reconnu, les autres fossiles étant indéterminables<sup>38</sup>. Quelques mètres de marnes sus-jacentes, observables avant une lacune de visibilité due à la végétation, seraient albiennes (?) selon THOMEL (1960, p. 88).

#### Flanc méridional de l'anticlinal de Gourdan.

La série observée par COTILLON (p. 137-138) présente une épaisseur réduite par suite du développement d'importantes lacunes et de condensations.

Au Castellet-Saint-Cassien, l'auteur décrit "35 m de marnes noires surmontant le Barrémien. Leur base, à Schackoïnes et rares pyriteux, est d'âge Gargasien inférieur ; leur sommet, légèrement sableux et glauconieux, atteint l'Albien moyen. (...) Au-dessus vient directement, après lacune de la zone à *Inflata*, une barre calcaréo-gréseuse de 13 m, à bancs roux micacés assez espacés et interlits marno-calcaires, datée dès la base du Vraconien par la microfaune. (...) Puis à nouveau des marnes mais de teinte grise."

Au col du Trebuchet, RAGAZZI (1982, p. 58) signale l'absence des marnes à délit calcaires (notre unité 2) ; les marnes du "Gargasien inférieur" à *A. nisus*, *M. melchioris* reposent en effet directement sur les calcaires barrémiens. Puis "les marnes (...) se poursuivent sur une vingtaine de mètres avant d'être interrompues par deux lits calcaires argileux, noirâtres, glauconieux" que l'auteur rapporte au "Gargasien inférieur élevé" par la présence de *G. blowi*, la disparition de *S. cabri*, et l'absence de *G. ferreolensis*.

Au col Saint-Raphaël, le hiatus à la base de la série du Crétacé moyen est très important. En effet, comme le signale COTILLON (p. 138), les marnes à *G. algeriana* (Aptien moyen élevé) reposent sur une surface durcie valanginienne. Ainsi, on ne peut que souligner le fait que ce soit long comme lacune. Sous le col de Besseuge (à l'Ouest), ces marnes (23 m) supportent une glauconitite de 3,50 m qui marquerait "la limite Aptien-Albien", puis 23 m de marnes albiennes noires et glauconieuses. Selon l'auteur, leur sommet serait Albien supérieur. Un faisceau de bancs calcaréo-sableux de 20 m d'épaisseur correspondant à la base du Vraconien serait surmonté par "90 m de marnes à *R. appenninica* et très rares Schackoïnes correspondant aux couches à *Paraturrilites bergeri* de La Croix"<sup>39</sup>. L'ensemble de cette série telle que la décrit COTILLON (mais que je n'ai pas examinée) paraît similaire, quoique nettement moins épaisse, à celle de la vallée du Rivet, près de la Croix (§ 2.4.3). Elle s'en distingue toutefois par l'absence de l'Aptien inférieur marneux (infra-Niveau blanc) et de l'Aptien inférieur terminal (Gargasien basal).

#### Versant nord de Roccaforte à Vial (rive Sud du Var).

COTILLON (1971, p. 137) indique l'existence d'une série apto-albienne ici encore comparable, quoique nettement moins épaisse, à celle observable dans le vallon du Rivet et à Rigaud (cf. section suivante). La réduction en épaisseur est manifeste d'Ouest en Est, vers Malaussène. Dans le Vallon du Fraissinet, comme le rapporte RAGAZZI (1982, p. 61), les marnes grises gargasiennes à ammonites pyriteuses (40 m) recouvrent les calcaires bédouliens. Quatre bancs appartenant au Clansayésien assurent le passage aux marnes albiennes réduites à 10 m (COTILLON, 1971, p. 137). Vers Malaussène, les marnes calcaires du Bédoulien terminal - Gargasien inférieur reposent sur le fond durci du Barrémien calcaire. Des marnes gargasiennes à *G.*

<sup>38</sup> Pour RAGAZZI (p. 55), seule l'allure de la costulation présentée par certains, laisse supposer leur appartenance à la sous-famille des *Acanthohoplitinae*.

<sup>39</sup> La Croix-sur-Roudoule, localité située au Nord du Var, note de J.G.B.

*ferreolensis* les recouvrent (RAGAZZI, 1982, p. 61), et selon COTILLON (1971, p. 137), l'Albien devient glauconieux. La suite de la série est masquée par la végétation.

#### Conclusions relatives à la partie Nord de l'Arc

Le cachet bassin est marqué pour la plupart des affleurements de cette région. On y retrouve effectivement, parfois fidèlement (exemple le doublet du Niveau blanc à Montblanc), des éléments décrits dans les sites "pélagiques". La série est assez dilatée dans les environs de Montblanc et Saint-Jean-du-Désert, elle se réduit et devient très lacunaire sur le flanc méridional du Gourdan. Ainsi, au col Saint-Raphaël, l'Aptien moyen élevé repose sur le Valanginien ; la série albienne est réduite, alors que le Vraconien est épais. Sur le Versant Nord de Roccaforte-Vial, la série s'épaissit à nouveau et constitue un équivalent moins puissant des séries Nord-varoises (paragraphe suivant), toutefois elle se réduit à nouveau vers l'Est. On soulignera que l'Aptien inférieur *pro parte* est sous faciès de marne glauconieuse lorsqu'il est présent (Montblanc). Les marnes de l'Aptien inférieur terminal (c'est-à-dire du Gargasien basal) à ammonites pyriteuses, corrélées avec notre unité 2 C, et les marnes de l'Aptien moyen sont partout représentées, mais seuls quelques bancs clansayésiens sont préservés dans le meilleur des cas (Saint-Jean-du-Désert, vallon du Fraissinet). L'Albien inférieur-moyen, mal caractérisé par la faune, n'est représenté que par quelques mètres de marnes. L'Albien supérieur de la zone à *Inflatum* est généralement absent. Mais le Vraconien calcaréo-sableux et glauconieux est bien représenté (cf. cartes fig. 44-45 in COTILLON, 1971).

#### Conclusions relatives à l'arc de Castellane

La série médio-crétacée repose sur un substratum d'âge variable (discontinuité aptienne de COTILLON, 1971, 1985). Il peut être aussi ancien que le Valanginien, comme au col Saint-Raphaël, dans l'axe du Mont-Gourdan (COTILLON, 1971, fig. 70 ; 1985, fig. 4). Corrélativement, comme l'a établi COTILLON (1985, p. 28-30), le recouvrement de cet Eocrétacé s'opère généralement plus tardivement si le substratum est ancien. Par exemple, dans le bassin du Haut-Estéron, "l'Albien supérieur (...) repose d'ordinaire sur le Valanginien inférieur" (*ibid.*, p. 28). Par ailleurs, la série est d'autant plus épaisse et complète depuis le Sud vers le Nord, c'est à dire du domaine plate-forme au domaine bassin, mais cette disposition est émaillée d'irrégularités. Notamment l'axe du Mont Gourdan, qui forme en quelque sorte la limite méridionale du domaine bassin, constitue un secteur dégarni.

L'Aptien apparaît pratiquement cantonné dans le domaine pélagique, au Nord de Castellane et de l'Estéron. Quelques lentilles allongées en Est-Ouest subsistent plus au Sud, en domaine plate-forme, telle que celle de la Haute-Vallette (près d'Andon) et Bargème. Partout ailleurs, il y a lacune, comme l'illustre la carte de la fig. 54 de COTILLON (1971). Cependant, quelques témoins de la sédimentation aptienne subsistent essentiellement sous forme de nodules phosphatés remaniés, reliques d'horizons condensés, et ce jusqu'au Sud de l'Arc, par exemple dans le conglomérat phosphoritique du Sud de l'Audibergue. Ces reliques appartiennent notamment à l'Aptien moyen et à l'Aptien supérieur. Quant à l'Aptien inférieur (marneux), il demeure exceptionnel et représenté sous forme condensée (marnes ou marno-calcaires glauconieux parfois à nodules phosphatés) dans la région niçoise (le Val-Estrecht, Saint-Laurent-L'Escarène). A part une couche décimétrique revêtant la surface d'arrêt de sédimentation des calcaires éocrétacés, dans le domaine bassin, on le trouve (toujours sous faciès glauconieux) à l'Est de l'Arc dans le bassin du bas Estéron. La richesse en glauconie peut être très grande comme aux Ferres (cf. fig. 114), ou au Pont de la Cerise. Comme le rappelle COTILLON (1971, p. 163), l'existence de placages d'Aptien jusqu'au Sud de l'Arc "montre que la mer aptienne a recouvert la totalité de la province néritique" et que "les limites d'affleurements que nous connaissons au Gargasien sont donc sédimentologiques."

La lacune se résorbe progressivement au cours de l'Albien. A l'Albien inférieur, cette réduction des aires sans dépôt est très mesurée. Exception faite du domaine bassin, seuls quelques nodules phosphatés, reliques de niveaux condensés de la zone à *Tardefurcata*, ont été signalés en certains gisements. Les témoins des zones à *Mammillatum* et *Dentatus* (sommet Albien inférieur et base de l'Albien moyen) sont beaucoup plus fréquents, toujours sous forme de nodules phosphatés dans la partie Sud, mais une faible épaisseur de marnes glauconieuses (à nodules phosphatés) leur correspond plus au Nord (par exemple à la Palud-sur-Verdon). L'accumulation sédimentaire paraît donc reprendre, bien que de manière modeste, au cours de cet Albien moyen ; ou du moins les

témoins de cette sédimentation ont-ils été préservés d'une complète érosion. La partie supérieure de l'Albien moyen apparaît nettement mieux représentée par des marnes silteuses à miches calcaires dont l'épaisseur peut dépasser la vingtaine de mètres (région de la Palud, cf. fig. 18 et 62 in COTILLON ; région d'Andon, cf. fig. 19 in COTILLON ; cette étude fig. 111) ; une succession de bancs calcaires les remplace dans la zone du bas Estéron (la "barre à bancs roux" des Ferres ; cette étude fig. 115). Même dans les zones proximales une petite épaisseur de marnes à miches jaunes est préservée.

L'Albien supérieur du sommet de la zone à *Inflatum* correspond à une notable résorption des lacunes, à l'exception du bassin de l'Estéron et au Sud de Caussols (cf. COTILLON, 1971, fig. 44). Partout sa base est marquée par une marne très glauconieuse. Dans l'Ouest de l'Arc, au Sud de Castellane, cette glauconite est suivie du dépôt de marnes et calcaires chargés en silts et sables (*ibid.*, fig. 44) dont l'épaisseur peut être substantielle (*ibid.*, fig. 56). Ces pollutions détritiques s'estompent vers l'Est où la totalité de la zone à *Inflatum* est représentée par la marne très glauconieuse.

