HAL
open science

Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Tethys entre Chartreuse et Morcles (Alpes occidentales franco-suisses et Jura méridional) : du Tithonique au Valanginien : tectonique synsédimentaire et eustatisme .

Hervé Detraz

To cite this version:

Hervé Detraz. Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Tethys entre Chartreuse et Morcles (Alpes occidentales franco-suisses et Jura méridional) : du Tithonique au Valanginien : tectonique synsédimentaire et eustatisme .. Stratigraphie. University of Geneva, 1989. Français. NNT : . tel-00803499

HAL Id: tel-00803499

https://theses.hal.science/tel-00803499

Submitted on 22 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 031992 8

DETRAZ.H

PUBLICATIONS DU DEPARTEMENT DE
GEOLOGIE ET DE PALEONTOLOGIE DE
L'UNIVERSITE DE GENEVE

N° 7
1989

EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA MARGE JURASSIENNE DE LA TETHYS ENTRE CHARTREUSE ET MORCLES

(Alpes occidentales franco-suisses et Jura méridional)

DU TITHONIQUE AU VALANGINIEN :

tectonique synsédimentaire et eustatisme

Hervé DETRAZ

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

ISSN 10 12-2990

Imprimerie
Raygan products SA
av. de Rosemont, 10
CH-1208 Genève

Section des Sciences de la Terre
rue des Maraîchers, 13
CH-1211 Genève

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43
13 JAN. 1992

PUBLICATIONS DU DEPARTEMENT DE GEOLOGIE ET DE PALEONTOLOGIE DE L'UNIVERSITE DE GENEVE

N° 7
1989

EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA MARGE JURASSIENNE DE LA TETHYS ENTRE CHARTREUSE ET MORCLES

(Alpes occidentales franco-suisses et Jura méridional)

DU TITHONIQUE AU VALANGINIEN :

tectonique synsédimentaire et eustatisme

Hervé DETRAZ

ISSN 10 12-2990

Imprimerie
Raygan products SA
av. de Rosemont, 10
CH-1208 Genève

Section des Sciences de la Terre
rue des Maraîchers, 13
CH-1211 Genève

10147691

UNIVERSITE DE GENEVE
DEPARTEMENT DE GEOLOGIE ET DE PALEONTOLOGIE

FACULTE DES SCIENCES
Professeur J. CHAROLLAIS

EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA MARGE JURASSIENNE DE LA TETHYS ENTRE CHARTREUSE ET MORCLES (Alpes occidentales franco-suisses et Jura méridional) DU TITHONIQUE AU VALANGINIEN : tectonique synsédimentaire et eustatisme

THESE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Genève
pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences de la Terre

par

Hervé DETRAZ

de
Ayze (Haute-Savoie)

Thèse n° 2338

Genève
Raygan Products SA (imprimerie)

1989

" Si dans une certaine couche on observe des traces de sel marin, des dépouilles d'animaux marins, des planches de marine, on peut dire que la mer occupait la région.

Si au contraire, on trouve une abondance de joncs, de graminées, de troncs et de branches d'arbres, on peut conclure à l'ancienne présence d'un fleuve ou d'un torrent."

Niels Steensen (Nicolas Sténon) 1669

Résumé.

Cette étude a pour but de retracer l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique savoyard et de sa marge jurassienne du Tithonique au Valanginien. Elle consiste en une analyse biostratigraphique et sédimentologique détaillée des séries continentales à marines d'âge tithonique à valanginien du Jura franco-suisse et des chaînes subalpines septentrionales du SE de la France.

Grâce à l'imbrication des faciès marins et continentaux qui caractérise le Jura méridional durant le Berriasien, les échelles biostratigraphiques mésogéennes d'ammonites et de calpionelles utilisées pour dater les faciès hémipélagiques du domaine delphino-helvétique ont pu être corrélées avec une biozonation continentale mise au point récemment par mon collègue P.O. Mojon (Univ. Genève) sur la plate-forme jurassienne à l'aide des charophytes et des ostracodes d'eau douce.

A l'échelle régionale, cet outil de corrélation a permis de préciser la position stratigraphique de la limite Jurassique-Crétacé, de comprendre quels étaient, en domaine de plate-forme, les mécanismes à l'origine des érosions sous-marines, des resédimentations et des condensations mises en évidence dans le bassin subalpin puis de proposer une reconstitution paléogéographique ainsi qu'un découpage séquentiel de la marge jurassienne de la Téthys selon les concepts de la stratigraphie physique.
La mauvaise corrélation entre le découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin et celui proposé par HAQ et al. (1987) suggère que l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique (domaine subalpin) et de sa marge jurassienne entre le Kimméridgien et l'Hauterivien inférieur, ne dépendait pas des seules variations du niveau marin.

Un contrôle tectonique est venu moduler le signal eustatique à plusieurs reprises, notamment au passage Jurassique-Crétacé (limite des Zones A et B), au cours du Berriasien inférieur-moyen (Zone B supérieure-terminale) et durant le Valanginien inférieur. Il a retardé, atténué ou annulé les effets des variations eustatiques négatives tandis que les remontées relatives du niveau marin continuaient de s'enregistrer fidèlement.
Parallèlement, une structuration, héritée ou non, de type blocs basculés, a contrôlé l'organisation sédimentaire du bassin delphino-helvétique savoyard.
Durant le Berriasien et le Valanginien, l'architecture de ce dernier s'articulait alors autour de deux sillons d'accumulation sédimentaire d'orientation SSW-NNE qui étaient séparés, dans la partie septentrionale du domaine d'étude, par le haut-fond du massif cristallin des Aiguilles Rouges.
La sursédimentation et l'organisation sédimentaire des dépôts berriasiens et valanginiens qui ont assuré le comblement du sillon occidental sont caractéristiques d'un prisme d'accumulation sédimentaire situé en bordure de plate-forme. Ce dernier correspond à la zone présubalpine dont la différentiation paléogéographique est intervenue dès le Berriasien inférieur.

Ces résultats montrent que pendant la période d'accrétion océanique téthysienne, amorcée à la fin du Dogger et/ou au début du Malm (LEMOINE 1982), la marge jurassienne de la Téthys continuait d'enregistrer une activité tectonique synsédimentaire distensive dont les effets sont particulièrement bien visibles au sein des dépôts du Crétacé basal.

Remerciements

En me confiant une charge d'assistant au sein du Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève, le prof. Jean CHAROLLAIS m'a permis d'assurer la réalisation du présent travail dont il est également le directeur; qu'il en soit remercié ici.

Le rôle de co-directeur a été assumé activement par le prof. Jurgen REMANE (Univ. Neuchâtel) dont les compétences ont été mises à contribution pour vérifier mes datations par les calpionelles. Il m'a aussi fait profiter de ses connaissances de terrain notamment en ce qui concernait les problèmes de resédimentation et je lui en suis vivement reconnaissant.

Le contenu de ce travail doit beaucoup à Norbert STEINHAUSER dont j'ai pu apprécier, tout au long de mes recherches, la compétence et les qualités humaines. Il s'est révélé tour à tour un excellent guide sur le terrain, un collègue de travail efficace et enfin un correcteur attentif. Comment le remercier, sinon en espérant que le fruit de nos interminables discussions soit digne de prolonger ses propres recherches passées et présentes.

Je tiens aussi à exprimer ici ma gratitude envers Monsieur Jean GERARD (TOTAL CFP, Paris) qui m'a accueilli au sein de son équipe à Aberdeen où l'on m'a initié aux différentes techniques d'exploration pétrolière et à la dynamique des bassins sédimentaires. Ce dernier a également accepté de juger mon travail au même titre que Monsieur Marc FLOQUET (Univ. Dijon) et je les en remercie car leurs critiques pertinentes ont grandement contribué à l'amélioration de ce manuscrit.

Grâce à Pierre-Olivier MOJON, assistant-doctorant au Département de Géologie et de Paléontologie, j'ai pu étendre mon domaine d'investigation aux dépôts émersifs de la plate-forme jurassienne. Tout au long de notre collaboration, il m'a constamment fait profiter de ses connaissances dans les domaines de la biostratigraphie et de la paléoécologie des milieux margino-littoraux. Sa disponibilité et son enthousiasme contagieux m'ont été précieux et je tiens tout particulièrement à le remercier ici.

Les ammonites ont été déterminées par Messieurs R. BUSNARDO et Gérard LE HEGARAT (Univ. Lyon I) tandis que les échinides ont été confié à Monsieur Bernard CLAVEL (Univ. Lyon I). A cette occasion je tiens également à remercier Monsieur Eric DE KAENEL (Univ. Neuchâtel) pour les heures qu'il a bien voulu consacrer à la détermination d'une nannoflore malheureusement inutilisable.

Messieurs Bernard DOUDOUX (Univ. Chambéry) et François BOLLON m'ont respectivement fait découvrir la géologie du massif des Bauges et de la Chartreuse tandis que Messieurs Roland MURAT (retr. Shell), Peter HOMEWOOD et Olivier LATELTIN (Univ. Fribourg) m'ont guidé dans la région de St Maurice. Je les remercie tous pour le temps qu'ils m'ont consacré mais aussi et surtout pour leur accueil toujours amical.

Des problèmes particuliers ont pu être résolus par des aides multiples et diverses. Je pense notamment à Monsieur Steve AYRTON qui a mis à ma disposition diapositives et échantillons, et à Mme Yvonne GÜBLER grâce à qui j'ai pu consulter certains ouvrages.

Mes connaissances sédimentologiques et ma compréhension des concepts de la stratigraphie physique ont été grandement améliorés grâce aux contacts noués avec le prof. Emiliano MUTTI (Univ. Parme) et Jean-Loup RUBINO (TOTAL CFP, Bordeaux) lors des excursions que j'ai eu le privilège d'effectuer en leur compagnie.

Mais de toutes les personnes qu'il m'a été amené à cotoyer au cours de mes recherches, je garderai le meilleur souvenir de la famille CHERIX en raison des agréables moments qu'elle m'a fait partager lors de mon trop court séjour aux Fenalets. De même, je ne saurais oublier les moments d'amitié passés en compagnie de mes collègues Michel DELAMETTE, Daniel MULLER et François VILLARS avec qui j'ai appris à courir et à lire la montagne.

Mes hiéroglyphes ont été déchiffrés par Corinne CHARVET qui a assuré la dactylographie de ce texte. Elle m'a ainsi déchargé d'une tâche redoutée et je lui en suis reconnaissant.

Enfin et surtout, un grand merci à mes parents qui durant toutes ces années n'ont pas ménagé leurs efforts pour que je puisse mener à bien mes études.

... et les costumes sont de Donald Cardwell...

TABLE DES MATIERES

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Résumé. 2

1. INTRODUCTION. 10

1.1 CADRE GEOGRAPHIQUE. 11

1.2 CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL. 11

1.3 HISTORIQUE. 14

1.4 BUT DE L'ETUDE ET METHODOLOGIE. 15

1.4.1 Objectifs. 15
1.4.2 Méthodologie. 16

1.4.2.1 Lithostratigraphie. 16
1.4.2.2 Biostratigraphie. 16
1.4.2.3 Sédimentologie. 18
1.4.2.4 Découpage en séquences de dépôt. 18
1.4.2.5 Tectonique synsédimentaire. 18

2. L'ANALYSE BIOSTRATIGRAPHIQUE. 19

2.1 TERMINOLOGIE. 20

2.2 ECHELLES BIOSTRATIGRAPHIQUES UTILISEES. 21

2.2.1 Les ammonites. 21
2.2.2 Les microfossiles. 23

2.2.2.1 Les protoglobigérines. 24
2.2.2.2 Les saccocomidés. 24
2.2.2.3 Les calpionelles. 24
2.2.2.4 Les charophytes et les ostracodes d'eau douce. 25

2.3 REPERES BIOSTRATIGRAPHIQUES ET SUBDIVISIONS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ADOPTES. 25

2.4 LA LIMITE JURASSIQUE-CRETACE 29

3. L'ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE. 31

3.1 LE DOMAINE SUBALPIN. 32

3.1.1 Le massif des Bauges. 32
3.1.2 Le massif des Bornes. 33
3.1.3 La Chaîne des Aravis et le massif de Platé. 35
3.1.4 Le massif du Haut-Giffre. 38
3.1.5 Massif de Morcles. 41

3.2 LE DOMAINE PRESUBALPIN 42

3.2.1 Historique 42
3.2.2 Massif des Bauges. 42
3.2.3 Massif de la Chartreuse. 45
3.2.4 La cluse de l'Isère. 50

3.3 LE DOMAINE JURASSIEN. 59

3.3.1 Le Jura méridional. 59
3.3.2 Comparaison avec le Jura vaudois et Neuchâtelois. 61

3.4 LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DU MASSIF CRISTALLIN DES AIGUILLES ROUGES. 62

3.4.1 L'autochtone de St Maurice (Valais). 62
3.4.2 Le parautochtone du Champ de Barme (Val d'Illiez). 66
3.4.3 Les séries réduites. 69

3.5 ULTRAHELVETIQUE : La klippe de Sulens. 69

3.6 ANALYSE DES RESEDIMENTATIONS. 70

3.6.1 Analyse des faisceaux contournés (slumps). 70
3.6.2 Analyse des apports bioclastiques. 75

3.6.2.1 Les faciès calcarénitiques. 76
3.6.2.2 Les faciès conglomératiques. 77
3.6.2.3 Direction et sens des apports bioclastiques. 79

3.6.3 Le détritisme quartzeux. 79

4. EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET ANALYSE SEQUENTIELLE. 80

4.1 CONTEXTE PALEOGEOGRAPHIQUE OUEST-EUROPEEN ET REGIONAL A LA FIN DU JURASSIQUE. 81

4.1.1 Les terres émergées. 81
4.1.2 Le bassin et sa marge nord-occidentale. 81

4.2 EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA MARGE JURASSIENNE DE LA TETHYS ENTRE CHARTREUSE ET MORCLES. 82

4.2.1 Système de dépôt I (Tithonique-Portlandien). 82
4.2.2 Système de dépôt II (Berriasien inférieur à supérieur). 86

4.2.2.1 Berriasien inférieur (Zone B inférieure). 86
4.2.2.2 Berriasien inférieur (Zone B supérieure). 88
4.2.2.3 Berriasien moyen (Zone C). 90
4.2.2.4 Berriasien supérieur (sous-zones D1, D2 et D3 pro parte.). 92

4.2.3 Système de dépôt III (Berriasien terminal-Valanginien inférieur (Zone à *Pertransiens*)). 92
4.2.4 Système de dépôt IV (Valanginien inférieur (Zone à *Campylotoxum*) - supérieur). 96

4.3 APPLICATION DES PRINCIPES DE LA STRATIGRAPHIE PHYSIQUE A LA COMPREHENSION DE L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DELPHINO-HELVETIQUE SAVOYARD ET DE SA MARGE JURASSIENNE. 102

4.3.1 Définition des cycles sédimentaires ou séquences de dépôt. 102
4.3.2 Découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin selon les concepts de la stratigraphie physique. 103

5. EXISTENCE ET INFLUENCE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE SUR L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DELPHINO-HELVETIQUE SAVOYARD ET DE SA MARGE JURASSIENNE. 107

5.1 PREUVES INDIRECTES. 108

5.1.1 Comparaison entre le découpage séquentiel proposé par HAQ et al. (1987) et le découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin. 108

5.1.2 Subsidence différentielle sur la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique : la carte isopachique du Berriasien. 108

5.2 PREUVES DIRECTES : L'exemple du massif de Platé au Berriasien inférieur et moyen. 110

6. CONCLUSIONS. 115

7. ANNEXES. 118

7.1 POSITION GEOGRAPHIQUE, STRUCTURALE ET STRATIGRAPHIQUE DES COUPES ETUDIEES (fig. 32 et tabl. 1, 2, 3, 4 et 5) 119

7.2 DESCRIPTION DETAILLEE DES PRINCIPALES COUPES DES DOMAINES SUBALPIN ET PRESUBALPIN. 127

7.2.1 Coupe du Guiers Mort. 127
7.2.2 Coupe de la Pointière. 133
7.2.3 Coupe des Granges du Grapillon. 137
7.2.4 Coupe de Plan Martin. 140
7.2.5 Coupe du Torrent du Rouselet. 143
7.2.6 Coupe du Malpassant. 145
7.2.7 Coupe du Col de Cherel. 147
7.2.8 Coupe du Nant de Cotona II. 151
7.2.9 Coupe de la Pointe de Vélan. 153
7.2.10 Coupe du Nant de Montmin. 155
7.2.11 Coupe du Mont d'Orisan 158
7.2.12 Coupe du Chenay I et II. 160
7.2.13 Coupe du Roc Rouge. 163
7.2.14 Coupe du Petit Bornand. 165
7.2.15 Coupe du Torrent du Châtelard. 167
7.2.16 Coupe du Plan des Eves. 170
7.2.17 Coupe de la Pointe de Varochet. 172

7.2.18 Coupe du Lac d'Anterne. 175
7.2.19 Coupe de la Montagne de Commune. 177
7.2.20 Coupe de Salvadon. 180
7.2.21 Coupe de la Tête de Peruaz-Montagne de Sageroux. 182
7.2.22 Coupe de la Tête des Ottans. 185
7.2.23 Coupe synthétique de la région de St Maurice (Valais). 190
7.2.24 Coupe de la Tsantonnaire. 201
7.2.25 Coupe des Crêtes/Pierregrosse. 203

7.3 Tableaux de conversion entre la numérotation des échantillons et celle des lames minces (Tabl. 6, 7, 8, 9, 10, 11 et 12). 210

BIBLIOGRAPHIE. **218**

LISTE DES FIGURES

figures.

1 : Situation géographique et fond structural de l'aire étudiée (p. 12).

2 : Synthèse historique et tableau de corrélation des unités lithostratigraphiques des domaines jurassien, présubalpin et subalpin depuis le Tithonique-Portlandien jusqu'au Valanginien (p. 17).

3 : Tableau de corrélation entre les zonations d'ammonites et de calpionelles du SE de la France et la zonation continentale de charophytes et d'ostracodes d'eau douce du Jura (p. 22).

4 : Bloc diagramme du massif de Platé (p. 36).

5 : Tectonogramme du massif du Haut-Giffre : positionnement structural des coupes (p. 39).

6 : Torrent du Rouselet : resédimentations massives au sein des dépôts hémipélagiques du Berriasien supérieur (p. 47).

7 : Coupe du Bec de l'Echaillon (d'après KILIAN et LORY 1900) (p. 51).

8 : Coupe des Bains de l'Echaillon (d'après LE HEGARAT 1971) (p. 53).

9 : Profil schématique du passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins, montrant la position relative des différents types de faciès (d'après REMANE 1958) (p. 54).

10 : Coupe des Bains de l'Echaillon : rides de tempête dans la Formation du Calcaire du Fontanil (p. 56).

11 : Historique de St Maurice (p. 63).

12a : Vue génerale sur l'affleurement du Champ de Barme (Val d'Illiez) (p. 68).

12b : Champ de Barme : discordance angulaire entre les calcaires micritiques massifs et les alternances argilo-carbonatées (p. 68).

13 : Résultats des mesures de slump station par station (p. 72).

14 : Rose des vents de la station de Petetruy (p. 73).

15 : Rose des vents de la station de la Mia (p. 73).

16 : Reconstitution des paléopentes (p. 74).

17 : Tithonique inférieur-moyen : carte de répartition de faciès (p. 83).

18 : Tithonique supérieur : carte de répartition de faciès (p. 85).

19 : Berriasien inférieur (Zone B inférieure) : carte de répartition de faciès (p. 87).

20 : Berriasien inférieur (Zone B supérieure) : carte de répartition de faciès (p. 89).

21 : Berriasien moyen : carte de répartition de faciès (p. 91).

22 : Berriasien supérieur : carte de répartition de faciès (p. 93).

23 : Berriasien terminal-Valanginien inférieur : carte de répartition de faciès (p. 95).

24 : Valanginien inférieur-supérieur : carte de répartition de faciès (p. 97).

25a : Reconstitution paléosédimentaire de la marge jurassienne de la Téthys entre le Tithonique et le Valanginien : profil plate-forme/bassin (p. 98).

25b : Reconstitution paléosédimentaire de la marge jurassienne de la Téthys entre le Tithonique et le Valanginien : profil intra-plate-forme (p. 100).

26 : Migration des zones de faciès du Tithonique à l'Hauterivien inférieur (p. 101).

27a, b et c : Comparaison du découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin (27a et b) et du découpage séquentiel (27c) proposé par HAQ et al. (1987) (p. 104).

28 : Carte isopachique du Berriasien (p. 109).

29 : Vue aérienne de la bordure occidentale du massif de Platé (p. 111).

30a et b : Détail du compartiment C1 (p. 113).

31a et b : Détail des compartiments C1 et C2 (p. 114).

32 : Position géographique et structurale des coupes citées (p. 120).

33 : Légende des symboles et sigles utilisés dans les coupes (p. 128).

34 : Coupe du Guiers Mort (p. 129).

35 : Coupe de la Pointière (p. 134).

36 : Coupe des Granges du Grapillon (p. 138).

37 : Coupe de Plan Martin (p. 141).

38 : Coupe du Torrent du Rouselet (p. 144).

39 : Coupe du Malpassant (p. 146).

40 : Coupe du Col de Cherel (p. 148).

41 : Coupe du Nant de Cotona II (p. 152).

42 : Coupe de la Pointe de Vélan (p. 154).

43 : Coupe du Nant de Montmin I, II et III (p. 157).

44 : Coupe du Mont d'Orisan (p. 160).

45 : Coupe du Chenay I et II (p. 162).

46 : Coupe du Roc Rouge (p. 164).

47 : Coupe du Petit-Bornand (p. 166).

48 : Coupe du Torrent du Châtelard (p. 168).

49 : Coupe du Plan des Eves (p. 171).

50 : Coupe de la Pointe de Varochet (p. 173).

51 : Coupe du col d'Anterne (p. 176).

52 : Coupe du Lac d'Anterne : éponge siliceuse, éch. LA 4 (p. 178).

53 : Coupe de la Montagne de Commune (p. 179).

54 : Coupe de Salvadon (p. 181).

55 : Coupe de la Tête de Peruaz-Montagne de Sageroux (p. 184).

56 : Coupe de la Tête des Ottans (p. 186).

57a et b : Coupe de la Tête des Ottans : bioconstructions siliceuses d'origine microbiennes ? (p. 188)

58 : Région de St Maurice : positionnement géographique des coupes (p. 191).

59 : Coupe synthétique de la région de St Maurice (p. 192).

60a, b et c : St Maurice (coupe du château) : Dunes sous marines de type sand-waves (p. 195).

61 : répartition des faciès du Valanginien et de l'Hauterivien basal à St Maurice (p. 198).

62 : Coupe de la Tsantonnaire (p. 202).

63 : Coupe des Crêtes/Pierregrosse (p. 205).

64 : Coupe des Crêtes : polypier ahermatypique, éch. LCR 22 (p. 207).

65 : Coupe de la Cluse de Bange (d'après STEINHAUSER 1969) (p. 208).

66 : Coupe du Molard de Vions (d'après STEINHAUSER 1969) (p. 209).

LISTE DES TABLEAUX

tableaux.

1 : Position géographique, structurale et stratigraphique des coupes citées (coupes 1 à 21) (p. 122).

2 : Position géographique, structurale et stratigraphique des coupes citées (coupes 22 à 54) (p. 123).

3 : Position géographique, structurale et stratigraphique des coupes citées (coupes 55 à 87) (p. 124).

4 : Position géographique, structurale et stratigraphique des coupes citées (coupes 88 à 95, coupes complémentaires et forages) (p. 125 et 126).

5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 et 12 : Tableaux de conversion entre la numérotation des échantillons et la numérotation des lames minces (p. 211, 212, 213, 214, 215, 216 et 217).

1. INTRODUCTION

1.1 CADRE GEOGRAPHIQUE.

1.2 CADRE GEOLOGIQUE ET STUCTURAL.

1.3 HISTORIQUE.

1.4 BUT DE L'ETUDE ET METHODOLOGIE.

1.4.1 Objectifs.

1.4.2 Méthodologie.

1. INTRODUCTION.

1.1 CADRE GEOGRAPHIQUE.

L'aire étudiée est située sur la bordure nord-occidentale de l'arc alpin (fig. 1). Entre la région grenobloise (Isère, France) et le Valais (Suisse), elle couvre les massifs de la Chartreuse, des Bauges (Départements de l'Isère et de la Savoie, France), des Bornes, des Aravis, de Platé, du Haut-Giffre (Département de la Haute-Savoie, France) et de Morcles (Cantons du Valais et de Vaud, Suisse). Vers l'Ouest et le NW, elle s'étend au Jura méridional et central tandis qu'elle est limitée au SE par les massifs cristallins externes de Belledonne, du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges.

En terme de randonnée pédestre, ces massifs montagneux appartiennent à la classe "moyenne montagne". Ils ne sont aisément accessibles que durant la période estivale. En raison de leur altitude moyenne plus élevée, les massifs du Haut-Giffre et de Morcles se distinguent par un enneigement persistant. Les mois de septembre et d'octobre y sont donc les plus favorables au géologue.

Le détail de la couverture topographique au 1/25.000 ainsi que le positionnement géographique, structural et stratigraphique des coupes citées sont renvoyés en annexe (cf. 7.1).
En ce qui concerne les localités situées en dehors de cette région, chaque citation renvoie à une situation géographique déjà publiée.

1.2 CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL.

Le secteur étudié s'aligne parallèlement à la courbure des massifs cristallins externes. Il occupe une position intermédiaire entre un domaine interne considéré par tous les auteurs comme largement allochtone et un domaine externe généralement admis comme "relativement" autochtone.

La couverture sédimentaire représentée par les terrains mésozoïques et cénozoïques de la zone delphino-helvétique se présente suivant trois types de position : adhérente, pincée ou décollée (GIDON 1977).

1- adhérente : A l'exception de la couverture sédimentaire autochtone, détritique et réduite [1] des massifs cristallins des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc, seul le tégument triasique (Trias inférieur gréseux et quartzitique) occupe cette position.

2- pincée (dite "synclinale") : Durant la tectonique alpine, des fragments de couverture sédimentaire sont restés piégés le long d'accidents importants tel que le "couloir" de Chamonix ou l'accident médian de Belledonne (VIALON 1974; GROS 1974).

3- décollée : La plus grande masse des terrains mésozoïques et cénozoïques constitue une couverture décollée formant un véritable empilement de nappes (Morcles, Diablerets, Wildhorn) en Suisse (ESCHER et al. 1988) alors qu'elle est souvent considérée comme s'enracinant frontalement dans les massifs subalpins français (GOGUEL 1951; DEBELMAS et KERCKHOVE 1980).

1) Celle-ci est associée à un contexte paléogéographique de haut-fond (AMBERGER 1960, LANDRY 1978).

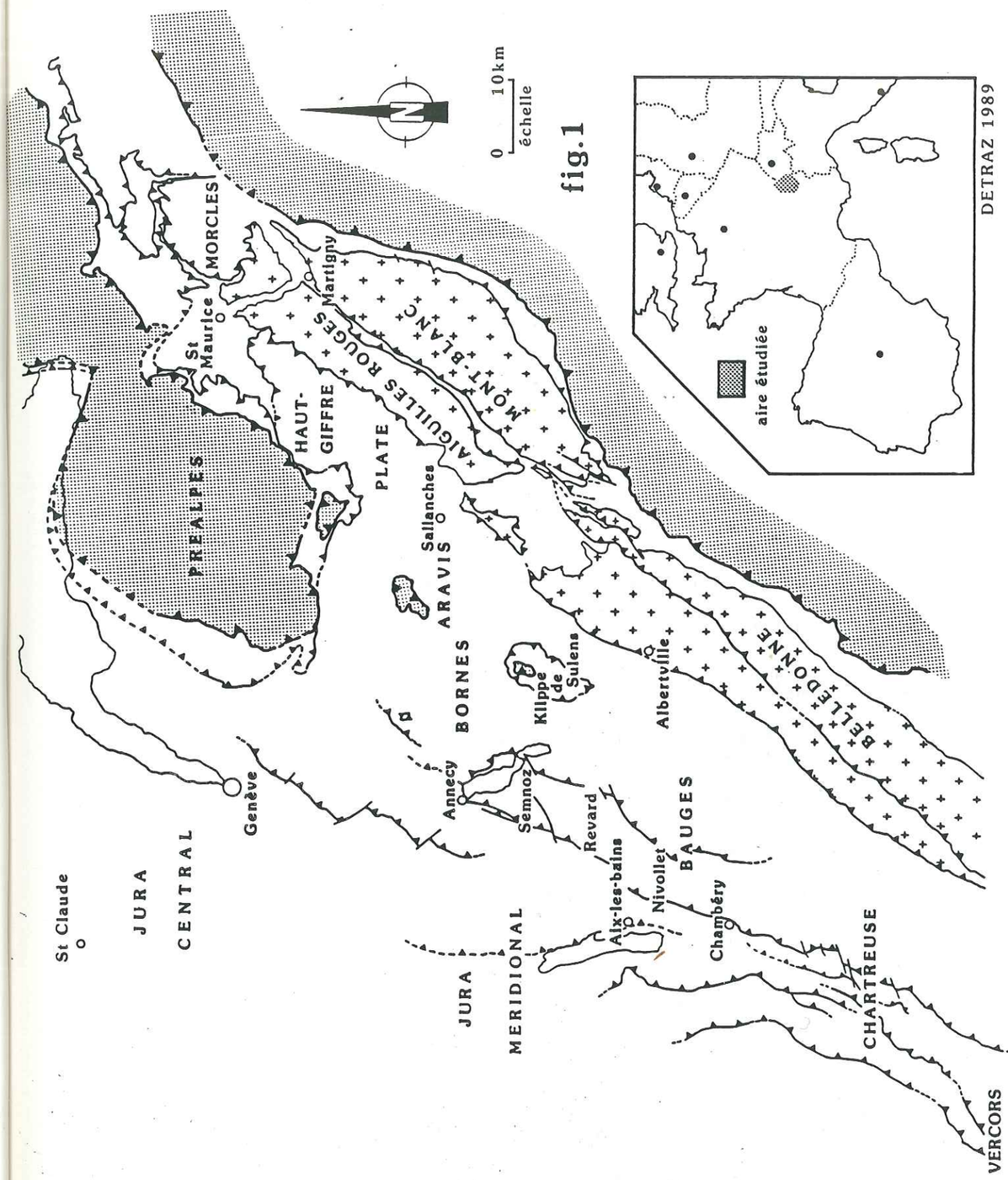


fig.1

Toutefois, les données récentes fournies par la sismique profonde ne confirment pas ces vues "autochtonistes". Elles mettent, au contraire, en évidence l'allochtonie des massifs cristallins externes des Aiguilles Rouges, du Mont-Blanc -soupçonnée depuis longtemps par GOGUEL (1963)- et de Belledonne (MENARD 1979a et b; PERRIER et VIALON 1980). Elles permettent aussi d'interpréter la succession des massifs subalpins septentrionaux comme une suite d'écailles tectoniques se chevauchant vers l'extérieur de la chaîne alpine à partir d'un plan de chevauchement crustal commun (MENARD 1979b; TARDY et al. 1986).

Cet assemblage tectonique des différentes masses lithologiques représentatives du domaine delphino-helvétique pose naturellement un double problème à toute reconstitution paléogéographique : Quelle est l'origine (socle) de ces différentes unités tectoniques et comment les replacer les unes par rapport aux autres ?

Une réponse à la première question peut être apportée par un rapide survol de la géologie régionale.
Si l'origine de la nappe de Morcles ne pose pas de problème puisqu'elle est rattachée à sa zone radicale, l'attribution paléogéographique des massifs subalpins septentrionaux est plus délicate. Ils représentent la couverture décollée et glissée à l'avant des massifs cristallins externes. Leur zone radicale est donc située à l'arrière de la position qu'ils occupent actuellement mais comme le massif cristallin des Aiguilles Rouges possède sa propre couverture sédimentaire, les géologues chambériens attribuent aux massifs subalpins septentrionaux une origine ultra-Aiguilles Rouges et supra-Belledonne (ELTCHANINOFF et al. 1982).

Le massif de Belledonne offre les trois possibilités de replacement suivantes :

1 - sur son rameau externe.

2 - au niveau de l'accident médian que GOURLAY (1984) considère comme la prolongation du couloir de Chamonix. Conception que ne partagent pas ELCHANINOFF et al. (1982).

3 - sur son rameau interne. Les observations de PAREJAS (1925) apportent de sérieux arguments en faveur de cette dernière possibilité.

Parallèlement, l'école chambérienne (MERCIER DE LEPINAY 1981; DOUDOUX et al. 1982) a établi une série de liens structuraux et stratigraphiques entre les massifs subalpins et les trois nappes helvétiques de Morcles, Diablerets et Wildhorn. Cela l'amène naturellement à replacer l'ensemble de ces trois nappes dans le couloir de Chamonix.
Elle est donc en désaccord avec l'école suisse (ESCHER et al. 1988) pour laquelle, seule la nappe de Morcles et ses équivalents structuraux (Dents du Midi-Haut-Giffre - Platé - Aravis) ont pour origine le "couloir de Chamonix" et la bordure nord-occidentale du massif du Mont-Blanc.
Les nappes des Diablerets et du Wildhorn auraient, elles, une origine supra et ultra Mont-Blanc.

Si l'analyse sédimentologique peut apporter une réponse qualitative à la seconde question, trop peu de travaux structuraux modernes (coupes équilibrées) permettent aujourd'hui une estimation quantitative des taux de raccourcissement.

C'est pourquoi pour rester objectif, le fond structural (fig. 1) utilisé pour cette étude et dessiné à partir de la carte géologique simplifiée des Alpes occidentales au 1:250.000 (GIDON 1977; feuille Nord), n'a pas fait l'objet d'un dépliage.
Il fait toutefois la synthèse des principaux travaux régionaux de géologie structurale (PIJOLAT 1978; DOUDOUX et al. 1982; GOURLAY 1984; EPART 1986; BUTLER et al. 1987) et servira de support graphique au positionnement géographique et structural des coupes (annexes) ainsi qu'à l'établissement des cartes de faciès.

Dans l'état des connaissances actuelles, il semble logique d'admettre que la série sédimentaire des massifs de Morcles, Dents du Midi - Haut-Giffre et de Platé représentait le remplissage d'un bassin subsident bordé par deux domaines de haut-fond à couverture mésozoïque réduite : Aiguilles Rouges à l'Ouest et Mont-Blanc à l'Est.
Leur alignement arbitraire, suivant une transversale NNW-SSE, dans leur position paléogéographique présumée (GOURLAY 1984) permet d'estimer la largeur initiale de cette partie du bassin delphino-helvétique. Elle varie, suivant les auteurs, entre 45 km (BEACH 1981) et 100 km (BUTLER 1983).

Vers le SSW, la bordure occidentale (Aiguilles Rouges) de ce bassin disparaissait pour être relayée, vers l'Ouest, par la plate-forme jurassienne. Trois domaines paléogéographiques s'individualisaient dans cet espace. Ce sont, du NW au SE, les domaines jurassien, présubalpin et subalpin.

Du Tithonique au Valanginien, le bassin delphino-helvétique ou domaine subalpin était caractérisé par une sédimentation hémipélagique. Ce dernier était bordé vers le NW par la plate-forme carbonatée jurassienne qui couvrait le Jura méridional et central et sur laquelle se développaient des faciès récifaux et/ou émersifs.
La zone de raccord entre ces deux domaines paléogéographiques était caractérisée par une épaisse accumulation sédimentaire à affinités tantôt jurassiennes et tantôt subalpines. Cette zone correspond à la zone présubalpine ou domaine présubalpin (STEINHAUSER 1969 et 1970).

1.3 HISTORIQUE.

Ce chapitre n'a pas pour objectif de dresser une liste exhaustive des travaux antérieurs. Seuls ceux qui permettent de retracer l'évolution des connaissances à l'échelle du domaine d'étude seront abordés ici.

L'exploration systématique du bassin delphino-helvétique est associée à l'établissement des premières cartes géologiques de la fin du XIXème siècle.
Parmi les grands noms de la géologie alpine qui ont participé à leur élaboration, il faut citer MAILLARD (1889), REVIL (1893 et 1911-1913), KILIAN (1894 et 1904), HAUG (1895), DOUXAMI (1896-1897), HAUG et LUGEON (1901-1902). Ces différents auteurs en précisèrent la stratigraphie tout en réunissant d'importantes collections paléontologiques.
HAUG (1895) s'attacha aussi à débrouiller la tectonique des Hautes Chaînes calcaires de Savoie.

Durant la première moitié du XXème siècle, de nombreuses synthèses géologiques régionales se sont succédées. Elles concernaient particulièrement la stratigraphie de la nappe de Morcles et de ses équivalents structuraux vers le Sud : "nappe de Morcles-Aravis" (COLLET 1910 et 1943; COAZ 1932; LOMBARD et COAZ 1932; MORET 1934; LUGEON et ARGAND 1937). Les premières synthèses stratigraphiques (HAUG 1925) et tectoniques (KILIAN 1924) à plus grande échelle datent aussi de cette époque.

Dès 1933, MORET étendit son domaine d'investigation à la plate-forme jurassienne et s'intéressa à l'extension des lagunes purbeckiennes, précédant ainsi les travaux de CAROZZI (1948); DONZE (1958) et HÄFELI (1966).
Parallèlement, REMANE (1958) puis LOMBARD et CHAROLLAIS (1965) et CHAROLLAIS et LOMBARD (1966) ont respectivement tenté d'établir la géométrie du passage plate-forme/bassin à la limite Jurassique-Crétacé et une stratigraphie comparée du Jura et des chaînes subalpines.

Cette seconde moitié du XXème siècle a vu aussi apparaître les premiers travaux sédimentologiques traitant des problèmes de remaniement liés aux courants de turbidité dans les dépôts du Malm (CAROZZI 1952 et 1956) ou aux formations bréchiques (pseudo-brèches) du Tithonique (REMANE 1960 et 1970).
La première note sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines a été publiée par REMANE en 1966.
Par la suite, STEINHAUSER et LOMBARD (1969) ont établi une nouvelle nomenclature lithostratigraphique pour le Crétacé basal du Jura méridional que STEINHAUSER (1969 et 1970) corréla précisément avec la zone présubalpine dont il venait de démontrer l'individualité en tant que nouveau domaine paléogéographique.
Entre le "Purbeckien" et le Valanginien terminal, ce dernier a retracé l'évolution paléogéographique des domaines jurassien et présubalpin mais il n'a pas pu étendre son investigation au domaine subalpin, faute de temps et de données biostratigraphiques précises.
Récemment, l'attribution chronostratigraphique des formations éocrétacées du Jura a été précisée par CLAVEL et al. (1986) grâce à la découverte de rares ammonites.

1.4 BUT DE L'ETUDE ET METHODOLOGIE.

1.4.1. Objectifs.

Ce travail a pour but de retracer l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique savoyard et de sa marge jurassienne du Tithonique au Valanginien.

Dans un premier temps, cette recherche était limitée à l'analyse chronostratigraphique et sédimentologique du seul domaine subalpin mais au terme des deux premières saisons de terrain, deux directions de recherches s'imposèrent.

Il fallait absolument établir une corrélation stratigraphique précise entre les domaines subalpin, présubalpin puis jurassien pour comprendre quels étaient, en domaine de plate-forme, les mécanismes à l'origine des érosions sous-marines, des resédimentations et des condensations mises en évidence dans le bassin [2] subalpin.
La collaboration de Norbert Steinhauser qui m'a fait profiter de documents personnels inédits et la mise en commun de nos connaissances furent alors décisives pour mener à bien ce travail.

La seconde direction de recherche était puissamment motivée par l'existence probable d'un contrôle tectonique sur la sédimentation du Berriasien inférieur et moyen. Une telle possibilité se devait d'être vérifiée et si possible confirmée, sur le terrain, par des arguments géométriques et sédimentologiques solides.

Enfin, l'étude de l'"autochtone" de St Maurice (Valais) s'est révélée une clef indispensable à la compréhension de l'évolution sédimentologique du massif cristallin des Aiguilles Rouges.

---

2) Le terme de bassin employé ici est un terme consacré, il n'est pas à prendre au sens strict. En réalité, il s'agirait plutôt d'une plate-forme distale caractérisée par une sédimentation hémipélagique et carbonatée.

1.4.2 Méthodologie.

1.4.2.1 Lithostratigraphie.

Cette étude n'a pas pour finalité de définir de nouvelles unités lithostratigraphiques, ni de subdiviser, sur la base d'une analyse sédimentologique, les formations existantes en une série de membres qui n'auraient qu'une signification très ponctuelle étant donné l'extrême variabilité de la succession des dépôts en fonction de leur position paléogéographique.

Le texte qui suit se contentera donc d'utiliser le découpage et la terminologie définis et/ou utilisés dans les travaux antérieurs d'ampleur régionale. Ceci afin d'établir entre ces derniers et le présent travail, un lien direct qui puisse aussi servir de fil conducteur au lecteur connaissant déjà la littérature géologique régionale.

L'intervalle d'étude comprend les formations fini-jurassiques et néocomiennes définies par STEINHAUSER et LOMBARD (1969) [3], ENAY (1965), HÄFELI (1966) et BERNIER (1984) [4] pour le domaine jurassien, et par STEINHAUSER (1969 et 1970) [5] pour le domaine présubalpin (fig. 2).
En ce qui concerne le bassin delphino-helvétique (domaine subalpin), la terminologie lithostratigraphique utilisée dans la fig. 2 est encore informelle. Elle a été introduite par CHAROLLAIS (1963), CHAROLLAIS et LOMBARD (1966), puis complétée par DETRAZ et al. (1986). La notice de la carte géologique Annecy-Bonneville (Haute-Savoie, France) au 1/50.000 (CHAROLLAIS et al. 1988) décrit précisément chacune des unités lithologiques citées
D'autre part, la synthèse géologique du SE de la France (DEBRAND-PASSARD et al. 1984 p. 329, 306 et 307) propose trois tableaux de corrélations inter-régionales où est regroupée toute la nomenclature lithostratigraphique des massifs subalpins et de la plate-forme jurassienne.

remarque : Il ressort de cette étude que la nomenclature lithostratigraphique actuellement disponible est le plus souvent inadaptée et dépassée car elle fait appel à des concepts géologiques anciens ne prenant pas en considération la dynamique des corps sédimentaires. Ce problème touche particulièrement les géologues cartographes qui ne disposent plus aujourd'hui d'outils adéquats. Il serait donc souhaitable que ces derniers se concertent et définissent des ensembles lithologiques non seulement en fonction de leurs caratéristiques lithologiques (problème de leur reconnaissance sur le terrain) mais également en fonction de leur appartenance à un même dispositif sédimentaire; ce qui revient à définir de nouveaux concepts cartographiques permettant la mise à profit des apports de la sédimentologie moderne et en particulier de la stratigraphie physique.

1.4.2.2 Biostratigraphie.

Le second chapitre de ce volume est consacré à **l'analyse biostratigraphique**. Les faunes ont été déterminées grâce au concours de plusieurs spécialistes.

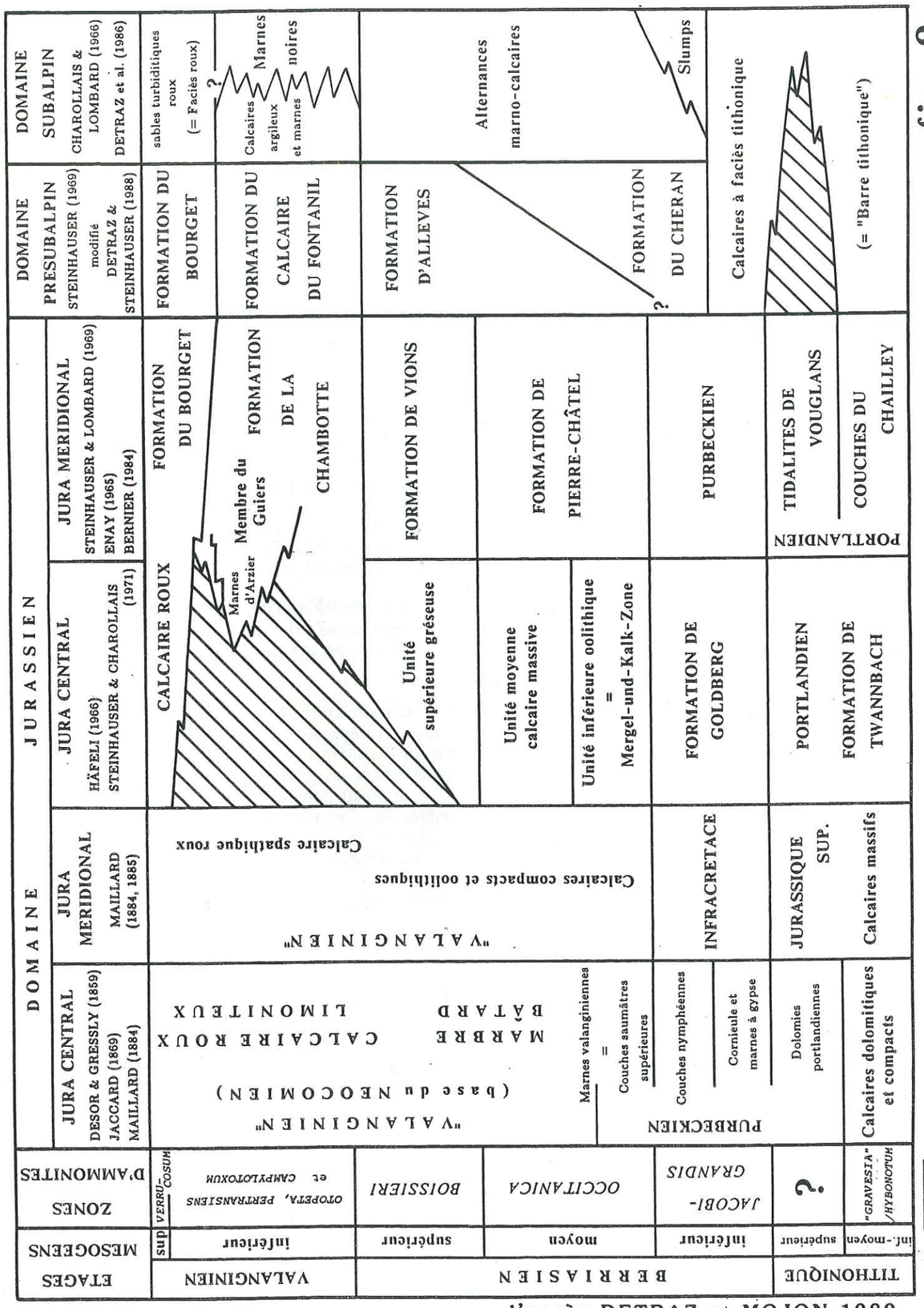
- Le Prof. J. Remane qui a vérifié les datations par les calpionelles;
- Mr R. Busnardo et Mr G. Le Hegarat pour les ammonites;
- Mr P.O. Mojon pour les charophytes et les ostracodes;
- Mr B. Clavel pour les échinodermes.

---

3) Ce sont les Formations de Pierre-Châtel, de Vions et de la Chambotte.

4) Ce sont les Couches du Chailley (ENAY 1965) et les Tidalites de Vouglans (BERNIER 1984).

5) Ce sont les Formations du Chéran, d'Allèves, du Calcaire du Fontanil et du Bourget.



d'après DETRAZ et MOJON 1989

fig. 2

Leur étude a permis d'établir une corrélation plate-forme/bassin mais elle a aussi apporté des compléments d'information sur les environnements de dépôt.

1.4.2.3 Sédimentologie.

Les caractéristiques sédimentologiques propres à chacun des trois domaines paléogéographiques abordés par cette étude seront détaillées massif par massif en commençant par le domaine subalpin. Ce troisième chapitre intitulé : **Analyse sédimentologique** comprendra également une étude sédimentologique des faisceaux contournés (slumps) et des apports bioclastiques.
Afin de ne pas le surcharger inutilement, la description détaillée de toutes les coupes citées est renvoyée en annexe (chapitre 7).

Les échantillons meubles prélevés sur le terrain ont été lavés tandis que les échantillons indurés ont fait l'objet de sections polies et/ou de lames minces. Dans ce dernier cas, les textures seront décrites suivant les terminologies complémentaires de FOLK (1959) et de DUNHAM (1962). Quant à leur classement granulométrique, il est conforme à l'échelle établie par WENTWORTH (1922).

remarque : Dans le texte qui suit et dans les collections, les échantillons sont répertoriés en fonction de la coupe dans laquelle ils ont été prélevés tandis que les lames minces ont dû être numérotées de zéro à l'infini pour des raisons pratiques.
Le lecteur trouvera en annexe (cf. 7.3) les tables de conversions échantillons/lames minces pour chaque coupe.
L'ensemble du matériel étudié (lames minces, talons, macrofaunes et échantillons présentant un intérêt sédimentologique) a été déposé au Muséum d'Histoire naturelle de Genève (Collection DETRAZ).

1.4.2.4 Découpage en systèmes de dépôt.

Sur la base d'un découpage en systèmes de dépôt définis selon les concepts de la stratigraphie physique, les différentes étapes de l'évolution paléogéographique et morphologique du bassin delphino-helvétique savoyard et de sa marge jurassienne seront discutées dans le quatrième chapitre qui s'intitule : **Evolution paléogéographique et analyse séquentielle**. Chacune de ses étapes sera accompagnée et illustrée par une ou plusieurs cartes paléogéographiques intégrant l'ensemble des connaissances stratigraphiques et sédimentologiques actuelles.

1.4.2.5 Tectonique synsédimentaire.

Le cinquième chapitre intitulé : **Existence et influence de la tectonique synsédimentaire sur l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique savoyard et de sa marge jurassienne** apportera des preuves quant à l'existence d'un contrôle tectonique sur l'évolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys entre Chartreuse et Morcles.

2. L'ANALYSE BIOSTRATIGRAPHIQUE.

2.1 TERMINOLOGIE.

2.2 ECHELLES BIOSTRATIGRAPHIQUES UTILISEES

2.2.1 Les ammonites.

2.2.2 Les microfossiles.

2.2.2.1 Les protoglobigérines.

2.2.2.2 Les saccocomidés.

2.2.2.3 Les calpionelles.

2.2.2.4 Les charophytes et les ostracodes d'eau douces.

2.3 REPERES BIOSTRATIGRAPHIQUES ET SUBDIVISIONS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ADOPTES.

2.4 LA LIMITE JURASSIQUE-CRETACE.

2. L'ANALYSE BIOSTRATIGRAPHIQUE.

L'imbrication des faciès marins et continentaux éocrétacés du Jura a permis de corréler une zonation continentale de charophytes et d'ostracodes d'eau douce (MOJON, thèse in prep.) avec les échelles biostratigraphiques mésogéennes d'ammonites et de calpionelles en usage dans le domaine delphino-helvétique (DETRAZ et MOJON 1989). Cette échelle biostratigraphique à usage essentiellement régional est destinée à l'étude stratigraphique et sédimentologique comparative des différentes coupes.

2.1 TERMINOLOGIE.

Mis à part le Kimméridgien et la base de l'Hauterivien, seuls trois étages intéressent directement la présente étude. Il s'agit du Tithonique (Portlandien), du Berriasien et du Valanginien. Leur l'usage a été confirmé en France par le colloque international sur la limite Jurassique-Crétacé (FLANDRIN et al. 1975) et a été repris récemment dans le cadre de la synthèse géologique du SE de la France (DEBRAND-PASSARD et al. 1984).

La subdivision de ces étages et la définition, souvent problématique, de leurs limites ne constitue pas l'objet de cette étude qui se contentera des rappels suivants.

Kimméridgien (D'ORBIGNY 1852) durée 5 ma [6] (-145 à - 140 ma).

- limite inférieure : base de la Zone à *Platynota*.
- limite supérieure : sommet de la Zone à *Beckeri*.

La désignation de cet étage correspond ici à la partie inférieure de la Formation des argiles de Kimmeridge (Lower Kimmeridge clays, Dorset, Angleterre) ou au Crussolien (ROLLIER 1909) dont le stratotype est situé dans le bassin du SE de la France (ENAY 1980).

Tithonique (OPPEL 1865) : durée 6 ma (-140 à - 134 ma)

- limite inférieure : base de la Zone à "*Gravesia*".
- limite supérieure : sommet de la Zone à "*Durangites*".

Conformément à son emploi habituel, ce terme sera restreint aux domaines subalpin et présubalpin alors que celui de Portlandien (THURMANN 1832) s'appliquera aux faciès jurassiens.
La nomenclature stratigraphique du Jurassique terminal et en particulier l'échelle unifiée du Tithonique sont encore sujettes à modification comme le montre la réapparition récente (WIEDMANN 1975; ENAY et al. 1984a) d'étages jusqu'alors tombés en désuétude. Le Kimméridgien et le Tithonique pourraient alors céder la place au Crussolien (= Kimméridgien s. str.), Danubien (ROLLIER 1909; = Tithonique inférieur et moyen (sommet de la Zone à *Fallauxi*)) et Ardescien (TOUCAS 1890; = Tithonique moyen (base de la Zone à *Ponti*) et supérieur).

La limite supérieure du Tithonique correspond à la limite supérieure du Jurassique qui fait l'objet d'un développement particulier au paragraphe 2.4.

---

6) ma = millions d'années (les âges radiométriques sont issus de HAQ et al. 1987).

Berriasien (COQUAND 1871) : durée 6 ma (-134 à -128 ma)

- limite inférieure : base de la Zone à *Grandis* s.l. (Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon-Neuchâtel, 1973).
- limite supérieure : sommet de la Zone à *Boissieri* (BUSNARDO et al. 1979).

Peu de divisions stratigraphiques ont été aussi discutées que le Berriasien. Les désaccords tiennent surtout au fait que sa faune d'ammonites est d'affinité autant jurassique que crétacée.
Longtemps rattaché au Valanginien sous l'appellation "Infravalanginien" (KILIAN 1907), le Berriasien n'a accédé que très récemment au rang d'étage (BUSNARDO et al. 1965). Sa définition même est étroitement liée au problème de la limite Jurassique-Crétacé (cf. 2.4).

Valanginien (DESOR 1854) durée : 7 ma (-128 à -121 ma)

- limite inférieure : base de la Zone à *Otopeta*.
- limite supérieure : sommet de la Zone à *Callidiscus*.

2.2 ECHELLES BIOSTRATIGRAPHIQUES UTILISEES.

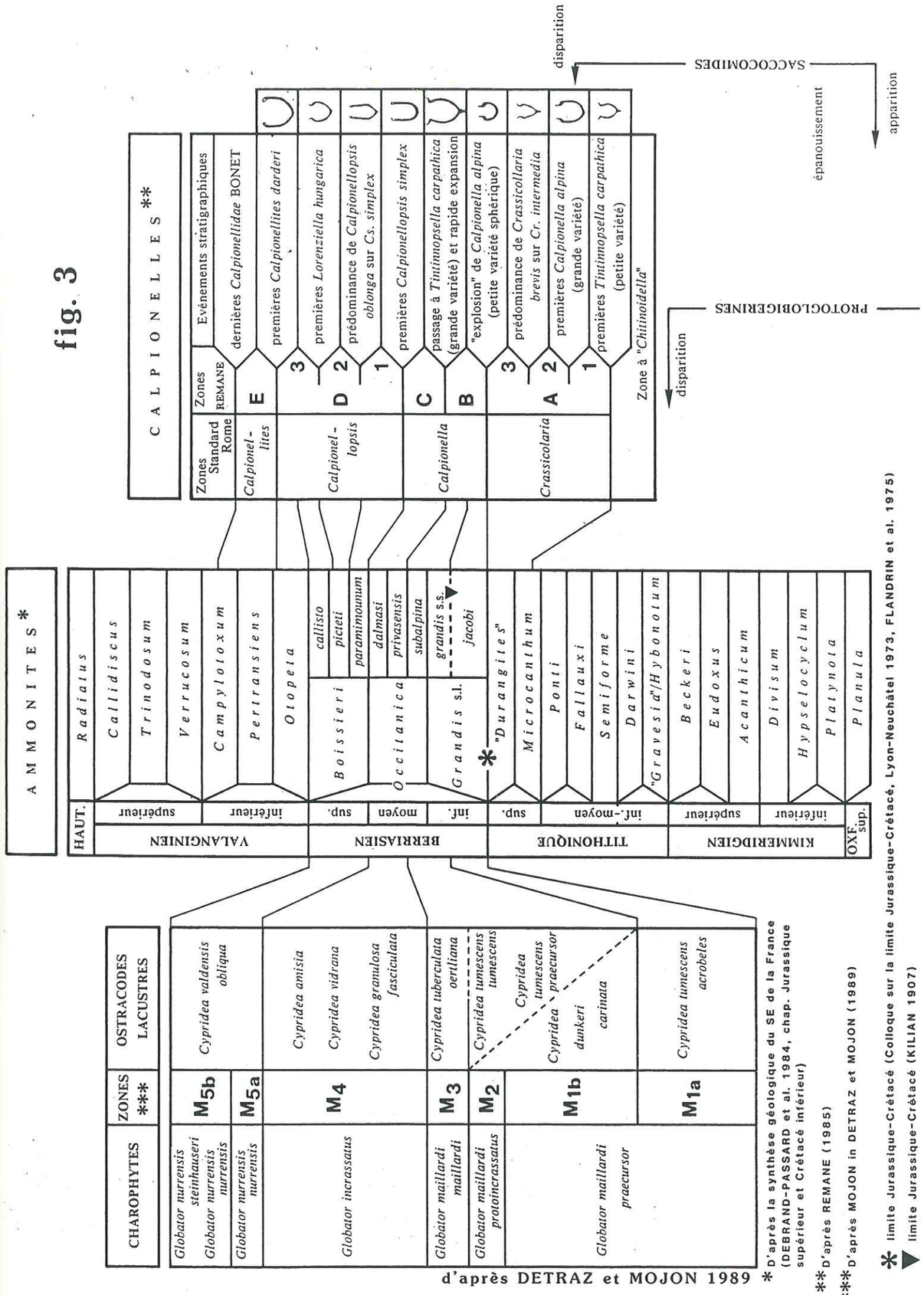
2.2.1 Les ammonites.

Dans le bassin delphino-helvétique et sur la plate-forme jurassienne, les faunes d'ammonites sont rares car l'importante extension des faciès de plate-forme carbonatée qui caractérise l'intervalle Tithonique (Portlandien)-Valanginien, était défavorable au développement des faunes pélagiques. De plus, dans le domaine subalpin, les ammonites sont souvent abîmées par la tectonique alpine. Pour ces raisons, la biozonation des ammonites (fig. 3) ne constitue pas l'outil biostratigraphique principal de cette étude qui s'appuie plutôt sur l'utilisation des microorganismes pélagiques et continentaux. Le texte qui suit fait toutefois la synthèse des éléments de datation, déjà publiés, obtenus grâce aux ammonites.

Pour l'intervalle Kimméridgien-Hauterivien, les inventaires des faunes d'ammonites récoltées dans le bassin delphino-helvétique (domaines présubalpin pro parte et subalpin) et leurs datations sont consignés dans les travaux de DONZE et ENAY (1961), de BRAVARD (1968) et dans la notice de la carte géologique Annecy-Bonneville au 1/50.000 (CHAROLLAIS et al. 1988).

Dans le domaine présubalpin, de nombreuses découvertes d'ammonites (STEINHAUSER 1969 et 1970; STEINHAUSER et al. 1986) ont permis d'attribuer la base de la Formation du Chéran au Berriasien inférieur et moyen (Zones à *Jacobi-Grandis* et *à Occitanica* pro parte) et la Formation du Calcaire du Fontanil au Valanginien inférieur (Zones à *Otopeta* pro parte et à *Pertransiens* pro parte). De plus, quelques mètres au-dessus de la Formation du Bourget, un horizon glauconieux de condensation est caractérisé par une ammonitofaune de la Zone à *Radiatus* (Hauterivien inférieur).

Sur la plate-forme jurassienne, les dépôts du Kimméridgien ont pu être relativement bien datés grâce aux ammonites (BERNIER 1984; GYGI et PERSOZ 1986; ENAY et al. 1988). Par contre, seule la base du Portlandien (Couches du Chailley et partie inférieure de la Formation de Twannbach) a pu être attribuée au Tithonique inférieur-moyen grâce à de rares *Gravesia* (ENAY 1966; HÄFELI 1966).



Dans le domaine jurassien, quelques très rares ammonites (CLAVEL et al. 1986; WAEHRY 1988) ont permis d'attribuer la partie supérieure des faciès purbeckiens au Berriasien inférieur (Zone à *Jacobi-Grandis*, sous-zone à *grandis* s.str.), la base de la Formation de Pierre-Châtel au Berriasien moyen (Zone à *Occitanica*, sous-zone à *privasensis*) et la base de la Formation de Vions au Berriasien supérieur (Zone à *Boissieri*, sous-zone à *paramimounum*).
En ce qui concerne le Valanginien, la base et la partie supérieure du Calcaire roux du Jura central (équivalent latéral de la Formation du Bourget du Jura méridional) ont livré à Ste Croix (Jura vaudois) et à Métabief (Doubs, France) des ammonites du Valanginien inférieur, qui indiquent respectivement les Zones à *Pertransiens* et à *Campylotoxum* (BUSNARDO et al. 1979; CLAVEL et al. 1986). D'autre part, dans la même région, des datations complémentaires basées les échinodermes (échinides) ont permis d'attribuer les Marnes d'Arzier (équivalent latéral du Membre du Guiers du Jura méridional) à la Zone à *Otopeta* (CLAVEL et al. 1986).

Dans le Jura neuchâtelois, le Calcaire roux est recouvert par des niveaux marneux peu épais (40 cm) qui représentent un Valanginien supérieur très condensé (BUSNARDO et al. 1979). Ce Valanginien supérieur comprend, de bas en haut, la Couche de Villers (d'après la localité-type de Villers-le-Lac, Doubs, France), qui a livré *Saynoceras verrucosum* (D'ORB.) : Zone à *Verrucosum*, et les Marnes à *Astieria* (nommée d'après *Olcostephanus astieri* (D'ORB.)) ou à bryozoaires (équivalent latéral dans le Jura vaudois) qui ont été attribuées à la Zone à *Trinodosum* (BUSNARDO et al. 1979), la Zone à *Callidiscus* n'ayant pas pu être formellement reconnue par ces auteurs. D'autre part, dans le Jura méridional, le sommet de la Formation du Bourget a aussi été attribué à la Zone à *Trinodosum*.

Tout ces éléments de datation, bien que très localisés, montrent que la majeure partie des faciès de type "Calcaire roux" des domaines jurassien et présubalpin sont essentiellement d'âge Valanginien inférieur et que seule leur partie sommitale peut être attribuée au Valanginien supérieur.
Enfin, dans toute l'aire étudiée, l'Hauterivien inférieur est partout bien représenté par des dépôts de la Zone à *Radiatus* (Marnes bleues d'Hauterive dans le Jura, marnes et niveaux glauconieux dans le domaine présubalpin et faciès de type "Kieselkalk" dans le domaine subalpin). Toutefois, dans le domaine subalpin, des sables turbiditiques à faciès "Calcaire roux" peuvent se développer localement (CHAROLLAIS et al. 1988) jusque dans la Zone à *Radiatus* (Hauterivien inférieur).

2.2.2 Les microfossiles.

Cinq groupes de microfossiles ont principalement été retenus : ce sont les protoglobigérines, les saccocomidés et les calpionelles, tous représentatifs d'un milieu marin plus ou moins ouvert auquels viennent s'ajouter les charophytes et les ostracodes d'eau douce des milieux laguno-lacustres continentaux (MOJON in DETRAZ et MOJON 1989).

L'utilisation des microfossiles pélagiques supprime les problèmes de datation des intervalles dépourvus de macrofaune, puisque ces microorganismes sont l'un des éléments constitutifs de la sédimentation pélagique elle même. D'autre part, leur taille permet non seulement la datation de la mise en place des resédiments mais également celle de leurs constituants (lithoclastes et matrice).

L'utilisation des foraminifères benthiques concerne les rares formes typiques considérées comme de bons marqueurs biostratigraphiques sur la plate-forme jurassienne (STEINHAUSER et LOMBARD 1969; CLAVEL et al. 1986). Ce sont : *Keramosphaera allobrogensis* (Berriasien supérieur basal), *Pseudotextulariella courtionensis* (Berriasien moyen terminal-Berriasien supérieur), *Pseudotextulariella salevensis* (partie supérieure du Valanginien inférieur) et *Pfenderina neocomiensis* (Berriasien supérieur terminal-Valanginien inférieur pro parte). Enfin, il faut signaler l'apparition dans la partie supérieure du Valanginien inférieur (Membre du Guiers) des premiers Orbitolinidés primitifs tels que *Orbitolinopsis*? sp., *Dictyoconus* sp. et *Valdanchella* sp. (STEINHAUSER 1969 et 1970; STEINHAUSER et al. 1986).
D'autres formes d'importance biostratigraphique comme *Anchispirocyclina lusitanica* (Jurassique terminal-Berriasien inférieur), *Feurtillia frequens* (Berriasien inférieur terminal-Valanginien inférieur) et *Choffatella pyrenaica* (Berriasien supérieur-Valanginien inférieur) ont également été utilisées (DETRAZ et MOJON 1989).

Dans l'intervalle Berriasien-Valanginien, les ostracodes marins peuvent aussi présenter un intérêt biostratigraphique. Les formes importantes sont citées dans DETRAZ et MOJON (1989).

Quant à l'utilisation des radiolaires, elle n'a pas été possible en raison de l'incompatibilité existant entre la méthode d'extraction (attaque à l'acide chlorhydrique) et leur recristallisation en calcite.

2.2.2.1 Les protoglobigérines.

D'après ZANMATTI-SCARPA (1957) la répartition stratigraphique du genre *Protoglobigerina* sp. s'étendrait du Lias au Malm (Kimméridgien). Toutefois, MANIVIT (1964) et BEAUDOIN (1967) ont restreint cette extension à l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien qui a été retenu pour cette étude. L'utilisation systématique du Pic à protoglobigérines qui constitue un bon repère biostratigraphique dans le Kimméridgien inférieur (BEAUDOIN 1967) - approximativement entre les Zones à *Platynota* et à *Hypselocyclum* - n'a pas été possible en raison du grand nombre de lames minces qu'aurait nécessité une telle approche.

2.2.2.2 Les saccocomidés.

Les saccocomidés sont des crinoïdes pélagiques (échinodermes), qui sont représentés dans les sédiments par de petits articles calcitiques monocristallins. Leur répartition stratigraphique couvre l'intervalle Oxfordien terminal-base du Tithonique supérieur. Ces microorganismes ont connu une importante expansion durant le Kimméridgien puis ont disparu rapidement à la base du Tithonique supérieur alors qu'apparaissaient les premières calpionelles (VERNIORY 1955; FARINACCI et SIRNA 1959; REMANE 1963 et 1969a).

2.2.2.3 Les calpionelles.

Les calpionelles sont des microorganismes planctoniques, d'affinités inconnues, qu'il faut probablement rattacher aux protozoaires (REMANE 1969b et 1971). Si l'on ne tient pas compte du genre précurseur *Chitinoidella* sp., leur extension stratigraphique s'étend du Tithonique supérieur au Valanginien inférieur tardif (REMANE 1963 et 1969a). La large répartition géographique et la différenciation évolutive rapide qui caractérise ce groupe typiquement téthysien en font un excellent outil de corrélation à longue distance avec un pouvoir de résolution plus grand que tous les autres groupes de nannofossiles ou de microfossiles sur l'intervalle Tithonique supérieur-Berriasien.

A l'échelle régionale, des corrélations indépendantes par ammonites et calpionelles (LE HEGARAT et REMANE 1968) atteignent le même degré de précision.

Par conséquent, les calpionelles constituent l'outil biostratigraphique principal sur lequel repose cette étude.
Deux zonations biostratigraphiques complémentaires ont été utilisées : la zonation standard établie à Rome (ALLEMANN et al. 1971) et la zonation vocontienne (REMANE 1969b et 1985; fig. 2).

les calpionelles sont très communes dans les calcaires pélagiques micritiques (faciès tithonique) et ne pénètrent guère en domaine de plate-forme (REMANE 1974). Toutefois l'ensemble des microfaciès observés durant cette recherche justifie les deux remarques suivantes :

1- Si les populations de calpionelles sont peu affectées par un détritisme bioclastique ou quartzeux, elles résistent très mal au détritisme argileux. Ceci probablement en raison de leur mode de vie planctonique qui devait nécessiter un minimum de lumière.
Ainsi dans les chaînes subalpines septentrionales, on constate leur disparition dès que le pourcentage d'argile excède 40 à 50% de la roche. Pour cette raison, aucune association caractéristique de la Zone E (Valanginien inférieur) n'a été observée sur l'ensemble des coupes rassemblées ici. Ceci confirme et prolonge la constatation de REMANE (1974) concernant une disparition diachrone des calpionelles soumises à des facteurs écologiques défavorables.
En effet, les calpionelles disparaissent plus tôt dans les chaînes subalpines septentrionales (Valanginien inférieur-basal) que dans la "fosse" vocontienne (fin du Valanginien inférieur). Dans le domaine mésogéen méridional, elles persistent, d'après CATALANO et LIGUORI (1971), jusqu'à la base du Valanginien supérieur (Zone à *Verrucosum*).

2- Les calpionelles ont pénétré largement dans les faciès périrécifaux de plate-forme externe (zone présubalpine; coupe de la Cluse de Bange) ou de dunes (sand-waves) sous-marines (couverture du massif des Aiguilles Rouges; coupe synthétique de la région de St Maurice, fig. 59).
Leur présence dans des faciès de plate-forme interne (Formation de Vions au Salève; SALVINI-BONNARD et al. 1984 et à la Chambotte; DARSAC 1983) est plus rare mais constitue chaque fois un élément incontestable de datation et de corrélation.

Enfin, les problèmes posés par le remaniement des faunes de calpionelles sont résolus par le comptage statistique qui préside à une datation. Ce comptage permet de déceler rapidement, au sein d'une association de calpionelles, la présence d'un individu ou d'une population atypique.

2.2.2.4 Les charophytes et les ostracodes d'eau douce.

Au cours du Berriasien, des milieux de dépôt supralittoraux se sont développés à plusieurs reprises sur la plate-forme jurassienne. Une biozonation de charophytes et d'ostracodes lacustres (MOJON, thèse Univ. Genève, in prep.) a permis de subdiviser cet étage qui englobe la Formation de Goldberg, la Formation de Pierre-Châtel et la Formation de Vions, en cinq Zones d'association M_1 à M_5 qui ont pu être corrélées (fig. 3) avec les zonations d'ammonites et de calpionelles en usage dans le bassin du SE de la France (DETRAZ et MOJON 1989).

2.3 REPERES BIOSTRATIGRAPHIQUES ET SUBDIVISIONS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ADOPTES.

Les repères biostratigraphiques adoptés pour cette étude sont résumés sur la fig. 3. Ils permettent de subdiviser l'intervalle Kimméridgien-Hauterivien basal en neuf époques : Kimméridgien, Tithonique inférieur-moyen, Tithonique supérieur, Berriasien inférieur, Berriasien moyen, Berriasien supérieur, Valanginien inférieur et Valanginien supérieur et Hauterivien basal. Leurs caractéristiques paléontologiques respectives, reconnues et utilisées par le présent travail, sont les suivantes :

Kimméridgien :

- limite inférieure : base de la Zone à *Platynota*.
- limite supérieure : sommet de la Zone à *Beckeri*.

Après leur apparition à l'Oxfordien terminal (présence discrète de petites formes), les saccocomidés connaissent leur plein développement dès la base du Kimméridgien. Ils dominent ensuite toutes les associations fauniques de cette première époque, en association avec des populations plus ou moins abondantes de protoglobigérines.

Tithonique inférieur-moyen :

- limite inférieure : Zone à "*Gravesia*".
- limite supérieure : Zone à *Ponti*.

Les protoglobigérines ayant disparu, les saccocomidés restent l'unique composante micropaléontologique représentative de cette époque.
Vers la fin du Tithonique moyen, les précurseurs des calpionelles viennent théoriquement s'y ajouter. Toutefois, ceux-ci sont très difficiles à déceler dans les calcaires micritiques en raison de leur paroi microgranulaire (cf. 7.2.4 : coupe de Plan Martin; unité 1).

Tithonique supérieur :

- limite inférieure : base de la Zone à *Microcanthum*.
- limite supérieure : sommet de la Zone à "*Durangites*".

Sa base enregistre la disparition des derniers saccocomidés tandis qu'apparaissent les premières calpionelles. Le Tithonique supérieur correspond à la Zone A ou Zone à *Crassicollaria*. Cette dernière est elle-même subdivisée en trois sous-zones : A1, A2 et A3, respectivement caractérisées par l'apparition des premières *Tintinnopsella carpathica* (petite variété; L : 50-80 um, l : 40-48 um [7]), l'apparition de *Calpionella alpina* (grande variété parabolique; L : 90-100 um, l : 60-75 um) et la prédominance de *Crassicollaria brevis* (lorica assez large et conique; L : 70-80 um, l : 45-52 um) sur *Crassicollaria intermedia* (lorica allongée, ovale à flancs subparallèles; L : 80-110 um, l : 45-50 um).

Berriasien inférieur (Zone à *Jacobi-Grandis* ou à *Grandis* s.l.) :

- limite inférieure : base de la sous-zone à *jacobi*.
- limite supérieure : sommet de la sous-zone à *grandis* s.s.

---

7) Ces valeurs ainsi que les suivantes sont issues de la publication de REMANE (1974).

Milieu marin :

Cette quatrième époque comprend la majeure partie de la Zone B caractérisée par "l'explosion" de *Calpionella alpina* (variété sphérique; L = l : 50 um) et par l'évolution de *Tintinnopsella carpathica* vers des formes moyennes (L : 75-90 um, l : 50-57 um). Dans cette zone, la fréquence de *C. alpina* peut atteindre et parfois dépasser 90 % de la population totale des calpionelles.
L'évolution morphologique de cette espèce permet de subdiviser la zone B en une partie inférieure (prédominance de la forme sphérique) et supérieure (apparition et expansion de la petite forme parabolique de *C. alpina* (L : 43-48 um, l : 35-42 um). Cette apparition de la petite forme de *C. alpina*, située approximativement au milieu de la Zone B, a longtemps servi de repère biostratigraphique (REMANE 1985) pour placer la limite classique entre le Jurassique et le Crétacé (KILIAN 1907).

Milieu continental :

Sur la plate-forme jurassienne (Jura méridional et central), la Formation de Goldberg (HÄFELI 1966), d'âge Berriasien inférieur (à l'exception peut-être de sa base car celle-ci n'est pas datée), est caractérisé par des dépôts émersifs variés (terrestres, évaporitiques, lagunaires et lacustres).
Les charophytes et les ostracodes d'eau douce récoltés dans les horizons lacustres appartiennent au zones M_1 à M_3. Ces trois zones d'association sont caractérisées chacune par un nouveau taxon de la lignée phylogénétique des *Globator* et par un assemblage d'ostracodes lacustres (MOJON in DETRAZ et MOJON 1989).

La Zone M_1, caractérisée par *Globator maillardi praecursor* MOJON 1989, est aussi bien représentée dans le Jura méridional que dans le Jura central. Elle peut être subdivisée en deux sous-zones grâce aux ostracodes lacustres :

- La sous-zone M_{1a} est caractérisée par *Cypridea tumescens acrobeles* ANDERSON 1971. Elle correspond à la base du Purbeckien qui est représenté par des faciès de sebkha à intercalations lacustres dans le Jura occidental et par des dépôts marins (avec de grands foraminifères benthiques Lituolidés comme *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER 1902); AINARDI 1975) à épisodes émersifs (calcretes, galets noirs et marnes vertes; STRASSER et DAVAUD 1982; DAVAUD et al. 1983; DECONINCK et STRASSER 1987) dans le Jura méridional.

- La sous-zone M_{1b} est caractérisée par *Cypridea dunkeri carinata* (JONES 1885), *C. tumescens praecursor* OERTLI 1963 et *C. tumescens tumescens* (ANDERSON 1939).

Les Zones M_2 et M_3 sont respectivement caractérisées par *Globator maillardi protoincrassatus* MOJON 1989 et *Globator maillardi maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST 1966
Bien développées dans le Jura central, ces deux Zones ne sont bien représentées dans le Jura méridional que par des horizons conglomératiques de marnes vertes très condensés et peu épais.
Dans la biozone d'ostracodes lacustres, la Zone M_2 se caractérise comme la sous-zone M_{1b}. Par contre dans la Zone M_3 *Cypridea tuberculata oertliana* MOJON 1989 remplace *C. dunkeri carinata* qui a disparu.

Berriasien moyen (Zone à *Occitanica*) :

- limite inférieure : base de la sous-zone à *subalpina*.
- limite supérieure : sommet de la sous-zone à *dalmasi*.

Milieu marin :

Le Berriasien moyen recouvre la Zone B terminale et la Zone C dont la limite inférieure est marquée par l'apparition des grandes formes de *Tintinnopsella carpathica* (L : 110-120 um, l : 65-70 um) qui coïncide aussi avec une brusque augmentation de la fréquence de cette espèce. *Calpionella elliptica* (L : 90-105 um, l : 50-60 um) dont les précurseurs apparaissent dès la Zone B terminale, est présente mais peu fréquente dans la Zone C.
Il existe donc une superposition entre la Zone B vocontienne (REMANE 1963 et 1969b; LE HEGARAT et REMANE 1968) et la Zone à *Elliptica* de CATALANO et LIGUORI (1971) définie en Sicile.

Milieu continental :

Les horizons laguno-lacustres d'âge berriasien moyen (Zone M_4) visibles à la base de la Formation de Pierre-Châtel (HÄFELI 1966; MOJON et STRASSER 1987) ne sont bien représentés que dans le Jura central (fig. 2; Couches saumâtres supérieures, MAILLARD 1884; Mergel-und-Kalk-Zone, HÄFELI 1966; Unité inférieure oolithique, STEINHAUSER et CHAROLLAIS 1971). Dans le Jura méridional, ils sont remplacés par des faciès de lagon marin (DETRAZ et MOJON 1989).

Berriasien supérieur (Zone à *Boissieri*) :

- limite inférieure : sous-zone à *paramimounum*
- limite supérieure : sous-zone à *callisto*

Milieu marin :

Cette sixième époque est représentée par la majeure partie de la Zone D (Zone à *Calpionellopsis*; sous-zone D1, D2 et D3 (pro parte)). Ces trois sous-zones sont respectivement caractérisées par l'apparition des premières *Calpionellopsis simplex* (lorica cylindrique à parois parallèles; L : 120 um, l : 60 um), par la prédominance de *Calpionellopsis oblonga* (lorica allongée, biconique; L : 90-105 um, plus rarement jusqu'à 130 um, l : 40-43 um, plus rarement jusqu'à 50 um) sur *Calpionellopsis simplex* et par l'apparition de *Lorenziella hungarica* (lorica ovale; L : 65-80 um, l : 50-65 um).

La limite Berriasien-Valanginien ne représente pas une coupure fondamentale dans l'évolution des ammonites, ni dans celle des calpionelles. Après comparaison des faunes d'ammonites du stratotype de Berrias et de l'hypostratotype du Valanginien à Angles, la base de la Zone à *Otopeta* a été choisie comme limite Berriasien-Valanginien (BUSNARDO et al. 1979). Dans la biozonation des calpionelles, cette limite se situe au sein de la sous-zone D3.
La découverte au cours de cette étude, de *Holcophylloceras* gr. *serum* (dét. R. Busnardo; Zone à *Otopeta* : Valanginien basal; coupe synthétique de la chaîne des Aravis : éch. AM 215; DETRAZ et al. 1984 et 1986) et de *Tirnovella donzei* (dét. R. Busnardo; sous-zone à *callisto* : Berriasien sommital; coupe de la Pointe de Varochet : éch. PV 7) associées à des populations de calpionelles caractéristiques de la sous-zone D3, prouve que cette limite Berriasien-Valanginien est également valable dans les chaînes subalpines septentrionales.

Milieu continental :

La Zone M_5, d'âge berriasien supérieur, comprend sur la plate-forme jurassienne la totalité de la Formation de Vions et de ses équivalents latéraux dans la zone présubalpine (Formation d'Allèves pro parte). C'est dans le Jura méridional et en Chartreuse que la Formation de Vions est la mieux représentée avec des horizons émersifs qui n'existent pas dans le Jura central.

Ces épisodes émersifs correspondent à des paléosols à racines et à des interbancs marneux souvent ligniteux. Ils ont livré une riche flore de spores et de pollens (TAGOURDEAU-LANTZ et DONZE 1971; MEDUS 1971), de charophytes ainsi qu'une faune monospécifique de *Cypridea valdensis obliqua* WOLBURG 1959.
Cette Zone M_5 est caractérisée par *Globator nurrensis nurrensis* (PECORINI) GRAMBAST 1974 et par *Globator nurrensis steinhauseri* MOJON 1989, dont l'apparition au sommet de la Formation de Vions permet de définir la sous-zone M_{5b}.

Valanginien inférieur :

- limite inférieure : base de la Zone à *Otopeta*.
- limite supérieure : sommet de la Zone à *Campylotoxum*.

Comparativement aux époques précédentes, le Valanginien inférieur est nettement appauvri du point de vue micropaléontologique.
Sur la plate-forme jurassienne, le Valanginien inférieur est donc difficile à caractériser. Ainsi, les quelques foraminifères benthiques et ostracodes marins des unités lithologiques du Valanginien inférieur ne permettent pas d'y établir une zonation précise comme cela a été le cas avec les formations berriasiennes.

Dans le domaine subalpin, la quasi totalité du Valanginien inférieur devrait correspondre, d'après la zonation vocontienne (REMANE 1974), à la partie supérieure de la sous-zone D3 et à la Zone E (Zone à *Calpionellites*).
Les limites inférieure et supérieure de cette Zone E sont définies respectivement par l'apparition de *Calpionellites darderi* (lorica campanulée très large, col double infléchi vers l'intérieur; L : 80-120 um, l : 65-90 um) et par la disparition des calpionelles dans la "fosse" vocontienne.
Malheureusement, cette ultime zone n'a pas pu être mise en évidence dans les chaînes subalpines septentrionales en raison d'un détritisme argileux omniprésent (cf. 2.2.2.3).

Valanginien supérieur :

- limite inférieure : base de la Zone à *Verrucosum*.
- limite supérieure : sommet de la Zone à *Callidiscus*.

Comme le Valanginien inférieur, le Valanginien supérieur est difficile à caractériser car il est très condensé et nettement appauvri du point de vue micropaléontologique. Toute datation et en particulier la reconnaissance de la limite Valanginien-Hauterivien nécessite l'utilisation des ammonites et/ou des échinodermes (échinides). Localement, celle-ci est aussi possible grâce aux ostracodes marins (DETRAZ et MOJON 1989).

Du point de vue lithostratigraphique, les faciès de type "Calcaire roux" du Valanginien (faciès bioclastiques peu profonds) peuvent facilement être distingués des dépôts transgressifs marneux et glauconieux du Valanginien supérieur/terminal? et de l'Hauterivien inférieur (Zone à *Radiatus*) qui les surmontent et au sein desquels l'abondance et la fréquence d'*Acanthodiscus radiatus* (BRUGUIERE) permet de situer précisement la limite Valanginien-Hauterivien.
Toutefois, cette ammonite qui est largement répandue sur la plate-forme jurassienne, se raréfie rapidement en direction du bassin vocontien où la limite Valanginien-Hauterivien devient alors difficile à préciser (BUSNARDO in DEBRAND-PASSARD et al. 1984, p. 292). Cette remarque est également valable en ce qui concerne les chaînes subalpines septentrionales.

2.4 LA LIMITE JURASSIQUE-CRETACE

D'un point de vue historique (PORTMANN 1966), c'est sur la plate-forme jurassienne (région de Neuchâtel, Jura suisse occidental), à l'émersion fini-jurassique, qu'a été établie une coupure entre les systèmes Jurassique et Crétacé. Mais très rapidement, ce furent les séries marines plus continues et plus riches en faunes des domaines subalpin et vocontien qui suscitèrent l'attention des stratigraphes. Toutefois, dans le domaine téthysien, ces recherches orientées sur la biostratigraphie ou sur l'analyse séquentielle n'ont pas encore permis de fixer la position biostratigraphique de la limite Jurassique-Crétacé qui reste très discutée.

Dans le bassin delphino-helvétique savoyard, la limite Jurassique-Crétacé est traditionnellement confondue (fig. 3), depuis les travaux de KILIAN (1907), avec le brusque changement lithologique qui se marque entre les calcaires micritiques massifs attribués au Tithonique et les alternances calcaire/marne d'âge berriasien.

Si cette limite lithologique a l'avantage d'être facilement cartographiable, elle présente néanmoins quatre inconvénients majeurs d'un point de vue biostratigraphique :

1 - elle ne correspond pas à un renouvellement de faune chez les ammonites, ni chez les calpionelles.
Les sous-zones à *jacobi* et à *grandis* s.s. présentent de nombreuses espèces communes dont seules les proportions semblent différer. Il s'agit de la "faune banale" de LOMBARD et COAZ (1932). D'autre part, l'apparition, à ce niveau, de la petite forme parabolique de *C. alpina* ne constitue par un événement paléontologique déterminant.

2 - les faunes d'ammonites sont très rares à ce niveau (pour les raisons déjà exposées au paragraphe 2.2.1.).

3 - cette limite est légèrement hétérochrone à l'échelle du SE de la France. En effet, le changement lithologique utilisé par KILIAN (1907) est plus précoce dans le bassin delphino-helvétique (faunes de la sous-zone à *jacobi* bien représentée à la base de la série alternante calcaire-marne) que sur ses bordures où les calcaires massifs débordent largement sur la sous-zone à *grandis* s.s. (LE HEGARAT 1971).

4 - régionalement, comme à l'échelle du SE de la France, cette limite est souvent soulignée par une surface durcie (hard-ground) correspondant à une lacune de sédimentation plus ou moins importante (REMANE 1958 et 1966; DETRAZ et STEINHAUSER 1988).

L'ensemble de ces remarques nous a amené à rejeter cette limite lithologique et historique au profit de la limite inférieure de la Zone à *Jacobi-Grandis* ou Zone à *Grandis* s.l. adoptée lors du Colloque sur la limite jurassique-Crétacé (Lyon-Neuchâtel, 1973)
Ainsi, parmi les participants à ce colloque, un large consensus s'était dégagé en faveur d'une nouvelle limite placée à la base de la Zone à *Grandis* s.l. (fig. 3) de façon à faire coïncider la limite Jurassique-Crétacé avec la limite des Zones A et B de la biozonation des calpionelles (REMANE 1963, 1969a, 1973 et 1974; LE HEGARAT et REMANE 1968). Ceci principalement pour des raisons pratiques car les calpionelles présentent à ce niveau un renouvellement faunique important.

C'est donc cette nouvelle limite, biostratigraphiquement significative, qui a été adoptée dans cette étude. Toutefois, parmi les coupes étudiées, beaucoup présentent une lacune totale ou partielle des dépôts du Tithonique supérieur (Zone A). La limite Jurassique-Crétacé retenue ci-dessus est alors tronquée par une importante discontinuité stratigraphique (cf. 4.3.2, fig. 27b : discontinuité DIIa) dont l'origine est due à des érosions sub-aériennes et sous-marines.

3. L'ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE.

3.1 LE DOMAINE SUBALPIN.

3.1.1 Le massif des Bauges.
3.1.2 Le massif des Bornes.
3.1.3 La chaîne des Aravis et le massif de Platé.
3.1.4 Le massif du Haut-Giffre.
3.1.5 Le massif de Morcles.

3.2 LE DOMAINE PRESUBALPIN.

3.2.1 Introduction.
3.2.2 Le massif des Bauges.
3.2.3 Le massif de la Chartreuse.
3.2.4 La cluse de l'Isère.

3.3 LE DOMAINE JURASSIEN.

3.3.1 Le Jura méridional.
3.3.2 Comparaison avec le Jura vaudois et neuchâtelois.

3.4 LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DU MASSIF CRISTALLIN DES AIGUILLES ROUGES.

3.4.1 L'autochtone de St Maurice.
3.4.2 Le parautochtone du Champ de Barme (Val d'Illiez).
3.4.3 Les séries réduites.

3.5 ULTRAHELVETIQUE : LA KLIPPE DE SULENS.

3.6 ANALYSE DES RESEDIMENTATIONS.

3.6.1 Analyse des faisceaux contournés.
3.6.2 Analyse des apports bioclastiques.
3.6.3 Le détritisme gréseux.

3.1 LE DOMAINE SUBALPIN.

3.1.1 Le massif des Bauges.

Partie occidentale : coupes du col de Cherel (fig. 40) et de la Pointe de Vélan (fig. 42); localités n° 28 et 34 sur la fig. 32.

Entre le Kimméridgien et le Valanginien, la bordure occidentale du massif des Bauges était caractérisée par un taux de resédimentation élevé (60 %), des érosions sous-marines importantes et le développement de niveaux condensés (hard ground).

Jurassique terminal. Au col de Cherel, la sédimentation hémipélagique carbonatée du Kimméridgien-Tithonique moyen est fréquemment interrompue par l'arrivée d'importants volumes de debris-flow constitués en majeure partie par des intraclastes micritiques. Toutefois, certaines de ces resédimentation présentent une frange calcarénitique sommitale à laminations planes parallèles. Ces dépôts turbiditiques de type ressaut hydraulique (RAVENNE et BEGHIN 1983; RAVENNE et al. 1983; MUTTI 1985; MUTTI et al. 1985) ne représenteraient donc qu'une partie du volume de sédiments initialement remobilisés; le reste ayant été transporté plus loin dans le bassin subalpin (cf. 7.2.11 : coupe du Mont d'Orisan (n° 38 : fig. 32 et tabl. 2) et fig. 44).
Les dépôts du Tithonique supérieur (Zone A; biozonation des calpionelles) sont totalement absents dans cette région.

Berriasien inférieur à moyen. Les resédiments d'âge berriasien basal (Zone B basale ou limite A/B) reposent donc directement sur un substratum attribué au Kimméridgien-Tithonique moyen. Les lithoclastes appartiennent tous au Kimméridgien-Tithonique moyen et seules quelques calpionelles (*Crassicollaria brevis* et *C. intermedia*), visiblement remaniées, pourraient témoigner du dépôt antérieur de sédiments pélagiques d'âge tithonique supérieur.

Pendant le Berriasien inférieur est intervenu un épisode de condensation (coupe du col de Cherel, fig. 40 : toit de l'unité 10) marqué par une surface durcie datée du milieu de la Zone B. A ce premier arrêt de sédimentation a succédé brusquement l'apparition du détritisme argileux. Le Berriasien inférieur a encore enregistré l'arrivée de sables bioclastiques grossiers à huîtres, gastéropodes, foraminifères benthiques de plate-forme et à algues de milieux très peu profonds, voire émergés.
Une seconde surface de condensation (coupe du col de Cherel, fig. 40 : toit de l'unité 12) s'est développée au toit de ces accumulations sableuses tandis que le passage au Berriasien moyen (Zone B supérieure) est marqué par le développement de glissements synsédimentaires de type slump.

Berriasien supérieur-Valanginien. Le détritisme argileux a augmenté pendant le Berriasien supérieur pour atteindre son maximum avec les marnes et calcaires argileux du Valanginien. Une concentration en ammonites pyriteuses, malheureusement indéterminables, est visible dans la base du Valanginien inférieur; elle est contemporaine du développement du détritisme quartzeux.
Enfin, des arrivées sporadiques de sables bioclastiques quartzeux et glauconieux sont venues s'interstratifier dans les dépôts hémipélagiques marneux du Valanginien inférieur et supérieur.

Partie orientale : coupes du Roc Rouge (fig. 46) et du Mont d'Orisan (fig. 44); localités n° 44 et 38 sur la fig. 32.

Cette région se distingue de la bordure occidentale du bassin subalpin par une sédimentation plus continue et un taux de resédimentation nettement moindre.

Jurassique terminal. Les dépôts hémipélagiques d'âge Kimméridgien-Tithonique moyen ne sont troublés que par de rares et fines coulées bioclastiques à intraclastes micritiques. Localement (coupe du Mont d'Orisan), leur partie sommitale a toutefois enregistré le dépôt de coulées boueuses massives.
Des associations de calpionelles caractéristiques du Tithonique supérieur apparaissent dans les derniers mètres de la barre calcaire du Malm. La présence de ces dépôts permet donc de distinguer le rebord subalpin des zones plus externes où le passage Jurassique-Crétacé est discontinu.

Berriasien. Cette sédimentation hémipélagique calcaire s'est poursuivi durant la Zone B inférieure. Le développement du détritisme argileux n'est intervenu qu'à partir du milieu de la Zone B. Durant la fin du Berriasien inférieur et le Berriasien supérieur, la sédimentation a évolué vers un pôle de plus en plus argileux et les alternances calcaire/marne du Berriasien inférieur-moyen (Zone B supérieure) ont été affectées par des slumps mal développés.

Valanginien. Avec la sous-zone D3 (Berriasien terminal-Valanginien basal), le détritisme argileux a atteint un maximum qui persistera durant tout le Valanginien. Le détritisme quartzeux est apparu au Berriasien supérieur-terminal (+/- 1 %), et s'est développé dès la base du Valanginien avec des pourcentages variant entre 2 et 7 % (D. (diamètre) moy. 80-100 um, D. maxi. 300 um). Dans les dépôts du Berrisien terminal et du Valanginien basal, la répartition du quartz dans la roche n'est pas homogène. Il est concentré dans des lits, à microlaminations planes parallèles, dont la surface supérieure est légèrement ondulée, ce qui suggère l'intervention d'un courant d'intensité décroissante lors du dépôt.
Il faut aussi noter, à ce niveau, une concentration en ammonites pyriteuses indéterminables.

La partie supérieure du Valanginien, datée régionalement par ammonites, est interstratifiée par de petits bancs, parfois granoclassés, de calcaires bioclastiques roux (détritisme glauconieux).
La série se poursuit par une épaisse sédimentation (400 à 500 m) à prédominance marneuse, gréseuse et glauconieuse, d'âge vraisemblablement hauterivien.

3.1.2 Le massif des Bornes.

Partie méridionale : coupes du Nant de Cotona II (fig. 41), du Nant de Montmin I, II et III (fig. 43) et du Chenay I et II (fig. 45); localités n° 31, 37, 36, 35, 39 et 40 sur la fig. 32.

Entre le Kimméridgien et le Valanginien, l'extrémité méridionale du massif des Bornes était caractérisée par le dépôt d'importants volumes de resédiments parmi lesquels dominent les glissements synsédimentaires sous-marins (slumps, orthoconglomérats (debris-flow) et paraconglomérats (mud-flow)).

Jurassique terminal-Berriasien inférieur et moyen. L'âge du substratum jurassique et la composition des coulées boueuses du Berriasien inférieur et moyen permettent de distinguer, dans cette partie du bassin subalpin, deux provinces sédimentaires.

1- La province sédimentaire méridionale comprend les coupes du Chenay I et II, du nant de Montmin et du nant de Sallier (n° 32).

Les resédiments d'âge berriasien inférieur et moyen reposent directement sur un substratum attribué au Kimméridgien-Tithonique moyen.
Les dépôts du Tithonique supérieur sont ici totalement absents. Ils ont été érodés après leur dépôt comme l'atteste leur présence sous forme de lithoclastes au sein des coulées boueuses attribuées au Berriasien inférieur et moyen. Ces dernières remanient des sédiments dont l'âge s'échelonne du Kimméridgien-Tithonique moyen au Berriasien moyen.

2- La province sédimentaire septentrionale regroupe les coupes du nant de Cotona I et II et du ruisseau des Crottes (n° 33).

Elle se distingue de la précédente par la présence de dépôts hémipélagiques d'âge tithonique supérieur. Les orthoconglomérats attribués au Berriasien inférieur et au début du Berriasien moyen ne remanient que des sédiments du Tithonique supérieur et du Berriasien inférieur. Ils constituent avec les dépôts turbiditiques chenalisés du Berriasien moyen un appareil d'accumulation détritique sous-marin.

Berriasien supérieur. Ce n'est que dans la province méridionale et plus précisément dans la région de Montmin que des glissements synsédimentaires et des coulées boueuses ont pu être mis en évidence. Ces resédimentations contrôlées par des paléopentes de direction subméridienne à pendage Est, incluent des dépôts d'âge berriasien moyen et supérieur.

Valanginien. Dès la fin du Berriasien et à la limite Berriasien-Valanginien, des faciès bioclastiques distaux ont été observés à Montmin et dans la région des Crottes. En ce dernier point, des glissements synsédimentaires valanginiens ont permis de déterminer la direction des paléopentes qui plongeaient vers le SE. De tels glissements en masse ont été observés dans le nant de Cotona mais sans qu'il soit possible de déterminer l'orientation des paléopentes.

Partie centrale : coupe du Petit Bornand (fig. 47); localité n° 47 sur la fig. 32.

Dans la partie centrale du massif des Bornes, la coupe du Petit Bornand fait figure d'exception par rapport au contexte sédimentaire qui vient d'être présenté. Elle est, en effet, complètement dépourvue de sédiments d'origine bioclastique. Cette zone, caractérisée par une importante accumulation de resédiments, a été isolée entre le Berriasien moyen et le Valanginien de tout apport détritique. Ceci est d'autant plus remarquable que le même phénomène s'observe au Valanginien supérieur puisque les calcarénites ("Calcaire roux" MORET 1934) disparaissent à la hauteur du Petit Bornand alors qu'elles sont très développées au Nord et plus sporadiquement au Sud (CHAROLLAIS et al. 1981b).

Comparaison entre la partie méridionale du massif des Bornes et le massif des Bauges.

L'extrémité méridionale du massif des Bornes présente de nombreuses analogies avec la coupe du col de Cherel. Ces dernières ont en commun l'existence d'une discontinuité stratigraphique d'origine érosive.

Dans les deux cas, on constate l'absence totale du Tithonique supérieur et le contact direct des dépôts grossiers du Berriasien inférieur-basal sur un substratum attribué au Kimméridgien-Tithonique moyen. La région de Montmin se distingue toutefois par la composition de ses coulées boueuses d'âge berriasien inférieur à moyen (Zone B et C). Ces dernières supportent des intraclastes d'âge kimméridgien-tithonique moyen mais aussi d'âge tithonique supérieur (Zone A). Ce dernier y est donc, au moins, préservé sous forme d'intraclastes; ce qui n'est même pas le cas au col de Cherel.

Dans la partie méridionale du massif des Bornes, le passage Berriasien-Valanginien est aussi souligné par un niveau d'ammonites pyriteuses (BALTASSAT 1986) caractéristiques du Berriasien terminal-Valanginien basal.

3.1.3 La Chaîne des Aravis et le massif de Platé.

Chaîne des Aravis : coupes du Torrent du Chatelard (fig. 48) et du Plan des Eves (fig. 49); localités n° 52 et 53 sur la fig. 32.

Massif de Platé: coupes de la Pointe de Varochet (fig. 50) et du Lac d'Anterne (fig. 52); localités n° 60 et 65 sur la fig. 32.

Le massif de Platé est situé entre Arve et Giffre. Il est structuralement lié, vers le SSW, à la chaîne des Aravis (fig. 1). Malgré la profonde coupure géographique que constitue par la vallée de l'Arve, le célèbre pli de la cascade d'Arpennaz, situé sur rive droite et déjà décrit en 1779 par DE SAUSSURE, trouve son équivalent, en rive gauche, dans le double pli de la cascade de Doran (VILLARS 1986).
De plus, la chaîne des Aravis et le massif de Platé présentent une évolution paléogéographique parallèle. Ces raisons nous ont conduit à décrire ces deux région simultanément.

Kimméridgien-Tithonique moyen. Seule la chaîne des Aravis et la bordure occidentale du massif de Platé permettent d'observer ces dépôts dans leur totalité. Vers le NE, entre Assy et le col d'Anterne, la base de la série n'affleure pas ou est tronquée obliquement par un plan de décollement (fig. 4). Cette période est caractérisée par une sédimentation de calcaires micritiques hémipélagiques à ammonites, aptychus, radiolaires, protoglobigérines et saccocomidés.

Durant le Tithonique inférieur-moyen, l'extrémité SW de la chaîne des Aravis a dû correspondre à une dépression dans laquelle venaient s'accumuler des sables bioclastiques d'origine turbiditique, produits en milieu de plate-forme externe à interne. Cette dépression devait être limitée vers le Sud par une zone topographiquement plus haute (coupes des Chalets et des Stappsets : n° 49 et 50) où continuait à se développer une sédimentation hémipélagique très ralentie (forte réduction d'épaisseur et présence répétée de légers arrêts de sédimentation).
Comme l'atteste la présence d'éponges siliceuses, en position de vie, dans la coupe du lac d'Anterne (figs. 51 et 52), l'extrémité NE du massif de Platé faisait aussi l'objet, à cette époque, d'une sédimentation très ralentie.

Tithonique supérieur. A l'exception de la coupe du Plan des Eves (fig. 49), aucune des coupes étudiées n'a livré une association de calpionelles caractéristique du Tithonique supérieur (Zone A). Sur l'ensemble de la chaîne des Aravis et du massif de Platé, ces dépôts sont donc absents ou considérablement réduits pour avoir échappé à tout échantillonnage.
Au Lac d'Anterne, l'absence du Tithonique supérieur est certaine. Elle est soulignée par un banc orthoconglomératique (unité 3) qui met directement en contact les dépôts du Kimméridgien-Tithonique moyen avec ceux du Berriasien inférieur (Zone B).
Le passage du Jurassique au Crétacé est donc marqué par une discontinuité stratigraphique.

Berriasien inférieur et moyen. Cette période est riche en événements sédimentologiques très divers.

Le Berriasien inférieur (Zone B inférieure) correspond à la reprise d'une sédimentation hémipélagique carbonatée puis argilo-carbonatée dès le milieu de la Zone B.

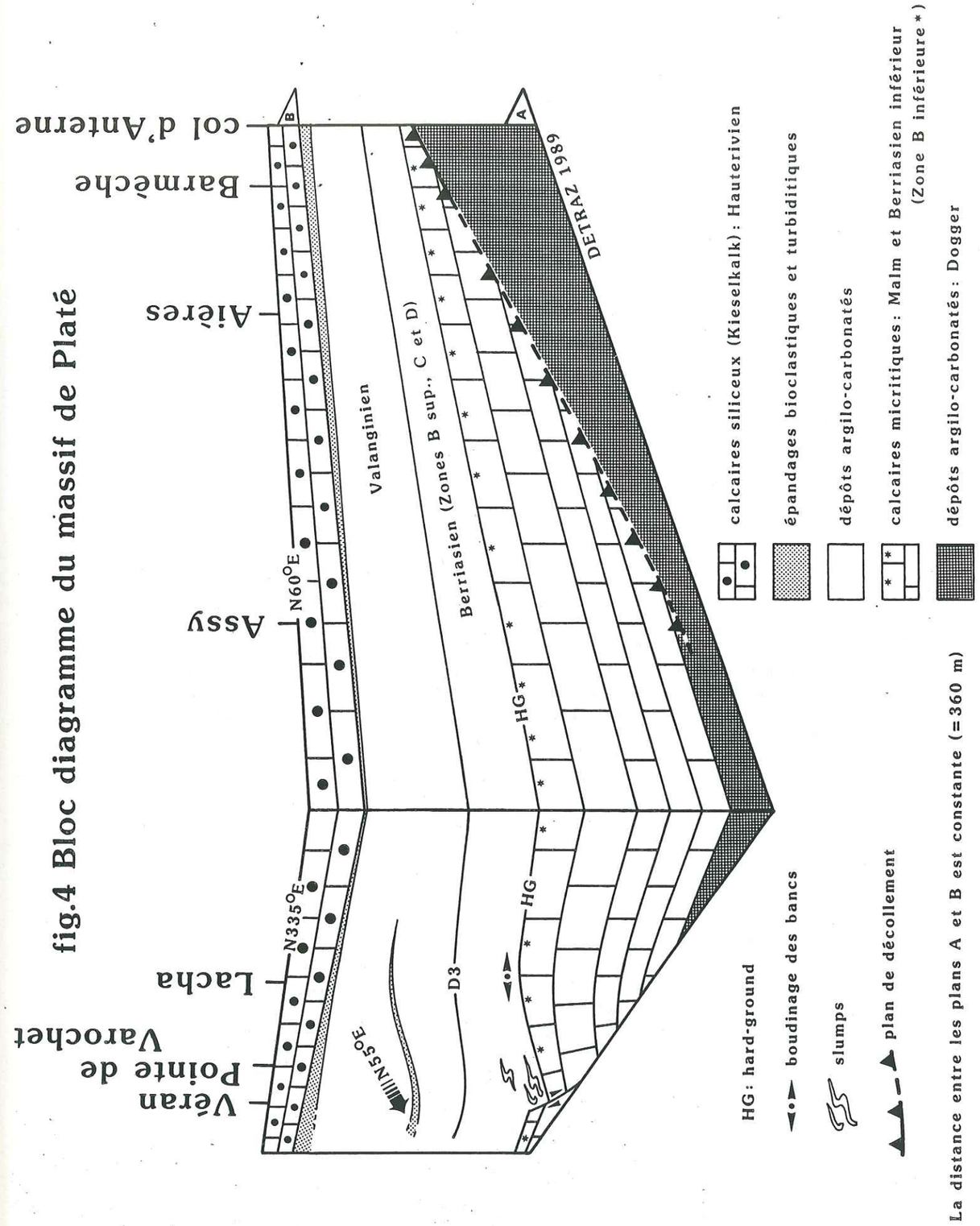


fig.4 Bloc diagramme du massif de Platé

Le développement du détritisme argileux s'est effectué simultanément à la mise en place de glissements synsédimentaires généralisés qui ont contrôlé la sédimentation jusqu'à la base du Berriasien moyen (Zone B terminale). Cette accumulation de resédiments (slumps) dont l'extension latérale dépasse 25 km, constitue un très bon repère lithostratigraphique qui présente même une valeur chronostratigraphique.

Selon une direction SW-NE qui correspond à l'orientation de la chaîne des Aravis, son épaisseur est relativement constante. Elle atteint en moyenne 85 m.
Suivant une direction perpendiculaire (NNW-SSE) qui est celle de la bordure occidentale du massif de Platé, cette épaisseur diminue rapidement en direction du SSE alors que les structures de rotation/compression qui caractérisent les dépôts de pied de slump se font de plus en plus rares. Dans la coupe de Lacha (n° 61), on n'observe plus qu'un simple boudinage des bancs (fig. 4).
Les mesures systématiques effectuées sur ces slumps (cf. 3.6.1) ont permis de reconstituer l'agencement des paléopentes dans cette partie du bassin. Elles avaient une direction commune SW-NE mais leurs pendages alternaient tantôt vers le NW, tantôt vers le SE (DETRAZ et al. 1987).

A l'affleurement, l'ensemble de ces remarques est confirmé par l'existence de coins sédimentaires (cf. chapitre 7 : coupe de la pointe de Varochet; unité 2 et chapitre 5, paragraphe 5.2) dont la géométrie et l'organisation interne sont contrôlées par des failles synsédimentaires normales, orientées N 55°-60° E. Ces accidents successifs dont le rejet n'excède pas 15 à 20 m sont scellés par les dépôts hémipélagiques du Berriasien moyen (Zone B terminale et C). A la pointe de Varochet, ces derniers sont toutefois affectés par des troncatures intraformationnelles synsédimentaires et des slumps qui témoignent de la persistance d'une pente sédimentaire, orientée N35°E, à pendage NW.

Berriasien supérieur-Valanginien inférieur. Dès le Berriasien supérieur, mais surtout à partir du Valanginien inférieur (sous-zone D3), la sédimentation hémipélagique était nettement dominée par le détritisme argileux. Après une timide apparition au Berriasien moyen (1-5 %, D. moy. < 50 um), le détritisme gréseux s'est développé à son tour durant le Berriasien supérieur. A la limite Berriasien-Valanginien il peut représenter jusqu'à 15 % du sédiment.

De nombreux gisements fossilifères d'âge Berriasien supérieur-Valanginien basal ont été mis en évidence dans la chaîne des Aravis (DETRAZ et al. 1984 et 1986). Parmi ces macrofaunes d'ammonites (Zone à *Boissieri*, sous-zone à *callisto*), de brachiopodes (*Pygope* sp.), bivalves profonds, bélemnites (*Duvalia lata, Hibolites* sp.) nous retiendrons la présence de nombreux exemplaires de *Tithonia berriasensis* DE LORIOL, un échinide vivant à une profondeur d'au moins 250 m (B. Clavel, comm. pers.).

Durant le Valanginien inférieur?, un lobe turbiditique distal puis proximal s'est mis en place sur la bordure occidentale du massif de Platé (fig. 4). Ces épandages de sables bioclastiques à extraclastes s'épaississent du SSE vers le NNW (coupes n° 59, 60 et 61). Ils n'ont pas d'équivalents latéraux sur la bordure SE du massif de Platé, ni vers le SW en direction de la chaîne des Aravis (fig. 1 et 4). Au moment de leur dépôt, le flux sédimentaire était orienté N55°E (groove marks : coupe de la Pointe de Varochet; unité 6).

Valanginien sommital. Sur l'ensemble de la chaîne des Aravis et du massif de Platé, le Valanginien sommital est représenté par des sables bioclastiques gréseux et glauconieux. Il s'agit du "Calcaire roux".
Depuis les travaux de COAZ (1932) puis de GIGNOUX et MORET (1937), ces dépôts turbiditiques sont attribués au Valanginien supérieur-terminal sur la base d'un échinide (*Echinopygus rostratus* AGASSIZ) mais surtout par analogie de faciès avec le Calcaire du Fontanil dans la région grenobloise.

Cette datation a été confirmée régionalement par CHAROLLAIS et al. (1981b) et reprise par la synthèse géologique du SE de la France (COTILLON 1984, p. 307).

3.1.4 Le massif du Haut-Giffre.

Coupes de la Montagne de Commune (fig. 53), de Salvadon (fig. 54), de la Tête de Peruaz-Montagne de Sageroux (fig. 55) et de la Tête des Ottans (fig. 56); localités n° 66, 67, 73 et 74 sur la fig. 32.

L'étude géologique du massif du Haut-Giffre, limité par la cluse du Giffre et la frontière franco-suisse, a souvent été menée de front avec celle de la nappe de Morcles comme cela est le cas pour les travaux de COLLET (1943). Cet auteur a réservé, dans son important mémoire, une place privilégiée aux dépôts du Malm et au problème de la limite Jurassique-Crétacé. Il a intégré pour cela des résultats antérieurs qui précisaient les termes du passage Jurassique-Crétacé (COLLET 1909) et des études géologiques plus régionales (LOMBARD 1932; COAZ 1932). Il s'est intéressé aussi aux niveaux remaniés ou bréchoïdes du Malm et plus particulièrement à ceux qui sont situés à la limite Jurassique-Crétacé (COLLET 1935 et 1936). COLLET et CAROZZI (1947) ont complété la description de la coupe du Mont Ruan avec la découverte de débris de charophytes dans les niveaux resédimentés du Malm supérieur.

Ma contribution consiste d'une part en un levé de coupe, le plus continu possible, des dépôts compris dans l'intervalle stratigraphique Kimméridgien-Valanginien et d'autre part en une analyse sédimentologique des resédimentations.
Toutefois, la complexité du cadre tectonique (plissements intenses, multiples chevauchements) et les rapides variations latérales de faciès ont nécessité l'établissement d'un tectonogramme (fig. 5) afin de pouvoir replacer qualitativement les coupes les unes par rapport aux autres et secondairement pour délimiter l'extension des différents corps sédimentaires.

Kimméridgien-Tithonique moyen. La coupe de la Montagne de Commune est la seule qui permette l'observation aisée de ces dépôts. Cette période était caractérisée par une sédimentation hémipélagique carbonatée à protoglobigérines et filaments (base de la série uniquement) puis à saccocomidés et radiolaires. A la limite Oxfordien-Kimméridgien, cette dernière était troublée par l'arrivée de debris-flow dont la frange calcarénitique sommitale, à laminations planes parallèles, atteste qu'une part plus ou moins importante de ces resédiments a continué vers l'aval.
Les rostres de bélemnites associés à ces resédiments sont orientés N60°E (moyenne pondérée sur 33 mesures; l'écart interquartile étant de 45°).

Tithonique supérieur. Les sédiments de cet âge n'ont été reconnus que dans la coupe de la Tête des Ottans où, durant cette période, se sédimentaient des boues micritiques à brachiopodes (silicifiés), saccoccomidés et calpionelles (Zone A). Ces dépôts hémipélagiques comprennent à trois reprises des horizons fortement bioturbés et dolomitiques (dolomicrites).
A la Montagne de Commune, les dépôts du Tithonique supérieur sont totalement absents et les micrites du Berriasien inférieur (Zone B inférieure) reposent directement sur celles du Kimméridgien-Tithonique moyen. Une importante discontinuité stratigraphique met donc en contact les dépôts du Jurassique terminal et du Crétacé basal.