Au Vraconien l'enregistrement sédimentaire s'étend à l'ensemble de l'Arc (*ibid.* fig. 45). Dans la région de Castellane, le passage zone à *Inflatum* - zone à *Dispar* s'effectue au sein de marnes glauconieuses dont la succession est émaillée de quelques surfaces d'arrêts de sédimentation. Cet intervalle est surmonté par un faisceau michoïde. Le Vraconien supérieur - Cénomaniens basal correspond à une épaisseur de marnes très glauconieuses entrecoupées d'arrêts de sédimentation (cette étude : fig. 105 ; COTILLON, fig. 63). Au Sud, dans la région d'Escagnolles, l'Albien supérieur et le Vraconien sont, semble-t-il, complètement sous faciès de marnes glauconieuses. Une disposition similaire s'observe dans l'Est de l'Arc, néanmoins, entre les affleurements de notables variations dans la succession des dépôts sont liées à leur caractère lenticulaire (ex. entre Conségudes et les Ferres, cf. fig. 113, 114). Dans des zones à plus forte accumulation sédimentaire, le Vraconien offre un faciès de marnes grises silteuses, parfois glauconieuses, à bancs calcaires michoïdes (ex. région d'Andon). Ce faciès n'a cependant pas fait l'objet d'études détaillées. Il rappelle, aux épaisseurs près, la série du Sud de Lure et de Sisteron (cf. § 2.3.3). La carte de la fig. 45 de COTILLON (1971) montre bien l'extension de la sédimentation glauconieuse au Vraconien ; encore peut-on y ajouter la région niçoise (jusqu'à Saint-Laurent-L'Escarène). La grande richesse en glauconie de certains gisements a même amené leur exploitation comme au col de la Colle Belle (cf. COTILLON, 1971, p. 147).

Comme on le voit l'une des principales caractéristiques des sédiments médiocrétacés de l'arc de Castellane est l'existence de plusieurs niveaux riches en glauconie dont la concentration est parfois très élevée. Les principaux niveaux sont localisés à l'Aptien inférieur élevé (rappelons que l'accumulation glauconitique du Pont de la Cerise correspond à une resédimentation de matériel bédoulien au sein du Gargasien basal), à l'Albien inférieur-moyen (vers la base de cet intervalle, lorsqu'il est représenté, ex. Blieux, la Palud, col de Besseuge sur l'anticlinal du Gourdan), à l'Albien supérieur et au Vraconien. L'Aptien moyen élevé, lorsque présent, peut aussi être caractérisé par des marnes glauconieuses (ex. la Haute Vallette).

En certains cas, les télescopages des horizons condensés dus à des remaniements successifs rendent évidemment difficile l'établissement de leur position stratigraphique. Les nodules phosphatés, ainsi que les moules d'ammonites, plus ou moins disséminés dans les couches non remaniées, constituent souvent dans les milieux proximales les seuls témoins de l'activité sédimentaire après vannage. Le conglomérat phosphoritique du Sud de l'Audibergue en est un exemple puisque, selon COTILLON (1971, p. 144), il est formé d'un ensemble de concrétions et de fossiles remaniés du Gargasien à l'Albien supérieur.

Enfin, comme le souligne COTILLON (*ibid.*), hormis l'évolution du bassin à la plate-forme, du Nord au Sud, il y a une modification générale de la sédimentation d'Ouest en Est. Celle-ci se traduit par un amincissement de la série consécutif à un biseautage des différents termes qui la constitue, ainsi que par le développement des niveaux condensés à glauconie et phosphate.

Les variations lithologiques, l'importance des hiatus et des condensations et, partant, l'épaisseur des séries, sont le reflet manifeste d'une structuration en blocs basculés comme pouvaient le suggérer les coupes publiées dès 1971 par COTILLON (notamment sa fig. 102) et reprises en 1985 (fig. 5 et 6). Pour l'auteur (1985, p. 36) "la marge NE provençale assure la transition entre un domaine de plate-forme au Sud et le bassin vocontien au Nord. La dynamique sédimentaire est commandée en cet endroit par le jeu tectonique du socle découpé en une mosaïque

de blocs par deux familles principales d'accidents dont les directions (N75-85° et N125-145°) ont été reconnues dès le Lias dans les Alpes-Maritimes". COTILLON observe aussi que "ces failles ne se sont probablement traduites en surface que par des flexures" excepté peut-être en certains cas. DARDEAU et GRACIANSKY (1987) constatent, à propos de la zone de l'Estéron, que "ce domaine était affaissé en bordure de la plate-forme, mais surélevé en bordure de bassin" au Crétacé inférieur. Il s'agissait donc bien d'un bloc basculé typique, compris entre deux failles antithétiques majeures et large de 10 km (...). L'ensemble enregistre la tectogenèse distensive d'âge crétacé inférieur..." (*ibid.*, p. 1209, cf. fig. 3). Pour HIBSCH *et al.* (1990), cependant, une tectonique compressive de décrochement a agi à partir de l'Aptien.

COTILLON (1985) impute la genèse des discontinuités sédimentaires au jeu différentiel des blocs et aux variations subséquentes de la subsidence, ainsi qu'à la bathymétrie et à l'hydrodynamisme consécutif (houle, tempêtes). Les corrélations entre coupes permettent de déceler une organisation sédimentaire selon des lentilles remplissant des zones ravinées grossièrement allongées N 70°, et COTILLON (p. 31) en évoque un exemple significatif au Nord de Comps : "le Barrémien et une partie de l'Hauterivien sont ravinés au niveau d'une aire de 4 à 500 m de large sur 5 km environ de long (...). La surface de ravinement (...) (*supporte*) directement des marnes noires glauconieuses de l'Albien moyen." Cette disposition, peut-être héritée d'une faible bathymétrie, selon l'avis de l'auteur, le doit probablement aussi, à mon avis, à l'action de courants côtiers (*longshore*), induits par la circulation océanique et guidés naturellement par la morphologie sous-marine. De tels courants pourraient de même expliquer, en quelque sorte *a contrario*, l'approvisionnement en clastiques à l'origine des accumulations silteuses et sableuses observées à l'Albien supérieur dans la partie occidentale de l'Arc, par exemple au Bourguet (cf. fig. 980, 990) ; ce sont les "grès calcaires à miches rousses" de COTILLON (1971, p. 163 et fig. 44).

#### 2.4.3. Sud du Dôme de Barrot

##### Sausses, Le Brec

Au-dessus des calcaires barrémo-bédouliens, les affleurements qui peuvent être suivis le long de la R.N. 202, près de Sausses, ne concernent qu'une petite partie des marnes du Gargasien inférieur interrompues par une faille (cf. COTILLON, 1971, p. 135 ; RAGAZZI, 1982, p. 34).

Les bancs calcaires légèrement glauconieux du Clansayésien sont visibles dans la partie haute du vallon du Brec (COTILLON, 1971, p. 135). Ils sont surmontés par 75 m de marnes noires à intercalations de marno-calcaires silteux de l'Albien inférieur et moyen. COTILLON (*ibid.*) signale qu'au voisinage de la route de Sausses, ces "marnes sont interrompues par un important diapir triasique." Le sommet des marnes (à *H. delrioensis* et *R. ticinensis*) correspondrait à la base de l'Albien supérieur selon cet auteur. Comme le souligne COTILLON, l'intervalle à miches jaunes à *B. concentrica* n'existerait pas. Un niveau très glauconieux d'environ 2,50 m correspond à l'Albien supérieur (zone à *Inflatum*) et à une partie du Vraconien inférieur. Au-dessus, quelques bancs calcaréo-silteux appartiennent encore au Vraconien inférieur, puis viennent 16 m de marnes grises "à Schackoïnes dans leur partie supérieure" (COTILLON, *ibid.*). Elles sont suivies d'une "barre calcaréo-sableuse" qui représente probablement le sommet du Vraconien.

##### Saint-Léger

Les données suivantes sont empruntées à RAGAZZI (1982, p. 34-42) qui a procédé à l'étude de l'Aptien sur les affleurements situés en aval de la Vignasse. Le toit des calcaires barrémo-bédouliens ne présente pas d'indices d'arrêt de sédimentation et il est recouvert par des marnes schisteuses alternant avec des calcaires argileux (16 m) de la base du Gargasien inférieur comme l'attestent les ammonites et les foraminifères (*S. cabri*). Ceci laisse penser, référence faite au bassin, que le Bédoulien marneux a pu être entraîné dans un slump. En plus des ammonites, RAGAZZI a recueilli au sein des alternances une faune pyriteuse de gastéropodes et lamellibranches parmi lesquels *Aucellina grypheoides*. Au-dessus des alternances, viennent d'épaisses marnes grises du Gargasien (120 m) qui passent après une "lacune cachée" du Clansayésien, selon les termes de RAGAZZI, aux marnes noires albiennes (180 m). Il y a effectivement passage brutal de couches à *G. algeriana*, *G. ferreolensis* et *H. trocoidea* (c'est à dire approximativement, à la limite zone à *Subnodosocostatum* et zone à *Melchioris* pour les ammonites) à des couches à *T. bejaouaensis*, *P. gr. subnodosa* et *O. sp. aff. brotzeni* que l'auteur interprète comme albiennes, mais que, cependant, je rapporterai ici au Clansayésien du fait de la présence du foraminifère planctonique. Une petite

fraction (au moins) de Clansayésien existerait donc peut-être à Saint-Léger. RAGAZZI remarque "la grande quantité de concrétions, sphéroïdales ou elliptiques à nucleus de barytine accompagnés de minéralisations de marcassite" dans les marnes grises du Gargasien. Les marnes noires albiennes admettent "des bancs assez compacts de calcaire marno-gréseux épais de 50 cm" (THOMEL, 1960, p. 89). Elles sont coiffées par une barre grés-glauconieuse de 10 m à bancs de 0,20 à 1 m d'épaisseur. Le dernier banc<sup>40</sup> a livré à THOMEL des ammonites mal préservées : *Pervinqueria*, *Puzosia*, *Anisoceras*, caractérisant l'Albien supérieur. Des marnes grises à intercalations de calcaire argileux succèdent sur 80 m. Les rares fossiles découverts par le même auteur à savoir : *Latidorsella latidorsata*, *Hoplites sp.* et *Mariella bergeri* caractérisent le Vraconien supérieur<sup>41</sup>.

##### Ravin du Rivet (fig. 116, 117)

Les affleurements étudiés sont situés sur les flancs du Rivet, torrent affluent de la Roudoule, au Sud de la Croix-sur-Roudoule, et au Nord de Puget-Théniers. Les sédiments sont assez transformés par l'importante diagenèse, et la lecture de la lithologie s'en trouve quelque peu affectée, les détails étant en quelque sorte gommés.

La série supra-Bédoulien calcaire commence par une dizaine de mètres de marnes assez claires équivalant à l'unité 2 (A et B), coiffées par un banc calcaire, correspondant sans doute au doublet du Niveau blanc que l'on connaît dans la plupart des sites bassinaux. Un délit calcaire vient une dizaine de mètres plus haut (DC 3 ou DC 4 ?). A une quinzaine de mètres débute le niveau Fallot qui se développe sur 18 m. Quelques ichnoïdes calcaires ainsi que des concrétions calcaires et barytiques se rencontrent une dizaine de mètres au-dessus de FA 4, suggérant la présence d'une discontinuité (? éo-gargasienne). Environ 28 m de marnes séparent cet horizon FA 4 d'un faisceau de quelques bancs calcaires. A une douzaine de mètres sous ces calcaires se trouvent quelques concrétions barytiques, notamment des *cone-in-cones* en forme de sabliers ; quelques autres se rencontrent 6 m sous les calcaires, à la base de marnes intercalées de délits calcaires. Ce faisceau de bancs calcaires, d'une épaisseur d'environ 2,50 m, peut être absent au Sud du Rivet ; il est mieux représenté au Nord et vers l'Ouest. Dans ce secteur, il s'agit de deux doublets de bancs calcaires séparés par environ 1,50 m de marnes à trois délits calcaires. Au-dessus du deuxième doublet, deux autres délits sont parfois visibles, mais ils sont généralement slumpés. Les bancs et délits calcaires présentent quelques nodules barytiques (hérissons). Ce faisceau a livré des *Hypacanthoplites* (COTILLON, 1971, p. 137 ; DELAMETTE, travail en cours).

Les éléments qui suivent sont bien visibles au Nord du Rivet (fig. 117). Immédiatement sous le premier banc se trouve une surface d'omission recouverte de quelques centimètres d'une marne glauconieuse qui emballé de nombreux rostrés de bélemnites roulés. Quant au dernier banc calcaire du faisceau, il est traversé de terriers de *Thalassinoides*, et parcouru de très nombreux réseaux de *Chondrites* à remplissage glauconieux, offrant ainsi l'aspect "petite vérole" déjà décrit par ailleurs. Il dénote un fond cohérent (*firmground*). Sur cette nouvelle surface d'omission reposent des marnes sombres à nombreux nodules phosphatés brun noir et vernissés ainsi que des rostrés de bélemnites usés. Cette disposition rappelle à l'évidence les faits observés dans la région de Saint-André-les-Alpes ; elle laisse penser que le faisceau Fromaget résiduel, épargné de l'érosion fini-clansayésienne, repose sur la surface d'érosion éo-clansayésienne tapissée de la couche glauconieuse<sup>42</sup>.

L'intervalle de marnes sombres très glauconieuses (glauconitite) qui fait suite se développe sur environ 5 m d'épaisseur. Les nodules phosphatés blonds ou beiges sont fréquents et peuvent atteindre 10 cm, notamment vers la base. Quelques morceaux de bois flotté encroûtés de barytine sont disséminés dans la glauconitite. La glauconie se raréfie un mètre au-dessus de la base, la marne noire est alors assez fissile et contient, à côté de quelques nodules phosphatés, des nodules de pyrite. A nouveau enrichi en glauconie, le sommet de cet intervalle présente sur deux mètres une succession de quatre indurations glauconieuses séparées par des horizons de marnes noires fissiles. Le sommet de chaque intercalation marneuse est parcouru, sur une dizaine de centimètres, par de nombreux réseaux de bioturbations (*Chondrites*, *Thalassinoides* ?) à remplissage glauconieux

<sup>40</sup> qui correspond à un horizon condensé glauconieux.

<sup>41</sup> Il existe en fait une surface d'arrêt de sédimentation, soulignée par des nodules phosphatés et couverte d'un doublet de marno-calcaire glauconieux de 45 cm d'épaisseur ; les nodules barytiques se trouvent sous cette discontinuité. Elle se situe environ 80 m sous la barre grés-glauconieuse de l'Albien supérieur.

<sup>42</sup> La discontinuité fini-gargasienne pourrait se situer au-dessus du deuxième intervalle à nodules barytiques.

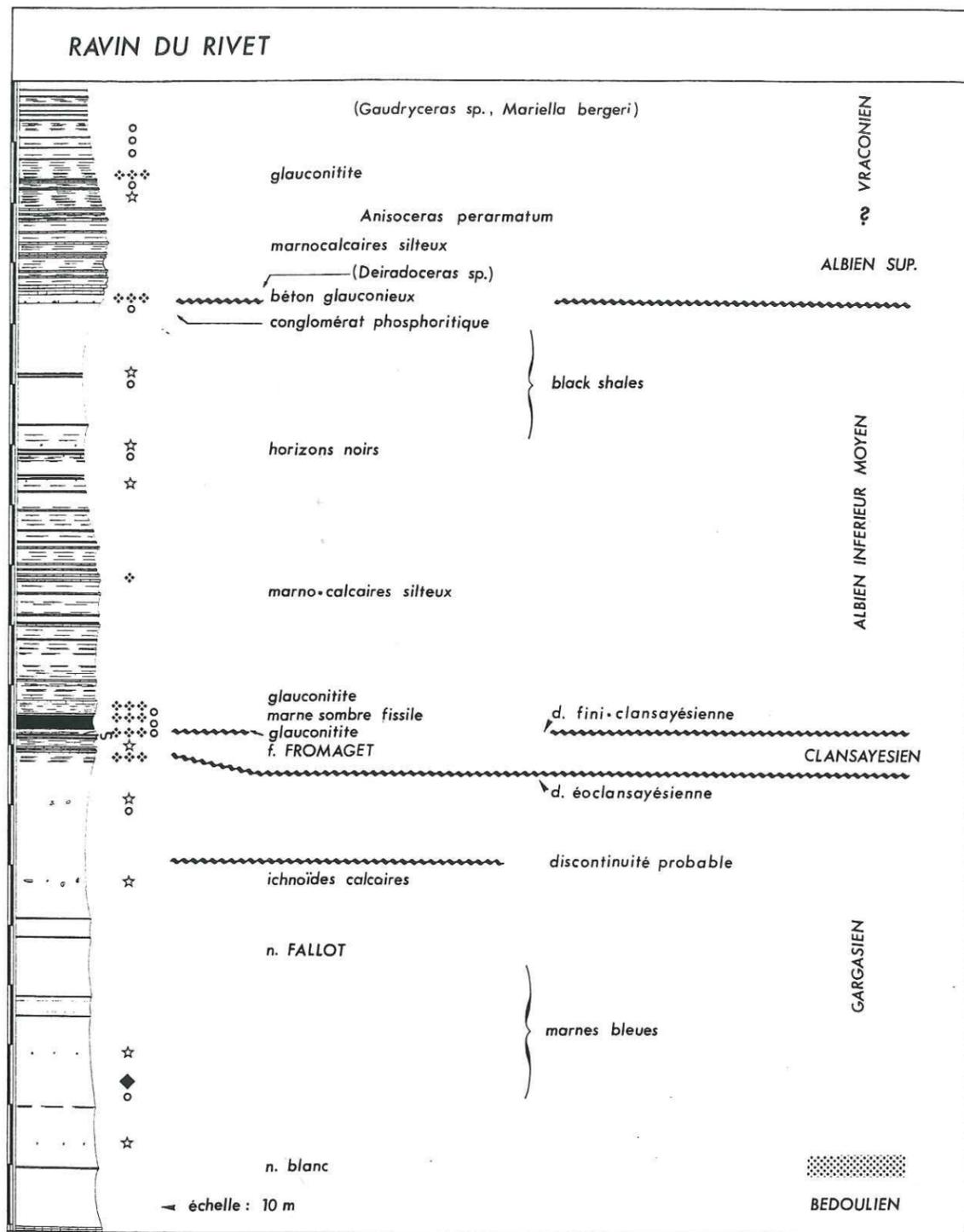


Fig. 116. Ravin du Rivet (la Croix-sur-Roudoule). La série apto-albienne.

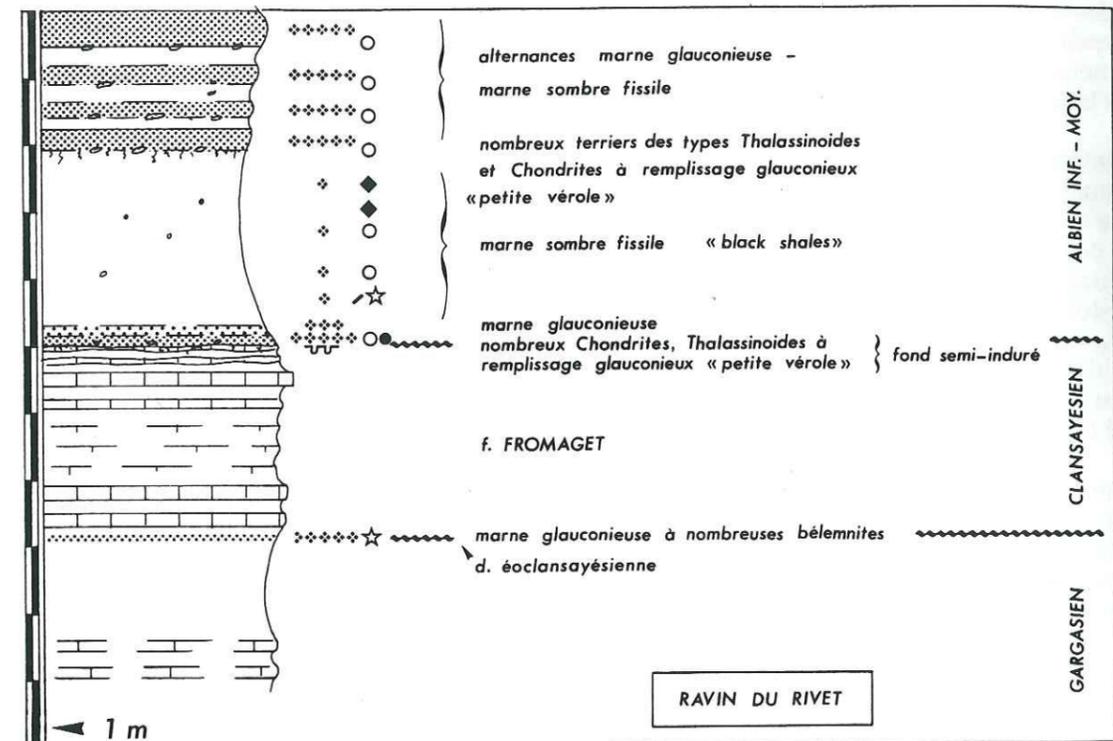


Fig. 117. Ravin du Rivet. Détail du faisceau Fromaget vestigial, reposant sur la discontinuité éoclansayésienne, et tronqué par la discontinuité fini-clansayésienne. Celle-ci est recouverte par une marne glauconieuse à nodules phosphatés qui fait place à une marne sombre fissile, puis à une alternance de couches glauconieuses et de marnes sombres et fissiles.

("petite vérole") et il est riche en nodules phosphatés blonds. Les nodules phosphatés sont donc situés sous les indurations glauconieuses ou dans la marne noire située juste au contact. Au Sud du Rivet, l'intervalle glauconieux est limité à quelques décimètres et constitue l'équivalent probable de la partie supérieure de la glauconite décrite au Nord. La marne très glauconieuse contient de nombreux nodules phosphatés brun foncé et brun moyen. Fait notable, on y trouve aussi de nombreux nodules barytiques (du type hérisson), dont l'usure évidente de certains atteste le remaniement.