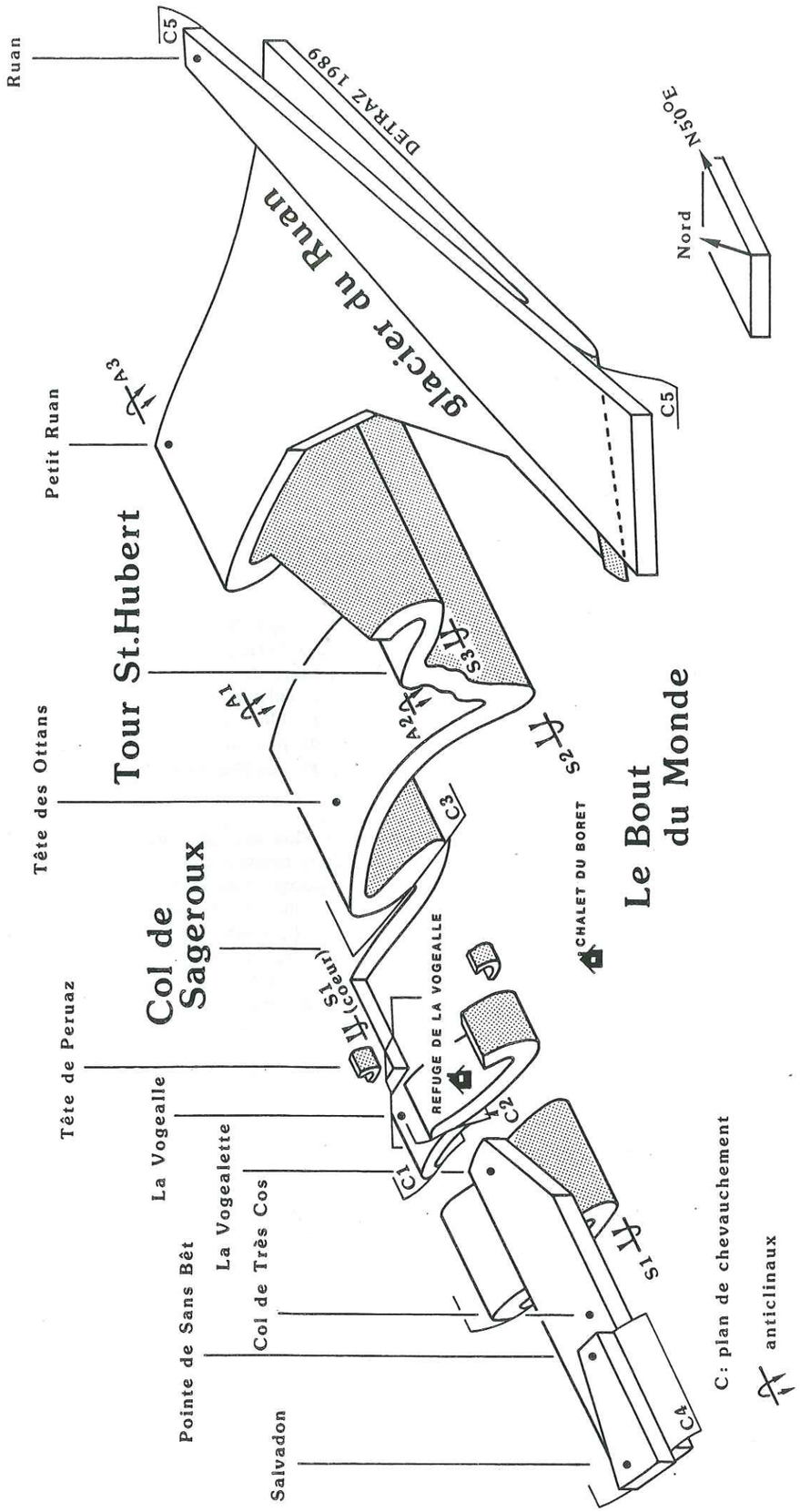


fig.5 Tectonogramme du massif du Haut-Giffre : positionnement structural des coupes

Berriasien inférieur et moyen. Durant le Berriasien inférieur (Zone B inférieure), cette sédimentation hémipélagique de boues carbonatées s'est poursuivie. Toutefois, cette période était marquée (coupes de la Tête des Ottans et de Salvadon) par l'accumulation répétée de resédiments de type mud-flow ou debris-flow. Ces dépôts en masse (intradolomicrite) ou grossièrement granoclassés (biointradolomicrites ou biointrasparites) supportent des intraclastes micritiques qui diffèrent légèrement par leur microfaciès mais qui appartiennent tous au Berriasien inférieur-basal (Zone B inférieure). La matrice des niveaux granoclassés renferme une grande variété de bioclastes dont certains témoignent d'un remaniement depuis des milieux de sédimentation peu profonds, circalittoraux à infralittoraux (débris de polypiers, bryozoaires, algues et foraminifères encroûtants).

A Salvadon, les conditions d'affleurement en pente structurale ont permis d'établir, qu'au moment de leur dépôt, ces écoulements gravitaires se déplaçaient suivant une direction subméridienne. L'axe Ottans-Salvadon (fig. 5), sur lequel sont concentrés ces resédiments grossiers, a la même orientation. La coupe de la Montagne de Commune, située en dehors de cet axe, ne présente pas ce type de resédimentation mais des équivalents latéraux, sous la forme de sables calcarénitiques bioclastiques.

De petites bioconstructions siliceuses, probablement d'origine microbienne, se sont installées au toit de certaines de ces resédimentations (coupe de la Tête des Ottans; unité 5, figs. 56, 57a et b). Elles sont associées à une importante bioturbation (ichnofaciès de type *Cruziana* sp.). Ceci témoigne en faveur d'un léger arrêt de sédimentation ou tout au moins d'une baisse significative du taux de sédimentation (horizons condensés ?) durant le Berriasien inférieur.

Si l'arrivée du détritisme argileux au Berriasien inférieur (milieu de la Zone B) a constitué un évènement synchrone à l'échelle du massif, les dépôts du Berriasien moyen (Zone B terminale et C) montrent d'importantes variations lithologiques suivant les coupes.
Au Sud et au SW (coupes de la Montagne de Commune, Salvadon, Très Cos (n° 69) et de la Tête de Peruaz-Montagne de Sageroux) le détritisme argileux s'est développé franchement tandis qu'au Nord (coupes de la Tête des Ottans et du Mont Ruan) il était concurrencé par un détritisme bioclastique omniprésent.
La région comprise entre le col de Sageroux à l'Ouest et le col des Ottans à l'Est a fonctionné dès la base du Berriasien moyen (Zone B terminale) comme une aire de transit puis de dépôt.

Des sables bioclastiques grossiers à intraclastes et extraclastes ont assuré le comblement de cette dépression chenalisante, large de 1000 m et profonde de 5 m. Ils étaient remaniés depuis une aire de sédimentation peu profonde (subtidale à intertidale) voire émergée (extraclastes à faciès purbeckiens et charophytes) soumise à une importante érosion sous-marine ou subaérienne.
Dans un plan d'observation orienté Est-Ouest, ces sables présentent une lamination en auge assez fruste. Ceci suggère un mode de transport de type bed-load avec formation de mégarides à crêtes sinueuses d'amplitude décimétrique qui se déplacaient suivant une direction subméridienne.
Dans le même temps mais en dehors de cet axe de transport, la sédimentation autochtone, représentée par des alternances de calcaires micritiques et de marnes, était affectée localement (coupe de la Tête de Peruaz-Montagne de Sageroux; unité 3) par des slumps à vergence SE.

Berriasien supérieur-Valanginien. Ces terrains n'affleurent correctement qu'en rive droite du Giffre, à la hauteur de Salvadon (flanc SE de la Pointe de l'Ecorchoir) puis entre le col de Très Cos et les pentes ESE de la Pointe de Bellegarde.

En raison des importantes complications tectoniques, plicatives ou cassantes (failles et chevauchements) qui affectent cette région, les épaisseurs de ces dépôts incompétents ne sont plus significatives. La coupe de Très Cos illustre bien cet état de fait. Le Berriasien y est surépaissi par des redoublements de série alors que les marnes du Valanginien inférieur sont tronquées par un plan de chevauchement qui les met directement en contact avec les calcaires siliceux ("Kieselkalk") de l'Hauterivien.

Il est toutefois possible d'affirmer que le Berriasien supérieur et le Valanginien inférieur correspondaient à une période de sédimentation hémipélagique argilo-carbonatée devenant exclusivement argileuse à partir du Berriasien terminal-Valanginien basal (sous-zone D3).

Valanginien sommital. Cette période a enregistré le dépôt de sables bioclastiques gréseux et glauconieux à extraclastes. La composition très particulière de ces resédimentation microconglomératiques montre qu'il s'agit d'un équivalent latéral des "Couches à *Pygurus*" visibles dans la région de St Maurice.

3.1.5 Massif de Morcles.

Coupes de la Tsantonnaire (fig. 62) et des Crêtes/Pierregrosse (fig. 63); localités n° 93, 94 et 95 sur la fig. 32.

Kimméridgien-Berriasien inférieur (Zone B inférieure). Durant cette période, les deux flancs de la nappe de Morcles étaient caractérisés par une épaisse sédimentation hémipélagique de boues carbonatées.
Ces calcaires micritiques qui forment l'ossature de la nappe de Morcles, sont interstratifiés par des resédiments de type mud-flow ou debris-flow. Ces dépôts en masse (intradolomicrites) ou grossièrement granoclassés (biointradolomicrites/sparites) remanient des intraclastes micritiques datés du Kimméridgien-Tithonique moyen (micrites à saccocomidés) ou du Berriasien inférieur (biomicrites à calpionelles de la Zone B inférieure). Ces derniers sont parfois associés (coupe des Crêtes, unités 5 et 9) avec une microfaune allochtone qui témoigne d'un remaniement depuis des aires de sédimentation circalittorales à infralittorales.

Entre le Kimméridgien et le Berriasien inférieur (Zone B inférieure), il est intéressant de comparer les évolutions sédimentologiques de la nappe de Morcles et de la partie septentrionale du massif du Haut-Giffre (coupes de la Tête des Ottans et de la Tête de Peruaz). Elles montrent, en effet, un parallélisme étroit jusque dans les moindres détails (succession et composition des resédimentations).

Berriasien inférieur (Zone B supérieure)-Valanginien. Durant le Berriasien inférieur (approximativement au milieu de la Zone B : ex. limite Jurassique-Crétacé KILIAN 1907), cette sédimentation hémipélagique a été envahie par le détritisme argileux.
Cet ensemble argilo-carbonaté correspond au "Valanginien schisteux" tel que l'on décrit LUGEON et ARGAND (1937, p. 13) puis BADOUX (1971, p. 16).

Dans le flanc inverse (coupe de la Tsantonnaire), des sables biodétritiques ferrugineux viennent fréquemment s'interstratifier au sein de ces dépôts argileux de plate-forme hémipélagique. Ces resédimentations dont les constituants (microfaunes et extraclastes) sont remaniés depuis des environnements de dépôt marins peu profonds, voire lagunaires, n'apparaissent pas dans le flanc normal.

LUGEON et ARGAND (1937) ont montré que le "Valanginien calcaire" diminue d'épaisseur entre le front de la nappe de Morcles et son flanc normal où il se fond peu à peu dans un ensemble schisto-calcaire".

Dans le flanc inverse où ils sont fortement écrasés, ces calcaires finement bioclastiques à petits polypiers solitaires, nérinées, rudistes et lamellibranches (*Ostrea* sp.) atteignent encore 70 à 80 m d'épaisseur. Or, dans le flanc normal où les déformations sont nettement moindres, ce "Valanginien calcaire" est aussi épais; ce qui laisse supposer que ce dernier devait être à l'origine, beaucoup plus épais dans le flanc inverse que dans le flanc normal.

Les "Couches à *Pygurus*", classiquement attribuées au Valanginien sommital, sont présentes sur les deux flancs de la nappe de Morcles. Ces calcaires échinodermiques à extraclates passent sans transition aux calcaires siliceux ("Kieselkalk") de l'Hauterivien.

3.2 LE DOMAINE PRESUBALPIN

3.2.1 Historique

La bordure occidentale du massif des Bauges ou "front subalpin" représentée par la chaîne Semnoz-Revard-Nivollet (fig. 1) possède une succession lithologique à affinités jurassiennes et subalpines. Il s'agit de la zone présubalpine définie et décrite en détail par STEINHAUSER en 1969 et publiée en 1970. Entre le Tithonique et le Valanginien, la série est subdivisée en quatre formations : les Formations du Chéran, d'Allèves, du Fontanil (ou Calcaire du Fontanil) et du Bourget. Ces dépôts atteignent 450 à 500 m. Une telle surépaisseur avait déjà été signalée, dans la partie septentrionale de la Chartreuse, par GIDON et al. (1967).

Récemment, SANTOS NARVAEZ (1980) a démontré que les séries berriasiennes et valanginiennes des chaînons externes nord-occidentaux du massif de Chartreuse présentaient des affinités nettement présubalpines.

3.2.2 Massif des Bauges.

Coupes du Malpassant (fig. 39) et de la Cluse de Bange (fig. 65); localités n° 15, 18, 19, 20, 21 et 22 sur la fig. 32.

Le domaine présubalpin est limité à la bordure occidentale du massif des Bauges; c'est à dire au chaînon Semnoz-Revard-Nivollet (fig. 1).

Jurassique terminal. Contrairement à la coupe de la Cluse de Bange, la coupe du Malpassant permet d'observer la base de la Formation du Chéran. Les calcaires micritiques qui constituent la barre du Malm sont clairs et de couleur beige. Ils sont donc faciles à distinguer de leurs équivalents, gris sombre, du domaine subalpin. Le tiers inférieur de ces calcaires pélagiques à saccocomidés et calcisphaerulidés est attribué au Kimméridgien-Tithonique moyen. Ils représentent le substratum jurassique du domaine présubalpin. Les premières calpionelles mises en évidence indiquent la Zone B inférieure (basale ?), soit le Berriasien inférieur (basal ?). Les dépôts du Tithonique supérieur (Zone A) sont donc partiellement ou totalement absents dans le domaine présubalpin comme dans le domaine subalpin externe (coupe du col de Cherel). La base de la Formation du Chéran est donc séparée du Malm par une discontinuité stratigraphique probablement d'origine érosive.

Berriasien inférieur et moyen. Bien qu'essentiellement marneuse, la Formation du Chéran est caractérisée par une partie inférieure très calcaire. Ces micrites claires à globochaetes et calpionelles sont fortement dolomitisées près du contact avec le substratum jurassique. Durant la Zone B inférieure, cette sédimentation hémipélagique carbonatée fut interrompue par la mise en place d'un chenal érosif dans lequel transitaient des sables bioclastiques d'origine circalittorale.

Cette dernière reprendra par la suite mais elle cèdera la place, dès le milieu de la Zone B, à une accumulation de boues argilo-carbonatées. L'appartenance de la partie inférieure de la Formation du Chéran au Berriasien inférieur est confirmée par ammonites (STEINHAUSER 1969 et 1970) : Zone à *Jacobi-Grandis* pour la base et approximativement la limite entre les sous-zones à *Neocomites subalpinus* et *Berriasella privasensis* (limite entre les Zones B et C) pour le sommet.

Le développement du détritisme argileux atteint son maximum avec la partie moyenne de la Formation du Chéran, attribuée à la Zone B supérieure à C basale (approximativement la limite entre le Berriasien inférieur et moyen). A son extrémité sommitale, cette partie de la Formation du Chéran a enregistré le dépôt de sables bioclastiques calcarénitiques faiblement glauconieux à fragments de *Clypeina jurassica* et débris de thalles de charophytes. Leur agencement en lobes est caractéristique d'un cône d'accumulation turbiditique (MUTTI et SONNINO 1981).
Ce dernier est daté, au toit, de la Zone B supérieure ou C basale; ce qui permet d'en faire un équivalent latéral distal des "Calcaires grossiers de Montagnole" et des "Calcaires du Pertuiset" (LE HEGARAT 1971).

Dans la partie supérieure de la Formation du Chéran, la sédimentation évolue vers un pôle plus carbonaté. Les bancs calcaires (intramicrite faiblement gréseuse) deviennent plus massifs, au détriment des interbancs marneux qui tendent à disparaître. Parallèlement, les bancs calcaires s'enrichissent en intraclastes et les calpionelles (Zones C et D1; Berriasien moyen-base du Berriasien supérieur) se raréfient.

La Formation du Chéran, d'affinité franchement subalpine, atteint dans l'anticlinal Semnoz-Revard-Nivollet (fig. 1) une épaisseur de 300 m.

Berriasien supérieur. La Formation d'Allèves, essentiellement calcaire, débute peu après la base du Berriasien supérieur. Sa partie inférieure est constituée par des calcarénites fines. L'évolution granulométrique amorcée dès le sommet de la Formation du Chéran se poursuit : la taille des éléments détritiques croît régulièrement de bas en haut. Les calcarénites passent graduellement à une calcirudite blanchâtre à rares bioclastes. Le sommet de cette première unité comprend souvent des bancs crayeux à grosses gravelles, débris de polypiers, rudistes (*Valletia* sp.?), bryozoaires, échinodermes et algues entre lesquels viennent s'intercaler quelques bancs de brèche récifale et parfois de véritables biostromes (fig. 65; unité A2).
Si l'on considère ce niveau de calcaire construit comme une paléohorizontale, alors le membre calcarénitique basal présente un pendage, bien visible à la Cluse de Bange, de 20 à 25° vers l'ESE (fig. 65; unité A1).

Le passage aux calcaires micritiques sombres de la troisième unité lithologique (fig. 65; unité A3) souligne une diminution importante de l'énergie du milieu de dépôt. Les algues encroûtantes abondent et la microfaune s'enrichit rapidement. L'apparition des ostracodes coïncide avec la disparition des bryozoaires et des polypiers.
L'association de *Keramosphaera allobrogensis* et de *Pseudotextulariella courtionensis* ajoutée à l'augmentation sensible de la teneur en quartz détritique (jusqu'à 30 % du microfaciès) incite à parallèliser cette partie de la Formation d'Allèves avec la Formation de Vions du domaine jurassien.

La présence de niveaux marneux verts [8] à rares charophytes d'eau douce du Berriasien supérieur, associées à une forte proportion de fragments charbonneux pluridécimétriques confirme ce parallélisme.

Les calcaires zoogènes fins à *Pfenderina neocomiensis*, rares orbitolinidés s.l. et à algues (*Bacinella irregularis* principalement) constituent la partie supérieure de la Formation d'Allèves (fig. 65; unité A4). Les ostracodes se raréfient et une lumachelle à polypiers et mollusques divers apparaît souvent dans la partie supérieure de cette unité.

La Formation d'Allèves, avec sa partie inférieure de caractère périrécifal, est limitée à la seule zone présubalpine. Durant le Berriasien supérieur, cette dernière a enregistré la progradation et l'installation du récif puis le développement des faciès d'arrière récif à affinités jurassiennes.
Si l'action de la houle et des tempêtes (rides de vagues et hummocky cross stratification) est visible tout au long de la Formation d'Allèves, seule sa partie inférieure à caractère périrécifal est sensiblement affectée par l'action des marées (laminations sigmoides).

Valanginien. Les dépôts de cette époque sont représentés par les Formations du Fontanil et du Bourget.
La base du Calcaire du Fontanil est datée, dans notre région, par une faune d'ammonites caractéristique des Zones à *Otopeta* et à *Pertransiens* (STEINHAUSER 1969 et 1970). La lithologie n'évolue guère au sein de cette formation. Ces intrabiosparites à silex, parfois faiblement glauconieuses, renferment une microfaune généralement limitée à quelques petites formes de foraminifères benthiques (*Haplophragmoides joukowskyi*, *Pseudotextulariella salevensis*, *Dorothia* sp.).

---

8) Ces marnes vertes ont livré (dét. P.O. Mojon)

Foraminifères benthiques :
- Miliolidae et Ataxophragmiidae
- Everticyclammina sp.
- Pseudotextulariella courtionensis BRÖNNIMANN 1966
- Nautiloculina cretacea PEYBERNES 1976
- Trocholina alpina LEUPOLD et BIGLER 1935

Ostracodes :
- Lycopterocypris ? sabaudiae DONZE 1965
- Macrodentina (Dictyocythere) mediostricta (SYLVESTER-BRADLEY 1956)
- Kentrodictyocythere typica DONZE 1968
- Protocythere sp.

Charophytes :
- Globator nurrensis nurrensis (PECORINI) GRAMBAST 1974
- Mesochara sp.

Dents de poissons marins : -Pycnodontes.

Algues : -Clypeina sp.

Une telle association faunistique est caractéristique d'un milieu de dépôt essentiellement marin, peu profond et confiné à fortes influences lagunaires (dessalure) car Macrodentina mediostricta abonde. La présence de mégaspores atteste du développement d'une végétation de type paralique (marécages côtiers) composée essentiellement de Ptéridophytes. Ce matériel ainsi que les charophytes ont probablement été remaniés et transportés depuis une aire terrestre proche.

Dans la coupe de la Cluse de Bange (fig. 65), les Calcaires du Fontanil sont constitués par un empilement de séquences turbiditiques. Il s'agit d'un lobe d'accumulation sous-marin au sens de MUTTI (1985). La séquence de Bouma classique est parfois représentée dans sa totalité et des lithoclastes argileux sont observables au contact des termes Ta et Tb. Ces accumulations sableuses pouvaient, exceptionnellement, être modifiées par l'action des tempêtes (hummocky cross stratification ou stratification en mamellons), ce qui suggère que le milieu de dépôt ne devait pas être trop profond.

La Formation du Bourget est représentée par des calcaires échinodermiques grossiers et glauconieux dont la partie moyenne est plus argileuse. Aucun fossile de zone n'y a été découvert jusqu'à présent. Par contre, les marnes calcaires qui les surmontent sont généralement fossilifères. Les ammonites de ce niveau de condensation glauconieux appartiennent toutes à la Zone à *Radiatus* (première Zone de l'Hauterivien).

Dans le domaine présubalpin, le Valanginien inférieur pro parte et supérieur correspond au retour d'une sédimentation marine calme marquée par deux épisodes de plus haute énergie, faiblement influencés par l'action des marées (parties inférieure et supérieure de la Formation du Bourget).

3.2.3 Massif de la Chartreuse.

Partie septentrionale : coupes de Plan Martin (fig. 37), du Torrent du Rousselet (fig. 38) et des Granges du Grapillon (fig. 36); localités n° 6, 10 et 11 sur la fig. 32.

L'étude stratigraphique menée par GIDON M. et al. (1967) dans le secteur chambérien de la grande Chartreuse a démontré que la succession lithologique des dépôts berriasiens et valanginiens traduisait une superposition stratigraphique normale et que leur surépaisseur n'était pas d'origine tectonique comme l'avait supposé GIDON P. (1968). La série du Mont Joigny (Chartreuse septentrionale : fig. 1) comporte 600 à 750 m de Berriasien biodétritique, à fortes influences néritiques et périrécifales, surmontés par 100 m de marnes attribuées en partie au Valanginien. Ces dernières, passent sans transition au Calcaire du Fontanil s.s. ou Calcaires de Valetière (COTILLON 1984, p. 307).

Il est intéressant de constater qu'en se déplaçant vers le SE, sur le flanc ESE du synclinal du Granier (région de Chapareillan - Barraux - Sainte-Marie-du-Mont), l'épaisseur du Berriasien diminue (200 à 300 m) alors que les dépôts valanginiens s'épaississent (400 m). Parallèlement, les influences de la plateforme jurassienne s'amenuisent, le sommet du Berriasien est envahi par le détritisme argileux et le passage des marnes dites valanginiennes au Calcaire du Fontanil devient progressif.
Ces auteurs ont aussi découvert l'existence d'un hard-ground à "la limite Berriasien-Tithonique", ce qui correspond dans l'échelle biostratigraphique des calpionelles à la limite entre la Zone B inférieure et supérieure.

Jurassique terminal. Le toit des calcaires hémipélagiques clairs du Jurassique terminal a été daté du passage Tithonique moyen-supérieur (coupe de Plan Martin) ou du Tithonique supérieur (sous-zone A2; coupe du Pontet). Ils sont surmontés, sans transition, par les "Couches à ciment" dont la base est datée, dans ces deux localités, de la Zone B moyenne à supérieure (moitié supérieure au Berriasien inférieur).

En Chartreuse septentrionale, une discontinuité stratigraphique majeure (lacune totale ou partielle du Tithonique supérieur (Zone A) et du Berriasien inférieur-basal (Zone B inférieure)) sépare donc les micrites jurassiques des premiers dépôts crétacés ("Couches à ciment"; Zone B supérieure).

Berriasien inférieur et moyen. Cette époque était caractérisée par une épaisse sédimentation de boues argileuses ("Couches à ciment") puis argilo-carbonatées. Dès la Zone B supérieure, ces dépôts hémipélagiques étaient interstratifiés par des resédimentations de sables biodétritiques d'origine turbiditique. Les premiers épandages étaient sporadiques et peu volumineux mais rapidement ils s'amalgamèrent et se concentrèrent dans des chenaux dépositionnels puis érosionnels/dépositionnels dont la largeur pouvait atteindre 40 à 50 m et la profondeur 3 à 8 m. Parallèlement, les dépôts autochtones (biomicrites faiblement gréseuses) étaient affectés par des glissements synsédimentaires de type slumps (Entremont-le-Vieux, Plan Martin).
Au moment de leur dépôt, ces sables bioclastiques étaient retravaillés par un courant de traction responsable de la formation de mégarides dont la géométrie (coupe de Plan Martin; fig. 37 : unité 2) indique que le transport se faisait d'Ouest en Est (N 75°E)

Dans la région d'Entremont-le-Vieux et du Mont-Joigny (1556 m), la fin du Berriasien inférieur (Zone B supérieure) et le Berriasien moyen (Zone C) étaient marqués par le dépôt d'une épaisse série de calcaires argileux et de marnes bleutées parfois finement biodétritiques (coupe du Torrent du Rouselet; unités 1 et 2) . Cette sédimentation de plate-forme hémipélagique était affectée localement (coupe de Plan Martin; unité 3) par des glissements synsédimentaires sous-marins (troncatures intraformationnelles et slumps). Quelques récurrences à faciès micritique ("bancs blonds pseudotithoniques"; GIDON et al. 1967) y sont visibles.
Durant le Berriasien moyen, ces biomicrites plus ou moins argileuses passaient latéralement vers l'Ouest (coupe des Granges du Grapillon; unité 1) à des accumulations de sables biodétritiques (calcarénites; biosparites) propres dont le dépôt était contrôlé par l'action de la houle et des tempêtes (hummocky cross stratification).

Berriasien supérieur. Cette époque était aussi marquée par une répartition différentielle des faciès.
Alors que des faciès de lagon marin (coupe des Granges du Grapillon; unité 3) [9] s'installaient sur la bordure occidentale de la Chartreuse septentrionale, des boues hémipélagiques argilo-carbonatées (biomicrites) continuaient à s'accumuler dans la région du Mont Joigny (coupe du Torrent du Rouselet; unités 2 (sommet) et 5). Toutefois, cette sédimentation hémipélagique fut interrompue, durant une partie du Berriasien supérieur (sous-zones D1 et D2), par le dépôt d'importants volumes de débris-flow chenalisés et amalgamés (unité 3, fig. 6). Ces orthoconglomérats monogéniques, d'origine très locale, remaniaient des sédiments contemporains (Zone D) voire légèrement plus vieux (Zone C ?). Ils sont surmontés par des glissements sous-marins en masse de type slumps puis par des sédiments hémipélagiques affectés par des troncatures intraformationnelles synsédimentaires (unité 4).
Les mesures effectuées sur les axes des rouleaux de slump indiquent que la direction de la paléopente était orientée N 320°-340°E.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

9) C'est à la base de ces faciès de lagon marin que SANTOS NARVAEZ (1980) signale, latéralement (coupe de la Gorgeat), la présence de Keramosphaera allobrogensis.

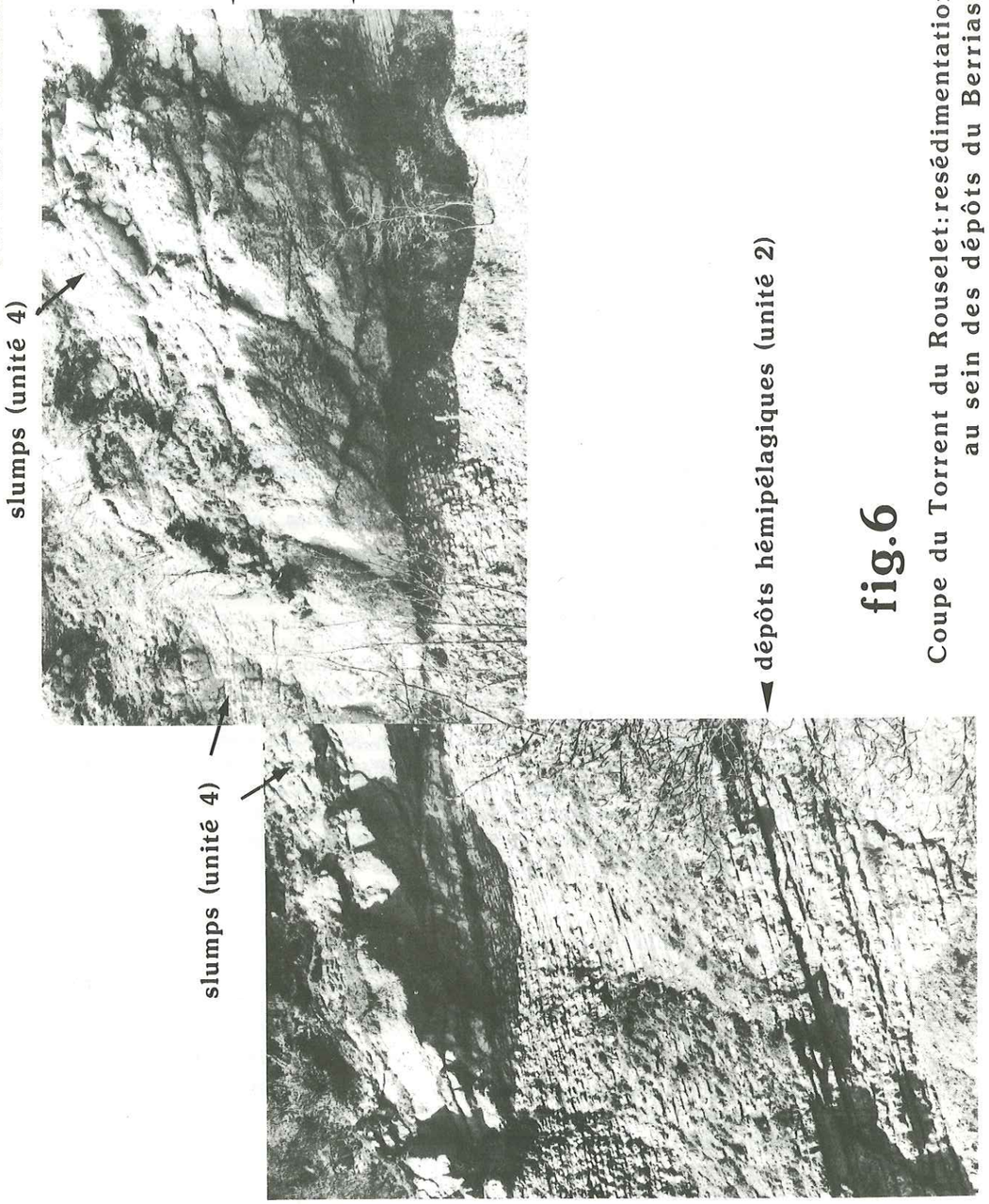


fig.6

Coupe du Torrent du Rouselet: resédimentations massives au sein des dépôts du Berriasien supérieur

Valanginien. Au niveau de l'anticlinal médian (coupe des granges du Grapillon), le passage Berriasien-Valanginien est marqué par la disparition des faciès de lagon marin au profit d'une sédimentation marine de sables biodétritiques (Calcaire du Fontanil). Dans la région du Mont Joigny, cette époque est d'abord caractérisée, pour GIDON et al. (1967; coupe du ravin supérieur du Torrent des Favières), par une sédimentation essentiellement argileuse (unité 4 de ces auteurs) qui approche 100 m d'épaisseur. Or la partie centrale de cette quatrième unité m'a livré *Malbosiceras* aff. *rouvillei* (MOTHERON) (éch. TF 1, dét. Le Hegarat). Cette ammonite se rencontre dans la Zone à *Boissieri* et plus précisement dans les sous-zones à *picteti* et à *callisto*, soit dans le Berriasien supérieur voire terminal. Ce qui prouve que la moitié inférieure, au moins, de ces faciès argileux appartient encore au Berriasien.

La reconstitution paléosédimentaire de la Chartreuse septentrionale, proposée par GIDON et al. (1967, p. 100), n'est que très peu modifiée par ce résultat.
Par contre, il confirme le fait que ces faciès argileux, qui n'existent pas dans l'anticlinal médian (coupe des Granges du Grapillon), se développent largement vers l'ESE (région du Mont Joigny) et le SE (flanc oriental du synclinal du Granier) où ils envahissent également, vers le bas, les dépôts berriasiens.

Toujours dans la région du Mont Joigny (coupe du Torrent des Favières) ces faciès argileux, attribuables en partie au Valanginien inférieur, font place sans transition à des accumulations de sables biodétritiques à extraclastes (Calcaire du Fontanil). Ces resédimentations successives sont granoclassées. Elles sont recoupées par d'abondantes pistes de fuite et leurs franges sommitales argilo-bioclastiques sont fortement bioturbées.

Aucun argument tant biostratigraphique que sédimentologique ne permet, aujourd'hui, de confirmer l'existence dans la région du Mont Joigny, de la discontinuité stratigraphique postulée par GIDON et al (1967, p. 99) à la base du Calcaire du Fontanil.
Dans cette optique, le coin formé par les faciès argileux qui leur sont sous-jacents, aurait une origine purement sédimentaire (prisme d'accumulation) et non pas érosionnelle (biseau d'érosion).

Partie centrale : coupes du Guiers mort (fig. 34) et de la Pointière (fig. 35); localités n° 3 et 4 sur la fig. 32.

Kimméridgien-Berriasien inférieur (Zone B inférieure). En Chartreuse centrale, toute cette période était caractérisée par une épaisse et monotone sédimentation de boues hémipélagiques argilo-carbonatées ou carbonatées (biomicrites, biopelmicrites plus ou moins argileuses).
Les dépôts du Tithonique supérieur (Zone A) et du Berriasien inférieur-basal (Zone B inférieure), localement absents en Chartreuse septentrionale (coupe de Plan Martin), sont ici bien développés. Leurs épaisseurs respectives atteignent 25 et 40 m.
Durant le Jurassique terminal et le Crétacé basal, l'enregistrement sédimentaire était donc plus continu en Chartreuse centrale qu'en Chartreuse septentrionale.

Berriasien inférieur (Zone B supérieure) et moyen. Dès le milieu de la Zone B et durant toute la seconde moitié du Berriasien inférieur (Zone B supérieure) s'est développée une épaisse sédimentation (260 m) dominée par le détritisme argileux.

Dès la base du Berriasien moyen ou légèrement avant (partie sommitale du Berriasien inférieur), des dunes sous-marines (coupe du Guiers mort; unité 4) se sont mises progressivement en place sur ces dépôts argileux de plate-forme hémipélagique. Ces accumulations de sables biodétritiques dont la lithologie et les caractéristiques sédimentologiques ne vont pas sans rappeler les calcaires de St Maurice (chapitre 7 : coupe synthétique de la région de St Maurice; unité 5 et 7), étaient dirigées par un courant bidirectionnel d'origine tidale. Les deux composantes de ce courant pouvaient présenter une importante différence d'intensité.
La partie moyenne de l'unité 4, argilo-bioclastique, fossilifère (brachiopodes) et fortement bioturbée, correspondrait à des faciès d'inter-dunes.
Située légèrement plus au Nord, la coupe d'Arpison 2 (SANTOS NARVAEZ 1980) montre la même évolution au passage Berriasien inférieur-moyen.

Berriasien supérieur. Dans les Gorges du Guiers Mort, le Berriasien supérieur (Zone D) a débuté avec des dépôts hémipélagiques argilo-carbonatés (unité 5) qui furent progressivement envahis, durant le Berriasien terminal (sous-zone D3; unité 6), par des sables biodétritiques gréseux.
Malheureusement, ces deux unités lithologiques sont séparées par une lacune d'observation d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur.

Vers le Nord (coupe de la Pointière), leurs équivalents latéraux sont représentés par des dépôts de milieux moins profonds qui s'organisent en une séquence régressive puis transgressive. Elle débute par des calcaires à rudistes et Codiaceae qui passent sans transition, par l'intermédiaire d'une surface érosive, ferrugineuse et durcie à des calcaires fins de lagon marin puis restreint. Cette tendance régressive (shallowing upward), culmine ensuite avec le développement successif de trois horizons émersifs dont deux montrent des traces de racines et/ou des lits de lignite.
La microfaune associée (charophytes et ostracodes) permet d'attribuer ces horizons à des environnements marins puis mixtes (lacustres, lagunaires et marins) et enfin franchement lacustres.
Compte tenu de l'âge de ces dépôts, la présence de *Pfenderina neocomiensis* dans les calcaires à rudistes et Codiaceae (SANTOS NARVAEZ 1980) est sujette à caution.
Le quartz détritique (1 à 5 %) peut atteindre localement 15 à 20 % .

En dénommant ces niveaux émersifs "Couches de Vions", SANTOS NARVAEZ (1980) en fait implicitement des équivalents latéraux de la Formation de Vions définie en domaine jurassien (STEINHAUSER et LOMBARD 1969). La comparaison des microfaunes de charophytes et d'ostracodes prélevées au Molard de Vions (MOJON : thèse in prep.; DETRAZ et STEINHAUSER 1988) et à la Pointière [10] (DETRAZ et MOJON 1989) confirme cette équivalence. Mais il faut toutefois souligner que la Chartreuse méridionale présente des évidences d'émersion avec développement d'horizons de lignite, ce qui n'est pas le cas au Molard de Vions.

La fin du Berriasien supérieur a été marquée par le retour à des environnements de dépôts marins qui furent localement favorables au développement des rudistes.

Valanginien. Au passage Berriasien-Valanginien (sous-zone D3), la région du Guiers Mort a enregistré l'installation progressive d'une sédimentation bioclastique. Durant le Valanginien, ces sables biodétritiques propres dont l'accumulation semble avoir été dirigée principalement par l'action des tempêtes (dépôts granoclassés à hummocky cross stratification, ripples symétriques, frange sommitale argileuse et pistes de fuite), ont envahi toute la Chartreuse méridionale.

---

10) Ces échantillons ont été prélevés avec P.O. MOJON qui en a assuré la préparation et l'analyse micropaléontologique.

Le détritisme argileux est totalement absent ou limité aux seuls interbancs marneux d'épaisseur centimétrique. Ce dernier montre toutefois une augmentation sensible au sein de l'unité 8. Les pourcentages de quartz détritique (5 à 25 %) montrent la même évolution.

Avec les Calcaires à silex (coupe du Guiers Mort : unité 10), classiquement attribués au Valanginien supérieur-terminal (notice explicative de la carte géologique Voiron au 1/50.000), le détritisme glauconieux fait son apparition. Il est accompagné par une nouvelle augmentation du détritisme gréseux (jusqu'à 10 % à la base de l'unité 10).
Le détritisme argileux réapparaît progressivement dans la partie sommitale des Calcaires à silex puis s'affirme brusquement dès la base de l'Hauterivien. Des glissements synsédimentaires (slumps/coulées boueuses) ont affecté ces boues hémipélagiques argileuses ou argilo-carbonatées. Ils attestent de l'existence de pentes sédimentaires durant l'Hauterivien.

Le domaine présubalpin se développe donc largement en Chartreuse septentrionale et centrale où l'évolution verticale des faciès présente de nombreuses analogies sédimentologiques avec les dépôts du chaînon Semnoz-Revard-Nivollet (fig. 1). La principale différence réside dans l'absence, en Chartreuse septentrionale et centrale, d'une zone récifale bien développée durant le Berriasien supérieur. Cette dernière a été remplacée par des accumulations de sables bioclastiques.

3.2.4 La Cluse de l'Isère.

Coupes de l'Echaillon (fig. 7 et 8) et de la Buisse (fig. 9); localités n° 1 et 2 sur la fig. 32.

Les deux rives de la Cluse de l'Isère laissent affleurer les séries du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. L'affleurement le plus célèbre est situé sur la rive gauche. Il s'agit du Promontoire de l'Echaillon dont le calcaire récifal, riche en macrofaune, a attiré très tôt l'attention des carriers et des collectionneurs.

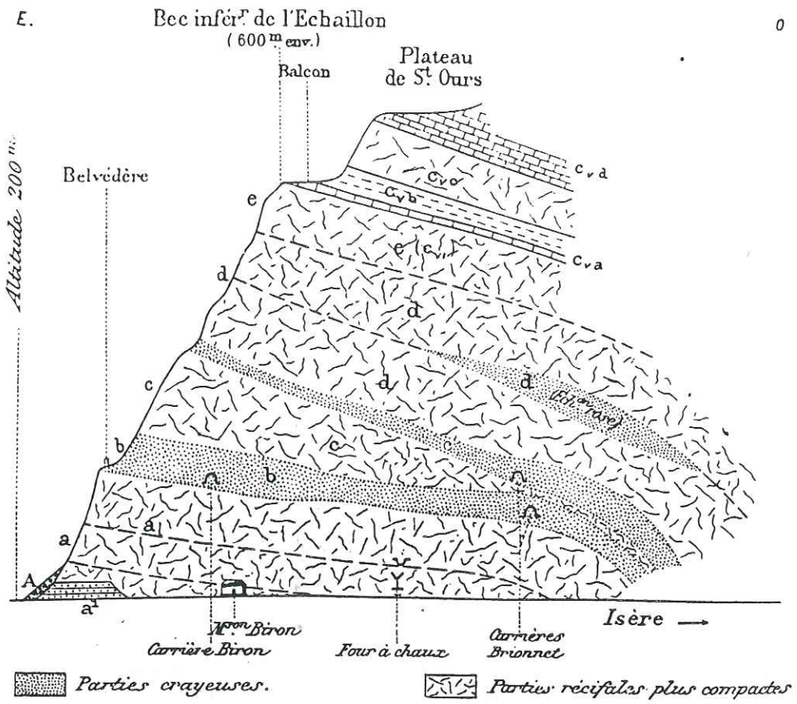
Sur la rive droite, le meilleur affleurement est actuellement celui de la carrière de la Buisse qui est exploitée par l'industrie de la chaux (Société Balthazard et Cotte).
Suivant un axe Nord-Sud, ces deux coupes sont distantes de 5 km.

Etat des connaissances et nouvelles observations

- Rive gauche : Le promontoire de l'Echaillon

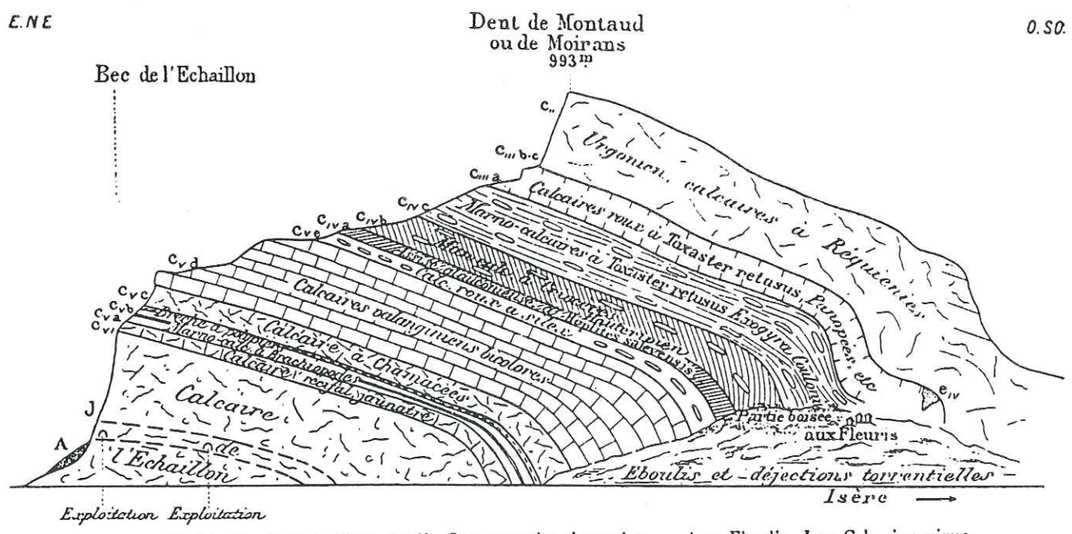
En 1846, LORY Ch. en a proposé un premier découpage lithostratigraphique et chronostratigraphique. Il a subdivisé la série en un Jurassique dolomitique et calcaire à *Diceras* surmonté par un Crétacé calcaréo-argileux à térébratules et grandes exogyres puis calcaire à nérinées, polypiers et rudistes (Chamacées).
Ces datations seront confirmées par HERBERT (1881) puis totalement remises en question par VILLOT (1882) pour qui toute la série serait d'âge crétacé.

Pour KILIAN (1895), l'extrémité sommitale des "Calcaires coralligènes", représentée par 40 à 50 m de "Calcaires compacts blancs-jaunâtres" - déjà signalés par LORY Ch. (1846) - est un équivalent latéral du Marbre Bâtard. Ceci l'incite à placer la limite Jurassique-Crétacé sous cette assise, au sein des "Calcaires coralligènes".
En 1900, KILIAN reprend cette idée dans la synthèse qu'il publie avec LORY P. D'autre part, ils réunissent les "calcaires gris-brunâtres subspathiques et lités" (C_{Va} : fig. 7) et les "Calcaires argileux à térébratules et exogyres" ou "Marno-calcaires à brachiopodes" (C_{Vb} : fig. 7) sous l'appellation "Couches du Balcon".



Allure approximative des parties crayeuses dans le massif calcaire de l'Echaillon. A. Eboulis ; a' alluvions anciennes de l'Isère.

fig.7



Vue du Bec de l'Echaillon, côté N.-O. ; succession des assises. — A = Eboulis. J = Calc. jurassique. C_{VI} — C_{II} Assises crétacées diverses. e_{IV} poche de Sables éocènes.

d'après KILIAN et LORY 1900

Ces auteurs ont surtout publié une liste des faunes récoltées au sein des assises récifales sous-jacentes et plus précisement dans l'assise crayeuse b (fig. 7) qui est située 300 m sous les "Couches du Balcon".
Parmi ces faunes, KILIAN et LORY P. (1900, p. 582 et 583) citent quelques céphalopodes qu'ils attribuent au Tithonique supérieur.
Dans la même assise, FAURE MARGUERIT (1919) cite aussi une faune d'ammonites dont *Proniceras pronum*, qui en fait du Tithonique supérieur certain. Pour MAZENOT (1939), cette espèce est caractéristique de la sous-zone moyenne du Tithonique supérieur.
Mis à part cette assise crayeuse, le reste des "Calcaires coralligènes" n'a pas pu être daté. En 1958, REMANE publie ses observations sur le passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins dans la région grenobloise. Mais en raison de la dégradation des affleurements du Balcon, il doit travailler au niveau de la vallée de l'Isère.

Le récif du Bec de l'Echaillon constitue la pièce centrale de son dispositif sédimentaire (fig. 9). Son extrémité sommitale est affectée par une bréchification progressive, alternant avec des récurrences de faciès récifaux. Les niveaux bréchiques sont composés par des blocs pluridécimétriques (30-40 cm) de polypiers, renversés par rapport à leur position de vie, ainsi que par de gros fragments de bivalves et de gastéropodes. L'ensemble est surmonté, sans transition, par un "Calcaire à débris zoogènes" qui atteint 7 m d'épaisseur.

A la faveur du creusement d'un canal destiné à détourner les eaux du Ruisset vers les bains de l'Echaillon, REMANE (1966) a pu préciser l'âge de la base des "Couches du Balcon".
Depuis le toit du "Calcaire pseudoolithique compact" (= "Calcaire à débris zoogènes" : REMANE 1958 = "Calcaires gris-brunâtres subspathiques et lités" : (C_{Va}) KILIAN et LORY P. 1900) et jusqu'au petit pont qui permet l'accès aux anciens Bains de l'Echaillon, la base des "Couches du Balcon" est représentée par des "Calcaires vaseux" finement biodétritiques et gréseux. Ces derniers ont livré des associations de calpionelles caractéristiques de la Zone D.
LE HEGARAT (1971) confirmera l'attribution des "Couches du Balcon" au Berriasien mais datera leur base des Zones B ou C (fig. 8).

Cette incertitude méritait d'être levée. C'est pourquoi, avec la collaboration de Norbert Steinhauser, nous avons revu la coupe des Bains de l'Echaillon pour étudier particulièrement le passage des assises récifales aux "Couches du Balcon", le "Calcaire blanc à Chamacées" et le "Calcaire du Fontanil".

Le "Calcaire pseudoolithique compact" est constitué par des packstones/grainstones (biomicrites à plages sparitiques) à plaques d'échinodermes, fragments de gastéropodes et de bivalves auxquels viennent s'ajouter des foraminifères benthiques (Miliolidae, Lituolidae, *Lenticulina* sp., *Trocholina* sp.). La plupart de ces bioclastes ont subi une importante micritisation. La présence de très rares calpionelles vient compléter la description de ce microfaciès. Ces dernières avaient déjà été signalées par REMANE (1958) puis par LE HEGARAT (1971). Le premier a simplement remarqué qu'elles étaient de plus en plus fréquentes vers le haut tandis que le second les a attribuées, avec doute, à la Zone B.

Le toit de ces calcaires bioclastiques à matrice micritique est souligné par un enduit ferrugineux mais il est aussi ponctué par de nombreuses perforations de lithophages. Ce hard-ground est surmonté par des wackestones (biomicrites argileuses = "Calcaires vaseux" : REMANE 1966) à calpionelles qui remplissent les perforations. Ces premiers sédiments à caractère hémipélagique (fig. 8 : éch. BEC 20 = l.m. HD 1250 et 1251), ont livré des associations de calpionelles caractéristiques de la Zone B terminale ou C. Après 4 m, apparaissent les premières *Calpionellopsis simplex* qui marquent la base de la Zone D (base du Berriasien supérieur).

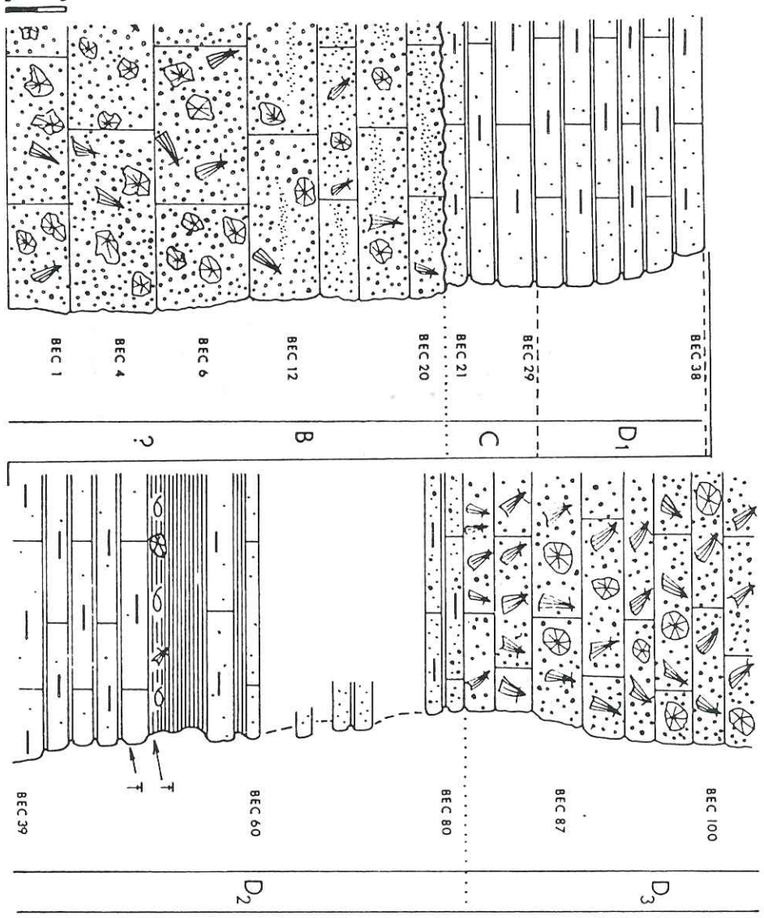


fig.8 Coupe des Bains de l'Echaillon (Calcaire du Fontanil non compris) d'après LE HEGARAT 1971

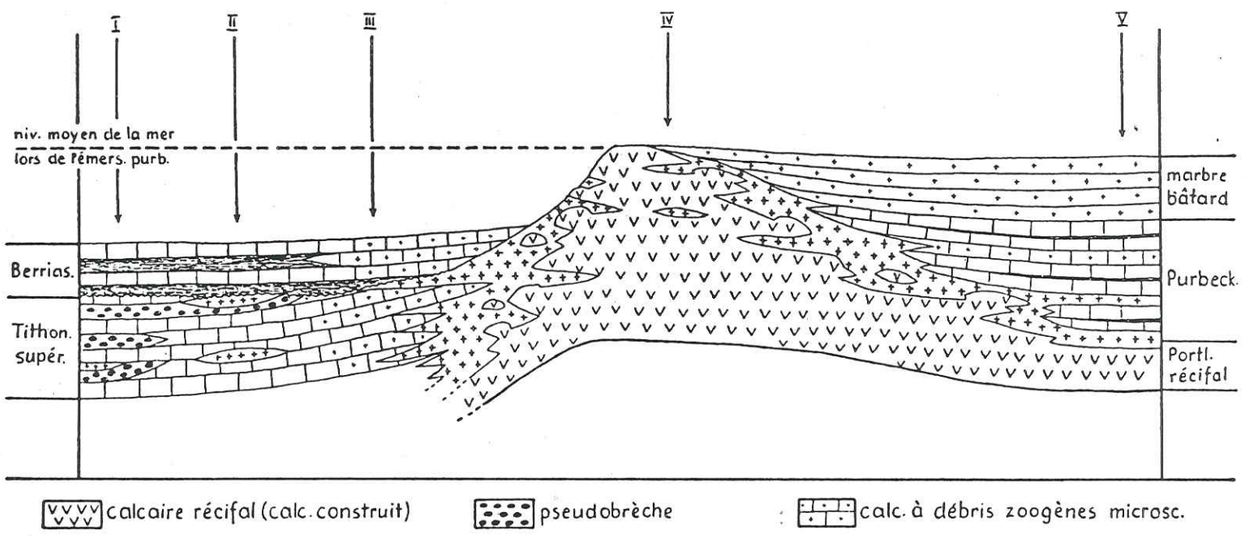


fig.9

Profil schématique du passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins, montrant la position relative des différents types de faciès (I, St-Pancrasse; II, Le Chevallon; III, St-Laurent-du-Pont; IV, l'Echaillon; V, La Buisse) d'après REMANE 1958

La transition avec les calcaires hémipélagiques d'avant récif est rapide (fig. 9). En 5 km, la sédimentation passe de calcaires bioclastiques très finement grumeleux (région de Curière : REMANE 1958) à des calcaires micritiques à calpionelles et radiolaires. Ces dépôts hémipélagiques sont interstratifiés par des calcarénites bioclastiques et par des brèches récifales (brèches d'Aizy; coupe du Chevallon : REMANE 1958) associées, plus à l'aval (coupe de St Pancrasse : REMANE 1958), avec des coulées boueuses (REMANE 1960 et 1970). Cette sédimentation d'avant récif est coiffée par un hard-ground auquel succèdent des alternances calcaire/marne qui soulignent l'arrivée du détritisme argileux datée du Berriasien inférieur (approximativement le milieu de la Zone B).

D'après LORY P. (1896, unité a : extrémité sommitale) puis KILIAN et LORY P. (1900), l'extrémité sommitale des "Couches du Balcon" montrait, au Balcon, 3 m de brèches récifales. Au niveau de la vallée de l'Isère, ce niveau n'apparait pas. Les "Couches du Balcon" y sont plus épaisses (> 30 m) et plus marneuses. Malheureusement, en raison de la dégradation des affleurement du Balcon, il n'est pas possible de vérifier ces observations.

Les "Calcaires marneux à térébratules et exogyres" (C_{Vb} : fig. 7; KILIAN et LORY P. 1900) qui affleurent derrière les anciens bains de l'Echaillon ont fait l'objet d'un nouvel échantillonnage (fig. 8 : éch. BEC 39 à 80 = l.m. HD 1256 à 1259). Ces biomicrites (mudstones/wackestones) gréseuses (QZ : 5 à 10 %, rarement jusqu'à 25 %) renferment toutes des associations de calpionelles caractéristiques de la Zone D (sous-zone D2 ?).

Le "Calcaire blanc à Chamacées" et son contenu faunistique ont été décrit par KILIAN et LORY P. (1900, p. 591).
L'analyse microscopique révèle qu'il s'agit de packstones à gastéropodes, lamellibranches, débris d'échinodermes, auquels viennent s'ajouter des foraminifères benthiques (Miliolidae, Textulariidae, *Trocholina* sp.). La majorité des bioclastes (30 à 50 % du microfaciès) sont fortement arrondis et toutes les particules sont auréolées par des encroûtements d'origine algaire et/ou microbienne (microstromatolithes). Leur micritisation (bioérosion) est aussi très poussée.
Quant à la matrice micritique, elle forme de superbes planchers (fig. 8 : éch. BEC 81 à 100 = l.m. HD 1261 et 1262) dont l'orientation est conforme à la polarité de l'échantillon. La porosité résiduelle est comblée par une sparite à gros cristaux.
Ces sables bioclastiques ont donc été affectés, avant cimentation, par une circulation d'eau per descendum. Toutefois, aucun indice d'émersion n'a pu être mis en évidence.

Le faciès de ces calcaires micritiques de lagon marin, colonisé par les algues encroûtantes, rappelle fortement celui des calcaires sublithographiques à pelotes algaires du Berriasien supérieur de Chartreuse (coupe de la Pointière; unité 2 et coupe des Granges du Grapillon; unité 3). Néanmoins, à l'Echaillon, cet environnement de dépôt a dû être soumis à de fortes influences récifales comme en témoigne le développement massif des rudistes (Chamacées) et des nérinées.

Le "Calcaire blanc à Chamacées" passe progressivement, vers le haut, au "Calcaire du Fontanil" dont l'épaisseur atteint 100 m. Ces sables biodétritiques propres montrent, à l'affleurement, de superbes séquences de tempestites (érosion basale - terme granoclassé à galets mous, hummocky cross stratification (low angle and convex up stratification), rides de vagues et décantation argileuse fortement bioturbée, en sommet de séquence). Ces dépôts instantannés à l'échelle des temps géologiques, sont perforés par d'abondantes pistes de fuite ou de désenfouissement. A plusieurs endroits dans la carrière, il est possible d'observer ces rides de tempêtes en trois dimensions.