Soixante à quatre-vingts mètres de marnes sombres silteuses succèdent à l'horizon glauconieux (cf. fig. 116). Les quarante premiers mètres contiennent de nombreux délits calcaires. Excepté une passée demi-métrique, située à une vingtaine de mètres de la base, les marnes et calcaires ne sont pas glauconieux. Quelques horizons sombres un peu fissiles sont répartis dans la série ; on en remarque particulièrement deux doublets vers le sommet de ces marno-calcaires. Puis, au-dessus, les marnes, uniformément sombres, sont dépourvues de toute intercalation calcaire ; on y repère seulement un doublet noir fissile dans sa partie moyenne. L'épaisseur de cet intervalle marneux varie entre 15 et 30 m. Des nodules barytiques sont répartis dans le sédiment (hérissons vers le bas, patates vers le sommet).

Un deuxième intervalle très glauconieux interrompt la série. Quelques miches barytiques, décimétriques à pluridécimétriques, sont réparties dans les marnes sous-jacentes sur quelques décimètres. L'intervalle glauconieux se développe sur environ 4 m. Il débute par une marne très riche en glauconie dont les grains sont assez volumineux, parfois plurimillimétriques. Elle forme par places une induration assez marquée : "béton glauconieux". Les nodules phosphatés sont fréquents. Ils peuvent être brunis ; cependant, au Nord du Rivet, on peut observer localement un conglomérat de nodules phosphatés beige clair. Pluridécimétrique au Sud du torrent, la glauconite dépasse largement un mètre au Nord. L'intervalle glauconieux se poursuit par deux bancs calcaires pluridécimétriques puis une induration calcaire métrique. La concentration en glauconie diminue peu à peu dans ces calcaires. Pour COTILLON (1971, p. 137), à La Croix, "sa base très glauconieuse a livré *Deiradoceras* sp. de la zone à *Inflata*."

L'assise calcaire et glauconieuse constitue la base d'un intervalle d'alternances marno-calcaires qui forme corniche sur une épaisseur d'environ 20 m. Les bancs de calcaire silteux, d'épaisseur variant entre 10 et 40 cm, s'espacent graduellement vers le haut. Leur disposition est clairement en rapport avec des morphologies en creux, à une échelle plurihectométrique. Une vire marneuse se développe alors sur une dizaine de mètres. Un changement de couleur s'apprécie dans sa partie moyenne ; de gris-bleu foncé, les marnes deviennent gris foncé légèrement roussâtre. Ce fait coïncide avec l'intercalation d'une nouvelle couche glauconieuse, beaucoup plus modeste, et discrète cette fois (épaisseur décimétrique), reposant sur une surface d'arrêt de sédimentation. Des terriers à remplissage glauconitisé pénètrent dans la marne sous-jacente qui livre aussi des nodules phosphatés et barytiques. La présence de cette surface semi-indurée couverte par la glauconite, non signalée par COTILLON (1971) et THOMEL (1960), est probable dans le vallon du Brec et je l'ai identifiée à Saint-Léger (voir plus haut). Les marnes sus-jacentes sont intercalées de délits calcaires espacés ; elles contiennent de fréquents petits nodules phosphatés. La série se poursuit sur plusieurs dizaines de mètres.

Pour COTILLON (1971, p. 137), la partie supérieure de l'intervalle marno-calcaire décrit ci-dessus, ayant livré *R. appenninica* et *P. buxtorfi*, représente le Vraconien inférieur. *Anisoceras perarmatum*, récolté par THOMEL (1960, p. 89) dans les derniers bancs de cette barre, suggère à cet auteur un âge Vraconien supérieur. Par ailleurs, le même auteur a trouvé des exemplaires de *Gaudryceras* sp. ainsi que de *Mariella bergeri*, formes caractéristiques du Vraconien supérieur, dans les marnes grises à délits calcaires qui font suite. Ces références suggèrent que la base des alternances appartient à la partie supérieure de la zone à *Inflatum*, et le sommet à la base de la zone à *Dispar*, sous-zone à *Rostratum* (Vraconien inférieur) ; le Vraconien supérieur débiterait vraisemblablement (?) avec la fine couche glauconieuse située au milieu de la vire marneuse.

Ni THOMEL (1960) ni COTILLON (1971) ne signalent de fossiles dans les marnes noires sous-jacentes à la barre d'alternances marno-calcaires, marnes qu'ils attribuent à l'Albien. Pour THOMEL (*ibid.* p. 89), le même intervalle "(3)" observé près de Saint Léger (environ 4 km au Nord-Ouest) se situe entre la zone à *Mammillatum* et la zone à *Inflatum* (sommet de l'Albien inférieur à base de l'Albien supérieur). Ces marnes reposent sur un faisceau Fromaget vestigial. Au-dessus de ces quelques bancs reliques, la glauconite scellerait un hiatus englobant la partie supérieure de ce faisceau, le sommet de l'Aptien supérieur (unité 9) et une grande partie de l'Albien

inférieur (niveau Paquier inclus).

#### Rigaud (sur le Cians)

Selon GOGUEL (1944, p. 475), les marnes aptiennes reposent presque sans transition sur le Barrémien. "Elles supportent un niveau de grès glauconieux très dur, particulier à cette région et qui doit représenter l'Albien." Pour COTILLON (1971, p. 137), sur le flanc Nord du ravin de Touron (Sud de Rigaud), le Gargasien apparaît développé sur environ 80 m, avec des marnes grises intercalées de bancs plus calcaires à la base et des marnes sombres, plus épaisses au-dessus. Leur sommet est coiffé par deux à trois bancs calcaires à *Hypacanthoplites*. Les marnes sombres albiennes atteignent une cinquantaine de mètres. COTILLON note dans leur partie supérieure un ensemble de 15 m de bancs calcaréo-gréseux et glauconieux. Débutant par une couche très glauconieuse, une barre formée de bancs calcaréo-gréseux légèrement glauconieux se développe sur 20 m. L'auteur signale "un peu d'Albien moyen" (?) dans sa partie inférieure ; elle se termine dans le Vraconien. L'Albien supérieur *s. stricto* n'a pas été mis en évidence. Le Vraconien admet de nombreux bancs calcaréo-gréseux à patine rousse.

#### Lieuche

RAGAZZI a levé la coupe suivante au lieu dit les Lauves (Nord de Lieuche). A la base, le faciès dont l'étude est rendue difficile par suite des déformations tectoniques, est celui de marnes intercalées de délits calcaires (9,50 m) à *G. blowi* et *S. cabri* notamment, de l'Aptien inférieur sommital. Il s'agit probablement de l'équivalent du sommet du Niveau blanc. Au-dessus, viennent des marnes sombres "avec nombreux niveaux indurés" (19 m) à *G. algeriana* et *G. ferreolensis* caractéristiques de l'Aptien moyen, puis des marnes (5 m) présentant deux bancs sableux jaunâtres (0,20 m) à *H. trocoidea* et *G. ferreolensis*, de l'Aptien moyen élevé. Selon RAGAZZI, les marnes albiennes sont en continuité, et leur partie supérieure, suivant FAURE-MURET (1955, p. 278), supporte un banc calcaire glauconieux, puis une intercalation glauconieuse. Des marnes noires à délits calcaires viennent ensuite.

#### Conclusions relatives au Sud du Dôme de Barrot

La série exposée dans les divers affleurements du Sud du Dôme de Barrot offre une assez grande homogénéité par rapport aux régions antérieurement présentées. Bien que d'importantes lacunes en brisent la continuité, son importante épaisseur (jusqu'à 300 m) et ses faciès caractérisent le domaine bassin.

Sur le calcaire barrémien ou bédoulien reposent des marnes à délits calcaires rapportés à l'Aptien supérieur élevé (à *S. cabri*). L'Aptien marneux, équivalent du niveau Goguel, manque systématiquement, ce qui peut être imputé à son entraînement dans un glissement gravitaire ou à la condensation. Au-dessus des marnes calcaires à *S. cabri*, les marnes gargasiennes à ammonites pyriteuses se développent sur une notable épaisseur (au moins plusieurs dizaines de mètres) et incluent notamment le niveau Fallot après une discontinuité probable au toit de ce niveau. La série est tronquée par une surface d'omission une vingtaine de mètres au-dessus de ce niveau. Les marnes précédant cette discontinuité livrent des ichnoïdes calcaires et des nodules barytiques. La présence épisodique de quelques bancs calcaires du faisceau Fromaget, niveau repère du Clansayésien, permet de suggérer pour le moins une substantielle lacune de la base même de ce sous-étage (zone à *Nolani*). Le faisceau Fromaget est largement tronqué par une érosion. Cet épisode est exprimé par une surface semi-indurée. Le hiatus couvre la quasi-totalité de l'Aptien supérieur et l'Albien basal. Parfois toute trace du Clansayésien a disparu et, en l'absence de bancs du Fromaget, les marnes albiennes (de l'Albien inférieur non basal) sont superposées aux marnes gargasiennes comme à Saint-Léger. L'intervalle marneux sus-jacent débute par des marnes sombres très glauconieuses qui correspondent à l'Albien inférieur-moyen condensé ; les marnes sus-jacentes (au moins plusieurs dizaines de mètres) sont intercalées de fréquents délits calcaréo-silteux. Ceux-ci s'espacent et disparaissent vers le sommet uniformément sombre à quelques horizons fissiles. COTILLON le situe à la base de l'Albien supérieur, ce faisant, les "marnes à miches jaunes" manquent. Un "béton glauconieux" fait suite, représentant vraisemblablement la plus grande partie de l'Albien supérieur *s. stricto*. Il est surmonté par des bancs calcaréo-silto-glauconieux qui forment une corniche repère (jusqu'à 20 m d'épaisseur) dont le sommet serait Vraconien inférieur. Un arrêt de sédimentation mis en évidence dans ce travail quelques mètres au-dessus de cette corniche, dans des marnes grises, semble marquer la base du Vraconien supérieur et du Cénomaniens.

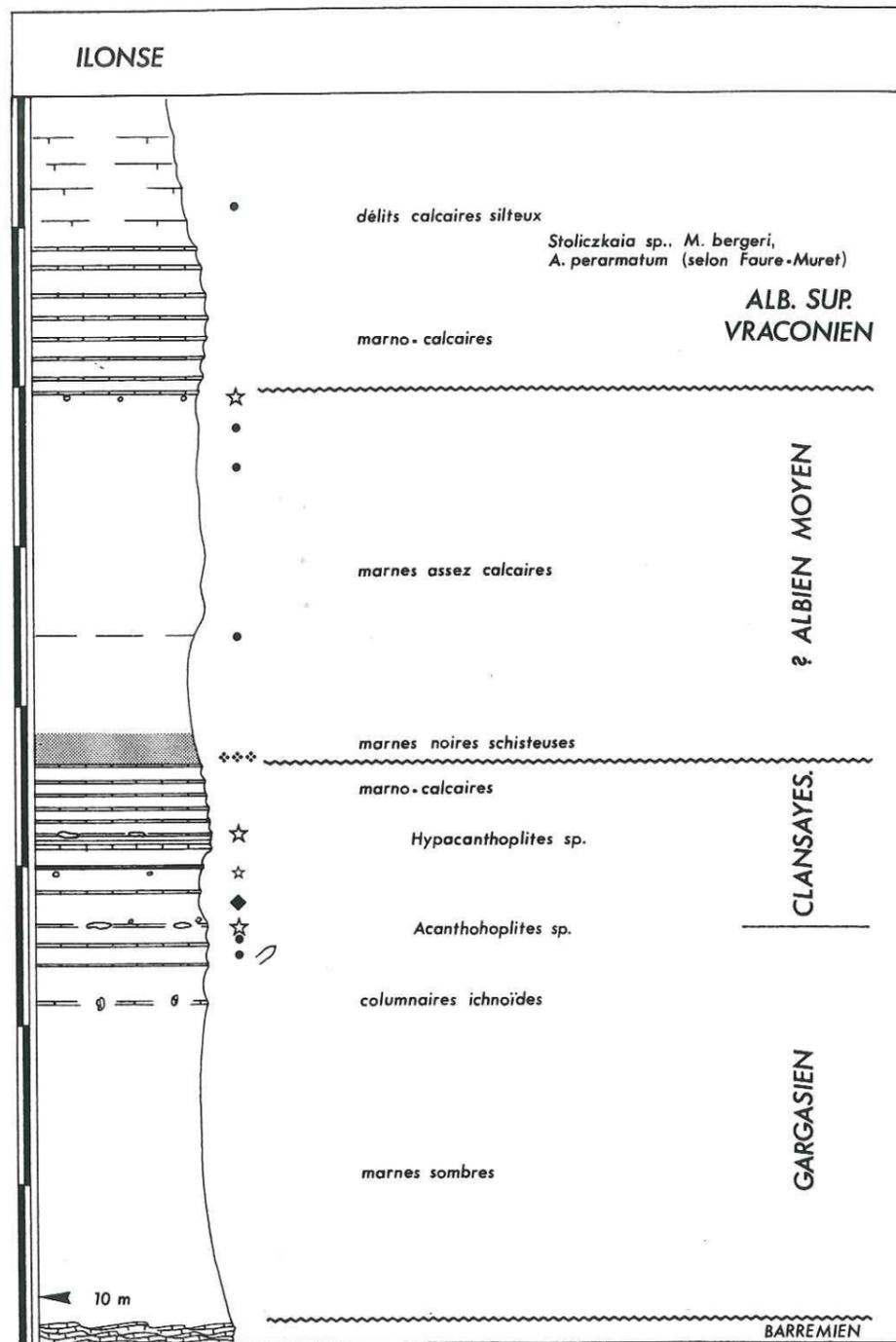


Fig. 118. Ilonse. Bien que d'épaisseur réduite, la succession apparaît assez semblable à celle observée au ravin du Rivet.

#### 2.4.4. Sud du Mercantour

Hormis quelques observations personnelles, dont certaines effectuées en compagnie de DELAMETTE, l'essentiel des données résumées dans ce paragraphe résulte des travaux de FAURE-MURET (1955), GOGUEL (1944) ainsi que RAGAZZI (1982). Dans la plupart des cas, l'étude de la série est entravée par les effets de la diagenèse ou l'anchimétamorphisme. Ainsi, la transformation du sédiment est telle que généralement les marnes se débitent en frites, nous privant alors d'une lecture détaillée des faciès.

##### Ilonse (fig. 118).

Au Fouuil supérieur, près d'Ilonse, une quarantaine de mètres de marnes noires reposent sur la surface durcie du Barrémien (FAURE-MURET, 1955, p. 274-275). Elles ont fourni, à leur base, un ensemble d'ammonites caractéristiques du Gargasien (notamment : *Salfeldiella guettardi*, *Aconoceras nisus*, *Chelonoceras* gr. *martini*, *Melchiorites melchioris*), ce qui suggère une lacune du Bédoulien. Des marno-calcaires sableux et glauconieux (20 m) viennent au-dessus, et sont suivis de marnes grises.

Vers la Combe, FAURE-MURET décrit des marnes noires à intercalations marno-calcaires glauconieuses (30 m) qui reposent sur le Barrémien. Elles sont suivies par "des marno-calcaires gréseux et glauconieux comportant à leur base des marnes noires avec lits grésoglauconieux" (25-35 m). Le toit de ces marno-calcaires a fourni *M. bergeri*, *A. perarmatum* et *Stoliczkaia* sp., faune caractéristique du Vraconien supérieur. Viennent ensuite 50 à 60 m de marnes noires ou grises, à la base desquelles *R. appenninica* a été trouvée par MARIE (in FAURE-MURET, 1955, p. 276).

A la base de la série, RAGAZZI (1982, p. 50) fait état d'un intervalle à alternances marno-calcaires, caractérisé par la présence des foraminifères *S. cabri* et *G. blowi*. *S. cabri* disparaît dans les marnes schistoseuses, peu épaisses, sus-jacentes. Le sommet du niveau schistose correspondrait à la partie supérieure du "Gargasien moyen" par la présence concomitante de *G. algeriana*, *G. ferreolensis* et *G. blowi*. Une dizaine de mètres de marnes du "Gargasien supérieur" (à *G. ferreolensis* et *H. trocoidea*) leur succèdent, et sont elles-mêmes suivies par un petit faisceau d'alternances marno-calcaires datées du Clansayésien par la microfaune.

Un examen de ces affleurements du Sud d'Ilonse nous a permis, avec DELAMETTE, d'amener quelques précisions quant à la partie moyenne de cette série. Ainsi, une vingtaine de mètres de marnes sombres, homogènes, reposent sur le calcaire barrémien (dont la base livre quelques nodules barytiques) ; des concrétions calcaires ichnoïdes un peu barytiques sont disposées vers leur sommet. Sept mètres de délits calcaires font suite. De fréquents nodules phosphatés (centrés sur des bioturbations) sont répartis dans les premiers délits calcaires (où DELAMETTE a trouvé un *Acanthohoplites*). Des nodules barytiques (hérissons) se trouvent dans les deux derniers délits calcaires. Puis les marnes se chargent en nodules pyriteux, elles sont coiffées d'une passée de marne sombre schisteuse, soulignée par de gros nodules barytiques (patates). La série se poursuit par un triplet de bancs calcaires dont le premier, le plus épais (20 cm), livre des *Hypacanthoplites*. Sur le dernier banc se sont formées de grosses concrétions calcaires et barytiques (analogues à celles de la Crotte - Etoile, en domaine bassin, cf. fig. 26). Quatre mètres de marnes coupées de délits calcaires font suite. Le dernier délit est glauconieux et contient des nodules phosphatés noirs de taille millimétrique. Il est recouvert de marnes sombres très schisteuses sur deux à trois mètres. Une vingtaine de mètres de marnes assez indurées viennent alors ; elles contiennent quelques petits nodules phosphatés (centrés sur des terriers) et, à leur sommet, quelques nodules barytiques. Huit mètres d'alternances marno-calcaires succèdent ; les derniers bancs sont silto-sableux. Nous n'y avons pas trouvé d'ammonites. Des marnes à délits calcaires intercalés sont visibles sur une huitaine de mètres avant une lacune de visibilité.

Au voisinage d'Ilonse, la série du Crétacé moyen peut ainsi se résumer. Au-dessus du calcaire barrémien, vient une faible épaisseur de marnes sombres du "Gargasien inférieur" (?). Localement s'intercalent des alternances marno-calcaires de l'Aptien inférieur terminal comme l'a observé RAGAZZI. Des marnes à délits calcaires du Clansayésien basal les recouvrent (type base du Nolan) suivies, au-dessus d'un niveau condensé, d'alternances du Clansayésien élevé (type Fromaget). Au-dessus de leur sommet glauconieux, viennent des marnes sombres attribuables à l'Albien inférieur, ou plus probablement moyen. Les quelques mètres d'alternances marno-calcaires correspondraient à l'Albien supérieur, coiffé du Vraconien.

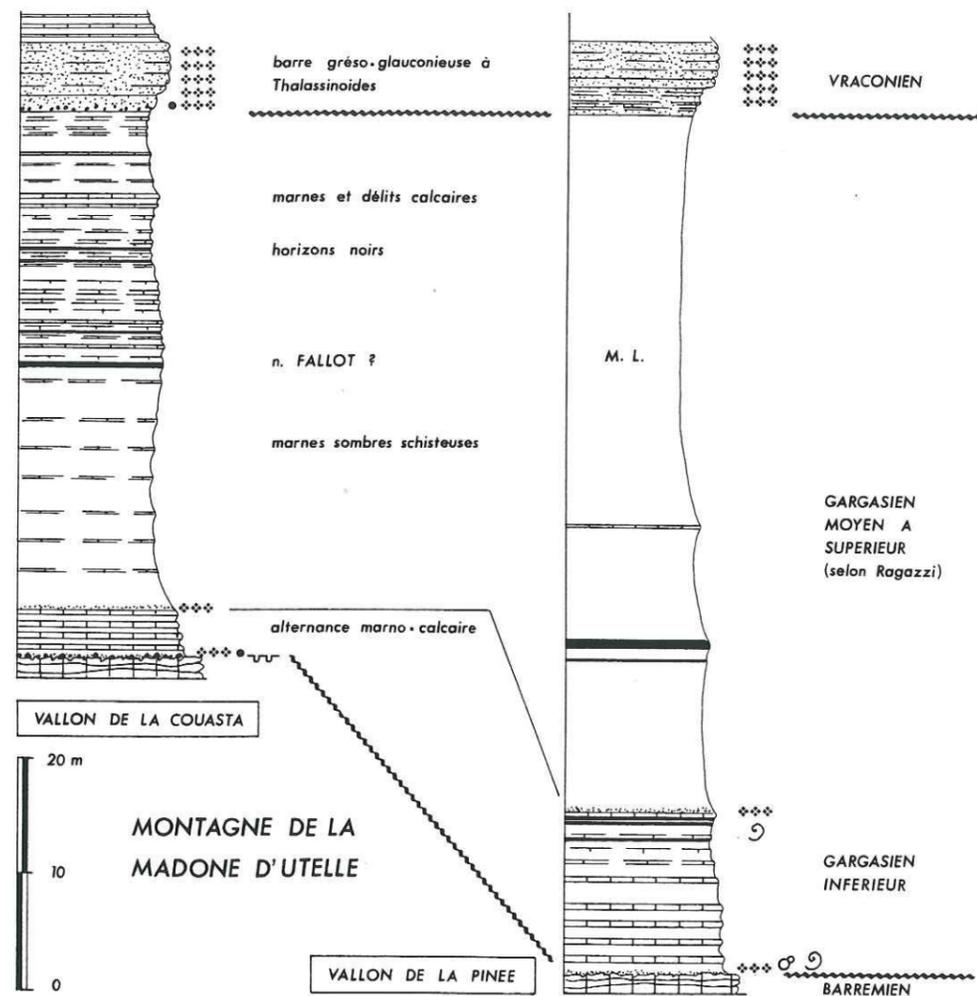


Fig. 119. Montagne de la Madone d'Utelle. Le vallon de la Couasta et le vallon de la Pinée.