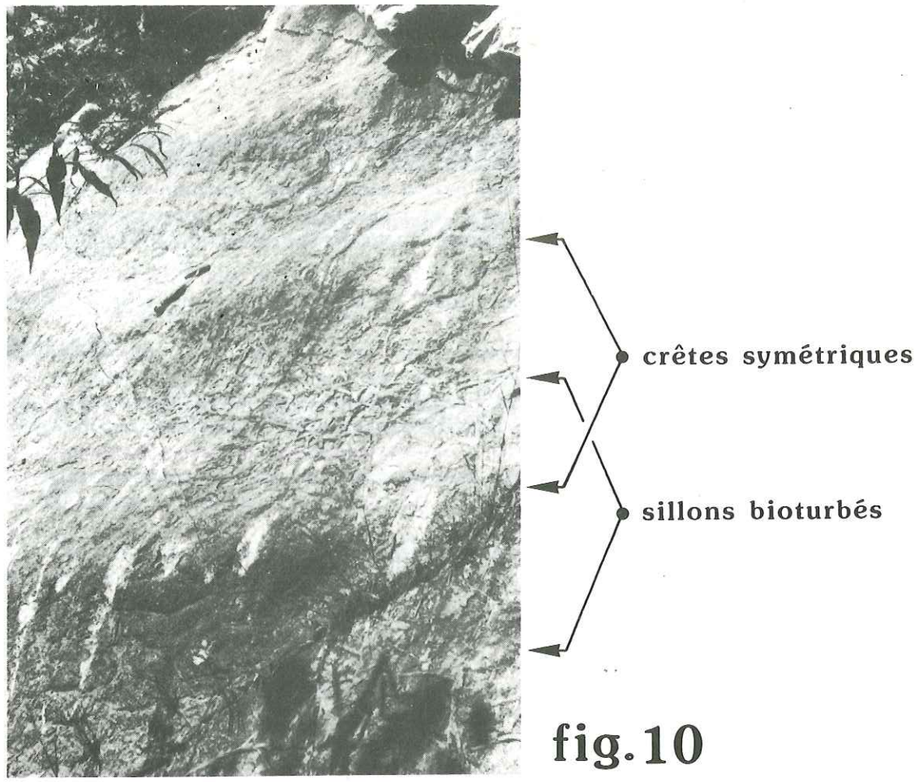


fig.10

Coupe de l'Echaillon: rides de tempête au sein de la Formation du Calcaire du Fontanil

La fig. 10 montre des mégarides symétriques dont les crêtes sont orientées N20°E. Elles atteignent une longueur d'onde métrique (1,10 m) pour une amplitude de 0,15 m. Le fond des sillons est tapissé par un matériel argilo-bioclastique qui montre un ichnofaciès de type *Cruziana* sp.
Ces calcarénites bioclastiques sont parfois interstratifiées par des dépôts beaucoup plus grossiers, d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Compte tenu du contexte sédimentologique, décrit ci-dessus, nous les interprétons comme des sédiments résiduels, seuls témoins d'une tempête exceptionnelle.

Le "Calcaire du Fontanil" est surmonté par 30 à 50 m de "Calcaire roux à silex" qui est classiquement attribué au Valanginien supérieur. Les marnes glauconieuses de la base de l'Hauterivien couronnent le tout.

- Rive droite : la carrière de la Buisse.

La carrière de la Buisse est exploitée en gradins. En 1987, son profil était subdivisé en six gradins et la hauteur totale du front de taille excédait 150 m. Norbert Steinhauser et moi-même avons pu y effectuer nos observations et nos prélèvements grâce à la compréhension et à l'amabilité de Mr. Arnaud, responsable de l'exploitation, que nous remercions ici.

Les dépôts d'arrière récif (fig. 9 : coupe de la Buisse; REMANE 1958) à affinités purbeckiennes sont épais (60 m) et visibles dans leur totalité [11].

---

11) Leur substratum, visible au fond de la carrière, est constitué par des sables oolithiques et bioclastiques (grainstones; éch. BU 1 = l.m. HD 1263 et 1264) à débris d'échinodermes, de gastéropodes et de

Ce sont principalement des calcaires beiges, d'aspect sublithographique, à nombreuses intercalations de marnes vertes [12].

A plusieurs niveaux, ces calcaires supportent des galets noirs ou bruns qui sont associés avec des oogones de *Porochara* sp., une charophyte de milieu lacustres à fortement déssalé (gradin 3 : éch. BU 5 = l.m. HD 1268 à 1270; dét. P.O. Mojon). Ces extraclastes (pisolithes vadoses) millimétriques (5 à 6 mm maximum) proviennent fort probablement d'un paléosol.
Le développement local de milieux supralittoraux est confirmé par la présence, dans certains niveaux marneux (gradin 2 : éch. BU 4), de concrétions calcaires cylindriques et ramifiées typiques de rhyzolithes dont le diamètre total atteint parfois 1 cm et qui montrent un canal central de diamètre millimétrique, comblé par un sédiment interne.

REMANE (1958) a relevé l'absence complète de niveau franchement lacustre dans la partie supérieure de ces dépôts à affinités purbeckiennes [13]. Toutefois, contrairement à ce qu'affirmait cet auteur, leur passage aux assises inférieures du "Marbre Bâtard" au sens grenoblois (50 m : équivalent latéral des Formations de Pierre-Châtel, de Vions et de la Chambotte) n'est pas insensible.
En effet, au niveau du gradin 4, les micrites de lagon marin (éch. BU 6 = l.m. HD 1272) cèdent brusquement la place à une sédimentation de sables bioclastiques fins (biosparites; éch. BU 8 = l.m. HD 1273) à débris d'échinodermes et de serpules associés à des foraminifères benthiques (Miliolidae, Textulariidae, Lituolidae, *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp.). Parmi ces bioclastes, beaucoup ont subi une micritisation ou une dissolution importante avant ou pendant leur remaniement.
A la Buisse, ces sables bioclastiques sont surmontés par un épisode argilo-carbonaté de teinte gris-vert. Il recoupe tout le front de taille de la carrière mais il est actuellement inaccessible compte tenu du profil de la carrière.

---

bivalves auquels viennent s'ajouter des foraminifères benthiques. Une importante dissolution a affectée ces bioosparites avant leur cimentation. Cette porosité a été réduite en quatre phases.

1 - développement d'encroûtements algaires ou microbiens (stromatolithiques) qui tapissent l'intérieur des cavités et auréolent la plupart des particules. Ils forment aussi une succession de lits plans et horizontaux, d'épaisseur millimétrique, que l'on voit très bien à l'échelle macroscopique. Ces tapis pourraient matérialiser l'interface fossile entre la zone vadose et la zone phréatique météoritique.

2 - mise en place d'un ciment précoce aciculaire et isopaque qui peut aussi former des ponts entre les particules.

3 - Après cette première génération de ciment, le remplissage des cavités est assuré par un silt vadose de type cristal silt (AISSAOUI et PURSER 1983) qui forme de superbes planchers micritiques.

4 - Enfin le remplissage final est assuré par une sparite à gros cristaux.

Tous ces indices démontrent que les premiers dépôts d'arrière récifs reposent sur une surface d'émersion.

12) L'une d'entre elles (éch. BU 4) nous a livré une faune d'ostracodes dont Fabanella boloniensis, des oogones de Porochara sp., une charophyte de milieu saumâtre (dét. P.O. MOJON) et Anchispirocyclina lusitanica qui confirme l'attribution de ces dépôts au Purbeckien.

13) Ces dépôts d'arrière récif sont alors représentés (gradin 4 : éch. BU 6 = l.m. HD 1272) par des biomicrites (mudstones) à algues dont Clypeina jurassica (très abondante) et gros gastéropodes. Ce sont des boues carbonatées de lagon marin.

Au dessus (gradin 6) se développe un ensemble de sables bioclastiques plus ou moins grossiers apparentés au "Calcaire roux" du domaine jurassien ou au "Calcaire du Fontanil" du domaine présubalpin. Ces biosparites à débris d'échinodermes, de gastéropodes, de bivalves et d'algues auquels viennent s'ajouter de gros foraminifères agglutinants (Lituolidae), renferment parfois de rares lithoclastes micritiques (biomicrite faiblement gréseuse à plaques d'échinodermes ou micrite azoïque et ferrugineuse).

Discussion

En ce qui concerne le passage Jurassique-Crétacé, les résultats rassemblés ci-dessus, ne permettent d'affirmer avec certitude que deux faits.

1 - Un environnement récifal s'est largement développé au Bec de l'Echaillon durant le Tithonique supérieur.

2 - Ces bioconstructions ont été recouvertes, dès la base du Berriasien moyen (Zones B terminale ou C) par une accumulation de boues hémipélagiques argilo-carbonatées puis argileuses ("Couches du Balcon").

Toutefois, la présence de calpionelles (Zone B ?), dans la matrice micritique des sables bioclastiques qui couronnent le récif, indique sans conteste qu'il faut les rattacher à la séquence transgressive crétacée. Ceci malgré le hard-ground qui les sépare des boues argilo-carbonatées sus-jacentes.

La limite entre les dépôts du Jurassique et du Crétacé se situerait donc au sein des "Calcaires coralligènes" comme l'avait postulé KILIAN et LORY P. (1900) ou dans leur partie sommitale, au mur des brèches récifales signalées par REMANE (1958) car comme lui, nous pensons qu'elles témoignent des émersions fini-jurassiques.

C'est durant cette période de bas niveau marin relatif que la limite entre les domaines jurassien et subalpin, au sens large, était la plus nette.
Un lagon, caractérisé par une épaisse sédimentation à affinités purbeckiennes, se développait alors à l'abri du récif dont la partie sommitale bréchifiée, alimentait en resédiments (brèches d'Aizy) les faciès hémipélagiques d'avant-récif.
Ces dépôts à affinités purbeckiennes se terminent en biseau sédimentaire en direction du Sud (REMANE 1958).

A l'Echaillon, à 5 km de la Buisse, ils ont disparu et les "calcaires à petits bioclastes et rares calpionelles" (= "Calcaires pseudoolithiques compacts" : REMANE 1966), attribués au Marbre Bâtard (REMANE 1958), recouvrent les brèches sommitales du récif.
Ces dépôts, réduits à 7 m, ont enregistré dès le Berriasien inférieur (Zone B? : LE HEGARAT 1971), les premiers effets de la transgression crétacée. Toutefois, cette dernière n'a été effective à l'Echaillon qu'à partir de la base du Berriasien moyen (Zone B terminale ou C) comme l'indique la présence d'un hard-ground à la base des "Couches du Balcon".

A la Buisse, le lagon marin a alors cédé la place à une accumulation de sables bioclastiques tandis que se développait, à l'Echaillon, une sédimentation de boues hémipélagiques argilo-carbonatées puis argileuse à brachiopodes et exogyres.

La présence de brèches récifales à l'extrémité sommitale des "Couches du Balcon" (LORY P. 1896, KILIAN et LORY P. 1900) tend à prouver que ces deux domaines sédimentaires devaient être séparés par des bioconstructions récifales.

A l'Echaillon, la fin du Berriasien supérieur est marqué par le retour à des milieux de dépôt lagunaires à fortes influences récifales ("Calcaire blanc à Chamacées"). Cette progradation des faciès vers le large fut stoppée au Berriasien terminal ou à la base du Valanginien par l'installation d'une sédimentation de plate-forme bioclastique dominée par les tempêtes. Cette période était caractérisée par une uniformisation des faciès.

Si au cours du Jurassique terminal les coupes de la Buisse et de l'Echaillon présentent des caractères nettement jurassiens, il n'en va pas de même dès la base du Crétacé.
Durant le Berriasien, la coupe de la Buisse a gardé des affinités jurassiennes alors que la nature et l'évolution des faciès à l'Echaillon étaient de type présubalpin, tel que l'a défini STEINHAUSER (1969). En effet le Berriasien y est représenté, en partie, par des faciès hémipélagiques (= Formation du Chéran) et non pas purbeckiens. Quant au "Calcaire blanc à Chamacées" qui les surmonte, il s'agit d'un dépôt périrécifal et lagunaire qui est restreint au seul domaine présubalpin (= Formation d'Allèves). Ce type de faciès n'existe pas dans le domaine subalpin.

Du Jurassique terminal au Berriasien supérieur-terminal, le passage des faciès jurassiens aux faciès présubalpins se faisait rapidement entre le Promontoire de l'Echaillon et la Buisse. C'est donc là, en quelques kilomètres, que la plate-forme jurassienne passait au bassin delphino-helvétique.

3.3 LE DOMAINE JURASSIEN.

3.3.1 Le Jura méridional.

Coupe du Molard de Vions (fig. 66); localité n° 5 sur la fig. 32.

STEINHAUSER et LOMBARD (1969) ont été amenés à créer une nouvelle nomenclature lithostratigraphique pour le Jura méridional car celle qui existait dans le Jura neuchâtelois était difficilement transposable dans la région genevoise et savoyarde. Ces auteurs ont retenu quatre formations qui couvrent l'intervalle stratigraphique compris entre le dernier banc du faciès purbeckien et la base des couches marneuses grises généralement considérées dans le Jura méridional comme représentant la base de l'Hauterivien.

Jusqu'ici imprécise, l'attribution chronostratigraphique de ces formations a pu être établie avec une bonne précision grâce à la découverte récente d'ammonites et à la révision des formes récoltées précédemment (CLAVEL et al. 1986).

Tithonique terminal-base du Berriasien moyen. Le faciès purbeckien a été décrit par CAROZZI (1948) puis par DONZE (1958). Ce dernier distinguait des zones paléogéographiques d'orientation SSW-NNE dans le Jura méridional. Ces zones sont définies par l'épaisseur des dépôts, leurs caractères marin, lagunaire ou lacustre plus ou moins marqués.

L'évolution sédimentologique de ces dépôts s'enchaîne de la façon suivante : les faciès marins peu profonds du Jurassique terminal (Portlandien comprenant les Couches du Chailley et les Tidalites de Vouglans : BERNIER 1984) s'enrichissent progressivement vers le haut en galets noirs et des calcretes ou paléosols se développent localement. Ils caractérisent le faciès purbeckien du Jura méridional. Le Purbeckien est principalement calcaire et marin (milieux subtidaux peu profonds à intertidaux) avec au sommet de la série, des épisodes lacustres supratidaux correspondant à des interbancs marneux riches en charophytes.

La Formation de Pierre-Châtel se superpose ensuite au Purbeckien et marque, dans le Jura, le retour à une sédimentation franchement marine.

Les rares ammonites récoltées dans les dépôts purbeckiens du Jura méridional appartiennent toutes à la Zone à *Jacobi-Grandis*, soit au Berriasien inférieur [14].
A la Cluse de Chailles, REVIL (1911) a signalé, à 2 m sous le sommet du Purbeckien, *Hoplites* (*Berriasella*) cf. *privasensis*. Cette détermination, bien qu'actuellement remise en question (CLAVEL et al., 1986), reste intéressante malgré la disparition de l'échantillon. Elle daterait le sommet des faciès purbeckiens de la base du Berriasien moyen.

Berriasien moyen-Berriasien supérieur. La Formation de Pierre-Châtel est principalement formée de micrites claires où les algues codiacées et dasycladacées abondent (*Clypeina jurassica*, *Bacinella irregularis* = *Lithocodium aggregatum*). Comme le Purbeckien, ces dépôts lagunaires, soumis à l'action de la houle, sont complètement dépourvus de quartz dans la région étudiée. D'après CLAVEL et al. (1986), sa base peut être attribuée au Berriasien moyen (sous-zone à *privasensis*). L'extrême base de cette formation est dolomitisée et présente les caractères d'un environnement récifal limité (nérinées) au tunnel de l'Epine (STEINHAUSER 1969) et au Salève (JOUKOWSKY et FAVRE 1913). Dans les carrières de Monnetier situées à l'extrémité NNE du Salève, la Formation de Pierre-Châtel montre également de plusieurs niveaux de calcretes superbement développées (Q. Deville, comm. pers.)

La Formation de Vions est lithologiquement très variée. Les micrites et les calcarénites alternent avec des marnes, voire avec des argiles et/ou des couches charbonneuses qui témoignent d'émersions temporaires. L'apparition du quartz détritique (jusqu'à 20-30 % de la roche) est l'une des caractéristiques de cet ensemble lithologique où les éléments terrigènes abondent. La teneur en fer est l'une des plus élevée de toute la série étudiée et les traces d'organismes fouisseurs sont souvent remplies par des intraclastes rougeâtres. Les bancs calcaréogréseux qui alternent avec des dépôts argileux présentent des structures sédimentaires typiques de la zone intertidale (wavy bedding, lenticular bedding) ou de la zone subtidale (laminations sigmoides à deux drapages argileux).

La base de la formation est marquée par une association de foraminifères comprenant : *Keramosphaera allobrogensis*, *Pseudotextulariella courtionensis* ainsi qu'une riche faune d'ostracodes marins (OERTLI et STEINHAUSER 1969) et une ammonite *Picteticeras* aff. *moesicum* (CLAVEL et al. 1986), limitée à la sous-zone à *paramimounum*. D'autre part, la présence à la Chambotte de *Calpionellopsis* sp. (Zone D), au sein de la formation (DARSAC 1983), permet de l'attribuer au Berriasien supérieur (sous-zones à *paramimounum* et à *picteti*).
Les ostracodes d'eau douce et les charophytes sont, localement, abondants dans la Formation de Vions du Jura méridional et confirment son âge Berriasien supérieur. Ainsi, il faut signaler *Cypridea valdensis obliqua* WOLBURG 1959; un ostracode du Wealden 4 d'Allemagne du Nord et *Globator nurrensis nurrensis* (PECORINI) GRAMBAST 1974; une charophyte des dépôts lacustres berriaso-valanginiens de l'Espagne et de la Sardaigne (DETRAZ et MOJON 1989).

---

14) L'étude micropaléontologique du Purbeckien jurassien menée actuellement par P.O. Mojon apportera certainement des précisions biostratigraphiques à ce sujet.

Berriasien sommital-Valanginien. La Formation de la Chambotte est constituée par des calcaires zoogènes clairs, souvent biodétritiques à ciment calcitique ou à matrice micritique, très riches en foraminifères. Elle est entrecoupée de calcarénites fines, bicolores, à laminations sigmoides, rides de vagues et de tempête qui représentent le Membre du Guiers. Dès sa base, cette formation est caractérisée par la présence de *Pfenderina neocomiensis* tandis que *Pseudotextulariella salevensis* n'apparaît qu'à partir du Membre du Guiers. On note également l'apparition de rares orbitolinidés (*Orbitolinopsis* ? sp., *Dictyoconus* sp., *Valdanchella* sp.). *Ammocycloloculina erratica* est souvent présente à la limite Membre du Guiers/Chambotte supérieure.

A la Chambotte et au Val de Fier, comme au Molard de Vions, le Membre du Guiers a livré une faune de stromatopores similaire à celle visible dans les marnes d'Arzier (SCHNORF-STEINER et GUILLAUME 1965). Ceci, nous fait considérer le Membre du Guiers comme un équivalent latéral des marnes d'Arzier ainsi que l'avait déjà proposé STEINHAUSER (1969). Déposés en zone subtidale à intertidale, suivant les régions, ils correspondraient alors respectivement à une sédimentation d'estran sableux ou mixte (sand-flat ou mixed-flat) et d'estran vaseux (mud-flat).

L'attribution chronostratigraphique de ces dépôts, proposée par CLAVEL et al. (1986), est la suivante :

- Chambotte supérieure : Zone à *Pertransiens* (milieu du Valanginien inférieur).
- Membre du Guiers/marnes d'Arzier : partie supérieure de la Zone à *Otopeta* (sommet du Valanginien basal).
- Chambotte inférieure : sous-zone à *callisto* et partie inférieure de la Zone à *Otopeta* (Berriasien sommital-Valanginien basal).

La Formation du Bourget est formée de calcarénites échinodermiques généralement rousses dont la microfaune est fortement appauvrie. Les laminations sigmoides à double drapage argileux, visibles dans ces sables calcaires, indiquent que le milieu de dépôt était situé en zone subtidale. Cette formation correspond au Calcaire roux et aux Couches à *Alectryonia rectangularis* (STEINHAUSER et LOMBARD 1969).
A la Chambotte, le milieu de dépôt était caractéristique d'un estran où alternaient des sables bioclastiques déposés en zone subtidale et des sédiments mixtes (sables et argiles) déposés en zone intertidale.

3.3.2 Comparaison avec le Jura vaudois et neuchâtelois.

Durant le Berriasien et le Valanginien, le Jura neuchâtelois se distingue du Jura méridional, et dans une moindre mesure du Jura vaudois, par une sédimentation où la tendance émersive devient prépondérante. Cette dernière se manifeste par une fréquence accrue des horizons lacustres (HÄFELI 1966, MOJON et STRASSER 1987; DETRAZ et MOJON 1989) et par une succession de lacunes stratigraphiques dont la plus importante (STEINHAUSER et CHAROLLAIS 1971) met directement en contact le "Calcaire roux" (équivalent de la Formation du Bourget) avec le "Marbre bâtard" au niveau de l'horizon à *Keramosphaera allobrogensis*; résultat qui a été contesté par DONZE et THIEULOY (1975) puis confirmé par CLAVEL et al. (1986).

3.4 LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DU MASSIF CRISTALLIN DES AIGUILLES ROUGES.

3.4.1 L'autochtone de St Maurice (Valais).

La figure 11 retracé l'historique des recherches effectuées sur l'autochtone de St Maurice. Pour chaque travail, elle présente le découpage lithostratigraphique et biostratigraphique qui en a été fait tout en respectant la nomenclature ou le code chiffré adopté par son auteur.

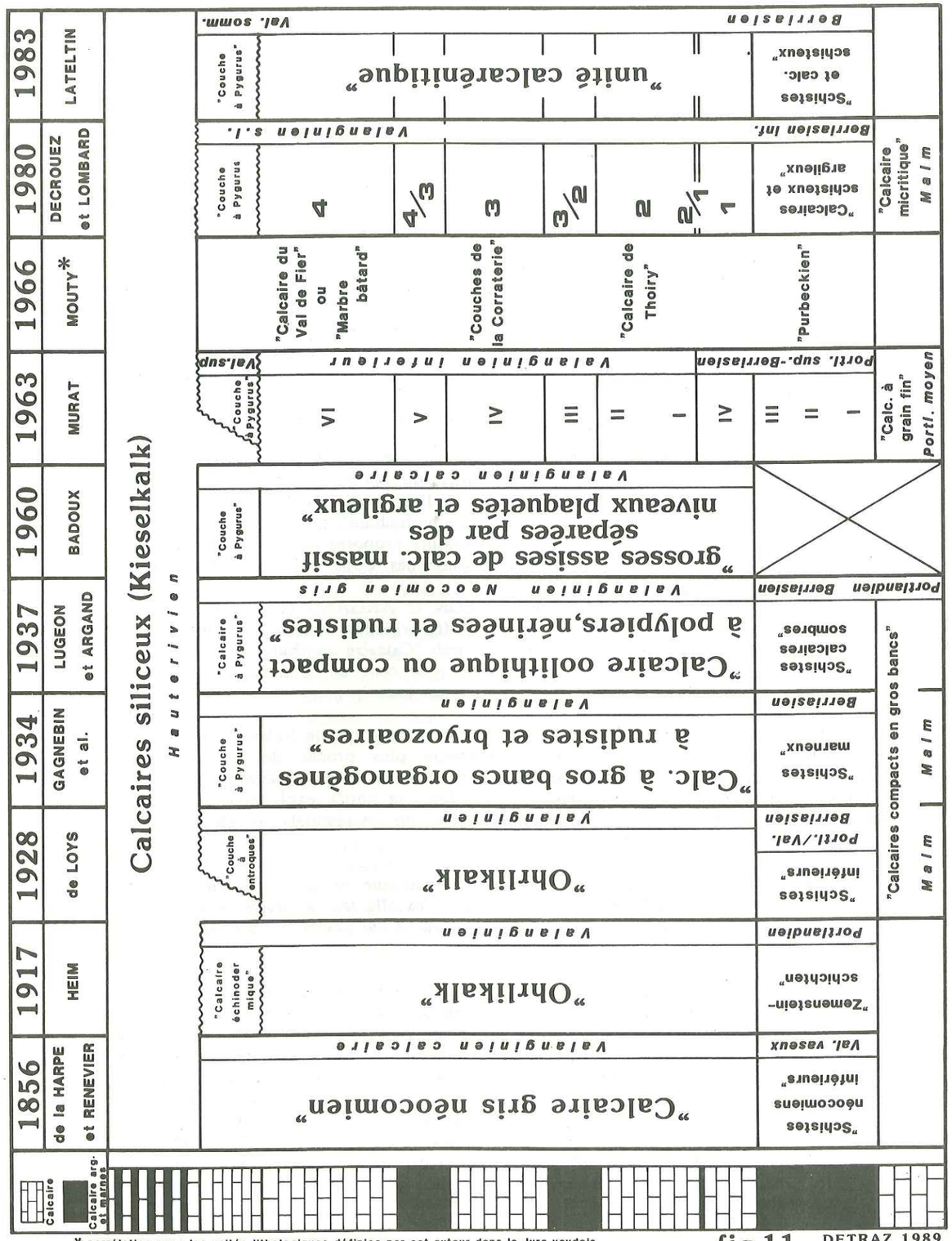
DE lA HARPE et RENEVIER (1856) ont subdivisé le Valanginien helvétique en un "Valanginien vaseux ou Schistes néocomiens inférieurs" surmonté par un "Valanginien calcaire ou Calcaire gris néocomien".
Pour HEIM (1917), les "Schistes néocomiens inférieurs" correspondaient aux "Zementsteinschichten" d'âge portlandien, des auteurs alémaniques. Dans le "Valanginien calcaire" il a distingué deux ensembles qu'il a nommé respectivement "Oehrlikalk" et "Calcaire échinodermique". Ce dernier a une épaisseur variable car il est transgressif comme les "Calcaires siliceux" de l'Hauterivien qui le surmontent.

Pour DE LOYS (1928), les ammonites récoltées dans les "Schistes inférieurs" qui coiffent les "Calcaires compacts en gros bancs" du Malm, ont un cachet à la fois Portlandien supérieur et Valanginien inférieur. Il en a fait du Berriasien et a ainsi contesté leur passage latéral aux "Zementsteinschichten" qu'avait proposé HEIM (1917). Pour le reste, il a conservé la nomenclature proposée par ce dernier mais il a montré que les "calcaires échinodermiques", renommés "Couches à entroques", peuvent être totalement absents.
GAGNEBIN et al. (1934) ainsi que LUGEON et ARGAND (1937) ont repris le même découpage. "Le Valanginien calcaire" (Oehrlikalk) devient "Calcaire à gros bancs organogènes à rudistes et bryozoaires" puis "Calcaire oolithique ou compact" et la "Couche à entroques" change d'appellation pour celle de "Couche à *Pygurus*" ou "Calcaire à *Pygurus*" qu'elle conservera jusqu'à nos jours.

LUGEON et ARGAND (1937) ont aussi démontré aussi que le Valanginien du front de la nappe de Morcles est lithologiquement plus proche de son équivalent stratigraphique dans l'autochtone de St Maurice que de la série valanginienne moins épaisse et schisto-calcaire du flanc normal. Dans sa notice explicative de la carte géologique de Monthey, BADOUX (1960) a confirmé les résultats précédents tout en affinant la description de la série.

La thèse, non publiée, de MURAT (1957) a marqué un pas important dans la connaissance de l'autochtone de St Maurice. D'excellentes observations de terrain complétées par une analyse microscopique rigoureuse ont amené cet auteur aux deux conclusions suivantes :

1- Au-dessus des "Calcaires à grain fin" du Portlandien moyen, la succession "calcaires marno-gréseux/calcaires massifs pseudoolithiques zoogènes" se répète cinq fois entre le Portlandien supérieur et le Valanginien inférieur. MURAT (1957 et 1963) y a vu la succession de trois grands cycles sédimentaires à tendance régressive et parfois émersive. Le premier de ces cycles se termine avec les calcaires marneux zoogènes de l'unité III qu'il a interprété comme un équivalent latéral marin du purbeckien. Le second est entièrement contenu dans l'unité IV (fig. 11). Il se termine au Berriasien supérieur par ce que MURAT (1957) a interprété comme une discordance angulaire (12° à 15° vers le Sud) entre le Berriasien et le Valanginien. Cette interprétation est aujourd'hui erronée mais l'observation reste d'une remarquable précision.



* corrélation avec les unités lithologiques définies par cet auteur dans le Jura vaudois

fig.11 DETRAZ 1989

2- Durant le Valanginien inférieur, la tendance générale était à l'installation d'une sédimentation récifale puis à l'émersion. Pour MURAT (1957 et 1963), cette dernière est intervenue à la fin du Valanginien inférieur car la surface d'érosion associée est surmontée par les dépôts du Valanginien supérieur ("Couches à *Pygurus*") ou directement par ceux de l'Hauterivien inférieur. Enfin, cet auteur a noté que la partie inférieure des "Couches à *Pygurus*" était envahie par des apports clastiques. Il en a conclu à l'érosion du Valanginien inférieur sous-jacent et des séries réduites (Dogger, Callovien, Trias dolomitique, Trias quartzitique) du haut-fond des Aiguilles Rouges. Pour lui, le contrôle de la sédimentation était d'ordre tectonique ("mouvement du soubassement cristallin").

MOUTY (1966) qui disposait des levés inédits de MURAT a proposé une première corrélation des séries stratigraphiques du Crétacé inférieur entre le Jura méridional et la région de St Maurice.

Plus récemment DECROUEZ et LOMBARD (1980) ont publié un article sur la stratigraphie des couches de St Maurice. Toutefois et bien que leur inventaire micropaléontologique reste utile, leur interprétation du mode et du milieu de dépôt des "Couches de St Maurice" doit être révisé.
En effet, LATELTIN (1983) a réfuté leur conception d'une accumulation périodique en position de "talus distal". Il a démontré que sa "formation calcarénitique" était un dépôt de plate-forme externe où progradaient des barres sableuses qui protégaient des milieux de sédimentation lagunaires.

Coupe synthétique de la région de St Maurice (figs 59); localités n° 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 90 et 91 sur les figs. 32 et 58.

Le lever de trois coupes principales et de six coupes annexes (figs. 58, 59 et 61; cf. 7.2.23) a permis de préciser comment s'agençaient verticalement et horizontalement les différents faciès puis de définir quel était leur milieu de dépôt respectif sur la base d'une analyse sédimentologique et micrographique. Enfin, il restait à dater correctement la série, grâce aux calpionelles, pour pouvoir retracer leur évolution sédimentologique.

Berriasien inférieur et moyen. Les boues carbonatées à calpionelles qui caractérisaient l'autochtone de St Maurice au Berriasien inférieur (Zone B inférieure) sont des dépôts de plate-forme externe hémipélagique. Après l'apparition du détritisme argileux (milieu de la Zone B), cette dernière fut envahie par une sédimentation temporaire de boues argilo-carbonatées riches en matières organiques et en pyrite. Ces décantations, pratiquement azoïques, ont précédé l'installation de dunes sous-marines (unité 5) de type sand-waves (au sens de ALLEN 1980 : fig. 32, classe IV) dont elles constituent l'équivalent latéral distal. Avec une longueur d'onde pluridécamétrique et une amplitude moyenne de 2,5 m, ces dunes sous-marines présentent une forme assymétrique avec des foresets inclinés de 12° (maximum) vers le SW. Enfin leur organisation interne (chapitre 7.2.23 et figs. 60a, b et c) est typique d'une accumulation induite par un courant dominant alternant périodiquement avec un courant subordonné.

Ce dernier n'avait pas l'intensité suffisante pour entraîner une inversion complète du sens de transport à chaque renversement de marée, mais il était responsable de la formation des surfaces sigmoïdales S2 (surfaces de réactivation) par érosion de la crête et de la partie haute de la pente de progradation (lee-side) des dunes. Le flux sédimentaire net vers le SW, était donc comparable au transport total.

Les recherches menées en Mer du Nord par HOUBOLT (1968) ont montré que l'orientation des courants tidaux, à l'origine de ces accumulations sableuses, était perpendiculaire à leur direction de progradation.

Dans le cas de l'unité 5, on peut donc conclure à l'existence de courants de marée orientés NW-SE.

La forte proportion de lithoclastes qui entre dans la composition de ces sables bioclastiques et, en particulier, la présence d'extraclastes micritiques à charophytes suggèrent qu'ils ont été remaniés depuis une aire de sédimentation peu profonde. Cette dernière était caractérisée par une forte production bioclastique et le développement local de milieux confinés laguno-lacustres.
Pour MURAT (1952) ces extraclastes qu'il nomme "pseudoolithes" renferment des éléments de flore purbeckienne et il conclut, en 1963, à l'existence proche d'une terre émergée où se serait déposé un faciès purbeckien.

Grâce aux calpionelles, l'installation des premières dunes a pu être datée de la partie supérieure du Berriasien inférieur (Zone B moyenne à supérieure). Ces dernières représentent donc bien un équivalent latéral marin des faciès purbeckiens connus et datés sur la plate-forme jurassienne (Zone à *Jacobi-Grandis*). Ce résultat confirme donc les vues de MURAT (1963) et de MOUTY (1966).

Ce premier système dunaire est couronné par une surface érosive (S1) horizontale. Elle a précédé l'installation d'une seconde génération de sand-waves (unité 7) au front desquelles se développait un joint argilo-bioclastique (unité 6, fig. 60a). Les deux composantes du courant bidirectionnel qui a présidé à l'installation de ce second système dunaire étaient d'intensité comparable. Ce renversement complet du sens de transport s'est traduit par l'absence quasi totale de grands foresets de progradation qui sont remplacés, dans la partie inférieure de l'unité 7, par d'abondantes laminations entrecroisées d'orientation N50°E. Cette valeur témoigne aussi en faveur d'un changement important (80°) dans la direction des courants de marée. La présence de sables oolithiques bien classés, au toit de l'unité 7, atteste que la frange sommitale de ce second système dunaire était probablement affectée par l'action de la houle.

Au passage Berriasien moyen-supérieur (Zones C supérieure ou D), ce contrôle dynamique de la sédimentation a cessé et l'on assiste au dépôt des biomicrites/biopelmicrites argilo-gréseuses de l'unité 8.
Par leur position dans la série, ces sédiments hémipélagiques de plate-forme externe pourraient correspondre à un faciès d'inter-dunes mais leur installation, à la fois brutale et extensive, témoigne plutôt en faveur d'un envahissement massif et durable provoqué par une légère transgression marine.
D'autre part, la préservation et l'empilement des systèmes dunaires sous-jacents dont les sables bioclastiques sont impropres à une cimentation précoce -en raison de leur mobilité permanente- implique nécessairement un taux de subsidence élevé. Dans ce contexte, une simple accélération du taux de subsidence entrainant une augmentation de la tranche d'eau et par voie de conséquence un net ralentissement de la sédimentation carbonatée, suffirait à expliquer la mise en place de l'unité 8 et la préservation (cimentation précoce en milieu marin) de l'unité 7.

Berriasien supérieur. Une troisième accumulation de sables biointraclastiques (unité 9), s'est mise en place au toit de l'unité 8.
Difficile d'accès, le corps principal de cette neuvième unité n'a pas pu faire l'objet d'une observation précise. Toutefois, dans la coupe de Notre Dame du Scex, sa base présente des foresets-laminae de direction N30°E avec une pente de 25° vers le SE. Il semble donc que l'accumulation de ces sables calcarénitiques ait été, elle aussi, contrôlée par un courant dont les caractéristiques restent indéterminées.

A la sortie Nord de St Maurice, en rive droite du Rhône (coupe des Chenalettes), cette même unité est entaillée par un chenal érosif. De sa période d'activité, il ne subsistent que quelques dépôts résiduels (lag deposits) très grossiers où sont concentrés d'abondants débris coquilliers et de nombreux galets de calcaire à polypiers et spongiaires. Ceux-ci attestent du développement local de bioconstructions (patch reef) dont la localisation exacte n'a pas pu être précisée. Toutefois, il est probable qu'elles se soient développées au sein même du chenal pour lequel il faut certainement invoquer une origine tidale. Ce second dispositif sédimentaire caractérisé par des épandages sableux, parcourus par des chenaux, pourrait correspondre à un delta de marée (tidal delta).

Le Berriasien terminal et/ou la base du Valanginien (Zones D/E ?) ont enregistré une seconde récurrence de faciès hémipélagiques (unité 10, vire de l'Ermitage de Notre Dame du Scex). Comme dans le cas de l'unité 8, la mise en place de l'unité 10 est liée à une légère transgression marine qui marque le début d'une troisième séquence sédimentaire régressive.

Valanginien inférieur. Deux aires de sédimentation se juxtaposaient alors au sein de l'unité 11 (cf. 7.2.23, fig. 61). Au Nord et à l'abri d'une importante barre sableuse (coupe de la Basilique), s'accumulaient des boues carbonatées finement bioclastiques (coupe du Château). Des bioconstructions à coraux et spongiaires prospèraient localement dans ces faciès d'arrière barre où venaient s'interstratifier quelques épandages de sables calcarénitiques propres. Le caractère confiné de ces dépôts s'est encore affirmé dans la partie sommitale de l'unité 11 qui a vu s'installer une sédimentation de lagon restreint. Ce dernier événement a précédé l'enregistrement d'une importante discontinuité qui se marque par un joint ferrugineux et localement (coupe des Palluds) par une érosion des calcaires lagunaires sous-jacents au toit desquels s'est développé un superbe paléosol à racines montrant leur manchon radiculaire.

Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur. Comme l'indique la fig. 61, la discontinuité basale est recouverte en onlap par les dépôts du Valanginien supérieur ("Couches à *Pygurus*") puis de l'Hauterivien inférieur (Calcaires siliceux). La géométrie de ce dispositif sédimentaire transgressif implique nécessairement que son substratum, d'âge Valanginien inférieur, présentait un pendage orienté vers le Nord. Cette inversion dans l'organisation spatiale des zones de faciès a été accompagnée par une importante érosion des séries réduites du massif cristallin des Aiguilles Rouges.

Ces matériaux détritiques issus des séries triasique et jurassique, ont été transportés vers le Nord jusque dans la région de St Maurice où ils sont venus former des microconglomérats de plage (foreshore), puis de plage submergée (shoreface). Progressivement la tendance transgressive s'est affirmée et ces microconglomérats ont été remplacés par des sables échinodermiques ("Couches à *Pygurus*", partie supérieure). Ces derniers seront eux-mêmes surmontés et recouverts par les dépôts hémipélagiques gréseux de l'Hauterivien inférieur qui marquent le retour à une sédimentation de plate-forme externe où subsistait localement des conditions de dépôt caractérisées par un régime hydrodynamique élevé.

3.4.2 Le parautochtone du Champ de Barme (Val d'Illiez).

Coupe du Champ de Barme (12a et b); localité n° 71 sur la fig. 32.

Le Champ de Barme est situé en Haut Val d'Illiez (Valais), au NNW de la Dent de Bonavau (2503 m). Il est limité vers le Sud par une haute paroi dans laquelle replis et écaillages tectoniques amènent successivement à l'affleurement les séries du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur basal.

L'affleurement décrit ci-dessous est visible au niveau de l'écaille (? [15]) inférieure (fig. 12a) dans laquelle a été pratiqué une excavation. Cette écaille (?) est composée de deux ensembles lithologiques nettement différenciés qui se présentent en série normale.

L'ensemble inférieur (figs. 12a et b) dont la base n'est pas visible, est représenté par des calcaires micritiques (mudstones/wackestones) à saccocomidés, globochaetes, radiolaires et plaques d'échinodermes. Son extrémité sommitale a livré des associations de calpionelles caractéristiques de la Zone B inférieure; ce qui permet d'affirmer que cette sédimentation hémipélagique s'est développée du Kimméridgien-Tithonique moyen au Berriasien inférieur basal.
Toutefois, il faut souligner l'absence probable du Tithonique supérieur car aucun des échantillon prélevés n'a livré une association de calpionelles typique de la Zone A.

Ce premier ensemble lithologique d'aspect massif (bancs d'épaisseur décimétrique à métrique) se distingue aisement des alternances argilo-carbonatées sombres (ensemble supérieur; figs. 12a et b) qui le surmontent. Ces dernières sont également datées du Berriasien inférieur mais de la Zone B supérieure.

Mais toute l'importance et l'originalité de cet affleurement découvert et figuré par MAYORAZ (1987), réside dans le fait que les alternances argilo-carbonatées sombres reposent en discordance (D : fig. 12a et b) sur les calcaires micritiques massifs sous-jacents.
En effet, la stratification des calcaires micritiques massifs (N95°E; 15° SSW) datés du Kimméridgien-Tithonique moyen est brutalement interrompue par une surface concave d'orientation N85°E et pentée de 45 à 50° vers le SSE dans sa partie amont.
Cette dernière valeur diminue rapidement si l'on suit cette surface vers l'aval car celle-ci devient asymptotique au plan de stratification des calcaires micritiques massifs (fig. 12a).

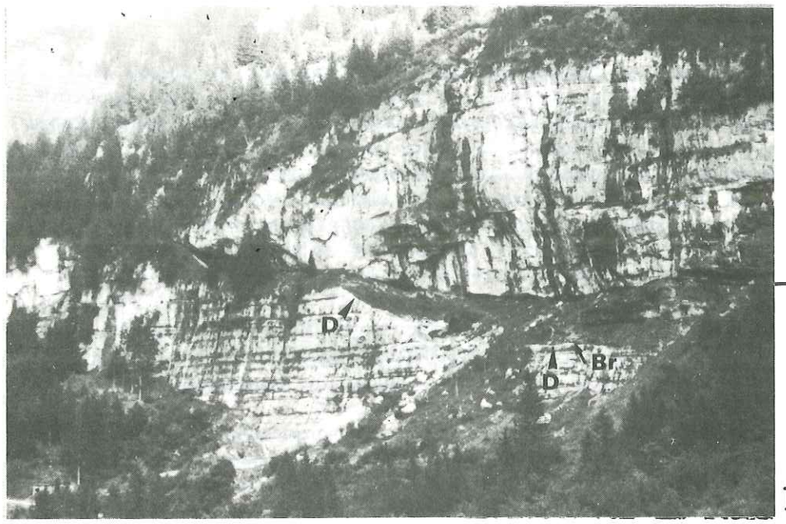
Le remplissage de cette dépression est assuré par les dépôts argilo-carbonatés alternants du Berriasien inférieur (Zone B supérieure) qui reposent en onlap sur la surface d'érosion. Cette dernière est soulignée par un hard-ground ferrugineux riche en débris bioclastiques divers associés à de nombreux moules internes d'ammonites et à une abondante microfaune de calpionelles qui a permis de le dater précisement du milieu de la Zone B (apparition de la petite forme parabolique de *Calpionella alpina*).

Dans la partie amont de cette structure, les premiers dépôts de comblement supportent des lames métriques ou des blocs décimétriques et arrondis de calcaires micritiques massifs (LC; fig. 12b) tandis que vers l'aval, le contact érosif est surmonté par 6 à 10 cm de brèche dont les éléments anguleux ne dépassent pas une taille centimétrique (Br; fig. 12a).

L'ensemble de ces observations d'ordre géométrique et sédimentologique, m'incline à penser que cette structure n'est en fait que la cicatrice d'une niche d'arrachement et non pas la trace d'une faille antithétique comme l'a écrit MAYORAZ (1987).

L'âge des dépôts les plus jeunes situés sous la surface d'érosion (Zone B inférieure) et la datation du hard-ground qui scelle ce dispositif (milieu de la Zone B) permettent de déterminer avec précision l'époque à laquelle s'est déclenché ce glissement sous-marin.
Celui-ci s'est mis en place durant le Berriasien inférieur-basal (Zone B inférieure).

15) Sa base n'étant pas visible, il n'est pas certain qu'il s'agisse d'une véritable écaille.

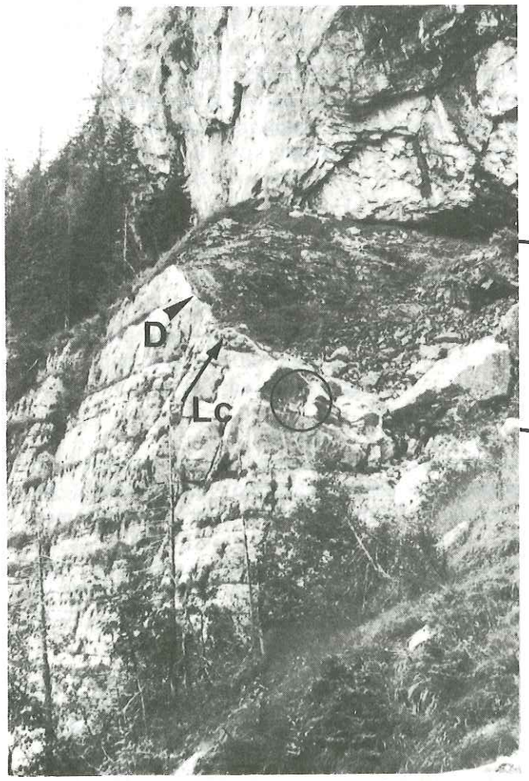


écaille supérieure

écaille inférieure ?

fig.12a

Vue générale sur l'affleurement du Champ de Barme (Val d'Illiez)



écaille supérieure

alternances argilo-carbonatées

discordance

calcaires micritiques massifs

fig.12b

Champ de Barme: discordance angulaire entre les calcaires micritiques massifs et les alternances argilo-carbonatées

3.4.3 Les séries réduites.

En 1960, AMBERGER a signalé, au sein de la série autochtone et réduite du massif cristallin des Aiguilles Rouges, la présence de "calcaires noirs massifs à grain fin" qui ont livré une microfaune de saccocomidés associés à des calpionelles (coupe de la rive droite du lac du Vieux-Emosson). Cette association lui a permis d'attribuer ces dépôts au Malm supérieur. La meilleure connaissance de la répartition biostratigraphique des calpionelles que nous avons aujourd'hui, confirme cette datation tout en précisant qu'il s'agirait du Tithonique supérieur basal (fig. 3).

Toutefois, malgré un rééchantillonnage et un examen microscopique minutieux, aucun des échantillons prélevés dans la coupe du Vieux-Emosson (n° 76) n'a livré une microfaune de calpionelles. Seule la présence d'abondants saccocomidés a pu être confirmée.
Les échantillonnages effectués en divers points de la bordure nord-occidentale des Aiguilles Rouges (Arevassey (n° 77) col de Barberine (n° 79), combe d'Emaney (n° 80)) se sont également révélés décevants. Aucun de ces échantillons fortement déformés et recristallisés n'a livré une microfaune reconnaissable.

Cela ne permet donc d'avancer avec certitude qu'un seul fait : une sédimentation hémipélagique s'est développée sur le massif cristallin des Aiguilles Rouges durant le Kimméridgien-Tithonique moyen.
Mis à part ce résultat, aucune des attributions stratigraphiques avancées par AMBERGER (1960) n'a pu être confirmée, ni précisée faute de marqueurs biostratigraphiques valables.
Il en va de même dans la "Zone Martigny-Chamonix" (AYRTON 1980) où l'âge exact des calcaires micritiques et/ou échinodermiques, attribués au Malm et rattachés, par cet auteur, soit au socle des Aiguilles Rouges (coupe de Catogne-d'en-Haut (n° 81)), soit au socle du Mont-Blanc (coupe de la Batiaz; Martigny (n° 92)), n'a pu être confirmé.

3.5 ULTRAHELVETIQUE : LA KLIPPE DE SULENS.

Bien que les séries fini-jurassiques et éocrétacées du domaine ultrahelvétique n'intéressent pas directement cette étude, leur présence dans le soubassement de la klippe de Sulens (fig. 1) m'a incité à les comparer avec leurs équivalents stratigraphiques dans le domaine delphino-helvétique.

En ce qui concerne le passage Jurassique-Crétacé, les meilleures coupes publiées à ce jour, sont celles qui ont été figurées par ROSSET et al. (1976) puis par CHAROLLAIS et al. (1981a et b). Toutefois, la plupart d'entre elles sont fortement tectonisées et partiellement incomplètes.
Leur description détaillée ajoutée aux observations sédimentologiques effectuées dans le cadre de ce travail permettent néanmoins de faire un série de remarques sur l'évolution sédimentologique de ces dépôts entre le Kimméridgien-Tithonique moyen et la base de l'Hauterivien :

1- Durant ce laps de temps, le domaine ultrahelvétique était caractérisé par une sédimentation pélagique carbonatée à radiolaires et saccocomidés (Kimméridgien-Tithonique moyen : coupe des Esserieux I ou coupe de la carrière des Esserieux CHAROLLAIS et al. 1981b; coupe du chemin de St Ferreol à Nantbellet CHAROLLAIS et al. 1981a) puis argilo-carbonatée à radiolaires et calpionelles (Berriasien et Valanginien : coupes de la Chaise et du chemin de St Ferreol à Nantbellet CHAROLLAIS et al. 1981a).

2- Les dépôts du Kimméridgien-Tithonique moyen montrent des resédimentations grossières (debris-flow, mud-flow et turbidites de haute densité) dont l'aspect et la composition sont identique à celles qui sont décrites dans la coupe du col de Cherel (unités 2, 4, 6 ou 8).
Ces resédimentations sont particulièrement bien développées dans la coupe des Esserieux I mais la plus volumineuse est visible en contre-bas (coupe des Esserieux II), dans le lit du torrent de la Chaise (MIGLIETTI 1986).

3- Quelles que soient les coupes étudiées, aucune n'a permis de mettre en évidence l'existence de dépôts d'âge Tithonique supérieur (Zone A).
Dans le domaine ultrahelvétique comme dans le domaine delphino-helvétique, une discontinuité stratigraphique majeure séparerait donc les dépôts jurassiques des dépôts crétacés.

4- Enfin, les dépôts berriasiens et valanginiens sont recoupés par trois faisceaux gréseux et glauconieux ("membres gréso-glauconieux" CHAROLLAIS et al. 1981a) qui ont été datés respectivement du sommet du Berriasien-base du Valanginien, de la fin du Valanginien moyen et/ou du début du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien inférieur à moyen.

Bien que ces sables gréseux et glauconieux à ammonites soient interprétés comme des resédiments suivant le concept généralement admis par les auteurs qui ont travaillé dans le domaine ultrahelvétique, il est intéressant de relever qu'ils occupent une position stratigraphique qui correspond chaque fois à une période d'inondation sur la plate-forme jurassienne (base de la Formation de la Chambotte, base de la Formation du Calcaire Roux, base de la Formation des Marnes d'Hauterive). Dans cette optique, il serait nécessaire de les réexaminer pour déterminer s'ils correspondent ou non à des dépôts de condensation (glauconie) plus ou moins remaniés.

Ces observations montrent que le domaine ultrahelvétique a enregistré les effets de certains des changements paléogéographiques qui ont affecté la plate-forme jurassienne et dans une moindre mesure le bassin delphino-helvétique entre le Tithonique et l'Hauterivien basal.
Ce résultat ponctuel mériterait évidemment d'être confirmé dans d'autres secteurs et à d'autres époques avant de pouvoir se prononcer sur l'existence d'un lien sédimentologique direct entre les domaines helvétique et ultrahelvétique.

3.6 ANALYSE DES RESEDIMENTATIONS.

3.6.1 Analyse des faisceaux contournés (slumps).

L'ensemble des auteurs s'accorde à considérer les slumps comme le résultat d'un glissement synsédimentaire sur un fond marin incliné de quelques degrés (POTTER et PETITJOHN 1963; READING 1978). La recontitution quantitative des paléopentes à partir de ces glissements sous-marins repose sur deux hypothèses :

1- la génératrice (axe) des corps cylindriques matérialise la paléohorizontale (direction de la paléopente).
2- Le sens du glissement est alors orthogonal, il donne une indication qualitative concernant le pendage ou la vergence de la paléopente.

Si la détermination de la direction est généralement aisée, en raison du nombre élevé de structures cylindriques mesurables, le sens du glissement nécessite la reconnaissance de structures asymétriques particulières. Ces dernières sont au nombre de cinq (BEAUDOIN 1977, p. 128, 130 et 132).

Enfin, pour que l'évaluation de la paléopente soit significative, il faut que les nombreuses valeurs recueillies sur un même affleurement présentent une bonne cohérence (écart interquartile inférieur à 50° BEAUDOIN 1977).

Dans le bassin delphino-helvétique savoyard, les slumps sont le mieux développés et les plus visibles au sein des alternances calcaire-marne du Berriasien (CHAROLLAIS 1963; CHAROLLAIS et LOMBARD 1966; DETRAZ et al. 1984, 1986 et 1987).
Comme cela a pu être démontré sur la bordure occidentale du massif de Platé (DETRAZ et MOJON 1989), la mise en place de ces resédiments était contrôlée par une tectonique synsédimentaire de type distensif (cf. 5.2 et 7.2.17).

La mise en évidence de glissements synsédimentaires au sein de l'ensemble calcaire du Kimméridgien supérieur et du Tithonique est rendue plus délicate en raison d'une plus grande homogénéité du sédiment (BEAUDOIN 1972 et 1973). De fait, aucun slump n'a été observé dans la barre tithonique sur l'ensemble de l'aire étudiée. Par contre, une structure interprétée comme une niche d'arrachement a été reconnue dans le parautochtone du Val d'Illiez (cf. 3.4.2).

Enfin, lorsque l'écart de datation entre le substatum -ou la matrice- et les resédiments devient significatif, il devient alors possible de détecter des glissements synsédimentaires aux structures mal développées (homogénéité du sédiment, faible déplacement ou corps principal du slump).

Dans le cadre de cette étude, 12 stations ont fait l'objet d'une mesure systématique des faisceaux contournés. Elles se répartissent dans le massif des Bornes (5 stations), la chaîne des Aravis (6 stations), le massif de Platé (1 station), ce qui totalise 231 mesures sur le terrain.

Les résultats station par station sont résumés par la fig. 13.

Pour chaque station, la courbe des pourcentages cumulés a été établie pour les valeurs de direction. Cette dernière permet de définir la direction de la médiane (50% des mesures) et l'écart interquartile (différence angulaire entre les valeurs de direction définies pour 25% et 75% des mesures).

Deux exemples extrêmes ont été choisis et figurés pour la chaîne des Aravis : la station de Pététruy II (fig. 14) montre une très bonne cohérence des génératrices qui se marque par un écart interquartile particulièrement faible (11°). A l'opposé, la station de la Mia (fig. 15) présente un écart interquartile élevé (44°).
Cette dernière valeur qui reflète une cohérence des génératrices nettement moins bonne, reste néanmoins acceptable car l'évaluation de la direction de la paléopente est considérée comme valable tant que l'écart interquartile reste inférieur à 50°.

Les valeurs rassemblées sur la fig. 13 mettent en exergue la cohérence des mesures au sein d'un même faisceau, l'homogénéité des directions des paléopentes entre les différentes stations et l'alternance des déversements vers le SE ou le NW.