Dans la région de Marie, FAURE-MURET (p. 276) nous indique que "les marnes sont très réduites sans qu'il soit possible de savoir si cette diminution d'épaisseur est due aux conditions de sédimentation ou à l'étirement des couches."

#### Tournafort

Les marnes noires sont bien développées sur la rive gauche du ravin de Malbosquet sous la route de Tournafort à Massoin et, selon FAURE-MURET (1955), soixante à cent mètres de marnes noires reposent sur la surface durcie des calcaires glauconieux barrémiens. Cette surface durcie est recouverte selon RAGAZZI (1982, p. 62) par quelques centimètres de marne glauconieuse qui elle-même fait place à des alternances marno-calcaires (20 m) du "Gargasien inférieur" à ammonites pyriteuses et aucellines (sommet du niveau blanc). La riche faune, étudiée notamment par COLLIGNON (cf. FAURE-MURET, p. 278-279) a livré entre autres : *S. guettardi*, *J. jauberti*, *E. martini*, *A. nisus*, *D. dufrenoyi*, *M. melchioris*. Les marnes sus-jacentes (20 m) n'ont livré aucun macrofossile, mais la microfaune permet de les attribuer à l'Aptien moyen (Gargasien) des zones à *G. ferreolensis* et *G. algeriana*. Aucune mention du Clansayésien n'est faite par les auteurs ; il est certainement absent. Quant à l'Albien, il est peu développé (la base marneuse correspond très probablement à l'Albien moyen) et présente en sa partie supérieure un faisceau de bancs calcaréo-grés-glauconieux à patine rousse (20 à 50 m selon FAURE-MURET) dont le sommet livre une faune vraconienne. Les marnes grises et marno-calcaires sus-jacents (50-60 m) sont attribués au Cénomaniens inférieur par FAURE-MURET.

#### Montagne de la Madone d'Utelle (fig. 119).

Selon GOGUEL (1944, p. 481), dans le Vallon de la Pinée, au-dessus du Néocomien, viennent les marnes noires aptiennes, puis après 15 m, "une grosse couche de grès très glauconieux" qui supporte l'épaisse série de marnes à bancs calcaires blanchâtres du Cénomaniens. "Cette couche glauconieuse, que nous rapportons conventionnellement à l'Albien, s'observe dans la même situation à Rigaud et dans la basse vallée de l'Estéron."

Pour RAGAZZI (1982, p. 64), l'épaisseur du Barrémiens est réduite à 2,30 m et le Bédoulien est absent. Le sommet du dernier banc calcaire correspond à une surface durcie.

Selon mes propres observations, cette surface est recouverte par un placage très glauconieux, qui livre quelques fossiles phosphatés (notamment gastéropodes, céphalopodes). Viennent ensuite des alternances marno-calcaires sur 6 m (dans lesquels RAGAZZI a trouvé des fragments de *Chelonicerus* sp. et de *Dufrenoya* sp. se rapportant au sommet de l'Aptien inférieur), une vire marneuse de 2 m, puis 6 m de marnes claires à dé lits calcaires. Des ammonites pyriteuses et des bélemnites récoltées sous le dernier dé lit donnent avec *Dufrenoya* sp., *Gargasicerus* sp., *Aconocerus* sp. et *Duvalia graciana*, un âge Gargasien inférieur. En outre, RAGAZZI y signale *S. guettardi*, *P. baborense*, *E. jacobi*, *A. nisus*, *D. furcata* et *Chelonicerus* sp. Ces dé lits correspondraient au sommet du faisceau du Niveau blanc (unité 2) du domaine bassin. La surface du dernier dé lit calcaire est glauconitisée. Une épaisseur de 13 m de marnes sombres, homogènes, succède avant un horizon noir, fissile, qui pourrait être un équivalent du niveau Falloit (?). Dix mètres de marnes le séparent d'un banc calcaire isolé. Puis une épaisseur d'environ 40 m de marnes sombres, à fréquents dé lits calcaires, et quelques niveaux noirs un peu fissiles, viennent ensuite. Cet ensemble est plus ou moins recouvert par la végétation. La microfaune, étudiée par RAGAZZI (1982, p. 64), est gargasienne. Cependant, selon ce même auteur (p. 65), les dix derniers mètres seraient albiens. Ceci suppose alors, comme à Saint-Léger, une "lacune cachée" (selon les termes de RAGAZZI), du sommet du Gargasien (?) de tout le Clansayésien et d'une bonne partie de l'Albien ? inférieur-moyen. Au-dessus, sont disposés 2,50 m de marno-calcaires glauconieux ; ils sont recouverts par un béton glauconieux épais de 4 m, scindé en unités de l'ordre de 50 cm. La glauconie disparaît dans le mètre sus-jacent, et la série de marnes et calcaires attribués au Cénomaniens commence. L'Albien supérieur et le Vraconien (?) seraient condensés dans cette glauconitite.

Une coupe très comparable, quoique légèrement réduite, peut être levée le long de l'arête qui descend à l'Est de l'église : la vallée de la Couasta. On y remarque notamment que la surface du calcaire barrémiens présente des *Thalassinoides* à remplissage glauconieux, et de nombreux rostrés de bélemnites roulés ; la glauconitite qui le recouvre est riche en nodules phosphatés noirs. Le dernier banc des marno-calcaires alternants de base (Aptien inférieur élevé), parcouru de *Thalassinoides* à remplissage glauconieux, est recouvert d'une glauconitite. Au-dessus des marnes

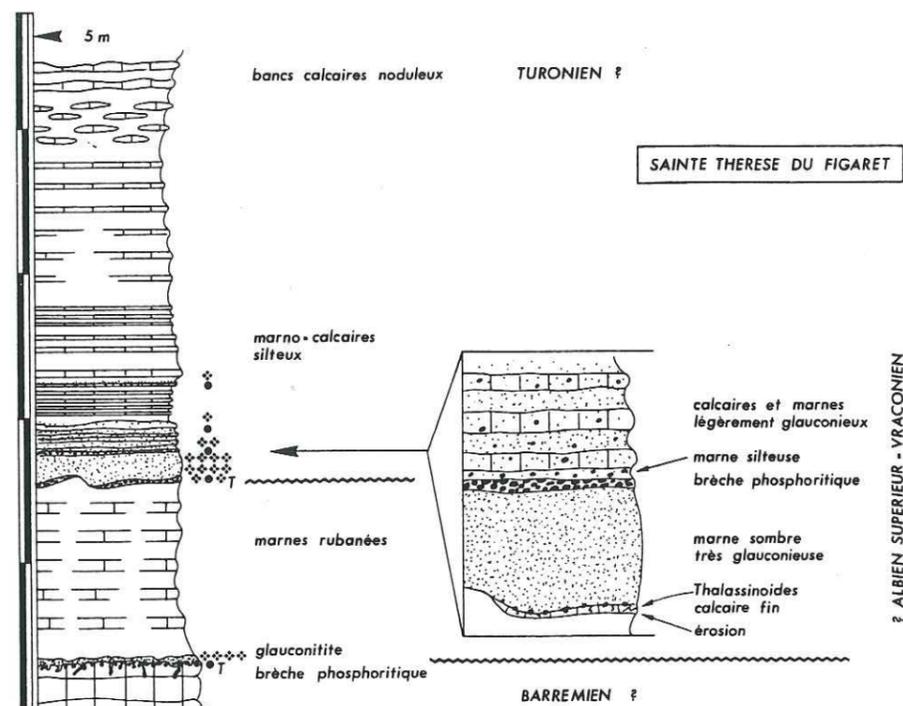


Fig. 120. Sainte-Thérèse-du-Figaret. L'épaisseur de la série se réduit à quelques mètres de marnes aptiennes, surmontées par la glauconite de l'Albien supérieur-Vraconien.

gargasiennes à *black shales*, la barre glauconieuse albienne présente à sa base de nombreux nodules phosphatés noirs, ainsi que des bélemnites. Une autre passée riche en nodules phosphatés et bélemnites se trouve dans sa partie moyenne. Dans l'ensemble, ce béton glauconieux est bioturbé, et les terriers sont du type *Thalassinoides*.

#### Sainte-Thérèse-du-Figaret (fig. 120).

Selon GOGUEL (1944), le toit du Néocomien correspond à un calcaire gris, lité (quelques mètres) dont la partie supérieure "est corrodée, et encroûtée par un banc noirâtre (5) qui contient de nombreux fossiles albiens, phosphatés ou glauconieux. Après quelques marno-calcaires schisteux, non glauconieux (6), on trouve de nouveau un ensemble de calcaires noirâtres pétris de glauconie, schisteux à la base, en très gros bancs au sommet (8). Sur ces bancs glauconieux reposent des marnes beaucoup plus tendres qui supportent les calcaires blancs du Turonien." GOGUEL rapporte à l'Albien (à titre d'hypothèse) l'ensemble des couches glauconieuses 5 à 8. Un examen rapide de ces affleurements m'a amené à observer, au sommet des alternances du sommet du Néocomien, un banc de 70 cm d'épaisseur, dont les 20 cm supérieurs correspondent à un fond semi-induré, glauconieux et phosphaté, traversé de *Thalassinoides*, et dont la base correspond à une brèche phosphoritique. Six mètres de marnes et délits calcaires viennent au-dessus (le terme (6) de GOGUEL), puis, sur une morphologie très irrégulière, un calcaire fin (10 cm), vaguement noduleux, traversé de quelques terriers (*Thalassinoides* ?) à remplissage glauconieux. Un gros banc (métrique) correspondant à un béton glauconieux le coiffe selon un contact simplement souligné par quelques nodules phosphatés. Ce béton glauconieux est recouvert d'une brèche phosphoritique. Environ 80 cm de marnes et calcaires glauconieux et un peu phosphatés font suite. Puis, sur 1,55 m, se succèdent de petites alternances marno-calcaires où la glauconie progressivement disparaît. Au-dessus, la série est constituée de bancs calcaires plus massifs (cénomaniens ?). De même que pour la vallée de la Tinée (Ilonse), l'ensemble est fortement altéré par la diagenèse.