- <u>la cohérence des mesures au sein des faisceaux contournés</u> est évidente puisque les valeurs des écarts interquartiles sont toujours faibles, sauf à Nant-la-Ville où le nombre de mesures est trop faible pour être significatif.
Cette cohérence est particulièrement remarquable sur le flanc SE de la chaîne des Aravis et sur la bordure occidentale du massif de Platé où le développement de ces glissements synsédimentaire sous-marins a atteint son paroxysme durant la seconde moitié du Berriasien inférieur et le début du Berriasien moyen (zone B supérieure à terminale).

fig.13 Résultats des mesures de slump station par station

	STATIONS	COORDONNÉES	Nombre de mesures	AGE	ZONATION CALPIONELLES	PALÉOPENTES DIRECTION Médiane	PALÉOPENTES DIRECTION Ecart	PALÉOPENTES DÉVERSEMENT
MASSIF DES BORNES	Nant Montmin I	905,00/2094,20	16	Berriasien inférieur et moyen	zone B	N10	13	N100
	Nant Montmin II	904,85/2095,40	7	Berriasien supérieur	zone D2	N0	45	N90
	Ruisseau Crottes	902,35/2107,80	6	Valanginien inférieur	zone D	N65	15	N155
	Petit-Bornand	914,05/2120,25	21	Berriasien moyen à sup.	zone B sup. à D2	N45	21	N315
	Nant-la-Ville	914,35/2116,05	7	Valanginien		N60	53	N330
CHAINE DES ARAVIS	Alpage des Stappsets	920,00/2102,50	13	Sommet du Berriasien inférieur	Zone B supérieure à terminale	N55	22	N325
	Torrent du Châtelard	921,25/2105,45	14			N75	11	N165
	Pététuy I	924,45/2109,35	15	- Base du Berriasien moyen		N20	20	N110
	Pététuy II	924,15/2108,90	30			N25	11	N115
	Mia	925,35/2110,60	37			N35	44	N125
	Quatre Têtes	928,10/2115,25	33			N35	34	N305
PLATÉ	VÉRAN Slump	935,90/2116,70	32	Sommet Berriasien inf. - Base Berriasien moyen	B sup./term.	N55	20	N325
	VÉRAN Turbidite	936,45/2116,75	5	Valanginien		N55	13	

d'après DETRAZ et al. 1987

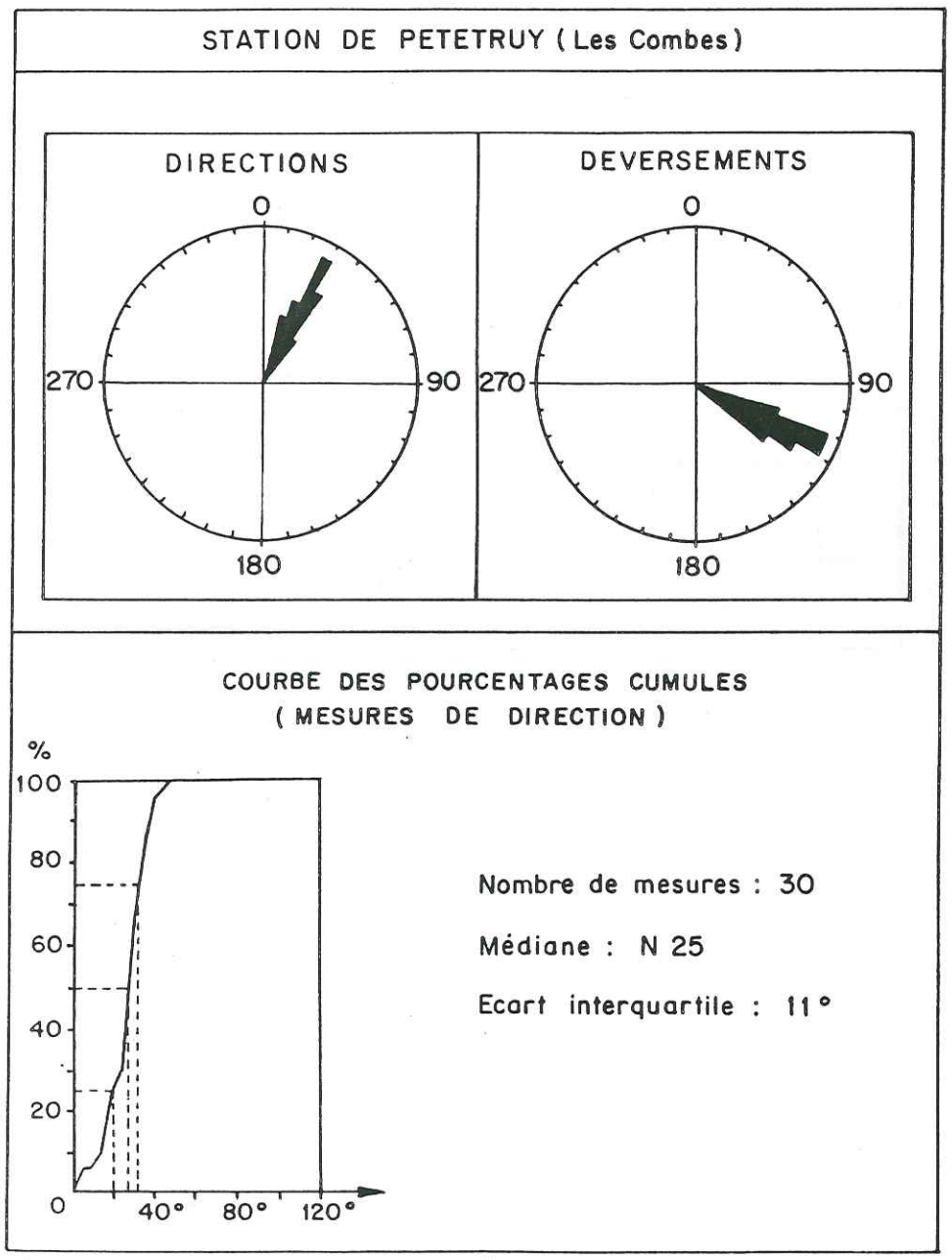


fig.14 d'après DETRAZ et al. 1987

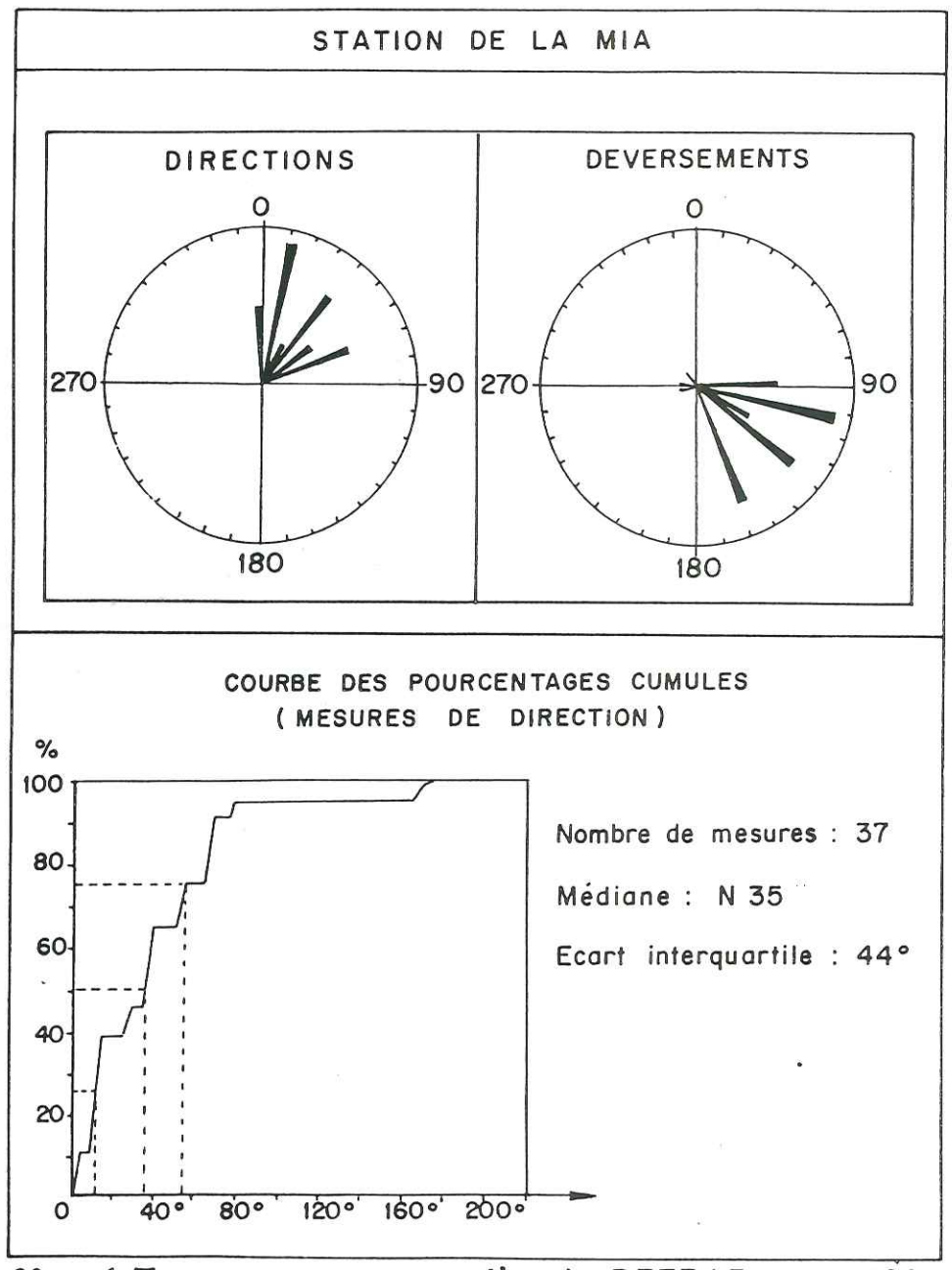


fig.15 d'après DETRAZ et al. 1987

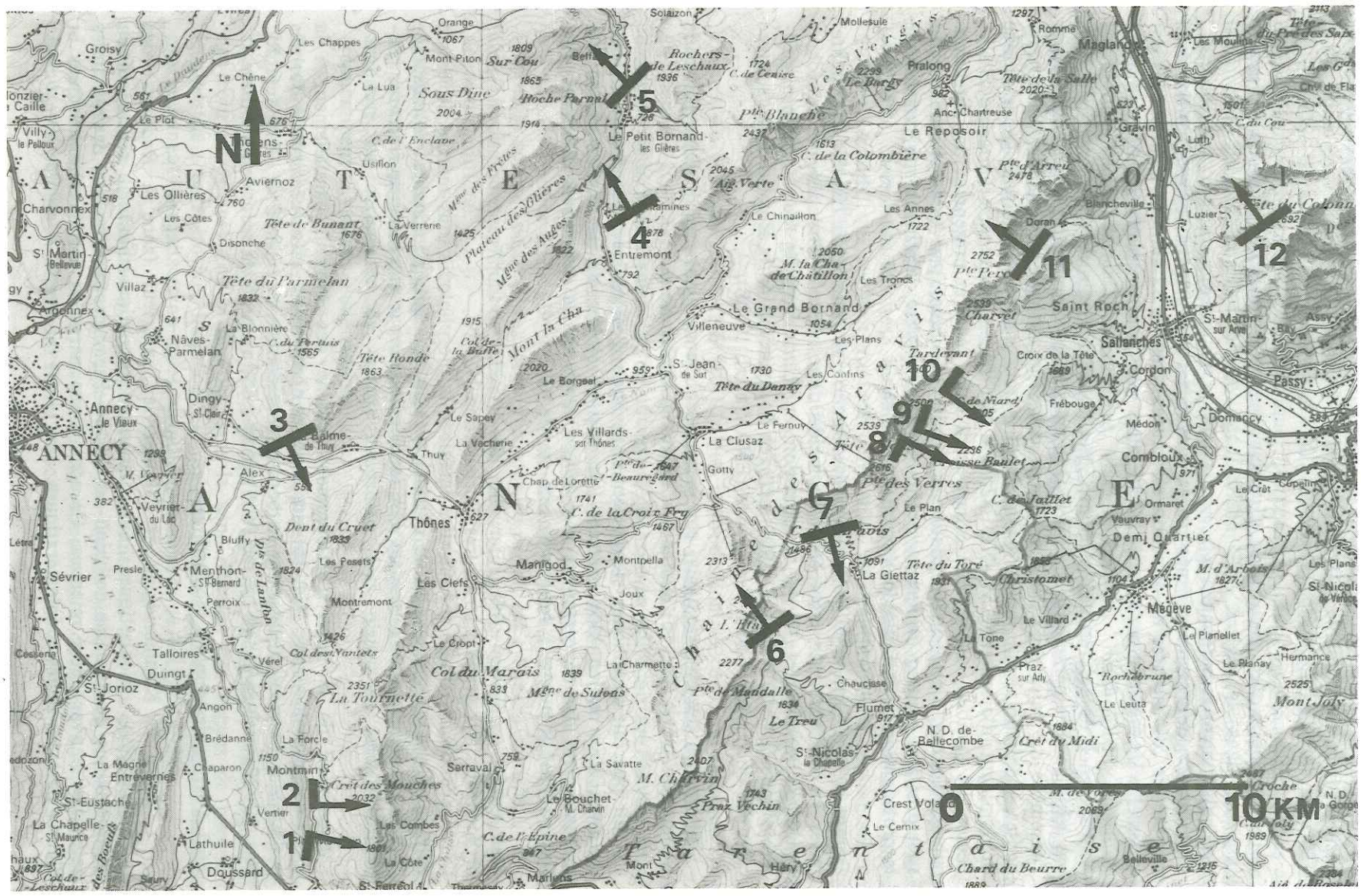


fig.16 d'après DETRAZ et al. 1987

Sur le flanc SE de la chaîne des Aravis, ces dépôts constituent un corps sédimentaire facilement cartographiable (DETRAZ et al. 1984) dont l'épaisseur varie entre 50 et 120 m et dont l'extention latérale dépasse 20 km.

- l'homogénéité des mesures de direction des paléopentes (fig. 13 et 16), toutes inscrites dans le cadran NE quelles que soient les stations, est elle aussi particulièrement remarquable.
Cette homogénéité est confirmée par la courbe des pourcentages cumulés prenant en compte les 231 mesures de direction effectuées dans les 12 stations mentionnées par la fig. 13. La médiane est orientée N35°E alors que l'écart interquartile est égal à 44°.

La cohérence de ces résultats démontre que la morphologie des fonds marins n'était pas régie par des paramètres aléatoires. L'homogénéité des mesures de direction, pour l'ensemble de l'aire étudiée, prouve que cette morphologie était contrôlée par des pentes sédimentaires qui s'articulaient autour d'un axe paléogéographique prédominant, d'orientation SW-NE (N25°E à N75°E).
Seules, les stations de Montmin échappent à cette règle et présentent des directions subméridiennes. Cette différentiation pourrait s'expliquer par la virgation des plis subalpins à la hauteur de Faverges et/ou par la proximité d'accidents majeurs tel que la prolongation de la faille du Vuache.

Durant le Berriasien et le Valanginien, la direction moyenne (N35°E) des paléopentes mises en évidence par cette étude, coincide donc avec la direction des accidents listriques responsables de la structuration en blocs basculés de la marge nord-téthysienne (LEMOINE et al. 1981) ou avec l'orientation de la flexure de la bordure orientale de la plate-forme jurassienne (ENAY et al. 1984b).

- l'alternance des déversements, particulièrement remarquable sur le flanc SE de la chaîne des Aravis (fig. 16), donne lieu à deux interprétations.

Ce fait pourrait s'expliquer simplement si la ligne d'affleurement recoupait la ligne de crête d'un ancien bloc basculé. Les stations situées sur le dos de ce dernier présenteraient des déversements vers le NW alors que la pente aval (plan de faille listrique) serait sujette à des glissements vers le SE.

Une autre explication fait intervenir des accidents transverses plus ou moins orthogonaux aux grandes structures d'orientation NE-SW.
Cette seconde hypothèse conduirait à imaginer la morphologie sous-marine du bassin delphino-helvétique savoyard, au Berriasien et au Valanginien, comme une mosaïque de pentes sédimentaires à pendage NW ou SE, limitée par un réseau de fractures NE-SW et NW-SE.

L'orientation de la ligne d'affleurement (chaîne des Aravis), parallèlement à la direction des paléopentes (fig. 16) ainsi que les observations effectuées sur le dos des petits blocs basculés visibles sur la bordure occidentale du massif de Platé (cf. 5.2; figs. 29, 30a et b et 31a et b), me font pencher en faveur de la seconde hypothèse.

3.6.2 Analyse des apports bioclastiques.

Entre le Kimméridgien et l'Hauterivien inférieur (zone à *Radiatus*) des resédimentations bioclastiques ont perturbé sporadiquement la sédimentation hémipélagique du domaine delphino-helvétique. Parmi ces resédiments, deux grandes catégories peuvent être retenues. Ce sont d'une part, les faciès calcarénitiques et d'autre part, les faciès conglomératiques.

3.6.2.1 Les faciès calcarénitiques.

Ces derniers sont constitués par des wackestones/grainstones en bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Les contacts inférieurs plans sont francs et occasionnellement érosifs alors que les contacts supérieurs plans ou ondulés sont francs à progressifs. Ces calcaires biodétritiques, d'aspect massif, présentent généralement un granoclassement normal et des figures sédimentaires (laminations) variées. Ces caractéristiques sont celles d'un dépôt issu d'une décantation-traction.

Les particules détritiques sont dans leur majorité, d'origine biologique (fragments arrondis d'échinodermes, bryozoaires, lamellibranches, brachiopodes, serpules, polypiers, éponges, ostracodes, foraminifères benthiques et algues de plate-forme externe à interne). La plupart de ces bioclastes ont été affectés par une micritisation partielle (enveloppe micritique) ou totale avant leur remaniement.
Des transformations diagénétiques (silicification, pyritisation, dolomitisation ou glauconitisation) sont courantes.

Ces faciès peuvent renfermer des extraclastes et des intraclastes. Les premiers ont généralement une taille inframillimétrique et présentent des lithologies variées (micrites, biomicrites/sparites, biopelmicrites/sparites, bioomicrites/sparites) tandis que les seconds, qui peuvent atteindre une taille pluricentimétrique, présentent un microfaciès identique à celui des roches sous-jacentes. Le plus souvent, il s'agit de calcaires micritiques hémipélagiques plus ou moins argileux.
Ces intraclastes sont généralement concentrés dans la partie inférieure du dépôt où ils sont souvent orientés parallèlement à la stratification.

Comme l'a souligné REMANE (1970), leur incorporation au corps turbiditique s'est nécéssairement effectuée au cours du transport à la suite d'une érosion du substratum. Or depuis, RAVENNE et BEGHIN (1983) puis RAVENNE et al. (1983) ont démontré expérimentalement qu'un courant de densité ne possédait un pouvoir érosif qu'à l'instant où il développait un panache turbiditique.
La modification des paramètres physiques de l'écoulement qui intervient alors (augmentation brutale de la turbulence, dilution du matériel, érosion du substratum) est appellé ressaut hydraulique. Ce mécanisme qui intervient au pied d'une pente lorsque le courant de densité aborde une zone de replat, est à l'heure actuelle, le plus satisfaisant pour expliquer la présence de galets mous (rip up clasts) au sein d'un dépôt turbiditique.

L'intensité de la bioturbation est très variable, mais elle est généralement confinée aux termes supérieurs de ces resédiments qui peuvent présenter une frange sommitale argileuse ou carbonatée de texture mudstone. Des pistes de fuite recoupent fréquemment ces sables biodétritiques.

Interprétation : La présence de particules fragmentées et d'extraclastes arrondis indique que ces faciès calcarénitiques ne se sont pas formés in situ. Les différentes figures sédimentaires observées attestent qu'il s'agit de resédiments transportés par des courant de turbidité et déposés dans la zone d'action des vagues de tempêtes (tempestite : base érosive, hummocky cross stratification, rides de vagues) ou plus profondément (chenaux et/ou lobes turbiditiques au sens de MUTTI 1985).

Toutefois, la distinction entre tempestites et turbidites est souvent délicate en raison de l'absence ou de la mauvaise conservation des figures sédimentaires caractéristiques. L'interprétation de ces faciès, en terme d'environnement de dépôt doit donc aussi prendre en compte la nature des faciès associés.

Les accumulations de sables biodétritiques, déposés sous l'action des courants tidaux rentrent aussi dans cette catégorie. Bien que leur degré d'allochtonie soit nettement moindre comparé à celui d'un matériel turbiditique, ces sables peuvent être considérés comme des resédiments.
Toutefois, leur pétrographie ne permettant pas de les distinguer sûrement des autres faciès calcarénitiques, il faut avoir recours aux figures sédimentaires diagnostiques. Bien qu'il s'agisse d'un détritisme calcaire, celles-ci sont généralement bien conservées pour peu qu'il y ait des argiles à disposition.

Les figures diagnostiques des environnements intertidaux sont relativement nombreuses (lenticular bedding, wavy bedding et capped off ride (rides écrêtées), laminations sigmoïdes à un seul drapage argileux), contrairement aux milieux subtidaux où la seule figure caractéristique est représentée par les laminations sigmoïdes à deux drapages argileux.
La Formation de Vions (Berriasien supérieur) au Molard de Vions, sur la plate-forme jurassienne, donne un bon aperçu de cet éventail de figures de dépôt.

En milieu de plate-forme, les courants tidaux peuvent construire des accumulations bioclastiques importantes. ALLEN (1980) a établi une classification morphologique et génétique de ces corps sédimentaires qu'il nomme respectivement dunes ou sand-waves selon que leur mise en place est contrôlée par un courant unidirectionnel (courant subordonné inexistant ou très faible) ou bidirectionnel (courant subordonné = courant dominant).
Ce type d'accumulation s'est développé largement, au Berriasien moyen dans la région de St Maurice (coupe synthétique de la région de St Maurice; unités 5 et 7) et dans une moindre mesure en Chartreuse septentrionale (coupe du Guiers Mort; unité 4).

3.6.2.2 Les faciès conglomératiques.

Ces resédiments présentent une large variété de forme et de texture. Leurs contacts inférieurs sont généralement tranchés et érosifs alors que leurs limites supérieures sont franches ou progressives. Suivant la nature et l'origine des lithoclastes qu'ils renferment, ces faciès conglomératiques peuvent être qualifiés de conglomérats monogéniques ou polygéniques.

- <u>Les conglomérats monogéniques</u>.

Ils sont constitués par des lithoclastes de calcaires micritiques (mudstones/wackestones; micrites/biomicrites) arrondis ou tabulaires. Ces intraclastes à faciès hémipélagique ont une taille centimétrique à décimétrique. Ces populations de galets et de blocs peuvent présenter un âge homogène (coupe du torrent du Rouselet; unité 3) ou non (coupe du Nant de Montmin; unités A2, A4 (base) et A5).

Leur matrice est aussi de nature micritique (mudstones/wackestones; micrites/biomicrites). Elle peut être abondante (60 % et plus) ou rare (10 à 15 %), ce qui correspond à des dépôts de type paraconglomératique (matrice supported deposits) ou orthoconglomératique (clasts supported deposits). Elle renferme aussi fréquemment des allochems bioclastiques (échinodermes, bryozoaires, foraminifères benthiques et algues de plate-forme externe à interne) qui côtoient une microfaune pélagique (saccocomidés, calpionelles, radiolaires, globochaetes, etc.)

Ces resédimentations, généralement volumineuses, ont un aspect chaotique. Le classement est mauvais mais un granoclassement normal peut parfois se développer à leur extrémité sommitale. Cette dernière présente alors une frange calcarénitique, d'épaisseur décimétrique, à laminations planes parallèles.

Interprétation : Ces conglomérats monogéniques sont reconnus comme le résultat de glissements sous-marins en masse qui mettent en jeu des mécanismes de transport gravitaires de type mud-flow (au sens de LOWE 1982). L'aspect chaotique et le mauvais classement sont assurément des caractéristiques propres à des dépôts gravitaires cohésifs. Toutefois, le développement d'une frange calcarénitique sommitale laminée (coupe du col de Cherel : unités 2 et 6, fig. 40) suggère que ce type de resédiments a des équivalents distaux dont le transport a nécessité la mise en place d'un courant de turbidité.
Ces dépôts en masse dont le toit est retravaillé par des courants de traction violents (laminations lit plan) présentent toutes les caractéristiques sédimentologiques d'une séquence de dépôt de type ressaut hydraulique (RAVENNE et BEGHIN 1983; MUTTI et al. 1985). Leur position présumée au niveau d'une rupture de pente est fréquemment confirmée par le développement simultané ou postérieur de slumps (coupe du Torrent du Rouselet; unité 3 (sommet)).

De tels faciès sont bien représentés sur la bordure occidentale des domaines subalpin au Kimméridgien-Tithonique moyen puis durant le Berriasien inférieur-moyen (coupes du col de Cherel et du Nant de Montmin) et présubalpin au Berriasien supérieur (coupe du Torrent du Rouselet).

- <u>Les conglomérats polygéniques</u>.

Ces faciès sont composés, en proportions très variables, d'intraclastes issus des sédiments sous-jacents et d'extraclastes. Contrairement aux populations d'intraclastes qui sont relativement homogènes, les extraclastes présentent une grande diversité lithologique et/ou stratigraphique. Ces derniers peuvent être remaniés depuis des environnements de dépôt marins (ouverts ou protégés), lagunaires ou lacustres (continentaux).

Dans la plupart des cas, ces conglomérats polygéniques n'ont pas de matrice. Il s'agit de grainstones dont la cimentation est assurée, le plus souvent, par un ciment précoce isopaque puis/ou par une sparite à gros cristaux. Ces resédiments ont donc subi un tri granulométrique durant leur transport et/ou leur dépôt.

Interprétation : Contrairement à leurs équivalents monogéniques l'interprétation de ces conglomérats polygéniques, en terme d'environnement de dépôt, offre de nombreuses possibilités. A ce titre, leurs caractéristiques sédimentologiques ajoutées à leur position séquentielle dans la série apportent des arguments décisifs.
Ainsi, ces faciès conglomératiques polygéniques sont souvent concentrés à la base d'un chenal d'érosion. Ces dépôts résiduels (lag deposits) sont les seuls témoins de l'activité de chenaux turbiditiques (coupe des Ottans; unité 8, coupe de Plan Martin; unité 2) ou tidaux (coupe synthétique de la région de St Maurice; unité 9). Dans le premier cas ils constituent un équivalent proximal et grossier des faciès calcarénitiques.
Ces conglomérats polygéniques peuvent aussi former des plages micro-conglomératiques comme c'est le cas dans la partie inférieure du Valanginien supérieur, dans la région de St Maurice (Valais), à la base des "Couches à *Pygurus*" (coupe synthétique de la région de St Maurice; unité 12).

3.6.2.3 Direction et sens des apports bioclastiques.

La direction et le sens des apports bioclastiques n'ont pu être déterminés qu'exceptionnellement. Cela a été le cas à Salvadon (fig. 54, coupe 67) et au Plan des Eves (fig. 49, coupe 53) grâce à l'orientation préférentielle des rostres de bélemnites [16] ou encore à Plan Martin (fig. 37, coupe 10) ainsi qu'à Véran (cf. coupe de la Pointe de Varochet, fig. 27), à la Tête des Ottans (fig. 56, coupe 74) et à St Maurice (cf. 7.2.23 : coupe synthétique de la région de St Maurice : unité 5, fig. 59) grâce aux figures sédimentaires (rides de courant asymétriques ou figures de semelle de banc).

Malgré le petit nombre de valeurs recueillies, il semble toutefois que les apports bioclastiques se faisaient suivant deux directions privilégiées.
En Chartreuse, le transport s'effectuait suivant un axe Ouest-Est tandis que les massifs du Haut-Giffre, de Platé et des Aravis étaient parcourus par des resédiments dont la direction de transport, au moment du dépôt, était subméridienne ou NE-SW.

3.6.3 Le détritisme quartzeux.

A l'échelle du domaine d'étude, l'apparition du détritisme quartzeux montre un léger diachronisme.

Sur la plate-forme jurassienne ce détritisme gréseux se développe largement (20 à 30 %) dès la base du Berriasien supérieur (base de la Formation de Vions; sous-zone à *Paramimounum*, CLAVEL et al. 1986) alors qu'il faut attendre le Berriasien terminal-Valanginien basal pour qu'il apparaisse en quantité significative (> 1 %) dans le bassin delphino-helvétique (domaine subalpin) où la fraction gréseuse ne représente jamais plus de 15 % du sédiment. Toutefois mais exceptionnellement, ce chiffre est atteint par des sédiments d'âge berriasien inférieur et moyen mais la roche présente alors de fines laminations planes parallèles ou obliques qui témoignent du vannage de ces sédiments par un courant de traction (bed-load).

Il semblerait donc que l'important développement spatial des faciès de plate-forme interne de type Formation de Vions ou d'Allèves (partie supérieure), soit responsable du piégeage sur la plate-forme jurassienne, du quartz détritique à disposition. La source de ce quartz détritique n'a pas pu être précisée mais elle est probablement aussi à l'origine du détritisme gréseux qui caractérise les dépôts wealdiens du domaine boréal.

16) BEAUDOIN (1977) a démontré expérimentalement que ces restes d'organismes fossiles s'orientaient parallèlement à la direction du courant.

4. EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET ANALYSE SEQUENTIELLE.

4.1 CONTEXTE PALEOGEOGRAPHIQUE OUEST-EUROPEEN ET REGIONAL A LA FIN DU JURASSIQUE.

4.1.1 Les terres émergées.
4.1.2 Le bassin et sa marge nord-occidentale.

4.2 EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU DOMAINE DELPHINO-HELVETIQUE SAVOYARD ET DE SA MARGE JURASSIENNE ENTRE LE TITHONIQUE ET LE VALANGINIEN.

4.2.1 Système de dépôt I (Tithonique/Portlandien).
4.2.2 Système de dépôt II (Berriasien inférieur à supérieur).

4.2.2.1 Berriasien inférieur-basal (Zone B inférieure).
4.2.2.2 Berriasien inférieur (Zone B supérieure).
4.2.2.3 Berriasien moyen (Zone C).
4.2.2.4 Berriasien supérieur (sous-zones D1, D2 et D3 pro parte).

4.2.3 Système de dépôt III (Berriasien terminal-Valanginien inférieur pro parte).
4.2.4 Système de dépôt IV (Valanginien inférieur pro parte - supérieur).

4.3 APPLICATION DES PRINCIPES DE LA STRATIGRAPHIE PHYSIQUE A LA COMPREHENSION DE L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU DOMAINE DELPHINO-HELVETIQUE SAVOYARD ET DE SA BORDURE JURASSIENNE.

4.3.1 Définition des séquences de dépôt.
4.3.2 Découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin selon les concepts de la stratigraphie physique.

4. EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET ANALYSE SEQUENTIELLE.

4.1 CONTEXTE PALEOGEOGRAPHIQUE OUEST-EUROPEEN ET REGIONAL A LA FIN DU JURASSIQUE.

4.1.1 Les terres émergées.

Avant l'Oxfordien terminal, les seules terres émergées sont la Terre armoricaine et la Terre ardenno-rhénane (ENAY et al. 1980, pl 37 et 38). Toutefois, dès l'Oxfordien moyen un net mouvement régressif s'est amorcé. Celui-ci s'affirmera à l'Oxfordien supérieur avec le développement de milieux protégés ou confinés, à influences continentales (GYGI et PERSOZ 1986; ENAY et al. 1988) en Franche-Comté et dans le Jura suisse septentrional.

Ces indices attestent d'une extension vers l'Est (Jura septentrional) de la Terre ardenno-rhénane mais aussi de l'apparition de nouvelles terres émergées, notamment sur le Massif Central et peut-être sur les Vosges. Il s'agit respectivement de la Terre centrale et de la Terre orientale (ENAY et al. 1980, pl. 39 et 40) dont l'extension s'est encore accrue durant le Kimméridgien moyen-supérieur et le Tithonique, après un bref épisode transgressif au Kimméridgien inférieur-basal (Couches à céphalopodes).
Ainsi, la Terre centrale s'est aggrandie surtout en direction de l'Est et du Nord, alors qu'un contact s'est probablement établi entre la Terre ardenno-rhénane et la Terre orientale (ENAY et al. 1980, pl. 41 et 42).
A partir du Tithonique inférieur (Zone à "*Gravesia*"/*Hybonotum*), la confluence de ces terres émergées a progressivement empêché toute communication maritime entre la Téthys et le Bassin parisien.
Durant le Tithonique supérieur, la Terre orientale s'est étendue en direction du SW et a formé un promontoire bordé de milieux lagunaires, qui a isolé le bassin delphino-helvétique des influences maritimes boréales.

4.1.2 Le bassin delphino-helvétique et sa marge nord-occidentale

La marge jurassienne du bassin delphino-helvétique s'appuie au SW sur l'Eperon Lyonnais et sur le bloc Vosges-Forêt Noire (Terre orientale) au NE. Elle s'étend au Jura, à la Haute-Saône et à la bordure NE du Massif Central.

D'après ENAY et al. (1988), deux plate-formes carbonatées séparées par un épisode marneux (transgressif) se sont succédées, dans la partie septentrionale du Jura, entre l'Oxfordien moyen (Zone à *Transversarium*) et l'Oxfordien supérieur (Zones à *Bimammatum* et *Planula*). L'installation de la seconde de ces plate-formes (Zone à *Bimammatum*) s'est accompagnée d'une importante progradation des zones de faciès vers le Sud et dans une moindre mesure vers le SW (ENAY et al. 1988; p. 342, fig. 9).
Les flexures qui contrôlaient l'organisation sédimentaire de ces deux plate-formes bioclastiques et récifales successives s'orientaient souvent parallèlement au faisceau salinois d'axe SW-NE (ENAY et al. 1984b; p. 268, fig. 5.35 et 1988; p. 340, 342 et 345, figs. 8, 9 et 10).
Sur ces plate-formes, l'approfondissement des milieux de dépôt s'effectuait en direction du SE tandis que l'accumulation sédimentaire était maximale dans la zone de raccord avec le bassin delphino-helvétique (sillon grenoblois, BAUDRIMONT et DUBOIS 1977). Ce dispositif sédimentaire, caractérisé par des lignes isopiques d'orientation SW-NE contrôlera toute l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de la plate-forme jurassienne jusqu'à l'émersion fini-jurassique.

Après le développement des Couches à céphalopodes au Kimméridgien inférieur-basal, des biohermes se sont développés dans tout le Jura méridional au cours du Kimméridgien supérieur. Ces biohermes à madréporaires ont prospéré surtout au niveau de la Haute-Chaîne où ils édifièrent une vaste barrière corallienne (ENAY et al. 1984b, p. 245). Celle-ci fut exondée lors de la première émersion qui a affecté la plate-forme sud-jurassienne au Kimméridgien terminal (Zone à *Beckeri*) et qui marque le sommet de la séquence régressive A définie par BERNIER (1984, p. 662).

Durant l'Oxfordien et le Kimméridgien, la partie centrale de la Téthys occidentale était sous alimentée et entrait en vacuité. Des calcaires pélagiques associés à des radiolarites, s'accumulaient alors sur la marge continentale subsidente (Briançonnais et Piémontais externe) et sur le hiatus océanique liguro-piémontais.

4.2 EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DELPHINO-HELVETIQUE ET DE SA MARGE JURASSIENNE DU TITHONIQUE-PORTLANDIEN AU VALANGINIEN

Pour chacune des quatre étapes qui ont marqué l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique savoyard et de sa marge jurassienne, le texte qui suit fait la synthèse des connaissances stratigraphiques et sédimentologiques actuelles.

Ce commentaire est accompagné par huit cartes de faciès (fig. 17 à 24) qui illustrent chacune la paléogéographie du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne à un moment déterminé et par deux profils correspondant respectivement au passage plate-forme/bassin (fig. 25a) et à un transect intra-plate-forme (fig. 25b).
D'autre part, l'intervalle de temps concerné par chacune des cartes de faciès est reporté sur la fig. 26 qui permet de suivre la migration des différentes zones de faciès au cours du temps.

rappel : La position géographique, structurale et stratigraphique de chaque coupe citée et numérotée ci-dessous est reporté en annexe (fig. 32 et tableaux 1 à 5).

4.2.1 Système de dépôt I (Tithonique-Portlandien).

Après l'émersion de la plate-forme sud-jurassienne à la fin du Kimméridgien, l'activité récifale s'est déplacée une nouvelle fois vers l'Est et le Sud-Est. Cette étape dans la migration des constructions récifales a été accompagnée par une progradation des faciès de plate-forme interne. Ces derniers sont représentés par les Couches du Chailley (ENAY 1965; in BERNIER 1984) qui se sont développées dans tout le Jura méridional dès le Portlandien inférieur. Les faciès récifaux et périrécifaux ne subsistaient alors que sur la bordure orientale de la plate-forme jurassienne (figs. 17, 25a et 26), au Salève (DEVILLE 1985 et 1988) et à l'Echaillon (vallée de l'Isère : coupe 1).

Dans le forage de la Tailla (T), les dépôts du Kimméridgien-Tithonique moyen présentent des faciès identiques à ceux de la Chartreuse ou de la bordure occidentale du massif des Bauges. Ce sont des micrites hémipélagiques beiges à saccocomidés.

Le passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins s.l. devait donc s'effectuer rapidement par l'intermédiaire d'une marge dépositionnelle à barrière récifale (McILREATH et JAMES 1984).
D'après ce modèle, les micrites hémipélagiques auraient occupé une position distale sur le talus d'avant-récif (fig. 25a).

En poursuivant vers l'Est, la transition avec les faciès subalpins s.str. était au contraire de type "by pass" (McILREATH et JAMES 1984).

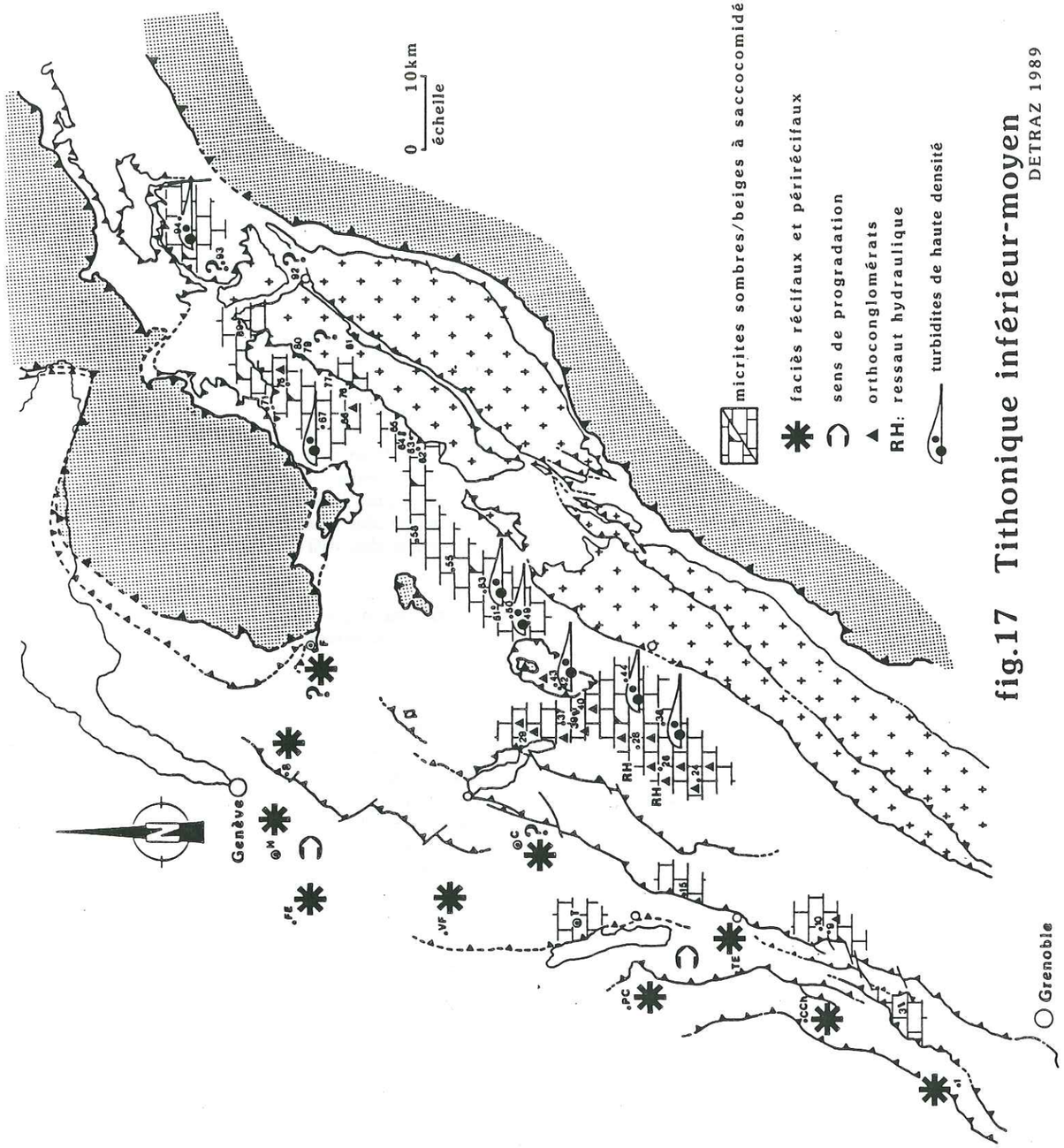


fig.17 Tithonique inférieur-moyen
DETRAZ 1989

Cet escarpement érosionnel (fig. 25a) a généré d'abondantes et volumineuses coulées boueuses particulièrement bien développées au col de Cherel (coupe 28). Leurs équivalents distaux sont représentés par les turbidites de haute densité, visibles sur la bordure orientale du bassin delphino-helvétique (coupes 38, 44, 49, 50, 51 et 53) et dans le domaine ultrahelvétique (klippe de Sulens : coupes 42 et 43).
Mis à part ces resédimentations massives, les zones internes des chaînes subalpines septentrionales étaient caractérisées par une sédimentation de micrites sombres à saccocomidés. Ces dépôts hémipélagiques sont également présents sur le massif cristallin des Aiguilles rouges (coupes 76 et 89), dans le parautochtone du Champ de Barme (Val d'Illiez : coupe 71) et à Morcles (flanc normal : coupe 94).

Au cours du Portlandien supérieur (figs. 18, 25a et b et 26), les Couches du Chailley ont été affectées plus ou moins tôt par des émersions. Plus précoces dans le Jura central (Formation de Twannbach, HÄFELI 1966), ces émersions ont gagné rapidement l'ensemble de la plate-forme jurassienne et les Couches du Chailley passent alors aux Tidalites de Vouglans qui constituent le terme final de la seconde séquence régressive - ou séquence B - définie par BERNIER (1984, p. 662).
Ces faciès de plate-forme interne confinée se sont développés largement au Salève (STRASSER 1988), alors qu'ils sont totalement absents à l'Echaillon (coupe 1) où le récif a continué à croître verticalement durant tout le Tithonique-Portlandien supérieur (KILIAN et LORY 1900; MAZENOT 1939).
Cela signifie que dans la région grenobloise, la subsidence et la baisse relative du niveau marin s'équilibraient tandis qu'au Nord, la seconde l'emportait sur la première avec pour conséquence une migration des faciès récifaux vers l'Est.
Leur présence sous le plateau molassique, au front des massifs subalpins septentrionaux, a pu être confirmée grâce aux forages pétroliers de Chapeiry 1 (écaille supérieure) et de Faucigny 1.
Dans l'écaille inférieure du forage de Chapeiry 1, ces faciès récifaux sont remplacés par des calcaires micritiques et dolomitiques de plate-forme interne. Ces derniers pourraient correspondre aux Couches du Chailley et/ou aux Tidalites de Vouglans pro parte

Les dépôts portlandiens supratidaux du Jura central (Formation de Twannbach) et subtidaux/intertidaux du Jura méridional (Formation des Tidalites de Vouglans) seraient les derniers à s'être déposés sur la plate-forme jurassienne avant l'émersion fini-jurassique.
Dans le bassin delphino-helvétique, cet événement paléogéographique s'est enregistré par des érosions sous-marines importantes. Des lacunes totales ou partielles du Tithonique supérieur (Zone A) se sont alors développées sur de grandes surfaces (figs. 18 et 26).
Une discontinuité stratigraphique, liée à l'émersion de la plate-forme jurassienne, se situe donc dans le bassin delphino-helvétique à la limite des Zones A et B (fig. 3).

Toutefois, comme le montre la fig. 18, ces surfaces d'érosion sont séparées par des aires où les dépôts du Tithonique supérieur sont partiellement ou totalement conservés. Ces érosions sous-marines sont donc limitées dans l'espace comme cela est également le cas dans les chaînes subalpines méridionales (REMANE 1970, fig. 19).
Dans le cas des chaînes subalpines septentrionales, leur position paléogéographique sur la bordure orientale de la plate-forme jurassienne, laisse à penser qu'il pourrait s'agir de vallées sous-marines, d'orientation NW-SE, qui canalisaient préférentiellement les resédiments en provenance de la plate-forme (sables bioclastiques) ou du talus (coulées boueuses à intraclastes micritiques).

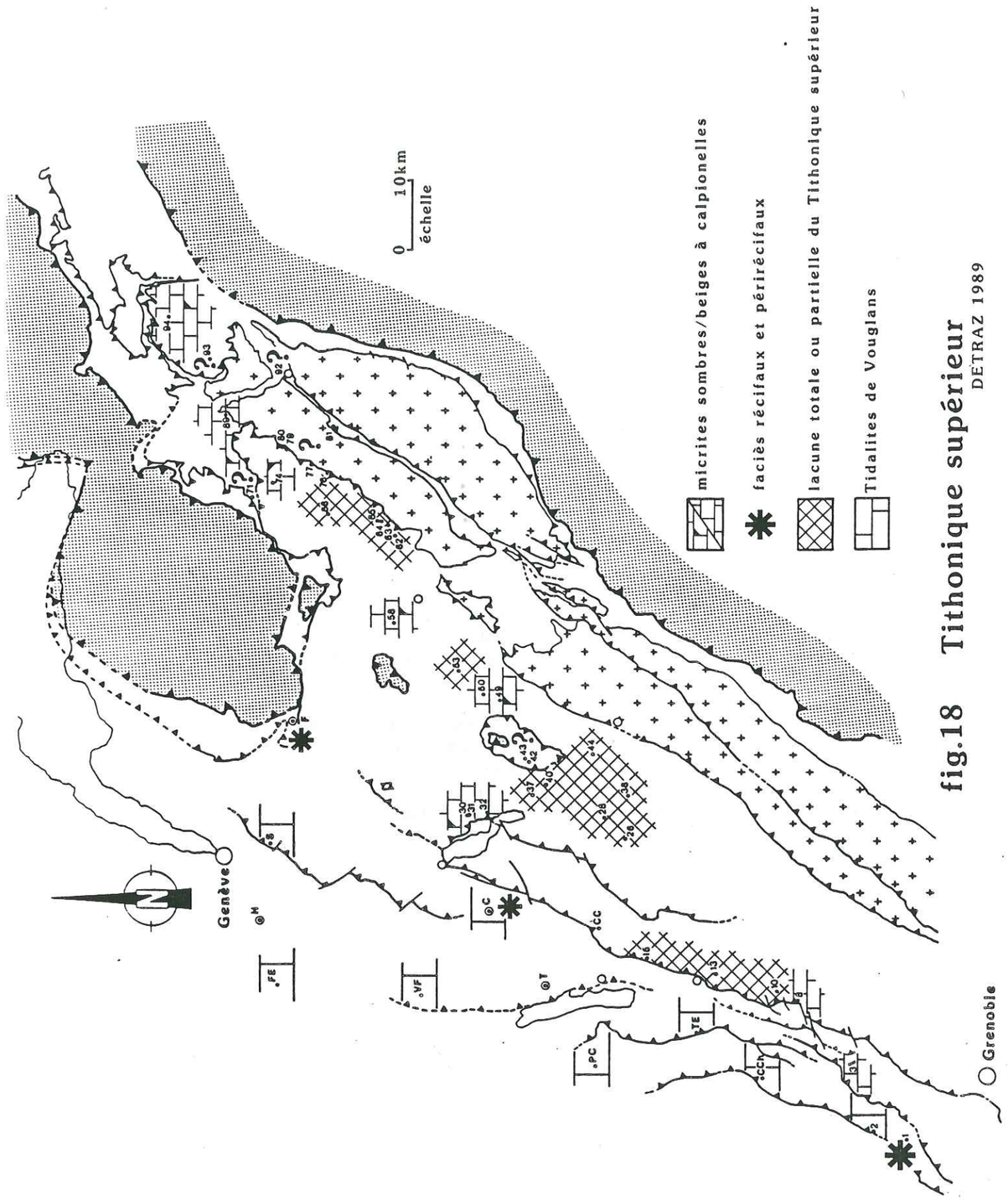


fig.18

4.2.2 Système de dépôt II (Berriasien inférieur à supérieur).

4.2.2.1 Berriasien inférieur-basal (Zone B inférieure).

Le Berriasien inférieur-basal (Zone B inférieure) correspond à une période de bas niveau marin relatif (figs. 19 et 26).

Dans le bassin delphino-helvétique, les érosions sous-marines ont cessé. Des boues hémipélagiques carbonatées se sédimentaient sur l'ensemble du domaine subalpin à l'exception de la Chartreuse septentrionale (coupes 10 et 13) où ces dépôts sont absents (lacune sédimentaire ou érosive, fig. 25a).
Dans les massifs des Bauges, de Platé et du Haut-Giffre, ces micrites alternent avec des orthoconglomérats polygéniques parfois chenalisés (coupe 15). A Salvadon (coupe 67), leur direction d'écoulement au moment du dépôt était subméridienne.
La présence au sein de ces orthoconglomérats, d'intraclastes d'âge kimméridgien-tithonique moyen et tithonique supérieur caractérise l'extrémité méridionale du massif des Bornes (coupes 30, 31, 32, 37 et 40).
A la faveur de cette période de bas niveau marin relatif, la genèse de ces intraclastes jurassiques pourrait s'expliquer par le développement de niches d'arrachement sur la bordure occidentale du domaine delphino-helvétique. Une structure de ce type a d'ailleurs été reconnue dans le parautochtone du Val d'Illiez (coupe 71).
Dans la chaîne des Aravis ainsi que sur la bordure occidentale du massif de Platé (coupe 60) et dans le flanc normal de la nappe de Morcles (coupe 93), ces debris-flow à matrice bioclastiques passent à des turbidites de haute densité.

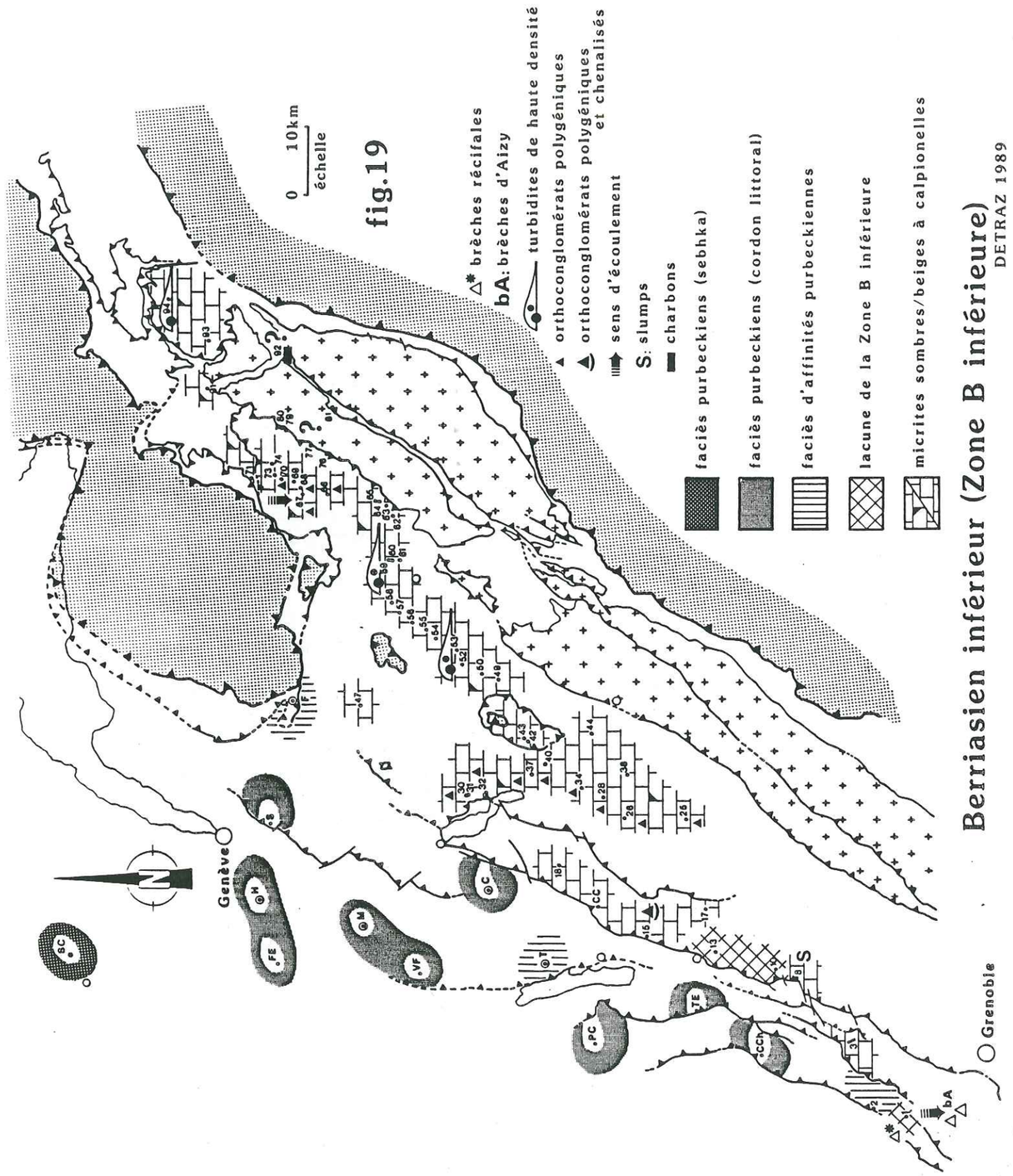
Dans la région grenobloise, le récif de l'Echaillon était exondé et les matériaux issus de son démantèlement alimentaient, à l'aval, les brèches d'Aizy. A la Buisse (coupe 2), le toit des derniers dépôts (sables oolithiques) qui ont précédé l'émersion fini-jurassique montre également des traces d'émersion très nettes (silts-vadose et calcretes).

Sur la plate-forme jurassienne, l'âge des premiers dépôts purbeckiens reste indéterminé. Toutefois et malgré cette indétermination d'ordre stratigraphique, ces premiers dépôts purbeckiens doivent manifestement être rattachés à la première séquence transgressive du Crétacé basal; ceci pour les trois raisons suivantes :

1- Dans le Jura méridional, ces premiers dépôts purbeckiens sont représentés par une succession d'épisodes émersifs à calcretes et galets noirs alternant avec des dépôts à caractères laguno-lacustres ou franchement marins (STRASSER 1988; MOJON 1988). Cette succession de séquences de dépôt de type "shallowing upward" séparées par des surfaces d'inondation, montre que ces faciès de cordon littoral (ou cordon insulaire au sens de DAVAUD et al. 1983) se sont mis en place lors d'une phase d'inondation de la plate-forme jurassienne.
Dans le Jura central, à l'abri derrière ce cordon littoral d'orientation SW-NE, limité à la bordure orientale de la plate-forme jurassienne, se développaient des faciès évaporitiques de sebhka (MOJON et STRASSER 1987) tandis qu'à l'avant se déposaient déjà des micrites de lagon marin (carrière de la Buisse : coupe 2) au sein desquelles de nombreux horizons à galets noirs remaniés sont visibles.

2- Ces premiers dépôts purbeckiens évaporitiques ou à calcretes et galets noirs passent insensiblement aux faciès purbeckiens mixtes lacustres, lagunaires et marins au sein desquels les influences marines sont de plus en plus fortes.

3- Enfin et contrairement aux dépôts portlandiens sous-jacents, ils renferment une proportion importante de minéraux argileux qui s'exprime par le développement d'interbancs marneux. Or, dans le bassin delphino-helvétique, le détritisme argileux ne se développe qu'à partir du Berriasien inférieur (Zone B supérieure).



Cette dernière remarque a toute son importance car elle laisse supposer que ces premiers faciès purbeckiens représenteraient un équivalent latéral des premières micrites argileuses déposées dans le bassin delphino-helvétique à partir de la Zone B supérieure. Ce qui revient à prétendre que la plate-forme jurassienne serait restée émergée durant toute la Zone B inférieure, soit durant la première moitié du Berriasien inférieur. Toutefois, il est possible que l'apparition du détritisme argileux ait été légèrement diachrone entre la plate-forme jurassienne et le bassin delphino-helvétique. Aussi par prudence, ces premiers dépôts purbeckiens, bien que rattachés à la première séquence transgressive du Crétacé basal, n'ont pas été représentés sur la fig. 20 mais sur la fig. 19.

D'après AYRTON (1980), un équivalent charbonneux de ces faciès purbeckiens se serait développé à la Batiaz (Valais, coupe 92).

4.2.2.2 Berriasien inférieur (Zone B supérieure).

Dès le milieu de la Zone B, des boues argileuses ou argilo-carbonatées ont envahi l'ensemble du bassin delphino-helvétique (fig. 20).

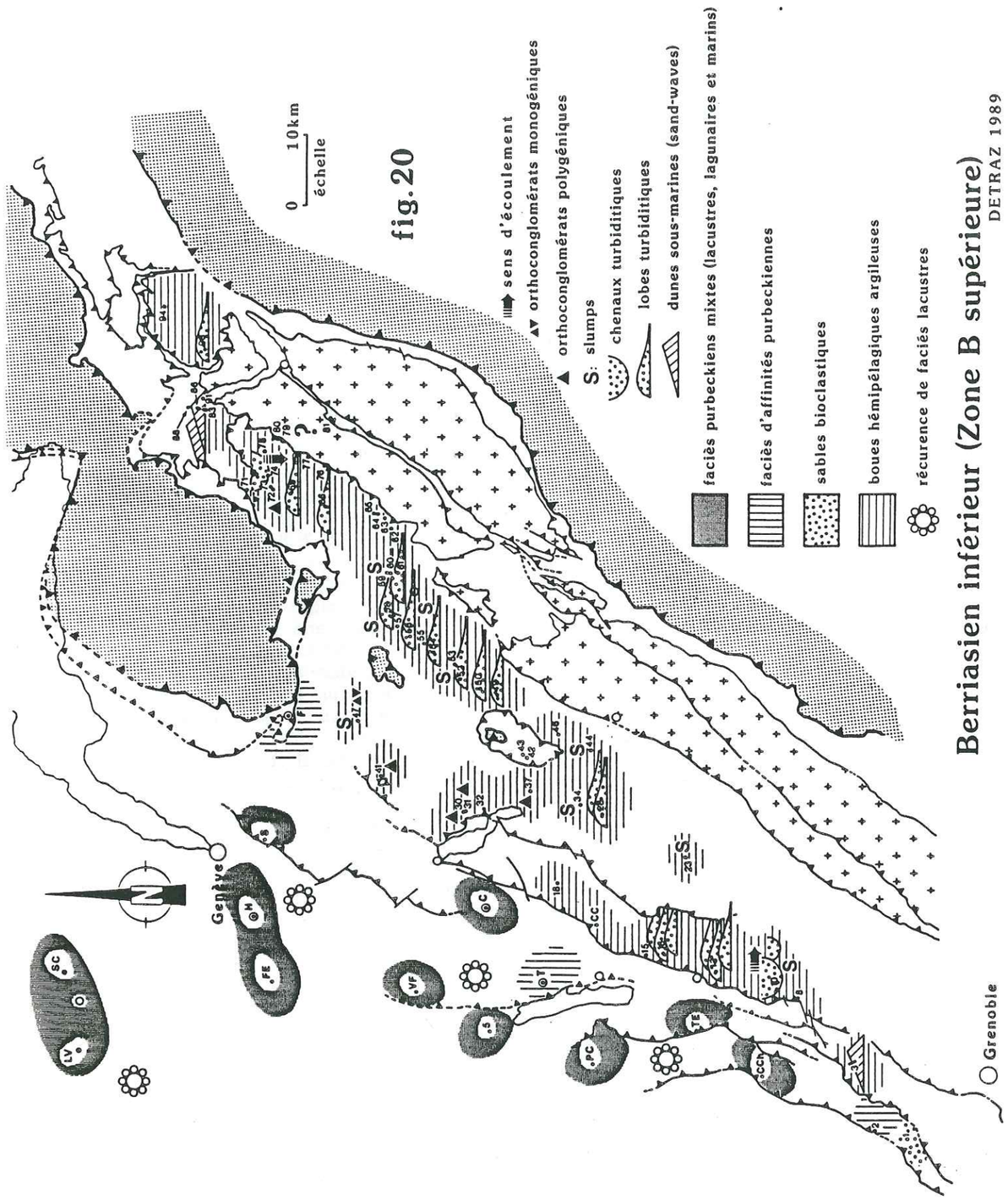
Ce brusque changement lithologique, autrefois confondu avec la limite Jurassique-Crétacé (KILIAN 1907), est associé à des phénomènes de condensation.
Tandis que se sédimentaient des boues argileuses et glauconieuses (Couches à ciment) en Chartreuse et sur la bordure occidentale du massif des Bauges (coupes 3, 8, 10, 13, 15, CC et 18), un hard-ground s'est développé dans les parties plus internes des chaînes subalpines septentrionales. Ce dernier est particulièrement bien visible au col de Cherel (coupe 28) ainsi qu'à St-Pancrasse et au Chevallon (fig. 9; REMANE 1958).

Sur la bordure occidentale du massif de Platé, ces premiers dépôts argileux se sont sédimentés alors que leur substratum était affecté par une tectonique cassante de type distensif (figs. 25a, 29, 30a et b et 31a et b; coupe 60). Cette tectonique était contrôlée par des failles synsédimentaires d'orientation N55°-60°E. Les mouvements répétitifs de ces accidents ont provoqué de nombreux glissements sous-marins (slumps), qui sont particulièrement bien développés dans la chaîne des Aravis (coupes 49 à 58). Toutefois, aucune faille n'a pu y être observée en raison de l'orientation défavorable (SW-NE) de la ligne d'affleurement (DETRAZ et al. 1987).
Dans le même temps, la plate-forme jurassienne (Jura méridional et central) et sa bordure orientale étaient affectées par un net mouvement transgressif.

Dans la région grenobloise, le sommet bréchifié du récif de l'Echaillon a été recouvert par des sables biodétritiques transgressifs (fig. 25a), tandis qu'au Nord et au NW le cordon littoral et les faciès de sebkha étaient remplacés par des faciès mixtes marins, lagunaires et lacustres (fig. 25b) qui s'organisent en une succession de séquences de dépôt de type "shallowing upward" (MOJON et STRASSER 1987) séparées par des surfaces d'inondation.

Sur la plate-forme jurassienne, cette instabilité des milieux de dépôt a persisté jusqu'à la fin du Berriasien inférieur (sous-zone à *grandis* s.str., figs. 3 et 26). Toutefois dans la partie supérieure des faciès purbeckiens (Zones M_{1b}, M_2 et M_3), les épisodes lacustres prédominent et marquent une récurrence des influences continentales (fig. 25a et 26).

Dans le domaine delphino-helvétique, cette période a été marquée par le transit (chenaux érosionnels et dépositionnels : coupes 10 et 74) ou le dépôt (lobes turbiditiques) d'importants volumes de sables biodétritiques (fig. 25a).



A Morcles, ces resédiments d'origine turbiditique n'apparaissent que dans le flanc inverse (coupe 93), tandis qu'à l'extrémité SW du massif des Bornes ainsi que dans le massif des Bauges (fig. 25a), ils forment des orthoconglomérats polygéniques en association avec des intraclastes micritiques d'âge kimméridgien-tithonique inférieur, Tithonique supérieur et Berriasien inférieur (coupes 30, 31 et 37). Ceci témoigne en faveur d'une érosion persistante du substratum jurassique à l'amont.

L'émersion fini-jurassique n'a donc pas modifié de façon radicale, la nature du passage entre la plate-forme jurassienne et le bassin delphino-helvétique.
Au cours du Berriasien inférieur, ce passage s'effectuait toujours par l'intermédiaire d'une marge dépositionnelle. Toutefois, la barrière récifale avait disparu et les faciès de talus proximaux se développaient alors en Chartreuse orientale ainsi que sur la bordure occidentale du massif des Bauges, où l'accumulation sédimentaire était maximale (fig. 25a). Cette sursédimentation (fig. 28) marque l'individualisation d'une nouvelle zone de faciès : la zone présubalpine ou domaine présubalpin au sens de STEINHAUSER (1969 et 1970).

4.2.2.3 Berriasien moyen (Zone C).

Dès la base du Berriasien moyen (sous-zone à *subalpina* ou Zone B terminale), la plate-forme jurassienne et sa bordure orientale ont enregistré un second mouvement transgressif (fig. 21).

A l'Echaillon, des boues hémipélagiques argilo-carbonatées puis argileuses (Couches du Balcon) ont transgressé rapidement (hard-ground) les sables bioclastiques qui couronnaient les brèches récifales (fig. 25a).
Ces sables ont alors gagné et envahi la Chartreuse méridionale (coupe 2) et la Chartreuse occidentale (anticlinaux occidental et médian : coupes 3, 4 et 6), où leur dépôt était contrôlé par les tempêtes (coupes 4 et 7) ou par les marées (sand-waves : coupe 3). De telles dunes sous-marines sont également visibles en Valais dans la région de St Maurice (coupes 83, 86, 88 et 91), où elles sont superbement développées.
Leur installation a été datée comme en Chartreuse de la Zone B supérieure, sans toutefois pouvoir préciser s'il s'agissait du Berriasien inférieur ou de la base du Berriasien moyen (Zone B terminale).

Durant tout le Berriasien moyen, une barrière bioclastique à rudistes a protégé le lagon marin (Formation de Pierre-Châtel) qui couvrait l'ensemble du Jura méridional. Localement, quelques biohermes ont réussi à prospérer dans ce milieu de faible énergie (Salève et anticlinal de l'Epine).
Par contre dans le Jura central, les faciès lacustres purbeckiens ont persisté jusque dans la base du Berriasien moyen (Zone M_3 pro parte = sous-zone à *subalpina*, figs. 3 et 26).
D'autre part, des faciès lacustres (Zone M_4, sous-zone à *privasensis*, figs. 3 et 26) se sont maintenus, malgré de brefs épisodes transgressifs, dans la partie basale de la Formation de Pierre-Châtel du Jura suisse occidental (fig. 25b : Unité inférieure oolithique et Mergel-und-Kalk-Zone).

La zone présubalpine (Chartreuse orientale : coupes 10, 11 et 14, bordure occidentale du massif des Bauges : coupes 16, CC, 18 et 19) était alors caractérisée par une importante accumulation de micrites hémipélagiques finement bioclastiques, tandis que des alternances marno-calcaires se développaient dans les parties plus internes des chaînes subalpines septentrionales.

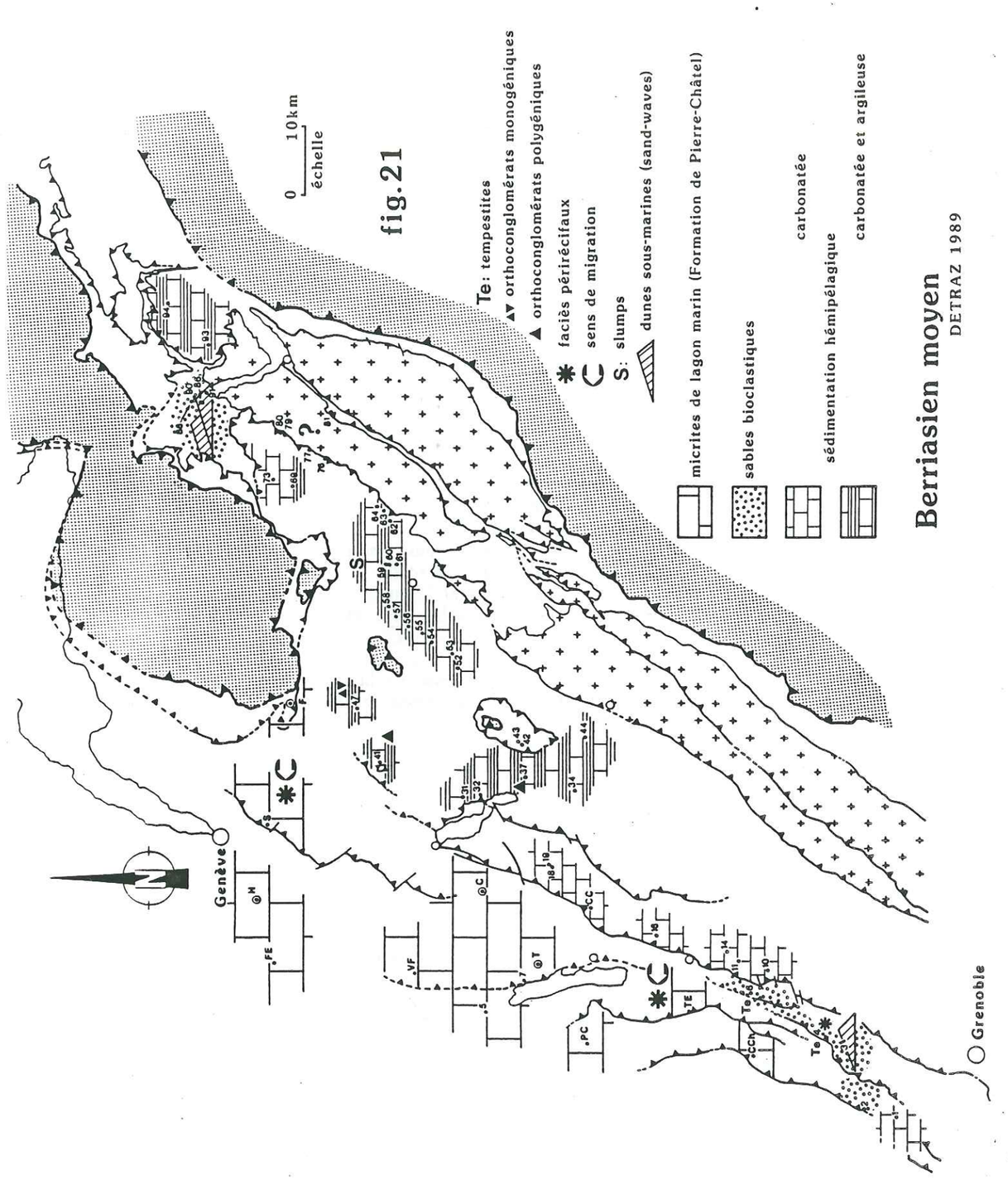


fig.21

4.2.2.4 Berriasien supérieur (sous-zones D1, D2 et D3 pro parte).

Dès la base du Berriasien supérieur (Formation de Vions), des émersions généralisées ont à nouveau affecté la plate-forme jurassienne (fig. 22). A cette époque, le Jura méridional ne formait plus qu'un immense estran (tidal-flat) dont le confinement allait croissant vers l'WNW. Cet estran était affecté par des émersions temporaires permettant l'installation locale d'une végétation de marais littoraux à Ptéridophytes et de milieux lagunaires fortement dessalés, voire franchement lacustres (Zone M_5). Ces faciès émersifs limités à un cordon littoral d'orientation subméridienne, se sont développés préférentiellement dans le Jura méridional et en Chartreuse occidentale (coupe 4, partie supérieure de la Formation d'Allèves).

Cette régression a naturellement provoqué une migration des zones de faciès vers l'Est et le SE (fig. 25a). Toutefois, cette progradation n'a semble-t-il pas eu la même ampleur partout :

- au Nord, à la latitude du massif des Bauges (coupes CC, 19 et 21), la marge de la plate-forme jurassienne a progradé de 5 à 10 km. La transition avec le bassin delphino-helvétique était alors de type marge dépositionnelle à barrière récifale (McILREATH et JAMES 1984) ou de type "Shelf-deep rim" (READ 1985) avec une pente d'avant récif inclinée de 20° à 25° vers le SE.
A la fin du Berriasien supérieur, le comblement de la zone présubalpine est terminé et les faciès de lagon marin (calcaires micritiques à pelotes algaires) ont atteint et dépassé la bordure occidentale du massif des Bauges (fig. 22; coupes CC, 19 et 21).

- au Sud, les faciès de lagon marin ont rapidement progradé jusqu'en Chartreuse occidentale (anticlinaux occidental et médian : coupes 4 et 6) où ils sont restés cantonnés durant tout le Berriasien supérieur.
Parallèlement, une sédimentation hémipélagique, localement perturbée par des orthoconglomérats monogéniques chenalisés, persistait en Chartreuse orientale (coupes 10, 11 et 12) ou reprenait en Chartreuse méridionale (coupe 3).
A l'Echaillon (coupe 1), les Calcaires à Chamacées (rudistes) ont progradé sur les Couches du Balcon par l'intermédiaire d'une brèche récifale (LORY 1896; KILIAN et LORY 1900).

Il semble donc qu'au cours du Berriasien supérieur, la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique savoyard ait été affectée par une subsidence plus active entre Grenoble et Chambéry qu'entre Chambéry et Annecy.
Au Sud, le flux sédimentaire étant insuffisant pour compenser la subsidence, la progradation des faciès de plate-forme interne a été freinée ou arrêtée.
Cette subsidence différentielle ressort nettement à la vue de la carte isopachique (fig. 27) du Berriasien.

4.2.3 Berriasien terminal-Valanginien inférieur (sous-zone à *callisto*, Zones à *Otopeta* et *Pertransiens*).

Au Berriasien terminal-Valanginien inférieur, la mer a envahi toute l'aire paralique de la zone présubalpine et du Jura (fig. 23).

Dans la zone présubalpine, ce troisième mouvement transgressif s'est manifesté par le recul et la disparition progressive de la zone périrécifale (fig. 25a), dont on retrouve quelques témoins dans le sommet de la Formation d'Allèves (coupes CC et 21) ou à la base du Calcaire du Fontanil (coupes 3 et 7), puis dans le Jura méridional au Molard de Vions (stromatopores, fig. 26).

Dans le domaine subalpin cette transgression s'est enregistrée par le développement d'un horizon condensé à ammonites (DETRAZ et STEINHAUSER 1988, p. 129).

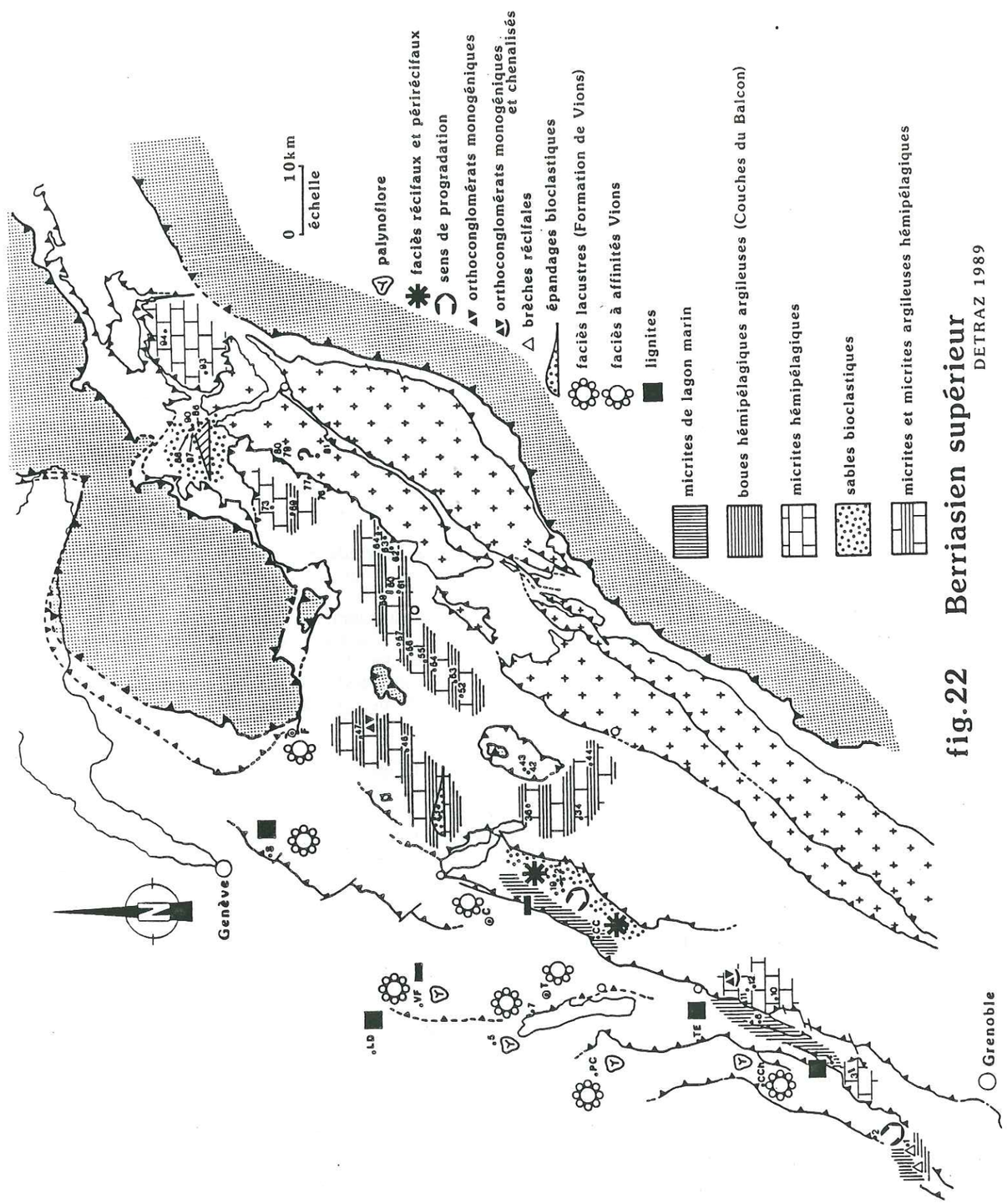


fig. 22 Berriasien supérieur

DETRAZ 1989

Le Vercors septentrional (coupe 1), la Chartreuse méridionale et occidentale (coupes 2, 3, 4, 6, 10, 11 et 12) ainsi que le Jura méridional ont été envahis par une sédimentation de plate-forme externe bioclastique dominée par les tempêtes (Formation du Calcaire du Fontanil : coupes 1, 3 et 12) ou par les marées et la houle (Membre du Guiers : coupe 5).
A la Chambotte (coupe 7), au Val de Fier (coupe VF) comme au Molard de Vions, le Membre du Guiers (Formation de la Chambotte) a livré une faune de stromatopores identique à celle des Marnes d'Arzier (SCHNORF-STEINER et GUILLAUME 1965), qui sont limitées au Jura suisse occidental. Ces équivalents latéraux déposés en zone subtidale à intertidale suivant les régions, correspondraient respectivement à une sédimentation d'estran sableux ou vaseux (DETRAZ et STEINHAUSER 1988, p. 140).

Ces profonds changements paléogéographiques montrent que la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique s'est transformée rapidement en une rampe carbonatée de type "distally steepened" (READ 1985, p. 5 et 11; fig. 25a).
Durant le Valanginien inférieur, les domaines jurassien, présubalpin et subalpin étaient donc à nouveau nettement différenciés.
Les importants volumes de sables d'origine bioclastique produits ou érodés dans le premier allaient s'accumuler dans le second (tempestite/turbidites; Formation du Calcaire du Fontanil) alors que le détritisme argileux atteignait son maximum dans le bassin subalpin. Les rares débris d'échinodermes et de bryozoaires mélangés à ces marnes pourraient représenter les équivalents distaux des sables bioclastiques de la Formation du Calcaire du Fontanil.
Dans la zone présubalpine, le passage entre la Formation du Calcaire du Fontanil et la Formation du Bourget est progressif. Il est toutefois possible de constater une timide apparition de polypiers en position de croissance au col de la Cluse (coupe CC). Ces derniers ont été rapidement enfouis sous les sables échinodermiques de la Formation du Bourget (fig. 24).

Dans le Jura suisse occidental (Jura vaudois et neuchâtelois), une importante discontinuité stratigraphique d'origine érosive doublée d'une discordance angulaire se marque à la base du Valanginien inférieur (STEINHAUSER 1969; STEINHAUSER et CHAROLLAIS 1971; DETRAZ et STEINHAUSER 1988, p. 143).
L'examen de cette limite démontre que les calcarénites de la Formation du Bourget surmontent des formations de plus en plus âgées au fur et à mesure que l'on se déplace du Sud vers le NE (fig. 25b), le long d'une ligne plus ou moins parallèle aux axes des plis jurassiens.

La Formation du Bourget repose successivement sur : **la partie supérieure de la Formation de la Chambotte** des Echelles à Seyssel [17], **le Membre du Guiers/Marnes d'Arzier et la partie inférieure de la Formation de la Chambotte** dans la région de la Faucille et du Col du Marchairuz [17], **la Formation de Vions** dans la région de la vallée de Joux [17], **le "Marbre Bâtard"**, au niveau de l'horizon à *Keramosphaera allobrogensis* (base de la Formation de Vions), dans le Jura neuchâtelois. La pente moyenne de cette discordance est d'environ 0,4°/oo. Ce qui signifie qu'elle est pratiquement invisible si on ne l'observe pas sur de grandes distances. D'autre part, entre la région de la Faucille et le col du Marchairuz, l'épaisseur de la Chambotte inférieure diminue rapidement et son contact supérieur avec les Marnes d'Arzier, correspond généralement à une surface durcie et perforée (GUILLAUME 1966).

---

17) Pour situer géographiquement ces localités, voir la publication de STEINHAUSER et CHAROLLAIS (1971, figs. 1 et 3, pages 9 et 14).

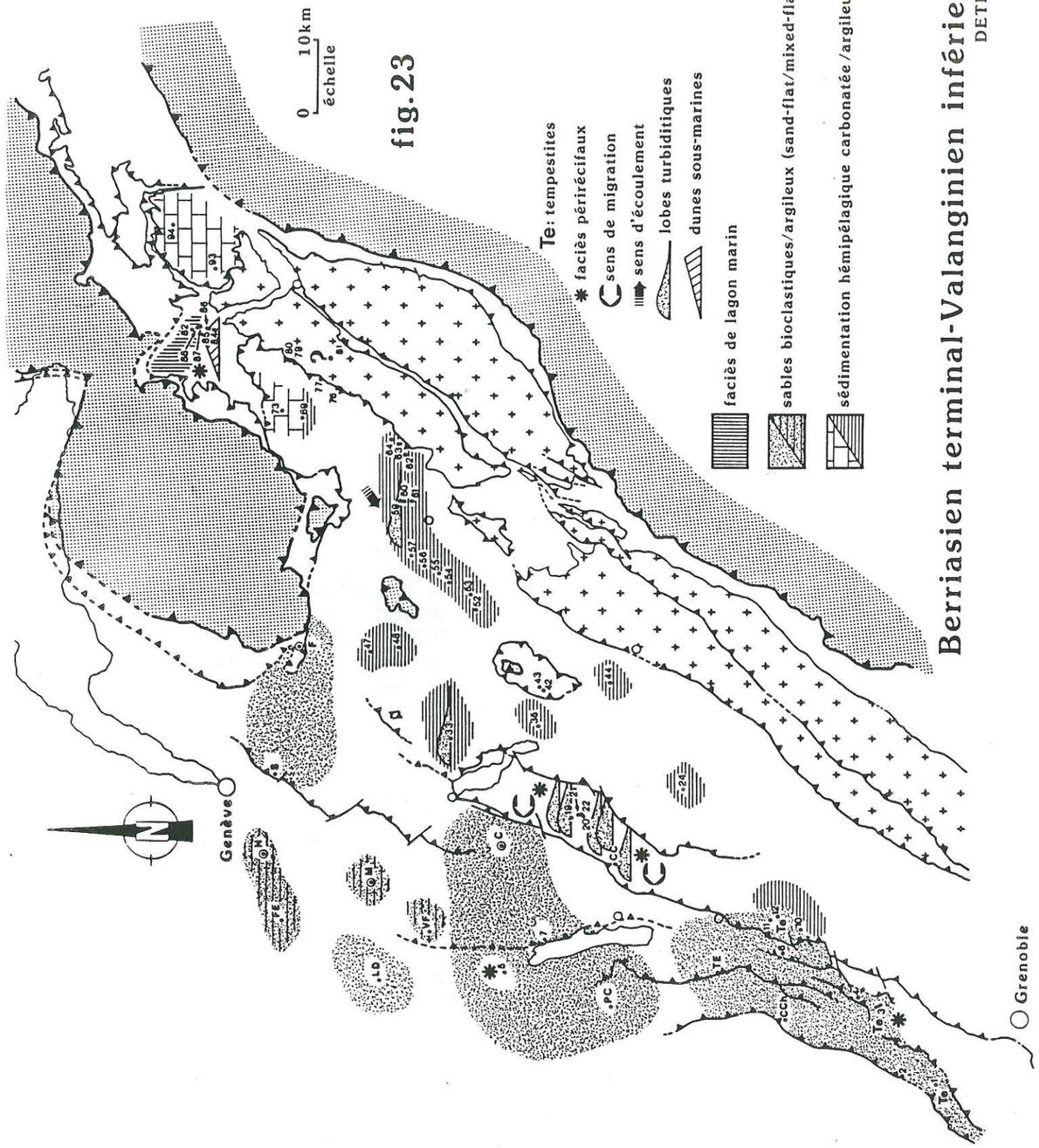


fig.23

Berriasien terminal-Valanginien inférieur

DETRAZ 1989

Ainsi, l'importante lacune sédimentaire (Berriasien supérieur-Valanginien inférieur pro parte) mise en évidence dans le Jura neuchâtelois par STEINHAUSER et CHAROLLAIS (1971) et confirmée récemment par CLAVEL et al. (1986) résulterait donc en partie, sinon en totalité, à une succession d'épisodes émersifs/érosifs, s'échelonnant sur tout le Berriasien supérieur et le début du Valanginien inférieur, et non pas seulement à une érosion unique qui aurait précédé le dépôt du Calcaire roux (équivalent latéral de la Formation du Bourget).

4.2.4 Le Valanginien inférieur-supérieur (Zones à *Campylotoxum*, *Verrucosum*, *Trinodosum* et *Callidiscus*).

La partie supérieure du Valanginien inférieur et le Valanginien supérieur marquent le retour, sur la plate-forme, à une sédimentation marine caractérisée par une forte production sédimentaire d'origine biologique (Formation du Bourget, fig. 24). Ce milieu, fortement influencé par l'action de la houle, était localement favorable à la prolifération des bryozoaires et des échinodermes, avec le développement de "prairies" à crinoïdes dont les articles peuvent constituer une bonne part du sédiment.

Du NE vers le SW, ces sables échinodermiques montrent une nette diminution de la teneur en fer dont l'origine suggère l'existence d'une aire septentrionale émergée.
La pente qui assurait la transition entre les faciès de plate-forme et de bassin a progradé vers l'E et a dépassé le domaine présubalpin. L'équivalent latéral de ces sables est représenté dans le bassin subalpin, par des resédimentations d'origine turbiditique.
Un ressaut hydraulique (RAVENNE et BEGHIN 1983; RAVENNE et al. 1983) avait lieu sur la bordure occidentale du domaine subalpin (coupe 27) et les fines, mises alors en suspension, atteignaient sa limite orientale (coupe 44, fig. 24).
Cette simple migration des faciès ne modifie pas fondamentalement le modèle sédimentaire reconnu pour le Valanginien inférieur. Celui-ci reste donc valable pour les faciès bioclastiques du Valanginien inférieur-supérieur.

Dans la région de St Maurice, des faciès bioclastiques de dunes sous-marines parfois oolithiques, ont persisté pratiquement sans interruption depuis le Berriasien moyen jusqu'au Valanginien inférieur (fig. 23; coupes 84, 85 et 86). Ces dunes protégeaient vers le Nord, un lagon marin puis restreint.
Au Valanginien inférieur-supérieur, ce dispositif sédimentaire s'est complètement inversé (fig. 24; coupes 82, 84, 85, 87 et 88).
Vers le Sud, la couverture sédimentaire autochtone du massif cristallin des Aiguilles Rouges a émergé et son érosion a alors alimenté en matériaux triasiques, jurassiques et crétacés les faciès de plages ("Couches à *Pygurus*" : membre inférieur) visibles au Nord de St Maurice (coupe 82). Par la suite, ces derniers ont été transgressés par des sables échinodermiques ("Couches à *Pygurus*" : membre supérieur), eux-mêmes surmontés par les calcaires siliceux ("Kieselkalk") de l'Hauterivien. Ces dépôts successifs reposent en biseau d'aggradation (= onlap) sur la discontinuité qui se marque au sein du Valanginien (cf. 7.2.23, fig. 61).

Enfin dès le Valanginien terminal et durant l'Hauterivien inférieur (Zone à *Radiatus*), une sédimentation de boues transgressives hémipélagiques, argilo-gréseuses et glauconieuses a envahi toute l'aire d'étude.

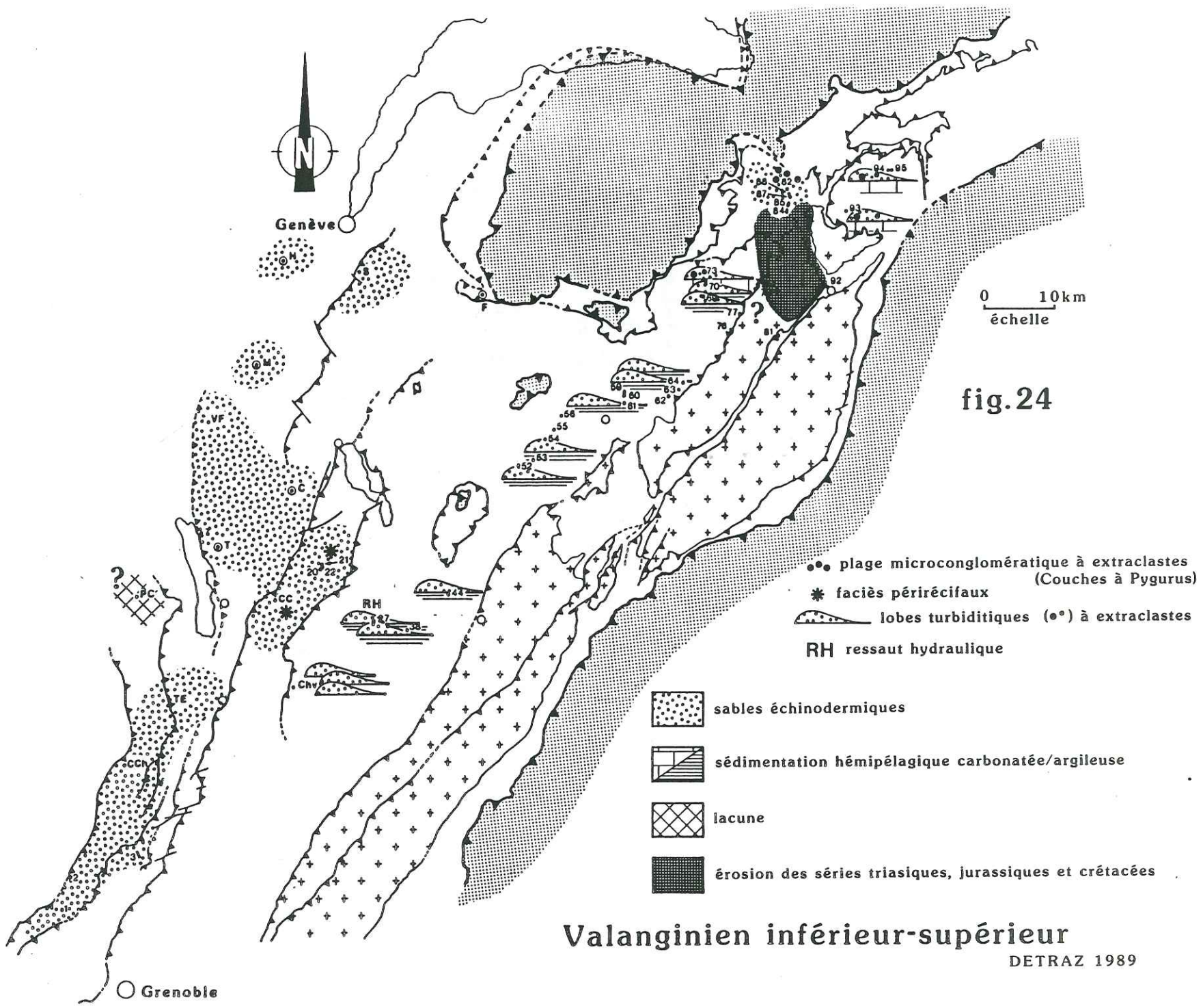


fig.24

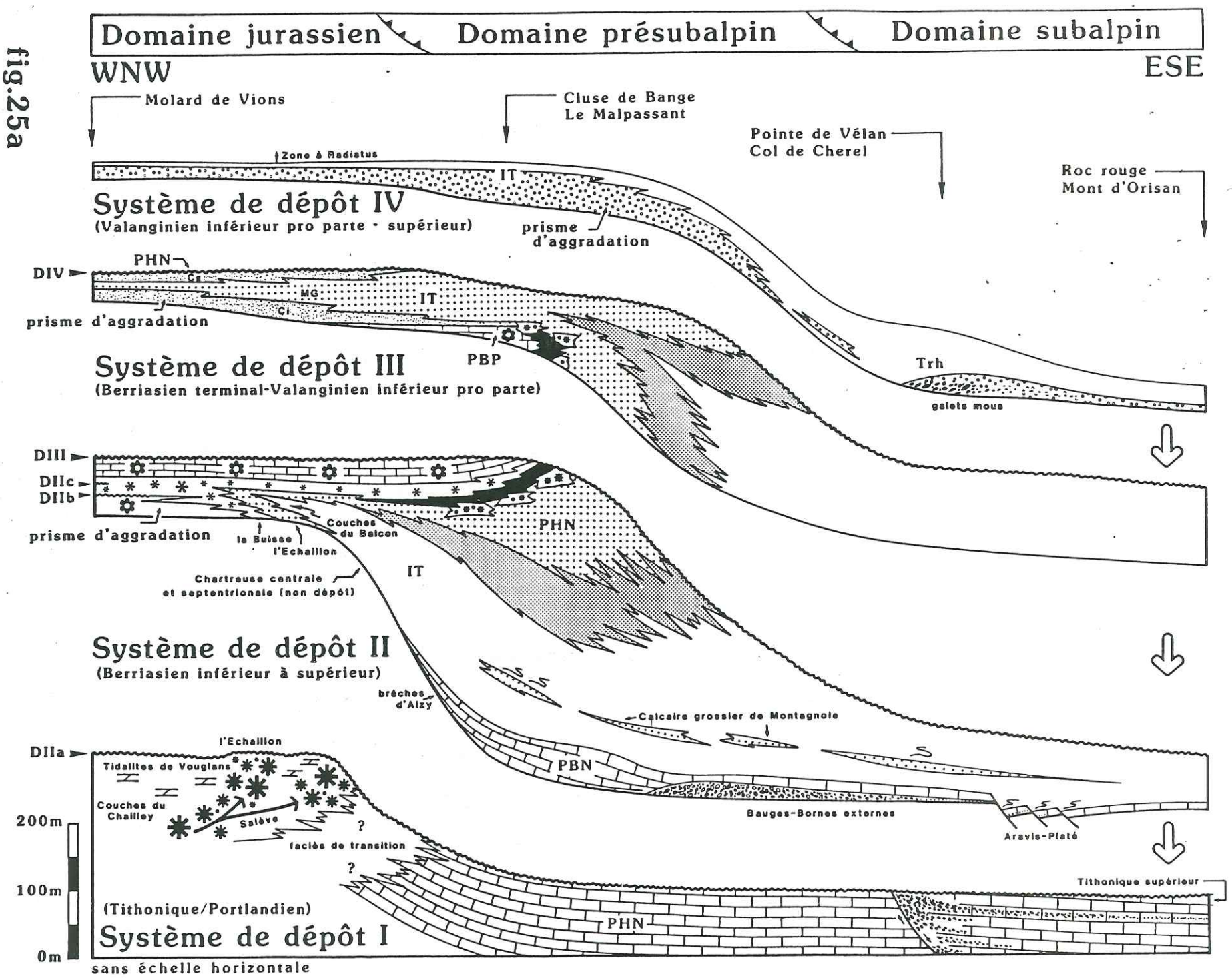


fig.25a

Reconstitution paléosédimentaire de la marge jurassienne de la Téthys entre le Tithonique et le Valanginien

Profil plate-forme/bassin d'après DETRAZ et STEINHAUSER 1988 modifié DETRAZ 1989

LEGENDE

des figs. 25a et b

PHN: Prisme de haut niveau
PBP: Prisme de bordure de plate-forme
IT: Intervalle transgressif
PBN: Prisme de bas niveau
Ci, MG, Cs: Chambotte inférieure, Membre du Guiers, Chambotte supérieure

limites de lithofaciès
discontinuités stratigraphiques

slumps
coulées boueuses
lobes turbiditiques

Trh séquence turbiditique (ressaut hydraulique)

DOMAINE JURASSIEN

6 sables échinodermiques à silex (local. argileux)
5 sables bioclastiques et oolithiques
4 calcaires gréseux et marnes à charophytes
3 calcaires micritiques à algues
2 faciès purbeckiens/sebkha
1b faciès évaporitiques
1a calcaires bioclastiques et biohermes

DOMAINE PRESUBALPIN

5 sables échinodermiques à silex
4 sables bioclastiques (tempestites/turbidites)
3 calcaires et marnes vertes à charophytes; calc. micritiques à algues; calc. à pellets; calcaires périrécifaux et biohermes
2 calcaires argileux et marnes finement bioclastiques; marnes et calcaires argileux hémipélagiques
1 calcaires micritiques massifs à calpionelles (beiges)

DOMAINE SUBALPIN

3b sables bioclastiques turbiditiques
3a marnes hémipélagiques
2 calcaires argileux et marnes hémipélagiques
1 calcaires micritiques massifs à calpionelles (gris sombre)

6 Formation du Calcaire roux (du Bourget)
5 Formation de la Chambotte s.l.
4 Formation de Vions
3 Formation de Pierre-Châtel
2 Formation de Goldberg
1b Formation de Twannbach
1a Formation des Tidalites de Vouglans

5 Formation du Bourget
4 Formation du Calcaire du Fontanil
3 Formation d'Allèves
2 Formation du Chéran
1 Calcaires à faciès tithonique

3b Sables turbiditiques roux (Faciès roux)
3a Marnes noires
2 Alternances marno-calcaires
1 Calcaires à faciès tithonique

050 031992 8

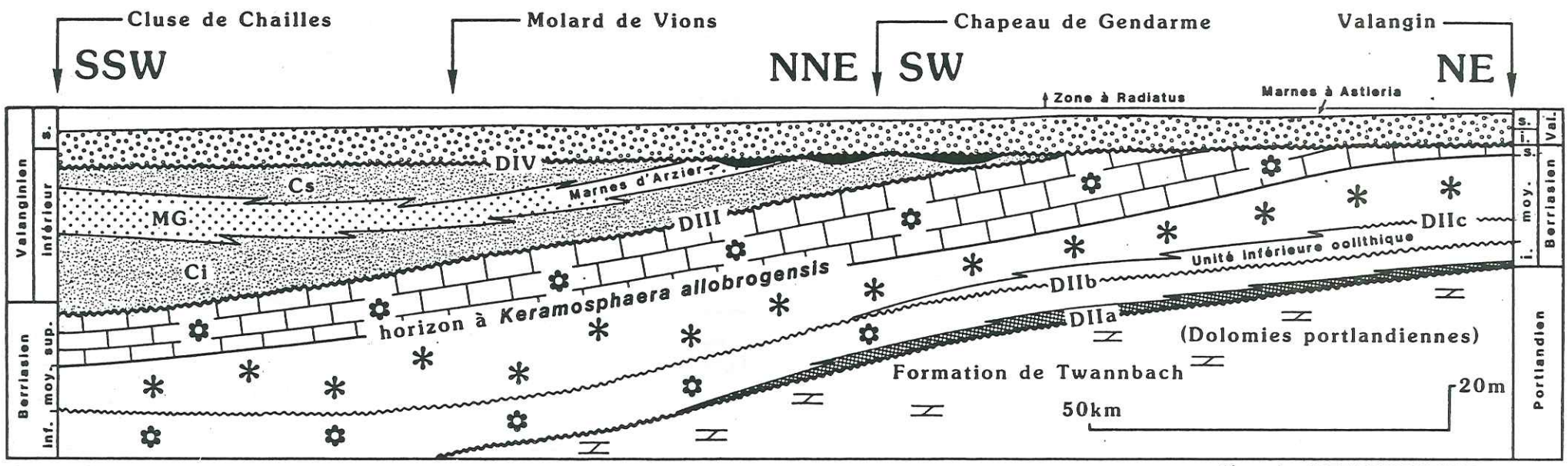
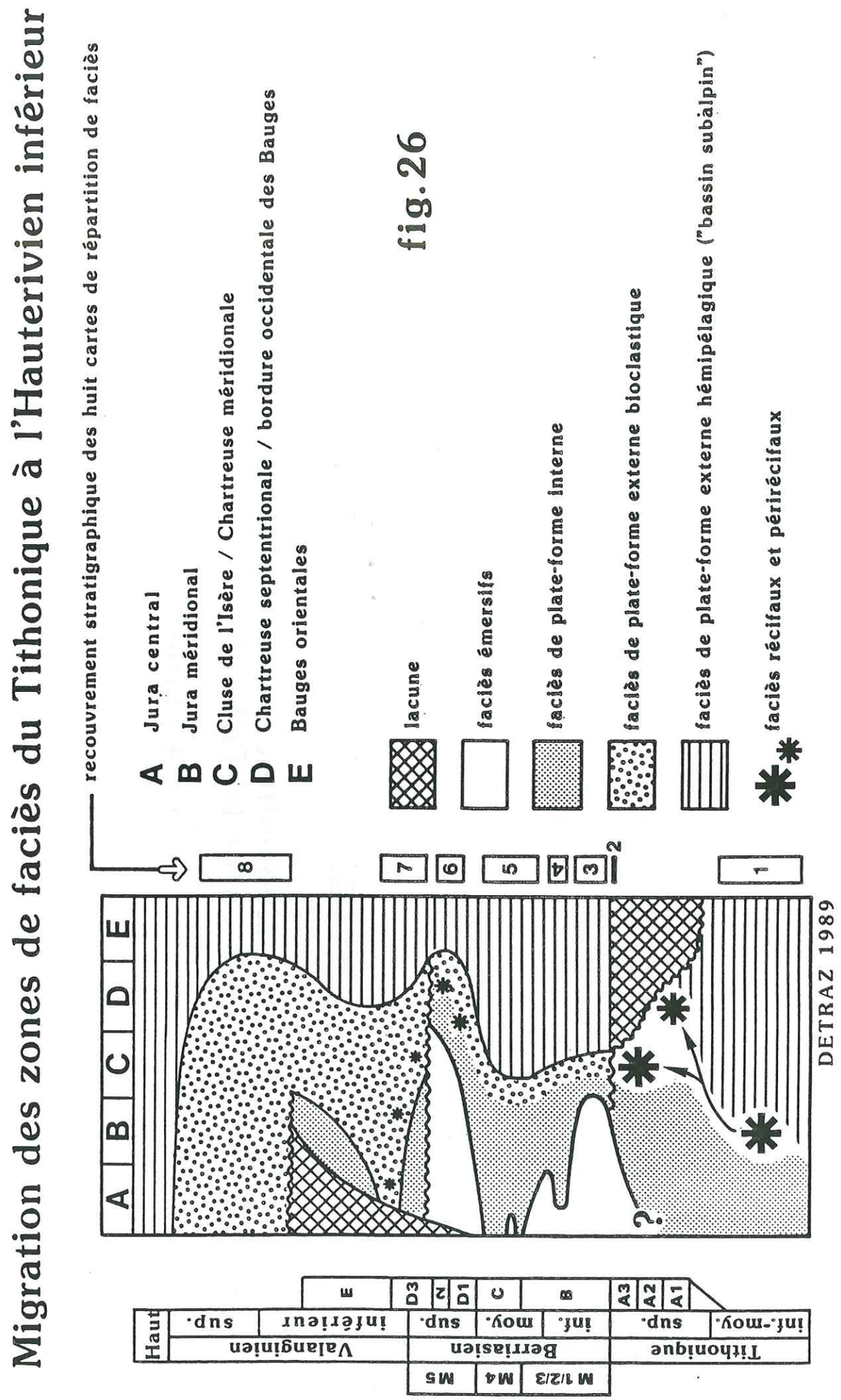


fig. 25b

d'après STEINHAUSER 1969 modifié

Reconstitution paléosédimentaire de la marge jurassienne de la Téthys entre le Tithonique et le Valanginien

Profil intra-plate-forme



4.3 APPLICATION DES PRINCIPES DE LA STRATIGRAPHIE PHYSIQUE A LA COMPREHENSION DE L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DELPHINO-HELVETIQUE SAVOYARD ET DE SA MARGE JURASSIENNE.

4.3.1 Définition des cycles sédimentaires ou séquences de dépôt.

VAIL et al. (1977) ont défini une séquence de dépôt comme une succession de strates, génétiquement liées, limitée au mur comme au toit par une surface de discordance (unconformity) ou une surface concordante équivalente (correlative conformity). Toujours au sens de VAIL et al. (1977), une surface de discordance correspond à une surface d'érosion ou de non-dépôt. Elle met donc en contact deux successions de strates, d'âge différent, séparées par une importante lacune de sédimentation.

BATES et JACKSON (in VAIL et al. 1977) ont complété cette définition en y apportant la notion de rapport géométrique. Ils définissent la discordance comme une relation géométrique (Onlap, Downlap, Toplap) correspondant à une période de non-dépôt ou d'érosion (sub-aérienne ou sub-aérienne et sous-marine) soulignée par la succession de deux séries de strates non parallèles.

Enfin, pour VAIL et al. (1984), le terme de discordance doit être restreint à une lacune temps associée à une troncature érosive sub-aérienne ou sub-aérienne et sous-marine.

D'après ces définitions, une surface de discordance a donc valeur d'isochrone et aucune autre ligne temps ne peut lui être sécante.

VAIL et al. (1984) ont défini deux types de discordance.

1- Les discordances sub-aériennes et sous-marines ou discordances de type **T1** (VAIL et al. 1984 : fig. 4a) : se créent lorsque la vitesse de chute du niveau marin excède la vitesse de subsidence sur la bordure de la plate-forme. L'émersion totale de la plate-forme et la déstabilisation des faciès de bordure qui s'ensuivent entraînent des érosions importantes tant sub-aériennes que sous-marines (glissements en masse, canyons sous-marins). Les resédiments que génèrent ces érosions vont former à l'aval un cône d'épandage détritique sous-marin qui n'a pour équivalent latéral, vers l'amont, qu'une surface de discordance érosive.

2- Les discordances sub-aériennes ou discordances de type **T2** (VAIL et al. 1984 : fig. 4b) : se mettent également en place lors d'une baisse du niveau marin. Mais dans ce cas, la vitesse de chute n'excède pas celle de la subsidence sur la bordure de la plate-forme. Seule, la partie proximale de cette dernière se trouve donc exondée.

Les discordances qui limitent les séquences de dépôts sont donc engendrées par une baisse plus ou moins rapide du niveau marin.

Les sédiments déposés entre ces surfaces de discordance s'agencent en une série d'unité de dépôt appelées system tracts (BROWN et FISHER 1977, VAIL et al. 1984) ou cortèges sédimentaires (VAIL et al. 1987, p. 1307-1308). Ainsi, deux type de systèmes de dépôt sont à envisager :

1- Un système de dépôt de type **T1** (associé à une discordance de type T1) est caractérisé par la succession des cortèges sédimentaires suivants : un Cône Sous-Marin (**CSM** ou Submarine Fan system tract), un Prisme de Bas Niveau (**PBN** ou Low-stand wedge system tract), un Intervalle Transgressif (**IT** ou Transgressive system tract) et enfin un Prisme de Haut Niveau (**PHN** ou High-stand system tract).

2- Au sein d'un système de dépôt de type **T2** (associé à un dicordance de type T2) le premier cortège sédimentaire à se mettre en place est appelé Prisme de Bordure de Plate-forme (**PBP** ou Shelf Margin Wedge system tract). Ce **PBP**, surmonté par un **IT** puis par un **PHN**, se substitue alors aux cortèges sédimentaires de **CSM** et de **PBN** dont l'installation implique nécéssairement une émersion totale de la plate-forme (discordance de type T1).

Ces cortèges sédimentaires successifs sont séparés par des surfaces de discontinuité auquelles VAIL et al. (1984, 1987) n'ont pas accordé valeur de discordance car elles ne montrent aucune évidence d'érosion.
Ce sont d'une part, les surfaces basales de progradation et d'autre part les surfaces de transgression et d'inondation (VAIL et al. 1987, p. 1310-1311). N'ayant pas valeur de discordance, ces discontinuités sous-marines, parfois associées à des phénomènes de condensation, n'ont pas non plus valeur de limite de séquence de troisième ordre (VAIL et al. 1987; HAQ et al. 1987).

Ces notions de stratigraphie sismique ont permis à partir de la courbe d'aggradation côtière (VAIL et al. 1977), de tracer la courbe des variations eustatiques relatives (VAIL et al. 1984). Cette dernière a été précisée et complétée récemment par HAQ et al. (1987).

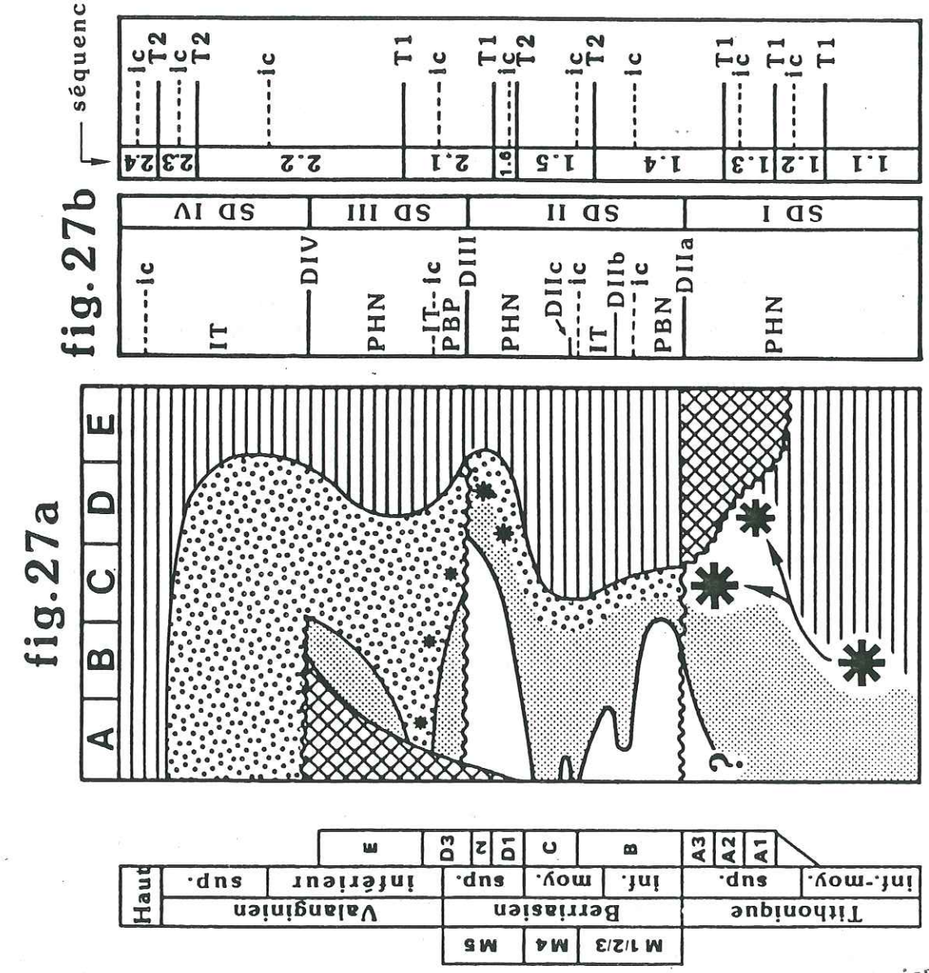
4.3.2 Découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin selon les concepts de la stratigraphie physique.

Avant de proposer un découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin selon les concepts de la stratigraphie physique, il faut rappeler que ces derniers ont été mis au point sur des marges siliciclastiques dites passives (subsidence supposée constante en tout point au cours du temps) sur lesquelles les apports sédimentaire sont également supposés constants.

Or, la plateforme jurassienne était essentiellement carbonatée et à ce titre, sujette à des phénomènes de cimentation précoce accompagnés par une baisse importante de la productivité biosédimentaire en cas d'émersion.
Comme l'ont montré SHANMUGAN et MOIOLA (1984), ceci signifie qu'une baisse du niveau marin ne s'accompagne pas nécéssairement d'une érosion importante en domaine de plate-forme et d'une augmentation du flux sédimentaire en direction des zones plus profondes.
Et en effet, aucune augmentation sensible du détritisme calcaire ne s'est marquée dans le domaine subalpin durant les mouvements régressifs de grande ampleur. Au contraire, nous constatons que les appareils d'accumulation turbiditique se sont développés préférentiellement durant les périodes d'inondation de la plate-forme.

Compte tenu de ces remarques, les dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin peuvent être subdivisés en quatre systèmes de dépôts de troisième ordre, numérotés de I à IV (figs. 25a et 27b), qui correspondent respectivement aux quatre étapes sédimentaires retraçant l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne, telles qu'elles ont été définies et décrites précédemment (cf 4.2.1 à 4.2.4).

En raison du peu d'informations biostratigraphiques dont nous disposions, le système de dépôt SD I couvre la totalité du Tithonique. Il est associé à la discordance DI (Kimméridgien terminal : Zone à *Beckeri*) dont le type (T1 ou T2) n'a pas pu être déterminé.



Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Le système de dépôt SD II couvre la totalité du Berriasien inférieur et moyen ainsi que la majeure partie du Berriasien supérieur. Il est associé à la discordance fini-jurassique DIIa, située à la limite des Zones A et B (figs. 2, 27a et 27b), qui est de type T1.
Sur la plate-forme jurassienne (figs. 25 a et b), cette discordance est située au toit des Formations de Twannbach (Jura central) ou des Tidalites de Vouglans (Jura méridional).

Sur l'ensemble des domaines jurassien, présubalpin et subalpin, ce second système de dépôt a vu s'enchaîner les cortèges sédimentaires suivants : PBN (Zone B inférieure), IT (Zones B supérieure et C) et PHN (sous-zones D1, D2 et D3 pro parte). Le premier de ces cortèges sédimentaires était restreint aux domaines présubalpin et subalpin (sommet des Calcaires à faciès tithonique; fig. 2) tandis que les deux autres occupaient la totalité du domaine d'étude.
Dans le domaine jurassien, l'IT a débuté avec l'installation des faciès purbeckiens à calcretes et galets noirs (Jura méridional) ou évaporitiques (Jura central) et s'est poursuivi avec les faciès purbeckiens mixtes (marins, lagunaires et lacustres) dont l'organisation séquentielle périodique (STRASSER 1988) n'est en fait qu'une succession de paracycles limités par des surfaces d'inondation successives.
Il en va de même pour les discontinuités mineures DIIb (sous-zone à *grandis* s.s.) et DIIc (sous-zone à *subalpina*) dont l'enregistrement est lié aux récurrences de faciès lacustres qui caractérisent successivement la partie sommitale des dépôts purbeckiens du Jura central puis la base de la Formation de Pierre-Châtel (Unité inférieure oolithique) dans le Jura suisse occidental (figs 25a et b et 27b). Cette succession de micro-séquences de type "shallowing upward" séparées par des surfaces d'inondation est typique d'un prisme d'aggradation côtière.

Cet IT comprend également la Formation du Chéran (domaine présubalpin) et la partie inférieure des alternances marno-calcaires (domaine subalpin) tandis que le PHN regroupe la Formation de Vions (domaine jurassien), la Formation d'Allèves (domaine présubalpin) et la partie supérieure des alternances marno-calcaires (domaine subalpin).

Le système de dépôt SD III couvre le Berriasien terminal et une partie du Valanginien inférieur. Il est associé à une discordance de type T2. Il s'agit de la discordance DIII, située au sommet de la sous-zone à *picteti* ou à la base de la sous-zone à *callisto*.
Ce troisième système de dépôt a vu s'enchaîner les cortèges sédimentaire suivants : PBP, IT et PHN. Le PBP était restreint au seul domaine présubalpin où il est représenté par la partie sommitale de la Formation d'Allèves. L'IT comprend la partie inférieure de la Formation de la Chambotte et le Membre du Guiers (domaine jurassien), la Formation du Calcaire du Fontanil (domaine présubalpin) et les Marnes noires (domaine subalpin) tandis que le PHN ou ce qu'il en subsiste sous la discordance DIV est représenté par la partie supérieure de la Formation de la Chambotte.

En raison de leur grande homogénéité pétrographique (faciès de type "Calcaire roux"), sur l'ensemble de l'aire étudiée, les dépôts du Valanginien inférieur-supérieur n'ont pas pu faire l'objet d'un découpage séquentiel précis.
C'est pourquoi le système de dépôt SD IV couvre une partie du Valanginien inférieur (Zone à *Campylotoxum*), le Valanginien supérieur et l'Hauterivien basal (Zone à *Radiatus*).
La discordance DIV, qui lui est associée, s'est marquée essentiellement dans le Jura suisse occidental où elle correspond à une importante surface d'érosion doublée d'une discordance angulaire (cf. 4.2.4 et fig. 25b : amalgame des discordances DIII et DIV).

Entre le Valanginien inférieur et l'Hauterivien basal, ce quatrième système de dépôt n'était apparement constitué que par un cortège sédimentaire transgressif (IT) qui comprend la Formation du Calcaire roux et les Marnes à *Astieria* (Jura central), la Formation du Bourget (Jura méridional et domaine présubalpin) et les sables turbiditiques roux (domaine subalpin) auxquelles il faut ajouter la Formation des Marnes d'Hauterive et les Calcaires siliceux ("Kieselkalk") de l'Hauterivien basal.