#### Région de la Bollène-Vésubie

La réduction de la série est notable, essentiellement par disparition des intervalles marneux. Dans le vallon de la Planchette, FAURE-MURET (1955, p. 277) décrit, au-dessus du fond durci barrémien, 1 à 2 m de marno-calcaires brunâtres glauconieux, 10 à 15 m de calcaires grés-glauconieux surmontés de marno-calcaires clairs. Sur le flanc Nord du Mont Pela, alors que les marno-calcaires de base disparaissent, les calcaires grés-glauconieux atteignent une trentaine de mètres. Dans la partie supérieure, des *Mortoniceras* auraient été observés là encore. Un peu plus à l'Est, dans le vallon de Caïros, le "niveau glauconieux" est réduit à quelques mètres (*ibid.* p. 278) ; il repose "soit directement, soit par l'intermédiaire de quelques mètres de marno-calcaires, sur le Barrémien, il supporte des marno-calcaires".

#### Région de Roquebillière

FAURE-MURET (p. 277) indique que, sur le fond durci barrémien, reposent 10 à 15 m de marnes noires et marno-calcaires à *B. subsulcata* (base de l'Albien supérieur). Ils sont surmontés des marnes et calcaires grés-glauconieux michoïdes, à patine rousse (15-20 m), dont la partie supérieure a livré des ammonites rapportées à des *Mortoniceras*. Une couche glauconieuse à *R. appenninica* vient au-dessus, puis des marno-calcaires lités (10-15 m) vraisemblablement cénomaniens.

#### Région de Venanson

La série atteint 100 à 150 m. Les marnes noires, assez calcaires, selon FAURE-MURET (p. 276), admettent des bancs calcaires glauconieux. Leur partie supérieure contient *R. appenninica*. Pour l'auteur, dans le ravin de la Maluna, les marnes se chargent en niveaux glauconieux et diminuent d'épaisseur.

#### Conclusions relatives au Sud du Mercantour (fig. 121)

La série observable depuis la Tinée jusqu'aux gorges de la Vésubie à l'Est, aux diminutions d'épaisseur près, est assez semblable à celle décrite pour le Sud du Dôme de Barrot. Bien sûr, l'amincissement représente la conséquence de hiatus plus considérables. Des biseautages dans les marnes sont vraisemblablement aussi à mettre au compte de la tectonique.

Sur la surface durcie barrémienne, à Tournefort ainsi qu'à la Madone d'Utelle, on

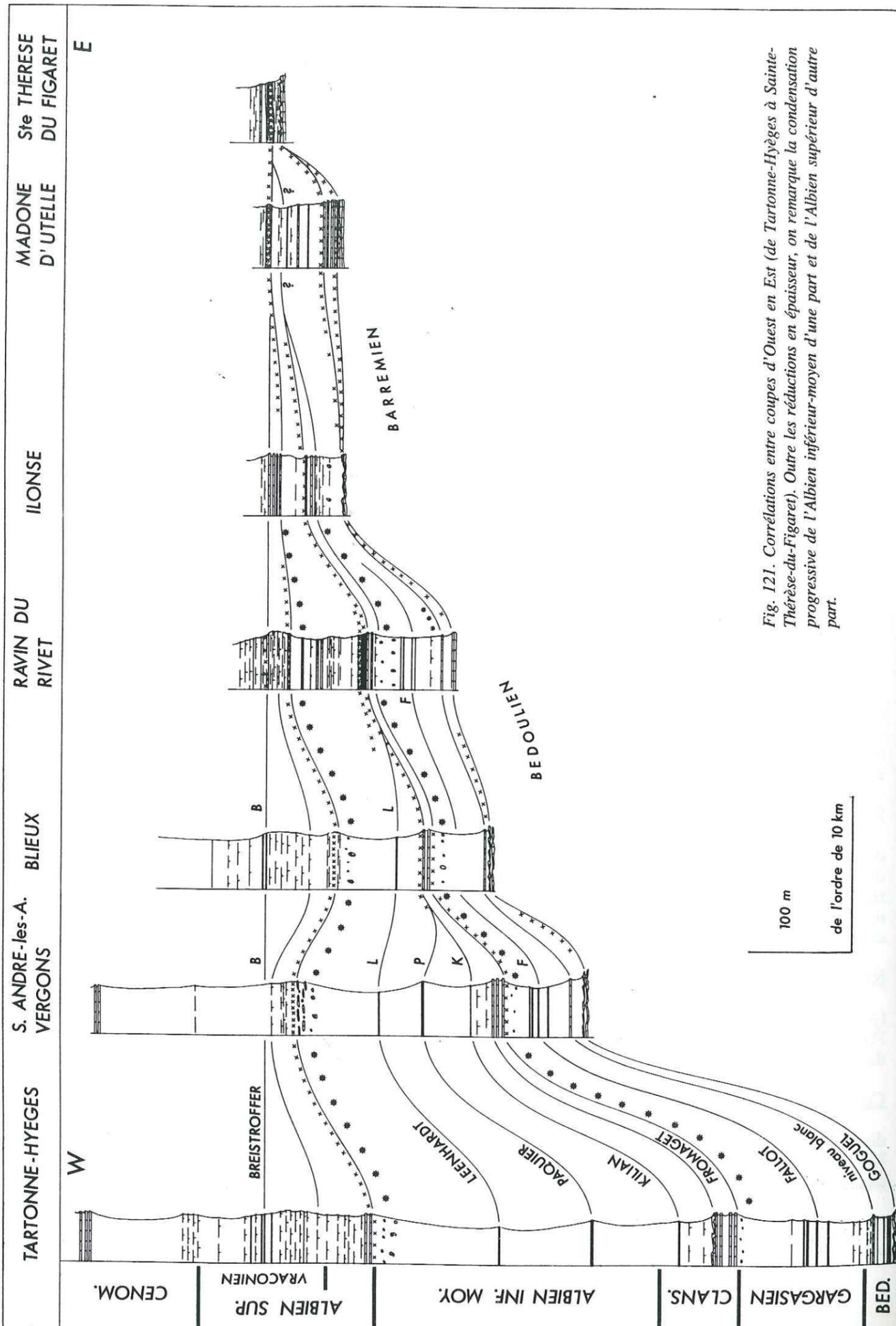


Fig. 121. Corrélation entre coupes d'Ouest en Est (de Tartonne-Hyèges à Sainte-Thérèse-du-Figaret). Outre les réductions en épaisseur, on remarque la condensation progressive de l'Albien inférieur-moyen d'une part et de l'Albien supérieur d'autre part.

remarque la présence d'une couche de marnes glauconieuses pluricentimétrique. Surmontée par les marnes claires à *S. cabri*, elle occupe la même position stratigraphique, établie dans les limites de nos moyens d'investigation, que la glauconite des Calots (près de Montblanc) et de la Baume (Nord-Ouest de Castellane) et de Vignon (Sud de Barrême). Les marnes claires à *S. cabri*, de l'Aptien inférieur terminal, deviennent davantage calcaires vers l'Est et constituent un petit faisceau de bancs à la Madone d'Utelle ; leur sommet correspond alors à un arrêt de sédimentation scellé par une couche glauconieuse. Les marnes sombres gargasiennes font suite et sont recouvertes, après une "lacune cachée", par les marnes de l'Albien moyen. Le Clansayésien fait défaut, cependant quelques vestiges en sont observables à Ilonse. L'ensemble marneux est coiffé d'une corniche calcaréo-gréseuse, très glauconieuse, plurimétrique, qui forme un niveau repère. Cette barre représenterait la quasi-totalité de l'Albien supérieur de la zone à *Dispar*, et son sommet serait du Vraconien basal. Les marno-calcaires sus-jacents seraient du Vraconien supérieur au Cénomanién, voire uniquement du Cénomanién.

Remontant vers le Nord, nous trouvons, dans la région de la Vésubie, une série dont l'épaisseur diminue considérablement, et ce, essentiellement par réduction des intervalles marneux. Les observations de FAURE-MURET suggèrent que l'amincissement se produit surtout aux dépens de l'Aptien, alors que l'Albien supérieur - Vraconien, sous faciès marno-sableux et calcaréo-grésoglaucieux, aurait tendance à s'épaissir. Dans la région de Venanson, vers le Nord-Ouest, la série s'épaissit à nouveau.

#### 2.4.5. Ouest du Mercantour

Les sédiments du Crétacé moyen des affleurements évoqués dans ce paragraphe ont généralement subi de telles contraintes tectoniques que de profondes altérations diagénétiques voire anchimétamorphiques les ont affectés. De ce fait, les marnes bleues, passablement indurées en général, se débitent en frites et la lecture de la lithologie s'en trouve sensiblement entravée. Les épaisseurs sont données à titre indicatif étant donné les laminages ou les surépaississements subis par l'ensemble étudié. Pour la plupart des sites, nous nous en remettons aux données de FAURE-MURET (1955).

#### Vallée du Haut-Var

Selon les travaux de GUBLER et de ses élèves cités in FAURE-MURET (1955, p. 274), le complexe des marnes noires atteint 150 à 200 m dans la vallée du Haut-Var, l'épaisseur n'étant donnée qu'à titre indicatif. Le Gargasien est caractérisé à une cinquantaine de mètres de la base avec, dans un banc calcaire : *Gaudryceras* cf. *numidum*, *Tetragonites* cf. *depressus*, *Phylloceras moriezense*. Le sommet de la série est daté du Cénomanién grâce à des exemplaires de *Schloenbachia varians* et *Mantelliceras mantelli*.

#### Tête de Méric

FAURE-MURET (1955, p. 273) a montré que dans la partie haute du ravin de Tuebi, les marnes noires du Crétacé ont subi de puissants laminages. Cependant, au pied Sud et Sud-Ouest de la tête de Méric, les marnes noires crétacées ont été épaissies mécaniquement. Vers Barrels, l'auteur (p. 259, 273) a pu caractériser l'Aptien-Albien grâce à la découverte d'un spécimen mal préservé de *Puzosia* cf. *emerici*. Dans la partie moyenne du complexe marneux, un lavage ayant fourni *R. appenninica* montre l'existence de Vraconien et/ou de Cénomanién.

#### Haut vallon de Roya

Les marnes noires y sont très replissées. Dans le ravin de la Mouinière, elles admettent "un banc glauconieux à patine roussâtre à très grands *Mortoniceras*." Ce fait n'est pas sans évoquer le béton glauconieux de l'aurole méridionale du dôme de Barrot. Une disposition lithostratigraphique semblable est possible.

#### Col de Pal

Un peu au Sud du col, selon FAURE-MURET, les marnes admettent un banc marno-sableux glauconieux à patine roussâtre, épais de 2 à 3 m, à empreintes de *Mortoniceras*. Il sépare les marnes en deux ensembles, dont le supérieur peut être rapporté au Vraconien-Cénomanién inférieur. L'observation formulée pour le vallon de Roya vaut aussi pour le col de Pal.

Demandols (Nord du Vallon de Roya)

Selon FAURE-MURET (1955), l'épaisseur du complexe marneux atteint 150-200 m. Dans ce faciès marneux l'auteur a mis en évidence l'Aptien supérieur. Plus au Nord, le vallon de Giallogues et Sestrières permet d'observer des marno-calcaires riches en ammonites, dont : *Anahoplites cf. mantelli* de l'Albien moyen.

Col des Champs, Allos

La série observable en ces deux sites est constituée de marnes bleues épaisses de quelques centaines de mètres (?) qui semblent dépourvues d'intercalations glauconieuses importantes. La succession des assises évoque assez bien la série décrite en domaine bassin, cependant la préservation très médiocre du sédiment et l'absence de fossiles ne m'ont pas permis, dans l'état d'avancement des travaux, d'en préciser la stratigraphie. Toutefois, l'intervalle Albien inférieur - moyen paraît bien être représenté : l'une des passées noires (au débit en frites), échantillonnée près d'Allos (Banivol), s'est révélée riche en carbone organique (plus de 2 % dans cette série super-mature), et la présence de *Nannoconus* dans la roche (très mal préservée et recristallisée) m'a suggéré qu'il pouvait s'agir du niveau Paquier.

Conclusions relatives à l'Ouest du Mercantour

Les données très fragmentaires acquises sur cette région ne permettent guère d'établir une succession-type et encore moins d'esquisser des variations latérales d'épaisseurs et de faciès. Cependant, il est possible de suggérer que l'ensemble des sites évoqués appartient au domaine bassin. Par ailleurs, la présence, au moins en certains sites, d'une barre glauconieuse que les indices permettent d'attribuer à l'Albien supérieur, pourrait suggérer la généralité de cet épisode de condensation dans tout l'Est et le Sud-Est du bassin vocontien.

## 2.5. Secteur Est-Nord-Est

## 2.5. SECTEUR EST-NORD-EST

Les problèmes posés relativement à la sédimentation dans le bassin vocontien, eu égard à la configuration paléogéographique supposée à cette époque (travaux de LEMOINE, BOURBON, DERCOURT...), amènent à rechercher dans quelle mesure les séries exposées livrent des indices quant à une éventuelle ouverture du bassin vocontien vers la mer alpine (ou océan ligure), ou bien au contraire quant à l'existence d'un seuil entravant les communications.

Etant donné le niveau d'érosion actuelle de la série autochtone, mais surtout la disposition des terrains consécutive aux événements tectoniques alpins, il n'existe pas d'affleurements de Crétacé moyen de type dauphinois au Nord de Seyne. Nous sommes donc privés d'éléments susceptibles de répondre de manière directe à notre interrogation. Au Sud de cette latitude de Seynes, et à l'Est de notre domaine d'étude, on ne trouve effectivement que les lambeaux replissés dans le chevauchement de la montagne de la Blanche, les affleurements de la demi-fenêtre d'Allos et la couverture sédimentaire de l'Argentera que nous avons rapidement évoqués dans le paragraphe précédent. De ce fait, à l'Est-Nord-Est, il nous faut rechercher les témoins du Crétacé moyen dans l'allochtone correspondant au domaine pennique. Nous en trouverons les traces, à la suite d'études menées par plusieurs auteurs, notamment des thèses de doctorat de CHENET (1978) et BOURBON (1980), dans les zones subbriançonnaise et briançonnaise respectivement, relativement proches, ainsi que dans la zone piémontaise, plus lointaine.

### 2.5.1. Sub-Briançonnais

La zone sub-briançonnaise (définie par GIGNOUX *et al.*, 1934) constitue l'élément frontal de l'ensemble pennique dans le Dauphiné. Elle est fréquemment chevauchée par la nappe du flysch à Helminthoides, d'origine liguro-piémontaise. CHENET (1978) a étudié cette série allochtone dans le secteur compris entre Gap et le col du Galibier. Du point de vue du milieu de sédimentation, et selon les concepts actuels, développés notamment par LEMOINE (1975), BOURBON *et al.* (1977), LEMOINE *et al.* (1986), la zone subbriançonnaise correspond à un segment peu subsident de la marge continentale européenne, présentant une topographie complexe et un taux de sédimentation réduit.

CHENET (1978, p. 212) n'a pu mettre en évidence aucun sédiment de l'Aptien à l'Albien moyen au-dessus des calcaires micritiques d'âge barrémien. Malgré les difficultés de datation, en beaucoup de cas, le hiatus a pu être prouvé en de nombreux sites dans l'unité de Piolit. "La lacune de sédimentation (...) a été interprétée comme résultant en partie de la création de pentes, sur lesquelles les sédiments ne pouvaient se maintenir." CHENET n'exclut cependant pas une cause climatique. Par ailleurs, l'auteur souligne que la présence de filons synsédimentaires minéralisés (Saint-Apollinaire-La Martinasse) pourrait être la "conséquence d'une brusque recrudescence de l'activité tectonique" du fait "d'une nouvelle étape de la subsidence due à une reprise de la distension ou au contraire de la manifestation locale d'une phase de compression nouvelle qui affecterait la marge."

L'Albien supérieur - Cénomaniens, daté par les nannofossiles et les foraminifères planctoniques, est représenté par le dépôt d'argilites noires à coulées boueuses (leur base correspondrait à la nannozone à *Eiffellithus turriseiffeli*, les foraminifères (?) indiqueraient le Cénomaniens pour la partie supérieure, cf. CHENET, p. 112-113). Dans l'unité de Piolit, leur épaisseur ne dépasse pas 10 m. La présence des débris paraît confinée au domaine "plus proximal." Dans l'unité de Saint Apollinaire-La Martinasse, ces schistes noirs dont l'épaisseur est inférieure à 5 m, sont plus carbonatés. Dans les unités de Vallouise, du Galibier et du Lauzet Roche Olvera, la "brèche de l'Argentière" (à blocs plurimétriques, absence de stratification et de classement, ainsi que très faible quantité de matrice : faits suggérant un très faible transport) s'observe en de nombreux points, associée à des schistes franchement calcaires.

Pour CHENET (*ibid.*, p. 178), le caractère chaotique de la formation des schistes albio-cénomaniens résulte de la sédimentation sur une pente. Par ailleurs, il pense que "la profondeur de dépôt est impossible à estimer, du fait des phénomènes de remaniements qui ont affecté ces sédiments, et de la difficulté à distinguer la fraction hémipélagique." Cependant, les fortes teneurs en carbonates, ainsi que la présence de foraminifères suggèrent à CHENET que le domaine étudié était alors situé au-dessus de la C.C.D.

### 2.5.2. Briançonnais



La zone briançonnaise qui a notamment fait l'objet de l'étude de BOURBON (1980), de la vallée du Guil au Grand Galibier, chevauche vers l'Ouest la zone dauphinoise, le massif du Pelvoux et sa couverture sédimentaire, mais aussi la zone subbriançonnaise.

L'auteur distingue trois types d'aires de sédimentation dans le domaine briançonnais : "les plateaux relativement stables dont Peyre-Haute est l'exemple le plus important, les sillons relativement stables (ex. : Champcella) et les aires intermédiaires instables et accidentées de reliefs (Roche Charnière, Galibier-Cerces)." Les plateaux, comme Peyre-Haute, sont caractérisés par une lacune totale du Crétacé inférieur et un encroûtement ferro-phosphaté ou siliceux au "Vraconio-Turonien". Il s'agit le plus souvent d'une croûte stromatolitique minéralisée de faible épaisseur (quelques millimètres à 1 cm). Au lac de l'Ascension, l'encroûtement est bien développé et comprend cinq couches (Bourbon, 1980, p. 83-85). La période de formation de la croûte stromatolitique serait l'Albien. Cette constatation découle de la découverte de foraminifères planctoniques caractéristiques de l'Albien (supérieur) dès le niveau inférieur de la croûte (*ibid.*, ex. p. 467 : *R. appenninica*, *R. brotzeni*).

Les sillons, comme celui de Champcella, présentent une sédimentation qui apparaît continue à BOURBON (p. 186) ; les encroûtements minéralisés sont absents, et la sédimentation est dominée par la silice (radiolarites et calcaires à cherts, de teinte grise ou gris-bleu). L'auteur interprète la nature de ces sédiments, et notamment l'absence de foraminifères, comme la conséquence d'une profondeur de dépôt supérieure à la C.C.D. (p. 187).

Les aires intermédiaires, comme Roche-Charnière (p. 190), offrent une réduction extrême de la série, avec lacune quasi-générale du Crétacé inférieur, interprétée comme la conséquence de l'action de courants violents (p. 193). Des glissements sédimentaires découlant d'une activité tectonique se développent au Vraconien. Les séries qualifiées de détritiques par BOURBON, "présentent, superposé à l'un des trois types précédents, un caractère détritique (présence d'olistolites, de brèches, de microbrèches, de grès), significatif d'une instabilité locale" (p. VIII).

### 2.5.3. Zone piémontaise

Dans la zone piémontaise, DUMONT *et al.* (1984) ont décrit, dans la série supra-ophiolitique, auprès du lac des Cordes (Est-Sud-Est de Briançon), la formation d'Abriès qui correspond à des schistes noirs (*black shales*) et quartzites, de une à deux centaines de mètres d'épaisseur, totalement dépourvus de carbonates. Elle fait suite aux calcschistes inférieurs (quelques dizaines de mètres), d'âge crétacé inférieur probable, et est suivie par les calcschistes de la formation du Malrif (quelques centaines de mètres ?) datés du Crétacé supérieur. Les schistes noirs sont métamorphisés.

### 2.5.4. Conclusions relatives au secteur Est-Nord-Est

Les éléments livrés par les séries exposées dans le secteur Est-Nord-Est sont assez pauvres. Quelques conclusions s'en dégagent cependant. L'Aptien et l'Albien inférieur - moyen paraissent ne jamais être représentés dans ce secteur. L'accumulation sédimentaire ne paraît reprendre, et encore de façon très modérée, qu'à l'Albien supérieur élevé, probablement au Vraconien. Il s'agit de sédiments gravitaires (coulées boueuses à blocs) dans la zone subbriançonnaise et dans les "aires intermédiaires" du Briançonnais. Sur les "plateaux" du Briançonnais, des encroûtements ferro-phosphatés (parfois d'origine stromatolitique évidente) se forment au Vraconien au Turonien, cependant qu'une faible épaisseur de radiolarites se dépose dans les "sillons" de cette même zone. Les *black shales* et quartzites de la zone piémontaise sont, de manière très imprécise, datés du Crétacé moyen.

Il demeure impossible de se faire une idée de la profondeur de dépôt pour les sédiments subbriançonnais. Cependant, ceux de la zone briançonnaise paraissent plutôt caractéristiques d'un milieu franchement pélagique, relativement profond ; c'est ce que suggèrent les longues lacunes stratigraphiques (tout le Crétacé inférieur à Peyre-Haute), les croûtes minéralisées, de même que la présence de radiolarites. Pour BOURBON (*in* ARNAUD *et al.*, 1985) cette zone correspond à un système de hauts-fonds pélagiques, pentes et sillons. Ainsi, étant naturellement maintenus dans l'ignorance pour l'autochtone médio-crétacé de cette région, aucun indice d'un éventuel seuil peu profond n'apparaît de manière manifeste dans les séries allochtones qui le chevauchent.