5. EXISTENCE ET INFLUENCE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE SUR L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DELPHINO-HELVETIQUE SAVOYARD ET DE SA MARGE JURASSIENNE.

5.1 PREUVES INDIRECTES.

5.1.1 Comparaison entre le découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin et le découpage séquentiel proposé par HAQ et al. (1987).

5.1.2 Subsidence différentielle sur la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique: la carte isopachique du Berriasien.

5.2 PREUVES DIRECTES : L'exemple du massif de Platé au Berriasien inférieur et moyen.

5. EXISTENCE ET INFLUENCE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE SUR L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DELPHINO-HELVETIQUE SAVOYARD ET DE SA MARGE JURASSIENNE.

5.1 PREUVES INDIRECTES.

5.1.1 Comparaison entre le découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin et le découpage séquentiel proposé par HAQ et al. (1987).

La comparaison entre le découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin et le découpage séquentiel proposé par HAQ et al. (1987) permet de faire les constatations suivantes :

1- Aucun des quatre systèmes de dépôt de troisième ordre, tels qu'ils ont été définis ci-dessus (fig. 27b) n'a d'équivalent dans la succession chronostratigraphique des séquences (fig. 27c) publiée par HAQ et al. (1987).
Toutefois, on constate pour les paraséquences IIa et IIb comme pour les séquences III et IV une assez bonne corrélation entre les intervalles de condensation régionaux (ic IIa, IIb, III et IV, fig. 27b) et leurs équivalents au sein des séquences LZB-1.4, LZB-1.5, LZB-2.1 et LZB-2.4 (fig. 27c).

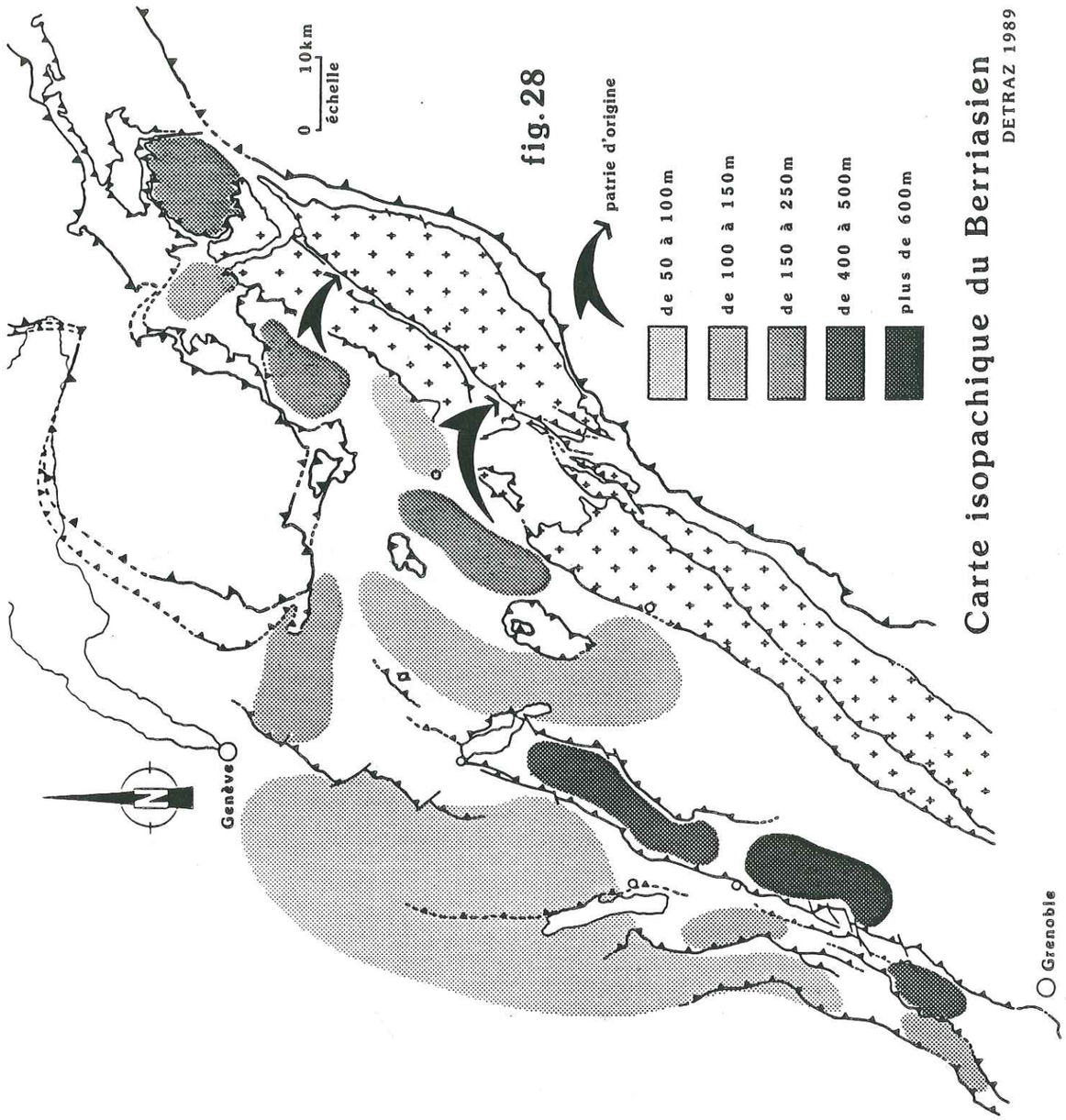
Cela signifie que la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique savoyard enregistrait assez fidèlement les remontées eustatiques rapides tandis que des variations eustatiques négatives et brutales, de type T1 (fig. 27c : cycles LZB-1.4, LZB-2.1 et LZB-2.2), ne se marquaient pas du tout ou alors avec retard et de manière atténuée comme c'est le cas pour les discordances DIIa et DIII.

2- La comparaison des figures 27b et 27c met aussi en évidence trois anomalies au niveau régional. En effet, si l'on se réfère à la fig. 27c, l'enregistrement régional des discontinuités mineures DIIb et DIIc (fig 27b) semble illogique car il intervient durant une période de haut niveau marin absolu (respectivement PHN : cycle LZB-1.4 et LZB-1.5).

Il en va de même pour la discordance DIV (fig. 27b) dont l'enregistrement s'est fait indépendamment des variations eustatiques absolues.
D'autre part, cette discordance DIV est doublée d'une discordance angulaire qui présente une géométrie particulière (cf. 4.2.4, fig. 25b) interprétée par VAIL et al. (1984, p. 138, fig 8b) comme le résultat d'un basculement tectonique. Conformément à cette interprétation, la plate-forme jurassienne aurait donc basculé vers le SW au cours du Valanginien inférieur.
Ainsi, l'absence d'une grande partie des dépôts du Berriasien supérieur et du valanginien inférieur qui caractérise le Jura neuchâtelois et dans une moindre mesure le Jura vaudois, aurait une origine tectonique.

5.1.2 Subsidence différentielle sur la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique: la carte isopachique du Berriasien.

Au cours du Berriasien, deux sillons d'accumulation préférentielle, d'orientation SSW-NNE se sont développés sur la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique (fig. 28).



Le premier et le plus important était situé au niveau de la zone de raccord entre les faciès de plate-forme et les dépôts hémipélagiques qui caractérisaient le domaine delphino-helvétique. Il correspond à la zone présubalpine (STEINHAUSER 1969 et 1970; SANTOS-NARVAEZ 1980; DETRAZ et STEINHAUSER 1988) qui était caractérisée par une sursédimentation dont le gradient allait croissant du NNE (bordure occidentale du massif des Bauges) vers le SSW (Chartreuse septentrionale).

Simultanément, un second sillon se développait au sein même du domaine delphino-helvétique et plus précisement au niveau de la chaîne des Aravis, des massifs de Platé, du Haut-Giffre/Dents du Midi et de Morcles (fig. 1) qui à l'origine occupaient une position paléogéographique plus interne (fig. 28), à l'arrière du massif cristallin des Aiguilles Rouges (GOURLAY 1984; ESCHER et al. 1988).
Dans la chaîne des Aravis et sur la bordure occidentale du massif de Platé, cette surépaisseur est principalement due à l'accumulation de resédiments (slumps) tandis qu'ailleurs, il s'agit d'une simple sursédimentation.

En ce qui concerne la moitié Nord de notre domaine d'investigation, ces deux sillons étaient donc séparés par le haut-fond que constituait le massif cristallin des Aiguilles Rouges (AMBERGER 1960; LANDRY 1978).

Un tel dispositif sédimentaire, nous amène à penser que la zone présubalpine et le haut-fond des Aiguilles Rouges ne sont en fait que l'enregistrement d'un seul et même événement tectonique qui s'est manifesté sous la forme d'un bloc basculé à vergence WNW.
Ce mouvement de rotation a, d'autre part, dû être affecté par un gauchissement qui permettrait d'expliquer la surépaisseur croissante des faciès présubalpins vers le SSW et leur disparition, tout au moins tels qu'ils ont été définis par STEINHAUSER (1969 et 1970), vers le NNE.
En effet, si l'on compare les cartes de répartition de faciès du Berriasien inférieur et moyen (figs. 19, 20 et 21), on constate une nette similitude de faciès entre l'autochtone de St Maurice (coupes 82 à 91) et la Chartreuse occidentale (coupes 3, 4 et 6). Cela tend à prouver qu'au Nord de notre domaine d'étude, la plate-forme jurassienne et ses cortèges de dépôts s'étendaient vers l'Est jusqu'au massif cristallin des Aiguilles Rouges.

Ce dispositif tectonique reste valable pour le Valanginien (fig. 23 et 24) mais l'accentuation du basculement vers l'WNW au cours du Valanginien inférieur ou au passage Valanginien inférieur-supérieur a provoqué l'émersion du massif cristallin des Aiguilles Rouges et l'inversion du dispositif sédimentaire précédent (cf. 4.2.5).

5.2 PREUVES DIRECTES : l'exemple du massif de Platé au Berriasien inférieur et moyen.

Durant le Berriasien inférieur et moyen (Zone B supérieure et terminale), la bordure orientale du domaine subalpin était affectée par de nombreux glissements synsédimentaires sous-marins. Ces derniers se développaient préférentiellement au niveau de la chaîne des Aravis et sur la bordure occcidentale du massif de Platé (fig. 1) où leurs épaisseurs cumulées atteignent 50 à 120 m. L'analyse géométrique de ces resédiments (DETRAZ et al. 1987; cf. 3.3.1) a démontré qu'ils se sont mis en place sur des pentes sédimentaires, d'orientation constante (SW-NE), à vergence SE ou NW (fig. 16).

A ce titre, la bordure occidentale du massif de Platé qui offre une vue perpendiculaire à l'axe de ces paléopentes, s'est révélée plus démonstrative que la chaîne des Aravis.

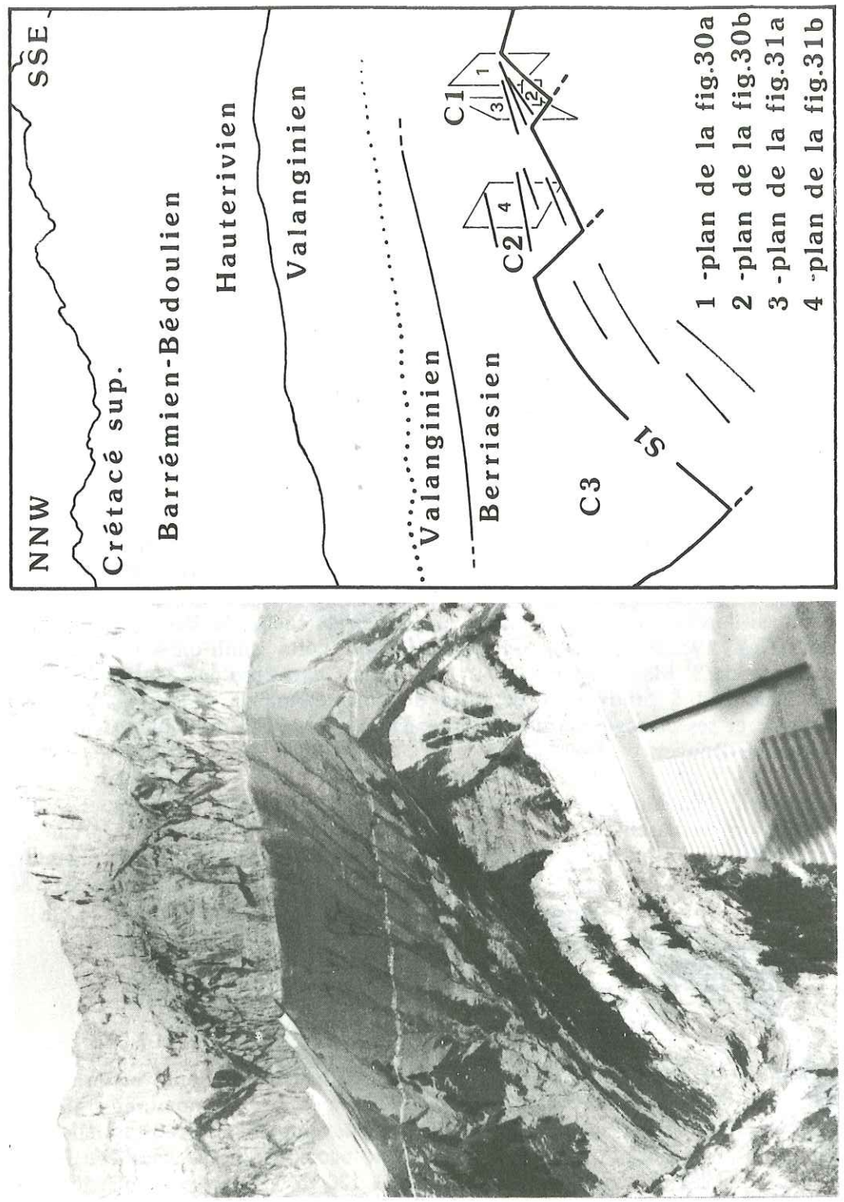


fig.29

1- Le toit des calcaires micritiques massifs (surface S1), daté de la Zone B inférieure/moyenne, n'est pas plan. Au contraire, cette limite lithologique, autrefois confondue avec la limite Jurassique-Crétacé (KILIAN 1907), présente une géométrie en marches d'escalier. Ces dernières ont une hauteur de 15 à 20 m et une profondeur qui varie entre 50 et 100 m. Elles délimitent trois compartiments successifs (C1, C2 et C3, fig. 29).

2- Les dépôts berriasiens, sus-jacents (Zones B supérieure à D3), montrent une nette augmentation d'épaisseur du SSE vers le NNW. Celle-ci s'accompagne d'une diminution progressive des valeurs de pendage.

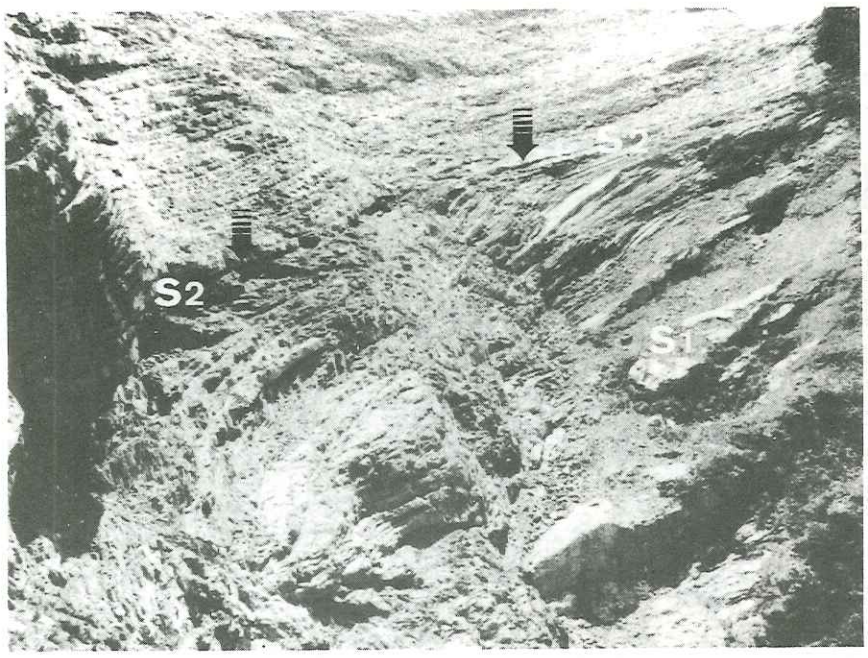
L'organisation des dépôts, au sein des compartiments C1 et C2, est illustrée grâce à des photos prises à l'affleurement (figs. 30a et b, 31 a et b). Leur cadrage est précisé sur la vue aérienne de la bordure occidentale du massif de Platé (fig. 29).

Dans le compartiment C1 (fig. 30a), la limite supérieure des calcaires micritiques massifs (surface S1; N 110° E, 40° NE) et la base du faisceau de bancs calcaires sus-jacent (surface S2), délimitent un coin sédimentaire. Sa partie amont se caractérise par une succession de bancs fortement étirés et une stratification relativement bien ordonnée (fig. 30 a) alors que sa partie aval fait l'objet d'un épaississement dû à une accumulation répétitive de slumps (fig. 30b).
Le troisième côté de ce coin sédimentaire est déterminé par un plan de faille d'orientation N55°-60°E avec un pendage de 45° à 60° vers le SE. Il s'agit de la surface S3, visible sur la fig. 31a. Sur la même figure, on peut constater que cette faille est scellée par la surface S2 qui met alors directement en contact les calcaires micritiques massifs et le faisceau de bancs calcaires. Le premier banc de ce faisceau, que l'on peut suivre depuis le haut du compartiment C1 où il détermine un angle avec les dépôts sous-jacents (fig. 30a), a livré une association de calpionelles caractéristique de la Zone B supérieure-terminale, soit de la base du Berriasien moyen.

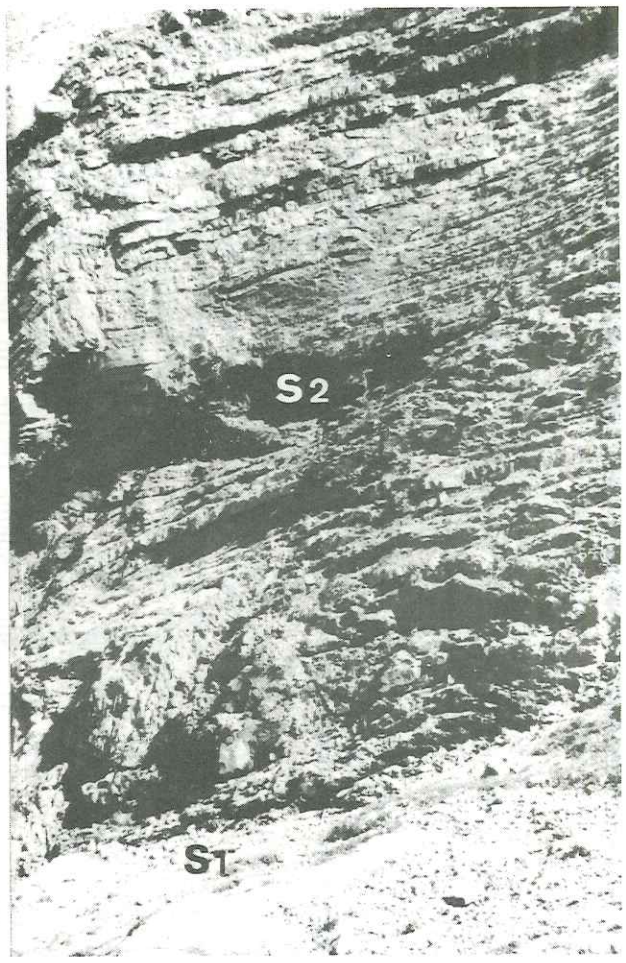
Une autre faille synsédimentaire à vergence SSE, est également visible au sein du compartiment C1. Cette dernière n'affecte que les dépôts du Berriasien moyen et supérieur; elle est donc difficile à déceler car il n'existe aucun contraste lithologique entre la structure et son remplissage (slumps). Compte tenu de la position relative de ces deux accidents, décalés dans l'espace (vers le SSE) et dans le temps, il est probable que l'on soit confronté à un système de failles en relais qui affectent successivement les dépôts du Berriasien inférieur puis du Berriasien moyen et supérieur.

Deux troncatures intraformationnelles synsédimentaires (Ti; fig. 31b) sont visibles dans le compartiment C2 qui présente les mêmes caractéristiques sédimentologiques que le compartiment C1.

Ces observations de terrain prouvent incontestablement que cette partie du bassin delphino-helvétique était affectée durant le Berriasien inférieur et moyen (Zone B supérieure et terminale) par une tectonique synsédimentaire de type distensif. Elle s'est traduite par un morcellement du fond marin en une succession de blocs basculés hectométriques, limités par des failles d'orientation NE-SW. Cette succession de petits blocs basculés s'effondrant progressivement illustre à échelle réduite les phénomènes de distention qui ont affectés la bordure orientale de la plate-forme jurassienne et du haut-fond des Aiguilles Rouges.

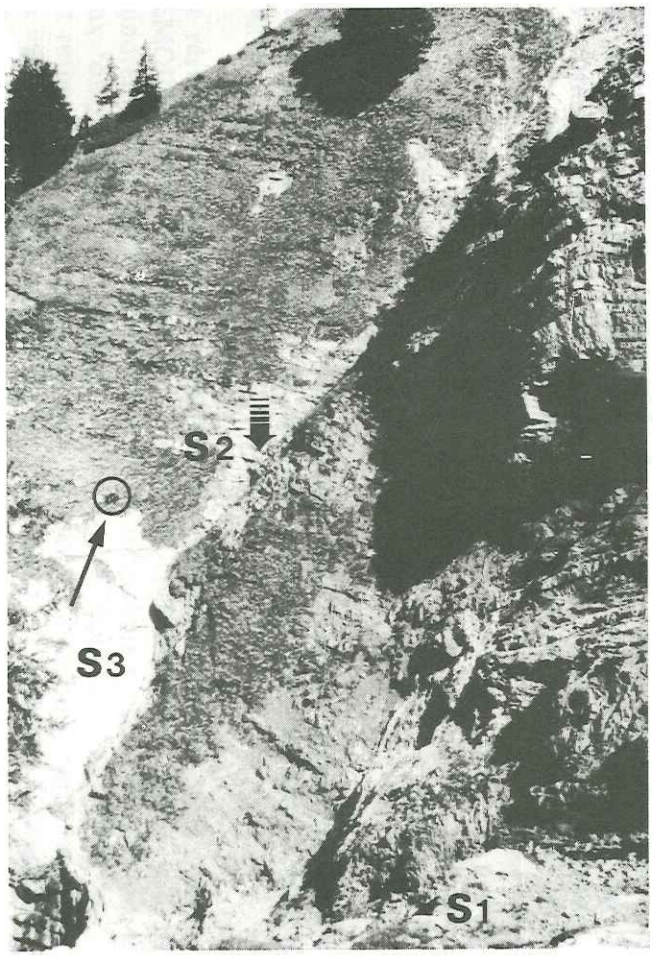


a

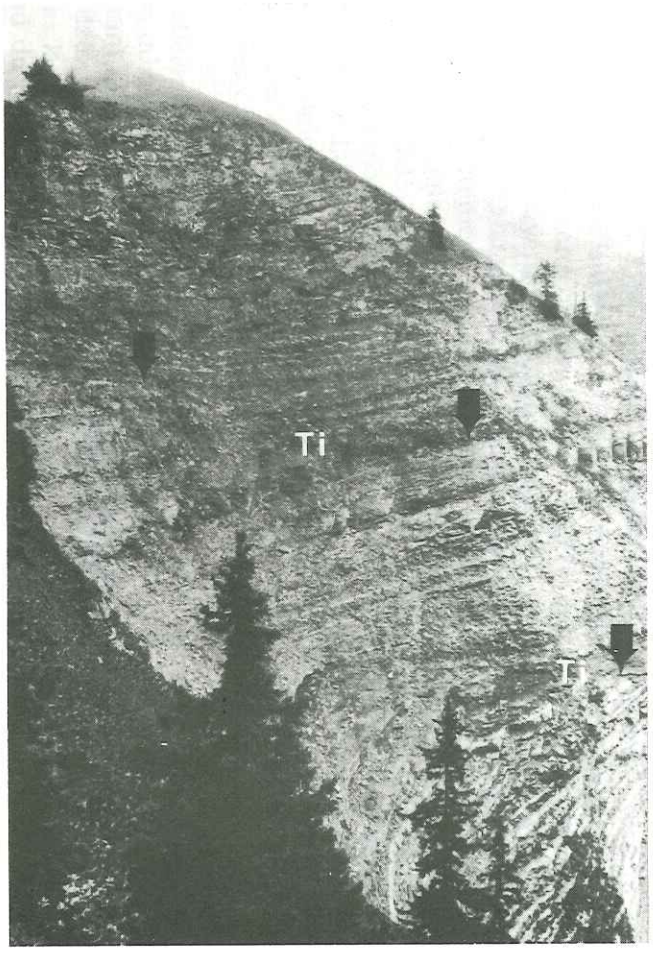


b

fig.30



a



b

fig.31

6. CONCLUSIONS

6. CONCLUSIONS.

L'outil biostratigraphique utilisé dans cette étude a permis de retracer avec précision l'évolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys entre le Tithonique et le Valanginien et de proposer pour celle-ci un découpage séquentiel qui puisse être comparé à la charte des variations eustatiques globales publiée par HAQ et al. (1987).

Or pour l'intervalle de temps concerné par le présent travail, aucune des discontinuités stratigraphiques reconnues régionalement ne peut être corrélées avec celles figurant sur cette charte; ce qui suggère que l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique (domaine subalpin) et de sa marge jurassienne entre le Tithonique et le Valanginien, ne dépendait pas des seules variations eustatiques.
Un contrôle tectonique est venu relayer ou moduler le signal eustatique à plusieurs reprises, notamment à la limite Jurassique-Crétacé (limite des Zones A et B; discordance DIIa), au cours du Berriasien inférieur-moyen (discontinuités DIIb et DIIc), au Berriasien terminal (discordance DIII) et durant le Valanginien inférieur (discordance DIV).
Cette tectonique synsédimentaire de type distensif a retardé, atténué ou annulé les effets des variations eustatiques négatives tandis que les variations eustatiques positives continuaient de s'enregistrer relativement fidèlement.

Parallèlement, une structuration, héritée ou non, de type blocs basculés, a contrôlé l'organisation sédimentaire du bassin delphino-helvétique savoyard.
Durant le Berriasien et le Valanginien, l'architecture de ce dernier s'articulait autour de deux sillons d'accumulation sédimentaire d'orientation SSW-NNE.
Dans la partie Nord du domaine d'étude, ces deux sillons étaient séparés par le haut-fond du massif cristallin des Aiguilles Rouges.
Le sillon occidental correspond à la zone présubalpine dont l'organisation sédimentaire est caractéristique d'un prisme d'accumulation situé en bordure de plate-forme. Toutefois, en raison du gradient d'épaisseur décroissant qui la caractérise en direction du NNE, il est fort probable que cette zone de faciès, telle qu'elle a été décrite par STEINHAUSER (1969 et 1970), ne se prolonge pas beaucoup plus au Nord que l'extrémité septentrionale du massif des Bauges. Au-delà, les faciès présubalpins, à affinités tantôt jurassiennes, tantôt subalpines, seraient remplacés progressivement par des sédiments de plate-forme externe bioclastique dominée par les marées, comme c'est le cas dans la région de St Maurice où en Chartreuse occidentale et méridionale.
Dans cette optique, la limite orientale de la plate-forme jurassienne serait confondue, dans la partie septentrionale du domaine d'étude, avec le haut-fond des Aiguilles Rouges.

Ces résultats montrent que pendant la période d'accrétion océanique téthysienne, (LEMOINE 1982), la marge jurassienne de la Téthys était encore affectée par des effondrements en liaison avec une activité tectonique synsédimentaire distensive.
Deux "discordances post-rifting" au sens de BOILLOT et al. (1984, p. 210-211) se sont respectivement enregistrées dans les chaînes subalpines septentrionales et le Jura à la base du Berriasien moyen (Zone B terminale) et durant le Valanginien inférieur.
Ces deux "discordances post-rifting" pourraient également être une conséquence lointaine du rifting atlantique (BOILLOT et al. 1984), comme l'ont souligné récemment pour les chaînes subalpines méridionales DARDEAU et DE GRACIANSKY (1987) ainsi que DE GRACIANSKY et al. (1987).
Cette activité tectonique doit probablement être rattachée à la phase néocimmérienne qui s'est également enregistrée en Mer du Nord et dont les effets (discordance angulaire) sont particulièrement bien visibles sur les nombreux profils sismiques effectués dans cette région (J. Gérard/TOTAL CFP, comm. pers.).

Dans un tel contexte et en dehors de tout contrôle biostratigraphique strict, toute tentative de corrélation basée uniquement sur un découpage séquentiel d'ordre élevé (4 et plus) correspondant à des variations eustatiques de courte période (thermo-eustatisme), est totalement illusoire.
Enfin, l'interprétation selon laquelle les massifs subalpins septentrionaux constitueraient un empilement d'écailles tectoniques se chevauchant vers l'extérieur de la chaîne alpine est confirmée par cette étude. En effet, à la vue des différentes cartes de faciès figurant dans ce travail, il apparaît nettement que les massifs subalpins les plus septentrionaux sont également ceux qui présentent les associations de faciès les plus internes.

7. ANNEXES.

7.1 POSITION GEOGRAPHIQUE, STRUCTURALE ET STRATIGRAPHIQUE DES COUPES ETUDIEES.

7.2 DESCRIPTION DETAILLEE DES PRINCIPALES COUPES DES DOMAINES SUBALPIN ET PRESUBALPIN.

7.2.1 Coupe du Guiers Mort.
7.2.2 Coupe de la Pointière.
7.2.3 Coupe des Granges du Grapillon.
7.2.4 Coupe de Plan Martin.
7.2.5 Coupe du Torrent du Rouselet.
7.2.6 Coupe du Malpassant.
7.2.7 Coupe du Col de Cherel.
7.2.8 Coupe du Nant de Cotona II.1
7.2.9 Coupe de la Pointe de Vélan.
7.2.10 Coupe du Nant de Montmin.
7.2.11 Coupe du Mont d'Orisan.
7.2.12 Coupe du Chenay I et II.
7.2.13 Coupe du Roc Rouge.
7.2.14 Coupe du Petit-Bornand.
7.2.15 Coupe du Torrent du Châtelard.
7.2.16 Coupe du Plan des Eves.
7.2.17 Coupe de la Pointe de Varochet.
7.2.18 Coupe du Lac d'Anterne.
7.2.19 Coupe de la Montagne de Commune.
7.2.20 Coupe de Salvadon.
7.2.21 Coupe de la Tête de Peruaz-Montagne de Sageroux.
7.2.22 Coupe de la Tête des Ottans.
7.2.23 Coupe synthétique de la région de St Maurice (Valais).
7.2.24 Coupe de la Tsantonnaire.
7.2.25 Coupe des Crêtes/Pierregrosse.

7.3 TABLEAUX DE CONVERSION ENTRE LA NUMEROTATION DES ECHANTILLONS ET CELLE DES LAMES MINCES CORRESPONDANTES.

7. ANNEXES.

7.1 POSITION GEOGRAPHIQUE, STRUCTURALE ET STRATIGRAPHIQUE DES COUPES ETUDIEES (fig. 32 et TABL. 1, 2, 3, 4 et 5).

La couverture topographique de l'aire étudiée, au 1/25.000 est assurée comme suit :

Morcles [18] : 1305 (D^t de Morcles) 1285 (Les Diablerets).

Aiguilles Rouges [18)/19)] :1344 (Col de Balme), 3630 W.

Ht-Giffre [18)/19)] : 1302 (Val d'Illiez), 1324 (Barberine), 3529 E, 3530 W.

Platé [19] : 3530 E/W.

Bornes/Aravis [19] : 3430 E/W, 3431 E/W, 3530 W, 3531 W.

Bauges [19] : 3431 E/W, 3332 E, 34/32 E/W.

Chartreuse [19] : 3233 E, 3333W, 3234 E/W.

Jura méridional et central [18)/19)] : 3328 W, 3329 E/W, 3429 W, 3330 E/W, 3332 W.

Entre Chambéry et Sion, la couverture topographique au 1/200.000 est assurée par la feuille 3 de la carte nationale de la Suisse.

---

18) Cartes nationales de la Suisse.

19) Cartes IGN (France), série bleue.

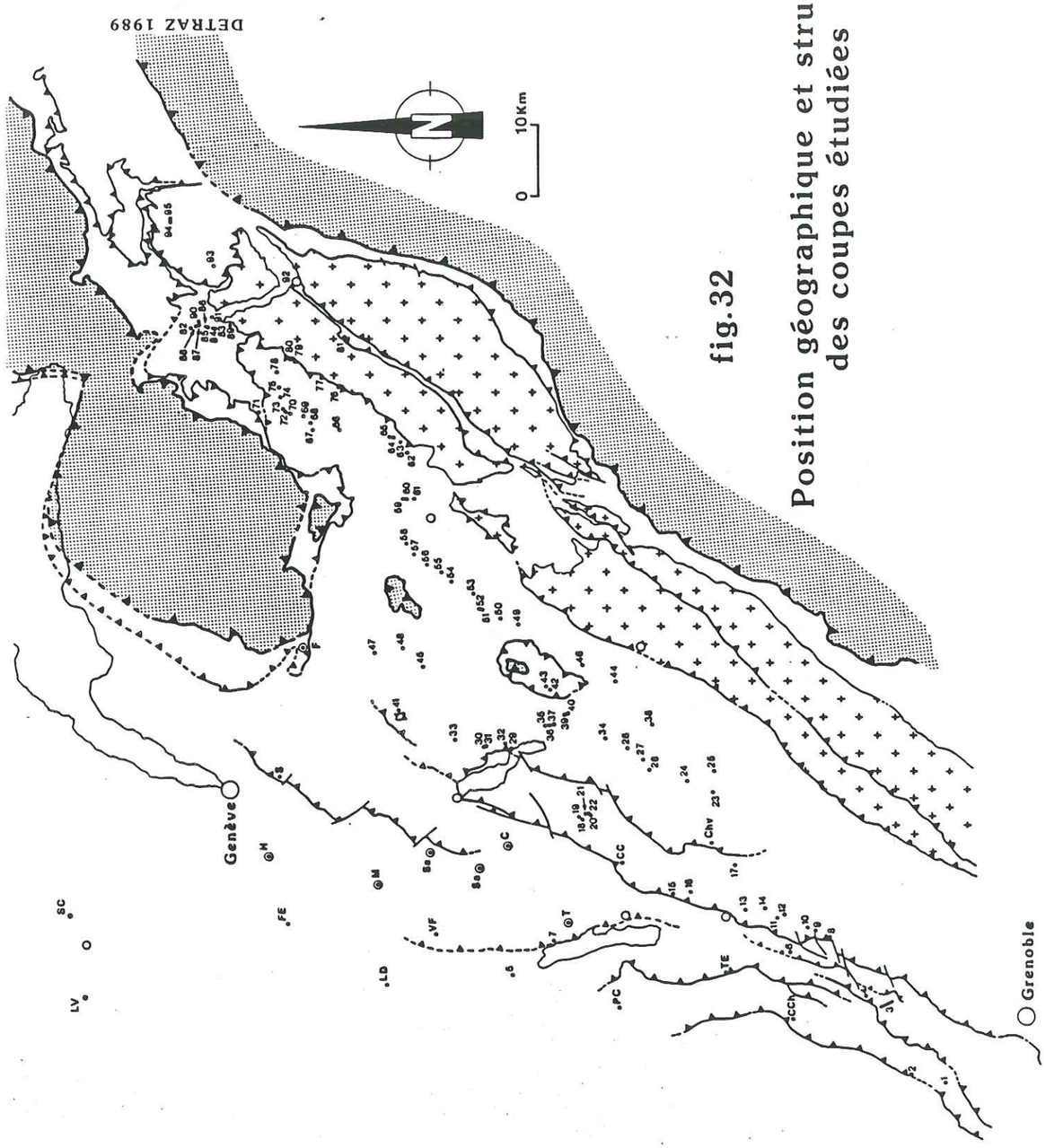


fig.32

Position géographique et structurale des coupes étudiées

LEGENDE DES TABLEAUX 1, 2, 3, 4 et 5 :

Domaines paléogéographiques.

A: Autochtone.
AR: Aiguilles Rouges.
P: Présubalpin.
Pa: Parautochtone.
S: Subalpin.
U: Ultrahelvétique.

Positionnement géographique.

J: Jura.
Av: Aravis.
Ba: Bauges.
Bo: Bornes.
Cb: Chablais.
Ch: Chartreuse.
HG: Haut-Giffre.
Jm: Jura méridional.
Jc: Jura central.
KS: Klippe de Sulens.
MB: Mont-Blanc.
Pl: Platé.
Vl: Val d'Illiez.

Positionnement stratigraphique.

K-Tm: Kimméridgien-Tithonique moyen.
Ts: Tithonique supérieur.
Bi: Berriasien inférieur.
Bm: Berriasien moyen.
Bs: Berriasien supérieur.
Vi: Valanginien inférieur.
Vs: Valanginien supérieur.
H: Hauterivien.

intervalle stratigraphique étudié

======= avec échantillonnage
------- sans échantillonnage
LLLLLLL lacune

	C O U P E S * coupes faisant l'objet d'une description détaillée.			**Coordonnées** X Y	**K-Tm**	**Ts**	**Bi**	**Bm**	**Bs**	**Vi**	**Vs**	**H**
1	**l'Echaillon**	J/P	Ch	856.700/2037.950	?====	LL==	==========	==========	==========	==========	==========	
2	**La Buisse**	J	Ch	858.050/2041.750		=L?	==========	==========	==========			
3	**Guiers Mort**	P	Ch	867.300/2046.950	==========	==========	==========	==========	==========	==========	==========	
4*	**La Pointière**	P	Ch	868.500/2049.100					========			
5	**Molard de Vions**	J	Jm	869.400/2098.580				----------	----------	----------		
6*	**Granges du Grapillon**	P	Ch	874.100/2059.350					=========			
7	**La Chambotte**	J	Jm	874.300/2093.580					----------	----------	----------	
8	**Chez Joubert**	P	Ch	876.400/2053.750			=====					
9	**Ruisseau des Gorgeats**	P	Ch	877.250/2055.550	===							
10*	**Plan Martin**	P	Ch	877.750/2057.050		=LLLLLLLL	==========	==========	==========	==========	==========	
11*	**Torrent du Rouselet**	P	Ch	879.600/2061.900				==========?				
12	**Torrent de Favière**	P	Ch	879.450/2060.600					=========			
13	**Le Pontet**	P	Ch	879.850/2066.400		===LLLLL	====					
14	**Pas de la Fosse**	P	Ch	880.350/2063.450				====				
15*	**Le Malpassant**	P	Ba	881.750/2076.900	====LLLLL	=====						
16	**Combe de Lay**	P	Ba	882.350/2073.700			?===					
17	**Col du Joueret**	S	Ba	886.100/2068.800		==						
18	**Cluse de Bange I** (coupe du Chéran) 20)	P	Ba	892.280/2089.720		--------						
19	**Cluse de Bange II** (coupe de la Filia) 20)	P	Ba	892.050/2090.500				====----				
20	**Cluse de Bange III** (coupe de chez Martinod) 20)	P	Ba	892.520/2088.920							--------	
21	**Cluse de Bange IV** (coupe de la carrière du pont de Bange) 20)	P	Ba	892.560/2089.560					----			

TABLEAU 1

20) STEINHAUSER (1969)

					K-Tm	Ts	Bi	Bm	Bs	Vi	Vs	H
22	Cluse de Bange V	P	Ba	892.600/2089.350						====		
	(carrière des ponts et chaussées 20)											
23	Col du Frêne	S	Ba	896.355/2071.450			==					
24	Epernay	S	Ba	897.650/2075.350	===							
25	Mont Benoit	S	Ba	899.300/2071.300			==					
26	Ruisseau du Cherel	S	Ba	898.700/2080.400	=======	LLL==						
27	Pont des Clos	S	Ba	900.600/2081.900							====	
28*	Col de Cherel	S	Ba	902.250/2083.900	=====	LLLLL=====						
29	Talloire	S	Bo	901.375/2100.200	===							
30	Nant de Cotona I	S	Bo	901.850/2104.100		?====						
31*	Nant de Cotona II	S	Bo	901.800/2103.800		=========						
32	Nant de Sallier	S	Bo	901.000/2101.000		==========						
33	Ruisseau des Crottes	S	Bo	902.350/2107.800					===			
34*	Pointe de Vélan	S	Ba	903.350/2086.700			==========					
35*	Nant de Montmin III	S	Bo	905.050/2095.500					==			
36*	Nant de Montmin II	S	Bo	904.850/2095.400				====				
37*	Nant de Montmin I	S	Bo	905.000/2094.200		===LLLLL========						
38*	Mont d'Orisan	S	Ba	906.000/2081.000		=======LL==						
39*	Chenay II	S	Bo	906.050/2093.200	==							
40*	Chenay I	S	Bo	906.500/2092.800		===LLLLL===						
41	Nant Sec	S	Bo	906.325/2116.600			====					
42	Les Esserieux II	U	Su	910.300/2095.400		===? ?--						
43	Les Esserieux I	U	Su	910.250/2095.450		===?						
44*	Roc Rouge	S	Ba	910.200/2080.600		==========						
45	Ferme des Gras	S	Bo	912.300/2113.050					===			
46	l'Alpettaz	S	Ba	913.750/2090.475			===					
47*	Petit Bornand	S	Bo	914.050/2120.250			==========					
48	Nant-la-Ville	S	Bo	914.350/2116.050						===		
49	Les Chalets	S	Av	919.550/2100.400		==========						
50	Les Stappsets	S	Av	920.000/2102.500		=======L?===						
51	Col des Aravis	S	Av	921.200/2105.350	--							
52*	Torrent du Chatelard	S	Av	921.250/2105.450			==========					
53*	Plan des Eves	S	Av	923.400/2106.600		=====LLLLL=====----------						
54	Pététruy	S	Av	924.450/2109.350			---==----------					

TABLEAU 2

					K-Tm	Ts	Bi	Bm	Bs	Vi	Vs	H
55	La Mia	S	Av	925.350/2110.600	=====?	?----------						
56	Combe des Fours	S	Av	927.050/2113.650			---===----------					
57	Les Quatres Têtes	S	Av	928.100/2115.250			---===----------					
58	Doran	S	Av	930.100/2116.225		==========						
59	Véran	S	Pl	936.425/2116.750			----------===-------					
60*	Pointe de Varochet	S	Pl	936.000/2116.300			==========					
61	Lacha	S	Pl	936.400/2115.200			==========---------					
62	Aières des Perrières	S	Pl	943.050/2116.650		====LLLLL======----------						
63	Barmèche	S	Pl	944.500/2117.800		==LLLLL====----------						
64	Col d'Anterne	S	Pl	945.250/2118.550		=LLLLL==========						
65*	Lac d'Anterne	S	Pl	945.100/2119.300		=====LLLLL====						
66*	Montagne de Commune	S	HG	551.700/99.600		=====LLLLL=====						
67*	Salvadon	S	HG	550.900/103.825			===					
68	Pointe de Sans Bêt	S	HG	552.500/104.300			==					
69	Très Cos	S	HG	553.025/104.800			==========----------					
70	La Vogealette	S	HG	553.250/106.500			==					
71	Champ de Barme	Pa	VI	554.700/111.350		====?-?-?======						
72	La Vogealle	S	HG	553.650/107.425			===					
73*	Tête de Peruaz-Sageroux	S	HG	553.950/107.500			==========					
74*	Tête des Ottans	S	HG	555.800/107.850		==========						
75	Petit Ruan	S	HG	556.900/108.000	===							
76	Vieux Emosson	A	AR	557.500/100.900		===?---?---?						
77	Arevassey	A	AR	558.650/103.200		?--?---?--?						
78	Mont Ruan	S	HG	558.250/108.050			===					
79	Col de Barberine	A	AR	560.825/105.650		?--?---?--?						
80	Combe d'Emaney	A	AR	561.300/106.700		?--?---?--?						
81	Catogne-d'en-Haut	A	MB?	563.500/98.700		?--?---?--?						
82*	Les Palluds	A	AR	566.200/119.800						========		
83*	Torrent du Mauvoisin	A	AR	565.750/117.475			====					
84*	Les Basseys	A	AR	565.750/117.725						==LLLLL==		
85*	Plateau de Verossaz	A	AR	566.250/118.750						==LLLL===		
86*	Notre Dame du Scex	A	AR	566.075/118.550				==========				
87*	La Basilique	A	AR	566.375/118.850					======LLL====			

TABLEAU 3

					K-Tm	Ts	Bi	Bm	Bs	Vi	Vs	H
88*	**Le Chateau**	A	AR	566.450/118.875					==========	==========	LL	=====
89	**Mex**	A	AR	565.750/116.250	========							
90*	**Les Chenalettes**	A	AR	566.500/119.250				=====				
91*	**Lavey-les-Bains**	A	AR	567.275/117.625			======--					
92	**La Batiaz**	A	MB?	570.725/106.025			?=?					
93*	**La Tsantonnaire**	S	Mo	574.550/117.275			==========					
94*	**Les Crêtes**	S	Mo	579.550/122.300	==========							
95*	**Pierregrosse**	S	Mo	581.725/123.525								====

COUPES COMPLEMENTAIRES

CC:	**Col de la Cluse** 20)	P	Ba	885.770/2023.660				----------	----------			
CCh:	**Cluse de Chailles** 20)	J	Jm	865.025/2058.770			----------					
Ch:	**Les Chavonnettes** 21)	S	Ba	889.200/2071.750							---	
FE:	**Fort l'Ecluse** 22)	J	Jm	874.850/2130.200			----------					
LD:	**La Dorche** 22) et 23)	J	Jm	867.150/2116.450					---			
LV:	**Lavans** 24)	J	Jc	864.625/2169.800			------					
PCh:	**Pierre Châtel** 20)	J	Jm	865.050/2084.040			----------				LLLLL-	
S:	**Salève (le Coin)** 25)	J	Jm	895.900/2133.300	----------						L-?-L-	
SC:	**St Claude** 24)	J	Jc	872.275/2164.100		--------						
TE:	**Tunnel de l'Epine** 20)	J	Jm	870.635/2070.370			----------					
VF:	**Val de Fier** 22)	J	Jm	872.875/2109.900			----------			L?--		

TABLEAU 4

21) GARDUÑO MONROY (1981).
22) MOUTY (1966).
23) DONZE (1969).
24) MOJON (thèse in prep.)
25) SALVINI-BONNARD et al. (1984), DEVILLE (1985 et 1988), STRASSER (1988).

FORAGES

L'étude lithostratigraphique des logs de forage cités ci-dessous, permet de définir une succession d'unités lithologiques qui présentent des affinités jurassiennes, présubalpines ou subalpines. Toutefois, en raison du peu d'informations biostratigraphiques dont nous disposions, leur attribution chronostratigraphique reste très imprécise.

						K-Tm	Ts	Bi	Bm	Bs	Vi	Vs	H
C:	**Chapeiry 1** 26)	éc. sup.	J	Jm	887,881/2100,679	-?---J1--(J3---J4---J5--J6/P1-J7/P2)-							
		éc. int.										?--------?	
		éc. inf.				-?---J2?--J3---J4---J5--J6/P1-J7/P2-							
F:	**Faucigny** 26)		J/P	Cb	911,600/2132,200	-J1--J1---J3---J4---J5---P1--J7/P2?							
H:	**Humilly** 27)		J	Jm	885,020/2130,535	-J1---?---J3---J4---J5---J6---J7-							
M:	**Musiège 1** 28)		J	Jm	880,335/2119,650	-?----?---J3---J4---J5---J6---J7-							
T:	**La Tailla 1** 26)	éc. sup.	J	Jm	876,720/2092,050	-S---J2?--J3?--J4---J5---J6?--J7/P2?							

TABLEAU 5

J: affinités jurassiennes
- **J1**: récifales ou périrécifales.
- **J2**: Couches du Chailley et/ou Tidalites de Vouglans.
- **J3**: Purbeckien
- **J4**: Pierre-Châtel.
- **J5**: Vions ou affinités.
- **J6**: Chambotte s.l.
- **J7**: Bourget ou Calcaire roux.

P: affinités présubalpines
- **P1**: périrécifales.
- **P2**: Calcaire du Fontanil ou Bourget.

S: affinités subalpines (sédimentation hémipélagique).

(...): reconnu uniquement sur diagraphies.

?: absent ou mal individualisé.

26) ESSO-REP.
27) SNPA.
28) PREPA.

7.2 DESCRIPTION DETAILLEE DES PRINCIPALES COUPES DES DOMAINES SUBALPIN ET PRESUBALPIN.

Pour faciliter la lecture des coupes, une légende (fig. 33) résume les principaux symboles graphiques qui ont été utilisés. En ce qui concerne, les coupes du Bec et des Bains de l'Echaillon, de la Buisse, de la Cluse de Bange et du Molard de Vions, nous renvoyons le lecteur aux publications de KILIAN et LORY (1900), LE HEGARAT (1971), REMANE (1958), STEINHAUSER et LOMBARD (1969) et de STEINHAUSER (1970, 1986) ainsi qu'aux figures 7, 8, 9, 65 et 66.

7.2.1 Coupe du Guiers Mort.

Cette coupe est située dans l'anticlinal occidental du massif de la Chartreuse (fig. 32 et tabl. 1 : n° 1). Elle affleure dans les gorges du Guiers Mort, le long de la route N520b qui relie St-Laurent-du-Pont à St Pierre de Chartreuse. Malgré quelques lacunes d'observation, parfois importantes, la majeure partie des dépôts compris entre le Kimméridgien et l'Hauterivien inférieur y sont visibles.

Dans le cadre d'une thèse de doctorat, SANTOS NARVAEZ (1980) a subdivisé cette coupe en quatre portions (coupes "La Perelle", "Guiers Mort", "Pont de l'Orcière", "Pont St Bruno") qui ont toutes fait l'objet d'une description lithostratigraphique et biostratigraphique détaillée. Toutefois, aucune interprétation sédimentologique, en terme de milieu de dépôt, n'en a été donnée et d'autre part, il était nécessaire de préciser ou de confirmer certaines attributions chronostratigraphiques avant d'entreprendre toute corrélation.

Description (fig. 34).

La moitié inférieure de la coupe du Guiers Mort qui approche 1100 m d'épaisseur, présente toutes les caractéristiques d'une sédimentation de plate-forme hémipélagique carbonatée ou argilo-carbonatée.
Sa moitié supérieure bioclastique témoigne au contraire en faveur du développement de milieux de dépôt moins profonds, voire peu profonds, favorables à des accumulations de sables organogènes riches en figures sédimentaires.

L'unité 1 a une épaisseur de 260 m (y compris une lacune d'observation de 60 m). Elle est représentée par des alternances plus ou moins régulières, de calcaires micritiques (biomicrites, biopelmicrites parfois argileuses) en bancs centimétriques à décimétriques et d'interbancs argileux dont l'épaisseur dépasse rarement 0,1 m. Ces interbancs se raréfient puis disparaissent dans sa partie supérieure, d'aspect massif (dolomicrites).
Cette première unité se distingue par la présence des saccocomidés auxquels viennent s'ajouter des radiolaires, globochaetes, Textulariidae et des débris d'échinodermes (assez rares) ou de mollusques. D'autre part, sa base a livré une faune d'ammonites caractéristiques du Kimméridgien inférieur-moyen (BRAVARD 1968). Cela permet d'affirmer que l'unité 1 couvre l'intervalle Kimméridgien-Tithonique moyen.

L'unité 2 (25 m) présente une partie inférieure massive et calcaire (pelmicrites) qui est surmontée par des alternances de bancs calcaires décimétriques à métriques (biopelmicrites) et d'interbancs marneux centimétriques à décimétriques.

fig.33

LEGENDE des symboles utilisés pour les coupes

Lithologie

- calcaires
- calcaires argileux
- marnes
- lacune d'observation
- dolomitisation

Limites de bancs

- planes
- érosives
- bioérodées (bioturbation, perforations)
- hard-ground

Symboles divers

- silex
- extraclastes
- intraclastes
- laminations planes parallèles

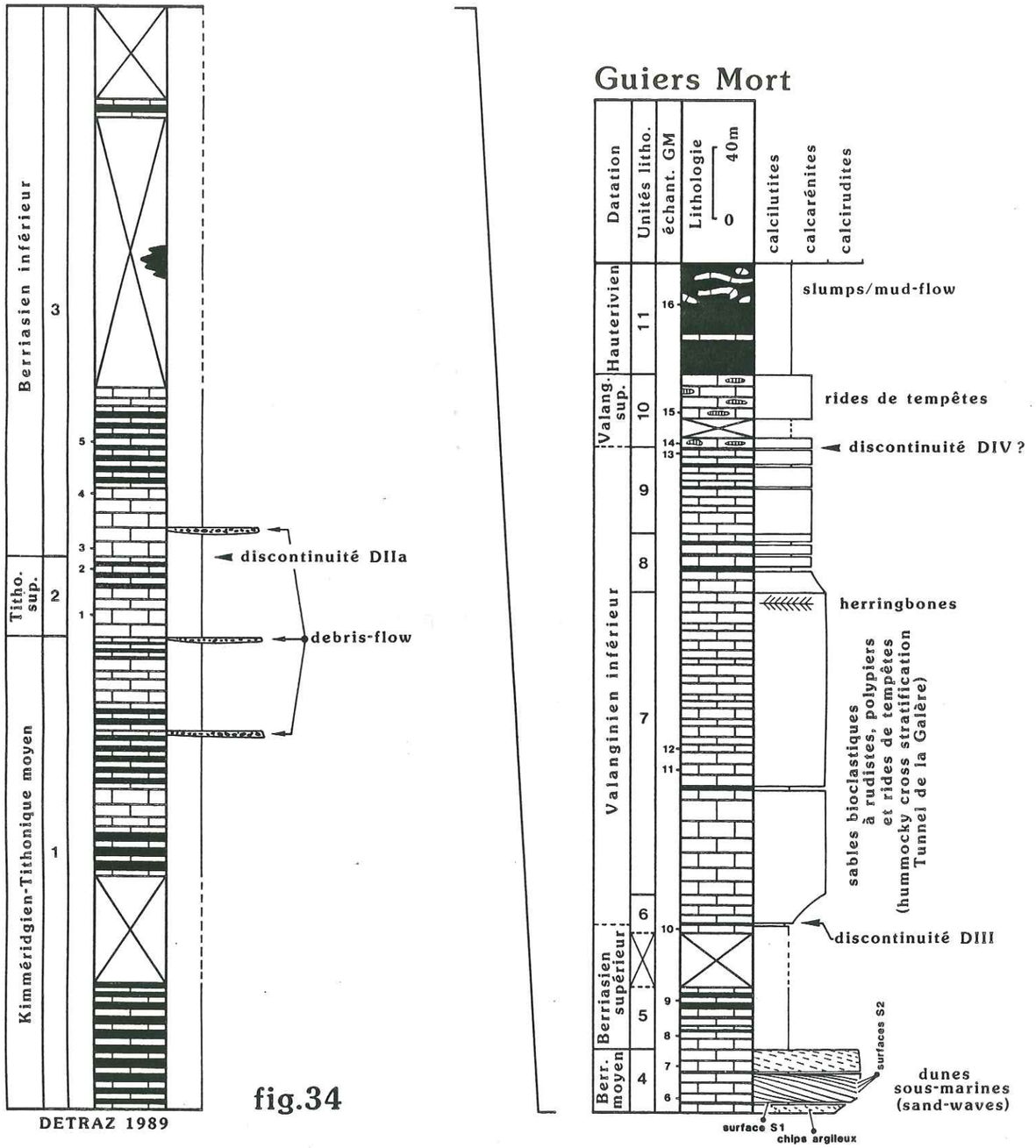


fig.34

Cette unité est marquée par l'apparition des premières calpionelles qui coexistent à sa base avec les derniers saccocomidés. Leur association est caractéristique de la base du Tithonique supérieur, ce que confirme la détermination spécifique des calpionelles (sous-zone A1 pour la base puis Zone A pour le reste de l'unité 2).

Sur 40 m, à la base de **l'unité 3** se développe une sédimentation de boues carbonatées (biomicrites à calpionelles, radiolaires, débris d'échinodermes). Au toit de ces calcaires massifs, datés de la Zone B inférieure, apparaît la petite forme parabolique de *Calpionella alpina* qui marque approximativement le milieu de la Zone B. (ex. limite Jurassique-Crétacé, KILIAN 1907). Le reste de l'unité 3 est caractérisé par une épaisse (260 m) sédimentation argilo-carbonatée dont les cinquante premiers mètres correspondent aux "Couches à ciment". Ce sont des alternances de calcaires argileux (mudstones; biomicrites gréseuses (QZ : 1%, D. moy. 50 um) et glauconieuses à aptychus, calpionelles et débris d'échinodermes) et de marnes. Malgré deux importantes lacunes d'observation de 150 m puis de 50 m, l'ensemble est attribuable, en totalité, à la Zone B supérieure (moitié supérieure du Berriasien inférieur).

Trois resédimentations de type débris-flow viennent s'interstratifier dans cette série hémipélagique. La première dans la partie sommitale calcaire de l'unité 1, la seconde à la limite des unités 1 et 2 et la dernière à la base de l'unité 3.

L'unité 4 (34 m) délimite une accumulation de sables biodétritiques (packstones/grainstones; intrabiomicrites/microsparites partiellement argileuses pour la moitié inférieure, intrabiosparites pour la moitié supérieure). Les intraclastes (10-15%) sont calcaires (biomicrites) ou argileux. La microfaune (40%) est composée par des débris d'échinodermes, mollusques, brachiopodes, gastéropodes, bryozoaires, polypiers et d'algues (Cyanophyceae) auxquels viennent s'ajouter de nombreux foraminifères benthiques de plate-forme : Textulariidae/Ataxophragmidae, Miliolidae, *Trocholina* sp. et *Pseudocyclammina* sp.
Le remplissage micritique d'un test de gastéropode a livré des fructifications (oogones) de charophytes. Les ooïdes, généralement ferrugineuses, sont fréquentes.

La transition entre les unités 3 et 4 est progressive. Les premiers épandages bioclastiques ont une matrice argileuse et renferment des galets mous de taille centimétrique. Ils s'organisent en bancs massifs (0,1 à 0,2 m) qui alternent avec des récurrences argileuses centimétriques. Devant l'importance croissante du détritisme bioclastique, ces dernières sont progressivement réduites à de simples joints qui soulignent l'organisation sédimentologique de ces sables à stratifications obliques.

Dans le détail, la moitié inférieure de cette quatrième unité est constituée par un empilement de corps sédimentaires, d'épaisseur métrique (1,5 m maximum), séparés par un joint argileux sombre d'épaisseur centimétrique (surfaces S1; N45°E, 40°SE).
L'organisation interne de chacun de ces corps est régie par une succession de bancs décimétriques de forme sigmoïdale, séparés par un film argileux millimétriques (surfaces S2; N45°E, 48°-50°SE). Les surfaces S1 et S2 montrent donc une différence angulaire maximum de 8 à 10°. En suivant une surface S2 vers l'amont ou vers l'aval, cette valeur tend à diminuer car les bancs deviennent asymptotiques aux surfaces S1 qui les encadrent.

L'ensemble de ces observations prouve que la moitié inférieure de l'unité 4 s'est mise en place sous l'action d'un courant bidirectionnel dont les deux composantes présentaient une différence d'intensité très marquée. Toutefois la relative fréquence de stratifications entrecroisées (cross bedding) suggère que cette différence d'intensité pouvaient s'estomper temporairement.

Au milieu de l'unité 4, ces dunes sous-marines de type sand-waves (ALLEN 1980) cèdent la place à une alternance de calcaires bioclastiques graveleux à matrice argileuse et de marnes franches. Les bancs calcaires qui supportent de nombreux galets argileux sont fortement bioturbés et la macrofaune est représentée par de nombreux petits brachiopodes associés à des ammonites (empreintes). Ces alternances réprésenteraient les faciès d'inter-dunes.
La moitié supérieure de l'unité 4 est à nouveau constituée par des sables bioclastiques massifs à stratifications obliques mais elles sont mal développées et peu visibles en raison de l'absence totale de fines.

L'unité 5 (35 m) marque le retour à une sédimentation hémipélagique argilo-carbonatée. Sa moitié inférieure où les intercalations argileuses (0,03-0,10 m) sont rares, est représentée par des calcaires argileux (wackestones; biomicrites) légèrement gréseux (QZ : 1%; D. moy. < 50 um) d'épaisseur métrique puis décimétrique. La microfaune est composée de Miliolidae, Textulariidae, Lituolidae, échinodermes, ostracodes et calpionelles. Ces dernières, bien que relativement rares, sont caractéristiques de la Zone D, soit du Berriasien supérieur.
Les interbancs marneux deviennent fréquents dans la moitié supérieure où l'on passent à une sédimentation alternante calcaires argileux/marnes. La composition de la microfaune ne montre aucun changement si ce n'est la présence supplémentaire de débris de gastéropodes et d'algues.

Les unités 5 et 6 sont séparées par une importante lacune d'observation qui atteint dans la coupe du Guiers Mort une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Pour SANTOS NARVAEZ (1980) cette lacune correspondrait latéralement (coupes du Guiers Vif, de la Pointière et des Granges du Grapillon) a une sédimentation de calcaires fins, voire sublithographiques (biomicrites à biopelmicrites) à Miliolidae, Textulariidae (abondants), algues (oncoïdes pouvant atteindre une taille centimétrique), gastéropodes, rudistes, *Nautiloculina* sp., *Trocholina alpina, T. elongata, Pseudocyclammina* sp., *Pfenderina neocomiensis* et calpionelles (très rares, *Tintinnopsella carpathica* et *Calpionella alpina*). A la Pointière, cinq niveaux marneux (0,05 à 0,15 m) viennent s'interstratifier dans ces boues carbonatées (cf. 7.2.2).

La moitié inférieure de **l'unité 6** (20 m) est représentée par des biomicrites argileuses (wackestones), faiblement gréseuse (QZ : 5-7%; D. moy. 50 um, D. max. 120 um) qui passent ensuite à des calcaires argileux biodétritiques et gréseux (QZ : 25%; D. moy. 100 um, D. maxi 140 um). La microfaune est composée de débris d'échinodermes associés à des foraminifères benthiques de plate-forme (Textulariidae/Ataxophragmidae, *Conicospirillina basiliensis, Trocholina* sp.) et à des calpionelles dont *Lorenziella hungarica* qui permet d'attribuer cette sixième unité à la sous-zone D3, c'est-à-dire au Berriasien terminal ou au Valanginien basal.

Les unités 7, 8 et 9 correspondent à la Formation du "Calcaire du Fontanil" (STEINHAUSER 1969 et 1970) qui est particulièrement épaisse dans les gorges du Guiers Mort.

L'unité 7 a une épaisseur de 165 m. Elle délimite un ensemble de calcaires biodétritiques grossiers à patine ocre dans lequel les intercalations argileuses sont très rares. Ces sables bioclastiques (calcarénites ou calcirudites (rare)) supportent des lithoclastes (20-30%; micrite gréseuse et ferrugineuse azoïque, biomicrite à algues et débris coquilliers, micrite argileuse) de taille millimétrique. Son tiers inférieur se distingue par une matrice micritique à plages microsparitiques qui cède ensuite la place à un ciment sparitique. Leur contenu faunistique est très varié. La macrofaune est composée par de gros fragments (jusqu'à 7 mm) de rudistes, polypiers et d'échinodermes. La microfaune est représentée par de nombreux foraminifères benthiques de plate-forme (Miliolidae, Textulariidae, Lituolidae, *Trocholina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Conicospirillina basiliensis, Pseudotextulariella salevensis*) et par des algues (Dasycladaceae et Codiaecae).
Une forte micritisation affecte la totalité de ces bioclastes.

D'aspect massif, à l'affleurement, ces sables peuvent présenter une linéation en section polie ou en lame mince. Cette dernière trouve son origine dans la superposition de petites séquences de dépôt granoclassées dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques centimètres. A leur sommet, le ciment sparitique cède la place à une matrice micritique.

Le détritisme argileux envahit **l'unité 8** (32 m). Ces calcaires argileux (peldolomicrosparite) puis ces alternances de calcaires (pelsparites) et de marnes sont très gréseux (20-25% maximum). Cette huitième unité a livré une microfaune rare et peu diversifiée de foraminifères benthiques (Textulariidae principalement).

Les interbancs argileux disparaissent dans la moitié inférieure de **l'unité 9** (42 m). Cette dernière enregistre une diminution progressive du pourcentage de quartz détritique (10% puis 5%) alors que le microfaciès passe à des biopelmicrites puis à des biosparites. Parallèlement, la microfaune s'enrichit en débris d'échinodermes, ostracodes et d'algues. La majorité des pellets et des bioclastes sont ferrugineux.

En amont de St-Laurent-du-Pont, à l'entrée des gorges du Guiers Mort, débute une route forestière qui mène vers le SSW à la Chartreuse de Curière puis au col de la Charmette. A la sortie du Tunnel de la Galère, la Formation du Calcaire du Fontanil se présente en pente structurale avec une orientation N40°E et un pendage de 55° à 60° vers le SE. Cet affleurement montre une succession de dépôts granoclassés dont le terme basal érosif est grossièrement bioclastique (débris coquilliers pratiquement intact). Il est surmonté par des sables calcarénitiques à hummocky cross stratification de longueur d'onde pluridécimétrique. Ce second terme est recouvert par des sables bioclastiques très fins à ripples symétriques, fréquemment anastomosés. Ces derniers ont une longueur d'onde centimétrique (5 à 6 cm) et une faible amplitude (1 cm). Leurs crêtes sont orientées N35°-40°E.
Une intense activité biologique (traces d'organismes fouisseurs) se développe au toit de ce troisième terme. Elle peut localement oblitérer les figures sédimentaires. Enfin, un dépôt argileux d'épaisseur centimétrique, termine la séquence.

L'unité 10 a une épaisseur de 35 m (y compris une lacune d'observation d'une dizaine de mètres. Elle correspond aux "Calcaires à silex".
A la base, ces calcaires gréseux (QZ : 10%) finement bioclastiques (packstones, biopelmicrites), en bancs décimétriques, alternent avec des lits centimétriques marneux ou marnocalcaires. Ce premier ensemble a livré une macrofaune de lamellibranches (*Alectryonia rectangularis*) et de gastéropodes (nérinées).

Les interbancs argileux disparaissent ensuite et l'on passe à des sables calcarénitiques propres (grainstones, biopelsparites) à rides de vagues et hummocky cross stratifications. Ils sont légèrement gréseux (QZ : 1 à 2%; D. moy. < 50 um) et glauconieux (épigénisation des débris d'échinodermes et de bryozoaires). La bioturbation y est bien développée, notamment sous forme de pistes de fuite.

Le détritisme argileux se développe brutalement et massivement avec **l'unité 11**. Ces sédiments argilo-carbonatés, attribués à l'Hauterivien, sont affectés par des glissements synsédimentaires. Ces resédiments présentent un état de démantèlement qui les situe entre un slump et une coulée boueuse.

7.2.2 Coupe de la Pointière.

La coupe de la Pointière est située à l'Est de St-Laurent-du-Pont, le long de la route forestière qui franchit la barre calcaire des Rochers du Fetrus (anticlinal occidental de la Chartreuse, fig. 32 et tabl. 1 : n° 4).
Ce superbe affleurement permet d'observer sur 30 à 40 m, la succession des dépôs du Berriasien supérieur et du Valanginien basal.

Cette coupe qui débute à une altitude de 1050 m a été figurée par SANTOS NARVAEZ (1980) qui en a donné une description pétrographique et biostratigraphique précise.

Description (fig. 35).

L'unité 1 est visible sur 6 à 7 m. Elle est constituée par des calcaires beiges (grainstones; biointrasparites) en bancs d'épaisseur métrique. La macrofaune est dominée par les rudistes (*Valletia* sp., *Monopleura* sp.) auquels viennent s'associer d'autres organismes périrécifaux (gastéropodes : nérinées et lamellibranches : *Trichites* sp.) et une microfaune de foraminifères benthiques (Miliolidae, Textulariidae, *Trocholina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Pfenderina neocomiensis*).

Dans la partie sommitale de cette première unité, les rudistes se font plus rares et la roche prend un aspect laminé. Ces laminations, bien visibles en section polie, sont d'ordre granulométrique. Il s'agit d'une succession de lits plurimillimétriques constitués alternativement par des sables bioclastiques (grainstones) fins et grossiers. Les sables fins qui montrent de nombreux keystone vugs pénètrent per descendum, les horizons de sables grossiers où il constituent un sédiment interne formant plancher.
Le contact supérieur de l'unité 1 est souligné par une surface érosive et ferrugineuse. Il est aussi perforé par de nombreux terriers dont le remplissage est assuré par un sable ferrugineux finement bioclastique et bréchique.

L'unité 2 (10 à 12 m) délimite un ensemble de calcaires fins et parfois sublithographiques. Ce sont des mudstones/wackestones (pelmicrites, biomicrites) en bancs décimétriques à métriques. Le premier d'entre eux dont la limite supérieure est soulignée par un film ferrugineux, est fortement perforé (terriers).

Cette seconde unité est caractérisée par la présence d'abondantes pelotes algaires (*Lithocodium* sp.), de taille centimétrique, auquelles viennent s'ajouter des Dasycladaceae, des foraminifères benthiques (Textulariidae, Miliolidae, *Trocholina* sp.), des gastéropodes et des ostracodes. Enfin, SANTOS NARVAEZ (1980) y signale la présence de rares calpionelles dont *Calpionella alpina* et *Tintinnopsella carpathica* (?).

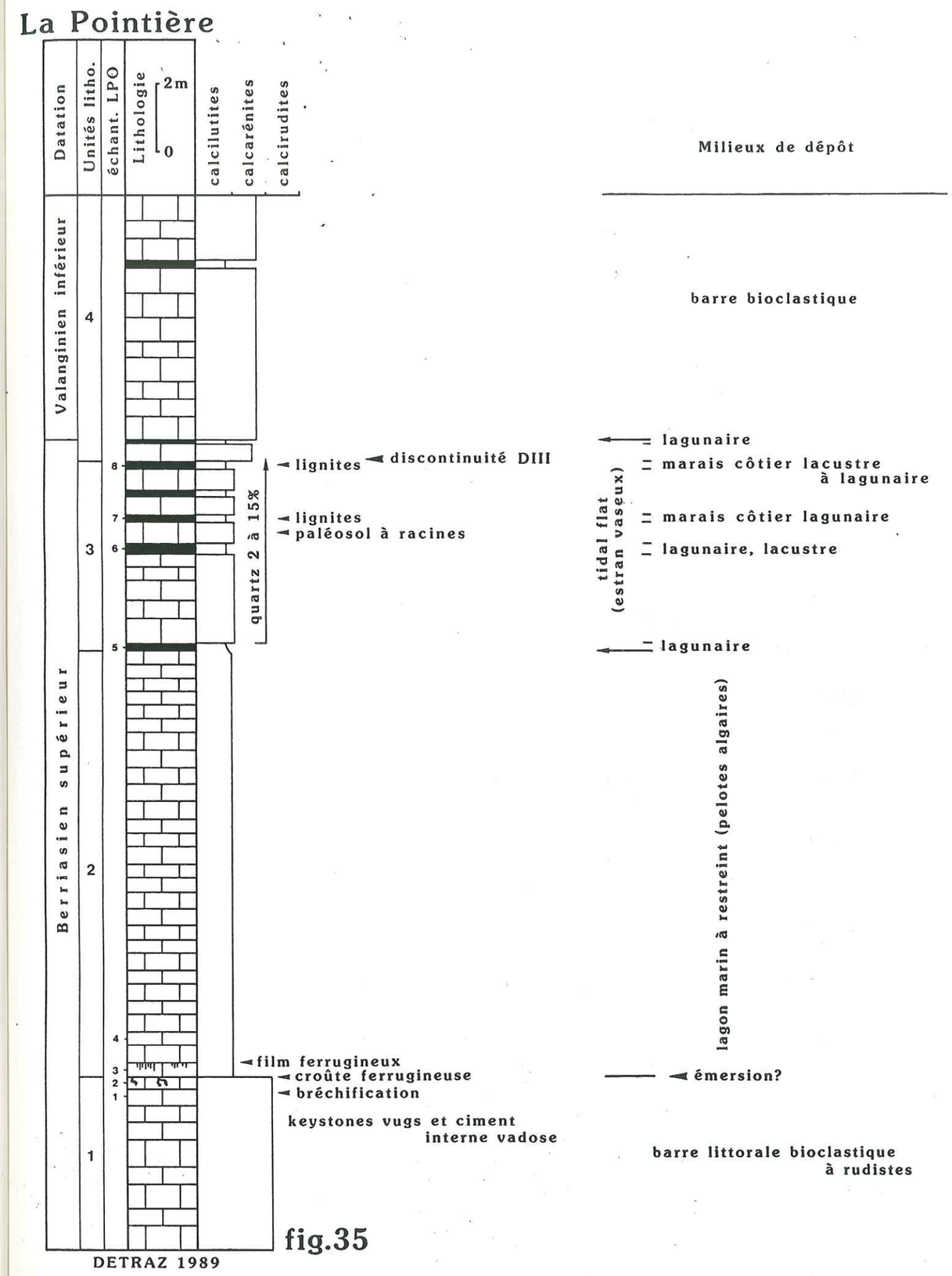


fig.35

L'unité 3 (6 à 7 m) est lithologiquement la plus variée. Elle est essentiellement formée par des calcaires fins (mudstones/wackestones; biomicrites, biopelmicrites) et gréseux (QZ : 2 à 5%, D. moy. 80 um, D. maxi. 120 um), en bancs décimétriques à métriques (1 à 1,5 m maximum). Mis à part la présence de quelques rudistes, leur contenu faunistique est identique à celui décrit pour l'unité 2.

Mais tout l'intérêt de cette troisième unité réside dans les cinq horizons argileux qui viennent s'interstratifier dans cette sédimentation de boues carbonatées.

Les deux premiers ainsi que le cinquième dont les épaisseurs respectives atteignent 5, 15 et 10 cm sont exclusivement argileux tandis que le troisième et le quatrième sont recoupés par un horizon de lignite. D'autre part, de superbes traces de racines sont visibles au toit du banc de calcaires noduleux qui supporte le troisième interbanc argileux et ligniteux.

Les échantillons prélevés dans ces cinq niveaux argileux ont été étudiés par P.O. Mojon (Univ. Genève) pour les charophytes et les ostracodes et par le Dr. J. Medus (Univ. Marseille) pour la palynologie (éch. LPO 7 et 8 uniquement).

Les résultats détaillés, en commençant par le niveau le plus âgé, sont les suivants.

échantillon LPO 5 :

- Dasycladacées : -*Clypeina* sp

- Ostracodes :
  - -*Bairdia major* DONZE 1964
  - -*Cythereis matura* OERTLI 1966
  - -*Valendocythere divisa* (OERTLI 1966)

Milieu de dépôt : lagon marin.

échantillon LPO 6 :

La liste de faune citée par SANTOS NARVAEZ (1980, p. 61 : éch. 1014) est ici révisée, corrigée et complétée.

- Dents de poissons marins (Pycnodontes)

- Dasycladacées : -*Clypeina* sp.

- Foraminifères benthiques :
  - -Miliolidae
  - -*Everticyclammina* sp.
  - -*Nautiloculina cretacea* PEYBERNES 1976
  - -*Trocholina alpina* LEUPOLD et BIGLER 1935

- Ostracodes :
  - -*Asciocythere* sp.
  - -*Kentrodictyocythere typica* DONZE 1968
  - -*Bairdia major* DONZE 1964
  - -*Cypridea valdensis obliqua* WOLBURG 1959
  - -*Cytherella* sp.
  - -*Cytherelloidea* sp.

  - -*Lycopterocypris ? sabaudiae* DONZE 1964
  - -*Macrodentina (Dictyocythere) mediostricta* (SYLVESTER-BRADLEY 1956)
  - -*Valendocythere divisa* (OERTLI 1966)
  - -*Valendocythere helvetica* (OERTLI 1966)

- Charophytes :
  - -*Feistiella bijuescensis* SCHUDACK 1986
  - -*Globator nurrensis nurrensis* (PECORINI) GRAMBAST 1974
  - -*Perimneste micrandra* GRAMBAST 1967

Age : Berriasien supérieur (Zone M_{5a}).

Milieu de dépôt : mixte avec un mélange de faunes et de flores marines (poissons, clypéines et ostracodes), lagunaires (*Macrodentina mediostricta* très abondants) et lacustres (charophytes et *Cypridea valdensis obliqua*). Il s'agit d'un environnement de dépôt situé à l'interface entre le milieu marin (lagon marin peu profond pouvant devenir lagunaire par confinement) et terrestre (lacustre).

échantillon LPO 7 :

- Dents de poissons marins (Pycnodontes)

- Foraminifères benthiques : *Trocholina alpina* LEUPOLD et BIGLER 1935

Milieu de dépôt : interface entre un milieu de lagon marin et un marécage côtier de type paralique. Ce lavage n'a livré aucune faune caractéristique du milieu lacustre.

échantillon LPO 8 :

Ce lavage a été effectué dans le niveau marneux comprenant le seul lit de lignite qu'ait signalé SANTOS NARVAEZ (1980, éch. 1012A).

- Débris d'os (reptiles)

- Foraminifères benthiques :
  - -*Lenticulina* sp.
  - -*Trocholina alpina* LEUPOLD et BIGLER 1935

- Ostracodes :
  - -*Bairdia major* DONZE 1964
  - -*Cypridea valdensis obliqua* WOLBURG 1959

- Charophytes :
  - -*Feistiella bijuescensis* SCHUDACK 1986
  - -*Flabellochara grovesi* (HARRIS) GRAMBAST 1962
  - -*Globator nurrensis nurrensis* (PECORINI) GRAMBAST 1974
  - -*Perimneste micrandra* GRAMBAST 1967.
  - -*Nodosoclavator* ? sp.
  - -*Mesochara* sp.

- Palynoflore : spores et pollens.

Age : Berriasien supérieur.

Milieu de dépôt : interface entre un lagon marin et un marécage côtier de type paralique où se développait une végétation dominée par les Ptéridophytes ("fougères"). Contrairement à l'échantillon LPO 7, les espèces représentatives du milieu lacustre sont ici dominantes.

La partie sommitale de cette troisième unité est marquée par le retour d'une sédimentation de boues carbonatées à rudistes. Elle est interrompue par un dernier joint argileux (2 à 3 cm) qui a livré une microfaune d'ostracodes marins (SANTOS NARVAEZ 1980) et *Perimneste micrandra* ainsi que *Globator nurrensis* cf. *steinhauseri* MOJON 1989 (Zone M_{5b}) à l'état remanié.

Par la suite, une sédimentation finement bioclastique s'installe progressivement au sein de **l'unité 4** (10 à 15 m) dont la base montre des tapis algaires. Ces packstones/grainstones (biopelmicrites/sparites ou microsparites) renferment une abondante microfaune de foraminifères benthiques et d'algues (Dasycladaceae) associée à des débris d'échinodermes, de gastéropodes et de polypiers. Cette quatrième unité passe en continuité à des calcaires biodétritiques (packstones/grainstones) en bancs décimétriques à métriques séparés par de rares interbancs argileux. Ces dépôts représenteraient la base de la Formation du Calcaire du Fontanil.

7.2.3 Coupe des Granges du Grapillon.

La coupe des Granges du Grapillon est située sur le flanc WNW du Mont Outheran (anticlinal médian du massif de la Chartreuse, fig. 32 et tabl. 1 : n° 6). La route nationale 6 traverse le hameau des Gros Louis où débute une route forestière qui permet d'accéder à la coupe. Cette dernière débute à 980 m d'altitude.

Elle a déjà été figuré par SANTOS NARVAEZ (1980) qui en a donné une description pétrographique et micropaléontologique. Toutefois, l'aspect sédimentologique a été négligé malgré la présence d'abondantes et superbes figures sédimentaires. Le texte qui suit a donc pour but essentiel de combler cette lacune, tout en complètant ponctuellement le travail de SANTOS NARVAEZ (1980).

Description (fig. 36).

L'unité 1 (55 m) est constituée par des calcaires biodétritiques (calcarénites; biosparites/micrites), en bancs décimétriques (0,1 à 0,3 m) avec des joints de stratification onduleux. Les argiles en sont pratiquement absentes. Elles n'apparaissent qu'au toit de certains bancs plus épais ou sous la forme d'intraclastes argilo-carbonatés.
Les bioclastes (40 à 50%) sont représentés par des fragments de bryozoaires, échinodermes, gastéropodes, brachiopodes et de serpules coloniaux. Ils sont associés à de nombreux foraminifères benthiques (Miliolidae, Textulariidae, Lituolidae (grandes formes encroûtantes), *Trocholina* sp. *Nautiloculina* sp.).
Les algues sont abondantes, notamment les Dasycladaceae et les Cyanophyceae qui encroûtent les fragments coquilliers.

Ces particules bioclastiques, souvent ferrugineuse, sont affectées par une micritisation (microperforations, enveloppes micritiques) partielle ou totale et la cimentation est assurée par un ciment précoce syntaxial (plaques d'échinodermes) puis par une sparite ou une microsparite. Dans la partie sommitale de ces dépôts, ce ciment est souvent remplacé par une matrice micritique.

Ces sables biodétritiques montrent de superbes séquences granoclassées avec une base érosive surmontée par une accumulation de gros débris coquilliers associés à des fragments centimétriques de tiges de crinoïdes.

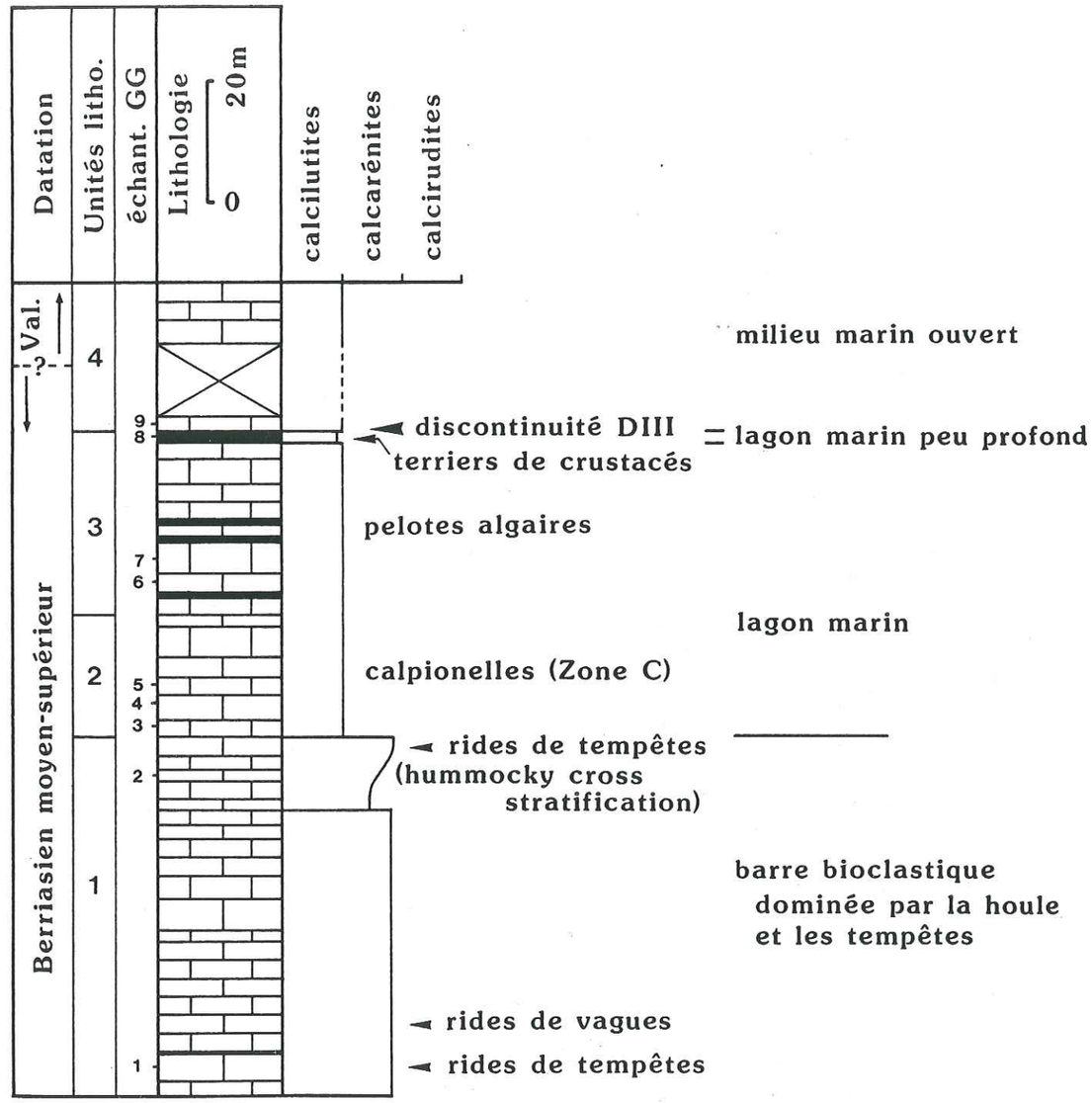


fig.36

Le classement s'améliore dans la partie supérieure de ces dépôts où se développent de superbes structures sédimentaires de type hummocky cross stratification.

Ces sables bioclastiques déposés en milieu de haute énergie cèdent brusquement la place à une accumulation de boues carbonatées plus ou moins argileuses que délimite **l'unité 2** (20 à 25 m).
Ces wackestones/packstones (biopelmicrites, peldolomicrites, biomicrites), en bancs d'épaisseur décimétrique à métrique sans intercalation argileuse, ont livré une microfaune de foraminifères benthiques (Miliolidae, Textulariidae, Lituolidae (grandes formes agglutinantes), *Trocholina* sp.) associés à des fragments de d'échinodermes, de gastéropodes et à de rares calpionelles dont *Tintinnopsella carpathica* (forme moyenne) et *Calpionella alpina.*

Dans la moitié supérieure de cette seconde unité commence à se développer une microfaune algaire (*Lithocodium* sp., *Thaumatoporella* sp., *Bacinella* sp.) alors que le détritisme gréseux (QZ : 1 à 2%; D. moy. < 50 um, D. maxi. 150 um), présent dans sa moitié inférieure, disparait.
Dans la coupe de la Gorgeat, située à 2 km au NNE des Granges du Grapillon, SANTOS NARVAEZ (1980) a signalé la présence de *Keramosphaera allobrogensis* à la base de cette deuxième unité.

L'unité 3 (30 m) délimite un ensemble de calcaires fins, parfois sublithographiques (wackestones gréseux (QZ : < 20%); biomicrites, biopelmicrites) qui se présentent en bancs décimétriques à métriques (0,5 à 3 m). Ces derniers sont séparés par des interbancs plus argileux (0,1 à 0,3 m), fortement bioturbés, qui prennent un aspect bréchique.

Dans cette troisième unité, la microfaune est largement dominée par les algues. Les Codiaceae qui sont parmi les plus fréquentes peuvent former des pelotes algaires centimétriques, bien visibles à l'affleurement. Ces biopisolithes abondent particulièrement en sommet de banc.
Des fragments d'échinodermes associés à des foraminifères benthiques (Miliolidae, Textulariidae, *Trocholina* sp., *Pseudocyclammina* sp.) et à des ostracodes complètent la microfaune. Quant à la macrofaune, elle est représentée par des gastéropodes (abondants).
Les interbancs marneux ont livré les ostracodes suivants : *Bairdia* sp., *Valendocythere* aff. *divisa* (OERTLI) et *Protocythere* sp. (SANTOS NARVAEZ 1980).

A l'extrémité sommitale de cette troisième unité, se développe un horizon argileux (0,4 m) fortement bioturbé (terriers de crustacés) dans lequel SANTOS NARVAEZ (1980, p. 43 : éch. 240A) a cité une abondante microfaune d'ostracodes qui lui a permis de l'attribuer au Berriasien supérieur. Toutefois vu l'importance chronostratigraphique et paléogéographique que revêt cet horizon, son âge se devait d'être confirmé par un nouvel échantillonnage. Cet échantillon (GG 8), analysé par P.O. Mojon, a livré l'association d'organismes [30] suivante :

- Dasycladacées :-*Clypeina* sp.

- Foraminifères benthiques :
  - -*Choffatella* sp.
  - -*Everticyclammina* sp.
  - -*Trocholina alpina* LEUPOLD et BIGLER 1935

30) La liste qui suit révise, corrige et complète la liste des formes citées par SANTOS NARVAEZ (1980)

- Ostracodes :
  - -*Asciocythere* sp.
  - -*Bairdia major* DONZE 1964
  - -*Cythereis matura* OERTLI 1966 (abondant mais pas dominant)
  - -*Cytherella* sp.
  - -*Eocytheropteron abundens* (DONZE 1964)
  - -*Cytherelloidea* sp.
  - -*Euryitycythere* sp.
  - -*Lycopterocypris* ? *sabaudiae* DONZE 1964
  - -*Paracypris arcuatilis* DONZE 1964
  - -*Valendocythere helvetica* (OERTLI 1966)
  - -*Valendocythere divisa* (OERTLI 1966)
  - -*Pseudoprotocythere aubersonensis* OERTLI 1966
  - -*Schuleridea mediocaudata* DONZE 1964

Age : Les ostracodes sont caractéristiques du Berriasien supérieur. Il s'agit d'un équivalent de la Formation de Vions (OERTLI et STEINHAUSER 1969).

Milieu de dépôt : tous les microfossiles cités sont marins. Ces argiles se sont déposées dans un lagon marin peu profond.

Après une lacune d'observation d'une dizaine de mètres, **l'unité 4** (10 m) voit se développer une sédimentation de boues carbonatées (wackestones; biomicrites, biopelmicrites) gréseuses (QZ : 2 à 5%) à algues (fréquentes), foraminifères benthiques (Miliolidae, Textulariidae, *Trocholina* sp., *Pseudocyclammina* sp.) dont *Pfenderina neocomiensis.*
La position de la limite Berriasien-Valanginien est imprécise. Elle passerait au toit ou au mur de l'unité 4.

Une seconde lacune d'observation de quelques mètres masque le passage entre cette quatrième unité et **l'unité 5** qui correspond à la Formation du Calcaire du Fontanil.

7.2.4 Coupe de Plan Martin.

La coupe de Plan Martin est située sur le flanc Sud de la Montagne du Joigny (fig. 32 et tabl. 1 : n° 10). Elle a déjà été décrite et datée, grâce aux calpionelles, par GIDON et al. (1967; Coupe G : Thalwegs du Cozon et du Ruisseau des Pins). Seules les quatre premières unités lithologiques définies par ces auteurs nous intéressent ici. Elles affleurent dans le thalweg du Cozon entre le village supérieur d'Entremont-le-Vieux (Plan Martin) et le pont reliant ce dernier au lieu-dit : La Réduire.

Description (fig. 37).

L'unité 1 représente le toit des calcaires sublithographiques du Jurassique supérieur. Ce sont des biomicrites (mudstones) à radiolaires, saccocomidés, globochaetes et calpionelles. Ces dernières sont représentées par *Tintinnopsella carpathica* (petite forme) mais surtout par *Praetintinnopsella andrusovi* qui permettent de dater ces dépôts hémipélagiques du passage Tithonique moyen-supérieur.

L'unité 2 (40 m) correspond aux "Couches à ciment" qui sont exploitées industriellement en Chartreuse. Ces dépôts argilo-carbonatés surmontent sans transition les micrites hémipélagiques de l'unité 1. Après une dizaine de mètres, ils sont interstratifiés par des resédiments bioclastiques de texture packstone ou grainstone.

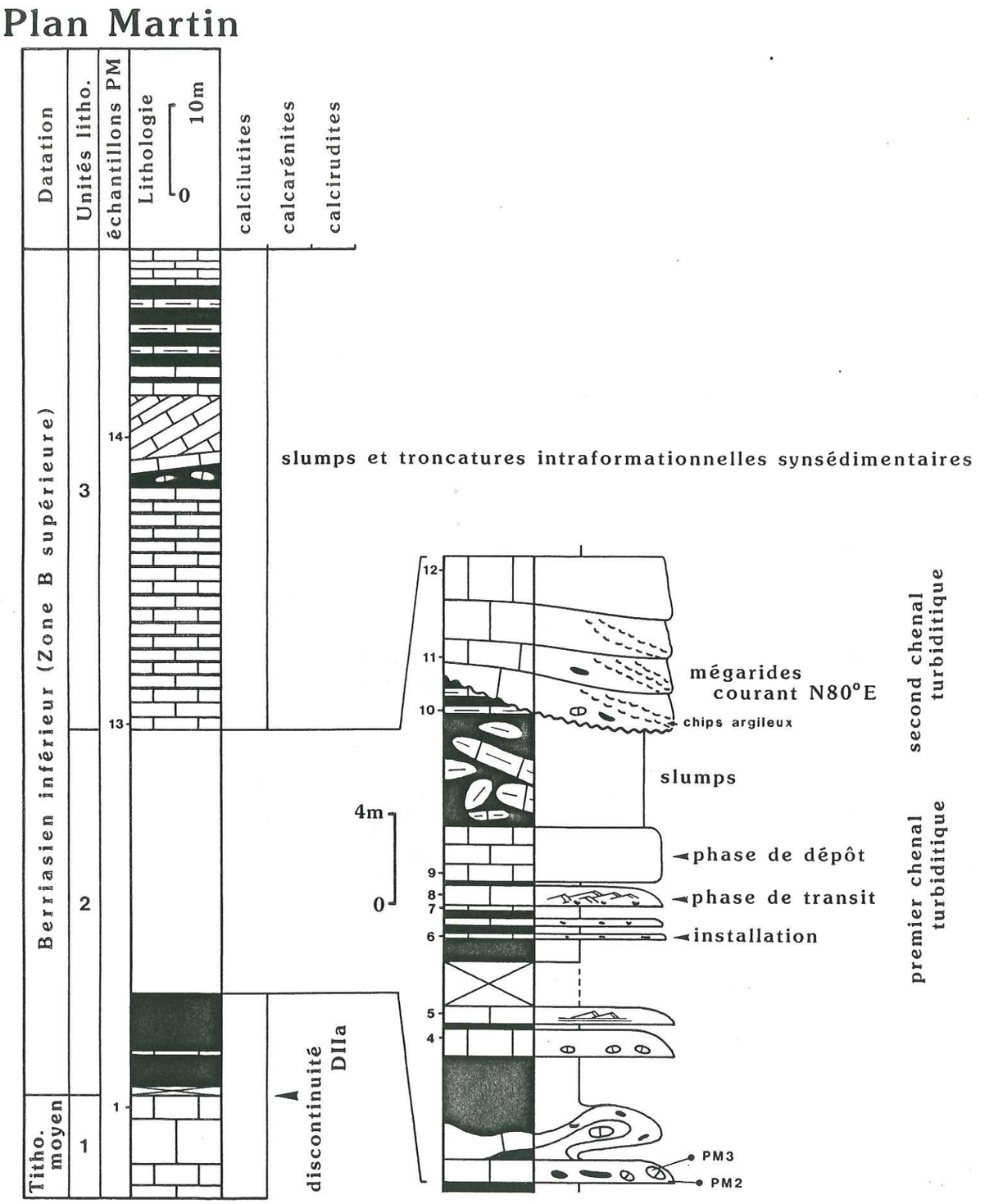


fig.37

Ces sables calcarénitiques remanient une microfaune variée (30-50%) où se côtoient, échinodermes, bryozoaires, mollusques, gastéropodes, brachiopodes, éponges, aptychus, serpules coloniaux (parfois abondants), algues (*Clypeina* sp., parfois abondante) et des foraminifères benthiques (Miliolidae, Textulariidae/Ataxophragmidae, *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., Lituolidae). La plupart de ces bioclastes sont affectés par une micritisation partielle (enveloppes micritiques) ou totale. Cette matrice biodétritique, moyennement à bien classée, supporte des lithoclastes millimétriques à centimétriques. Ce sont des intraclastes (galets mous) arrachés aux dépôts argileux sous-jacents ou des éléments de calcaires micritiques (biomicrites à calpionelles, globochaetes, radiolaires et rares échinodermes) datés du Tithonique terminal/Berriasien basal (sous-zone A3 ou limite des Zones A et B) ou du Berriasien inférieur (Zone B inférieure).

Les premières arrivées de ces sables biodétritiques étaient sporadiques. Elles s'organisent en bancs granoclassés d'épaisseur décimétrique à métrique (1,2 m maximum). Leur décantation s'accompagnait de mouvement de traction sur le fond comme en témoigne la présence de lamination planes parallèles surmontées par des rides de courants (ripples). Certains de ces resédiments ont été repris après leur dépôt par des glissements synsédimentaires de type slump.

Par la suite, ces épandages s'amalgament pour former successivement deux corps sableux d'épaisseur plurimétrique et d'extension finie. Ces derniers sont séparés par horizon slumpé dont le matériel (biomicrite faiblement gréseuse (QZ : 1%) à calpionelles et échinodermes) a été attribué à la zone B supérieure. Le premier d'entre eux est constitué par une succession de dépôts stratocroissants. Les premières accumulations bioclastiques (biointrasparite) ne dépassent pas 0,2 m d'épaisseur. D'extension latérale réduite (5-6 m maximum), elles ont une forme nettement concave vers le haut et sont séparées par sédiments hémipélagiques autochtones. Ces derniers ont livré des associations de calpionelles typiques de la Zone B supérieure, soit du Berriasien inférieur. Rapidement, le détritisme bioclastique s'affirme et ces interbancs à caractère hémipélagique disparaissent.

Les premiers apports sont nettement granoclassés. Ces dépôts de décantation-traction montrent, de bas en haut, une succession de ripples d'amplitude décroissante alors que des petites rides sous alimentées se développent dans leur frange sommitale argileuse.

Contrairement à la première, la seconde accumulation sableuse a un contact basal nettement érosif que THIEULOY (1965) avait déjà remarqué. Le comblement de cette structure chenalisante large de 40 à 50 m, est assuré par des sables calcarénitiques propres (grainstones, biointrasparites). Ces derniers montrent des rides de courant (mégaripples) d'amplitude décimétrique (0,4 m) dont les foresets laminae sont soulignés par la présence de petits galets de calcaires argileux. Visibles en deux dimensions, ces structures présentent des pendages de 20 à 40° vers le NE (N50°E) et de 15 à 20° vers le SE (N140°E). Le courant de traction responsable de ce flux sédimentaire se déplaçait donc d'Ouest en Est.
Le sommet et les bordures de cette seconde accumulation de sables calcarénitiques sont représentés par des resédiments légèrement plus fins et mieux classés.

L'unité 3 (50 m) marque le retour à une sédimentation monotone de boues carbonatées que le détritisme argileux envahit progressivement. Ces biomicrites (mudstones/wackestones à calpionelles, aptychus associés à des fragments de gastéropodes et d'algues à la base de l'unité) faiblement glauconieuses et micacées (biotite) sont datées de la Zone B supérieure. Cette sédimentation hémipélagique est affectée par des troncatures intraformationnelles synsédimentaires et par des slumps.

Cette troisième unité est couronnée par une récurrence de calcaires micritiques clairs. Ce sont les "bancs blonds pseudotithoniques" de GIDON et al. (1967, p. 91). Ils sont datés, eux aussi, de la Zone B supérieure.

7.2.5 Coupe du Torrent du Rouselet.

Le torrent du Rouselet draine le flanc Est de la Pointe de la Gorgeat (fig. 32 et tabl. 1 : n° 11). La coupe a été relevée dans son thalweg. elle débute au Pont du Rouselet (901 m), situé sur la route D 912, et se termine à l'altitude de 1200 m.

description (fig. 38).

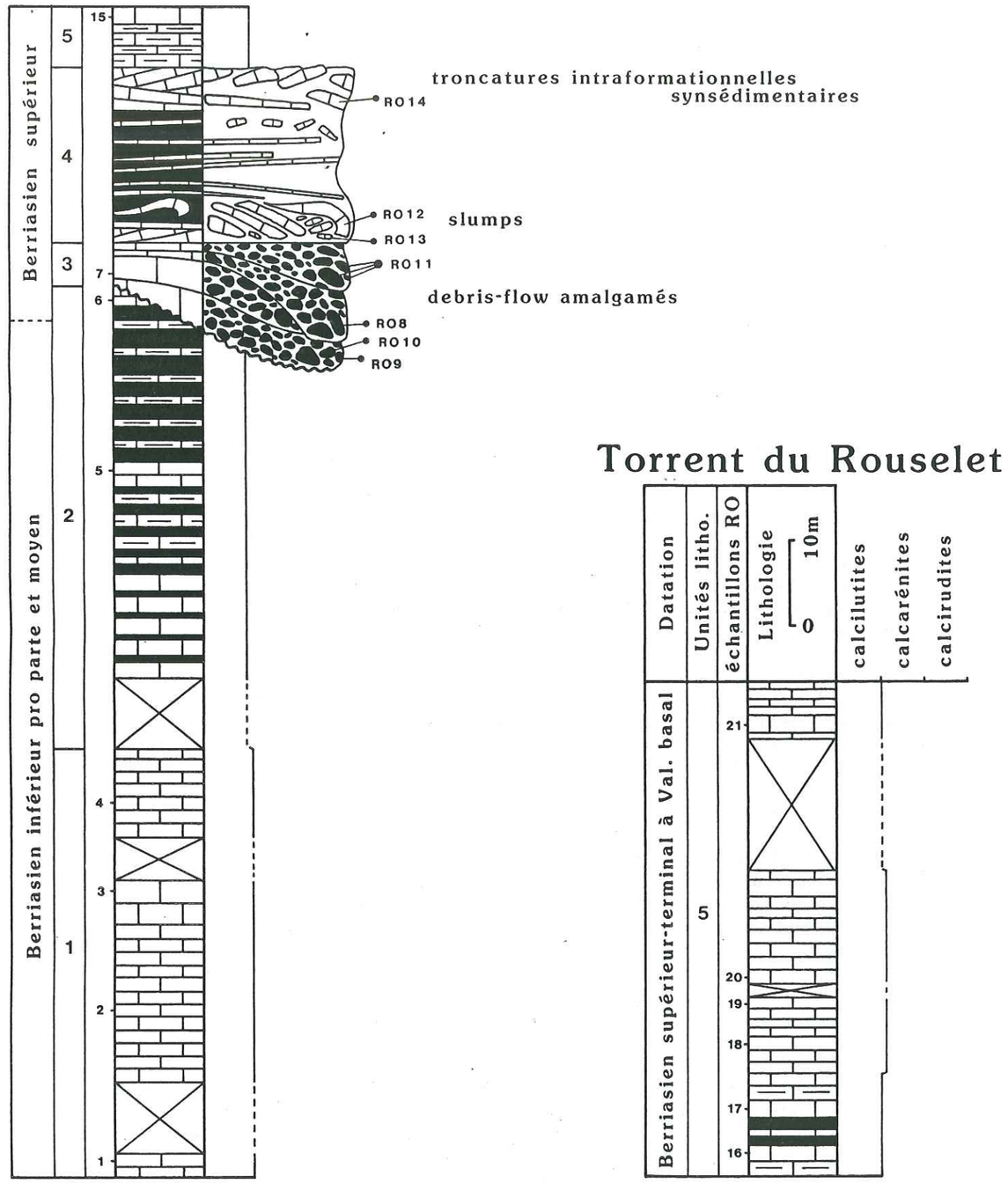
Epaisse de 190 m, la coupe du torrent du Rouselet laisse affleurer les dépôts du Berriasien moyen et supérieur. Cette sédimentation hémipélagique monotone de calcaires plus ou moins argileux et de marnes finement bioclastiques est interrompue par une accumulation massive de resédimentations grossières (debris-flow et slumps).

L'unité 1 a une épaisseur de 50 m (y compris deux lacunes d'observation de 8 m et de 5 m). Elle est constituée, en totalité, par des biomicrites gréseuses (wackestones; QZ : 2 à 3%; D. moy. 70 um, D. max. 140 um) en bancs décimétriques. La microfaune (10%) est représentée par des échinodermes, mollusques, foraminifères benthiques (Textulariidae/Ataxophragmidae, agglutinants indét.) et des calpionelles. Ces dernières permettent de dater ces sédiments hémipélagiques bioturbés des Zones B supérieure et C, soit du Berriasien inférieur pro parte et moyen.

Après une lacune d'observation de 8 à 10 m, **l'unité 2** (40 m) débute par des alternances régulières de calcaires bioclastiques et argileux, en bancs décimétriques (0,3 à 0,5 m) séparés par des interbancs argilo-carbonatés centimétriques à décimétriques (0,05 à 0,2 m). Ces derniers prennent, par la suite, une importance croissante et la sédimentation évolue vers un pôle franchement argileux. Les échantillons prélevés dans les niveaux les plus calcaires (mudstones/wackestones; biomicrites) revèlent qu'il s'agit toujours d'une sédimentation hémipélagique faiblement gréseuse (QZ : 2 à 3%) à calpionelles, fragments d'échinodermes, débris coquilliers recristallisés et Textulariidae. Comme pour l'unité 1, les traces de bioturbation y sont abondantes. Le toit de cette seconde unité a été daté, par calpionelles de la sous-zone D1 (base du Berriasien supérieur).

L'unité 3 est constituée par un amalgame d'orthoconglomérats (debris-flow). Son épaisseur varie, dans les limites de l'affleurement, entre 4 et 10 m. Sa base est nettement érosive et la configuration de l'affleurement (deux plans d'observation perpendiculaires orientés respectivement N40°E et N130°E) permet d'ajouter que l'unité sous-jacente est surcreusée en direction de l'Ouest. De nombreuses ammonites (indéterminables) sont plaquées sur cette surface d'érosion.

Ces resédimentations grossières successives remanient des lithoclastes micritiques de taille centimétrique à décimétrique (0,2 m maximum) et de forme arrondie. Une dizaine d'entre eux ont été prélevés et tous présentent le même microfaciès. Ce sont des biomicrites (wackestones) finement gréseuses (QZ : 1 à 5%; D. moy. < 50 um, D. max. 120 um) et bioturbées à calpionelles, échinodermes, débris coquilliers recristallisés, Miliolidae, Textulariidae/Ataxophragmidae. Ils renferment des associations de calpionelles caractéristiques des Zones C? ou D (sous-zone D1). Leur matrice (60 à 70% du resédiment, biopelmicrite) présente les mêmes caractéristiques. Elle est d'âge Berriasien supérieur (Zone D, sous-zones D1 ou D2).
Cette succession de resédiments chenalisés et amalgamés ne présente aucune évolution granulométrique.



DETRAZ 1989

fig.38

L'unité 4 (15 à 20 m) a un aspect chaotique. Ce sont des alternances de calcaires argileux bioclastiques et de marnes slumpées. Les plus gros éléments calcaires (mudstones/wackestones; biomicrites gréseuses (QZ : 5%; D. moy. 50 um) peuvent atteindre une taille métrique.
Les axes des rouleaux de slump sont orientés N320°-340°E.

Dans certains galets, la microfaune bioclastique et pélagique (échinodermes, mollusques, *Lenticulina* sp., Miliolidae, Textulariidae, Lituolidae, globachaetes et calpionelles) peut représenter jusqu'à 15 à 10% du microfaciès.
Blocs et galets ont pu être datés grâce aux calpionelles. Ils appartiennent à la Zone C (galets) ou à la sous-zone D2 (blocs).
Le sommet de cette quatrième unité est en apparence plus homogène. Toutefois, de très belles troncatures intraformationnelles synsédimentaires y sont visibles.

L'unité 5 (60 à 70m visibles) marque le retour à une sédimentation hémipélagique de calcaires bioclastiques (wackestones) plus ou moins argileux. Ces biomicrites finement gréseuses (QZ : 2 à 3%; D. moy. 50 um) à empreintes d'ammonites, calpionelles, échinodermes, Miliolidae et Textulariidae sont datées, à la base, de la sous-zone D2 (Berriasien supérieur) et au sommet de la sous-zone D3 (Berriasien terminal-Valanginien basal).

7.2.6 Coupe du Malpassant.

La coupe du Malpassant est située sur la bordure occidentale du massif des Bauges (fig. 32 et tabl. 1 : n° 15) juste à l'arrière du chevauchement subalpin frontal. Elle est aisément accessible par l'Ouest depuis Méry ou par le Sud depuis Pragondran. Sur une épaisseur de 180 m, elle permet d'observer, dans de bonnes conditions, la limite Jurassique-Crétacé.

Description (fig. 39).

La coupe du Malpassant est caractérisée par une sédimentation monotone de calcaires francs puis d'alternances calcaire/marne passant progressivement à des dépôts dominés par le détritisme argileux.

L'unité 1, épaisse de 90 m, n'est d'abord représentée que par des calcaires hémipélagiques à saccocomidés et radiolaires. Après 60 m, apparaissent les premières calpionelles, attribuées à la Zone B inférieure (basale ?) qui indiquent un âge Berriasien inférieur. Elles sont conservées dans une dolomicrite en association avec une microfaune de globochaetes, d'échinodermes, mollusques, bryozoaires, microgastéropodes, Textulariidae, *Lenticulina* sp. Les dépôts sus-jacents sont des biomicrites à globochaetes et calpionelles d'âge Berriasien inférieur (Zone B inférieure).

L'unité 2 correspond à un chenal érosif dont la profondeur atteint 3 à 4 m. La calcirudite qui en assure le remplissage est composée à 5% par des intraclastes micritiques millimétriques à calpionelles appartenant au Berriasien inférieur (Zone B ou B inférieure). La matrice est une dolomicrite. Elle renferme 50% de bioclastes d'origines diverses : échinodermes, mollusques, éponges, algues (encroûtements de cyanophycées), *Tubiphytes* sp., *Rivularia* sp., *Lenticulina* sp., Textulariidae, foraminifères encroûtants, globochaetes et calpionelles (Zone B).
Plusieurs fragments pluridécimétriques de calcaires micritiques plissés (slumps) sont visibles dans ce chenal. Ils renferment des associations de calpionelles typiques de la Zone B inférieure (Berriasien inférieur).

La sédimentation pélagique calcaire reprend avec **l'unité 3** (5,5 m). Ces biomicrites à calpionelles sont attribuées au Berriasien inférieur (Zone B inférieure).

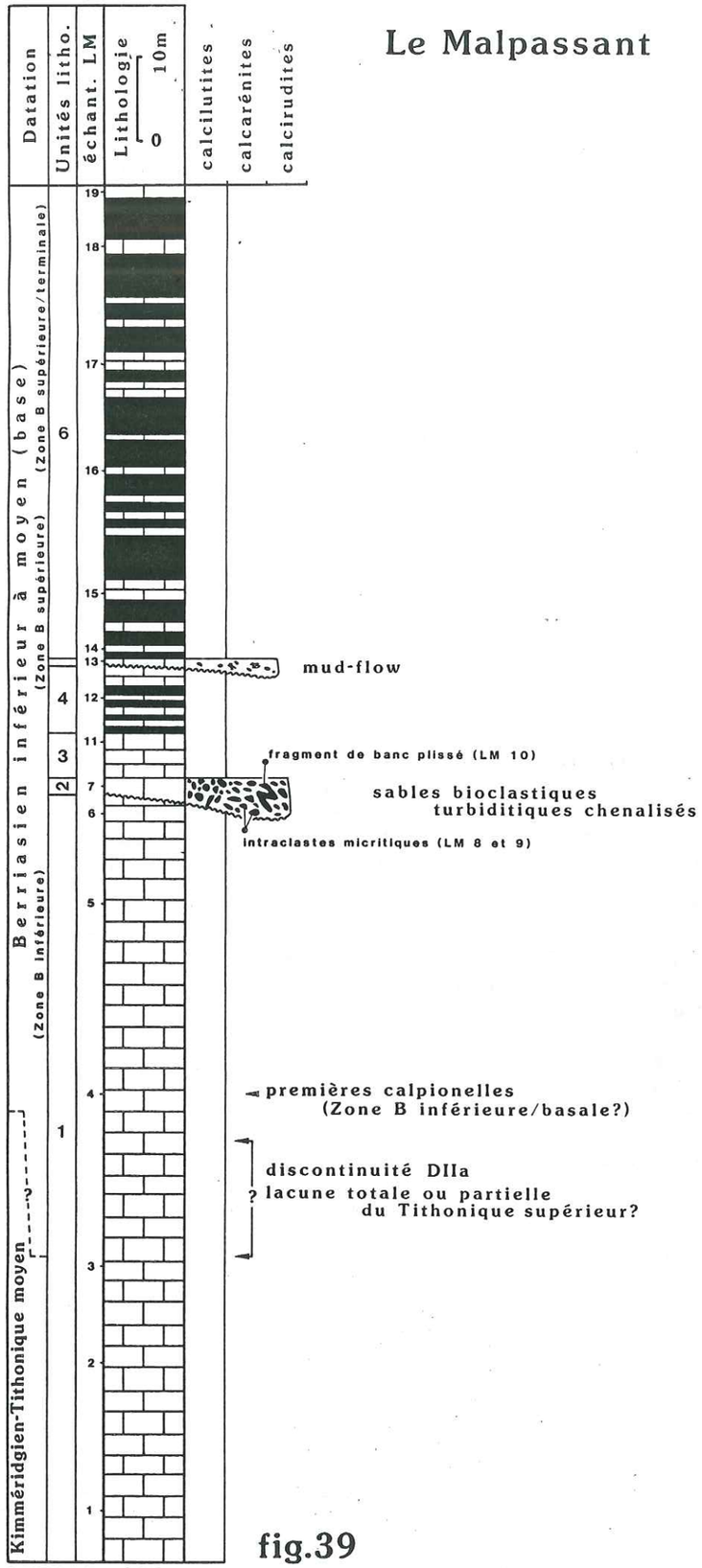


fig.39

DETRAZ 1989

La base de **l'unité 4** enregistre l'arrivée du détritisme argileux. Ces alternances, de calcaires micritiques clairs et de marnes, qui se développent sur 7-8 m sont très riches en empreintes d'ammonites (*Berriasella* sp.). Les bancs calcaires sont constitués par des biomicrites à globochaetes, échinodermes et calpionelles. L'apparition de la petite forme parabolique de *Calpionella alpina* au sein de cette quatrième unité, permet d'attribuer ces dépôts au Berriasien inférieur (milieu de la Zone B).

Cette sédimentation rythmique est troublée par l'arrivée d'une petite coulée boueuse **(unité 5)** de 0,5 m d'épaisseur. La matrice renferme de petits niveaux marneux plissotés et de très rares lithoclastes. Ces dépôts sont également datés du milieu de la Zone B.

Le détritisme argileux, relativement constant jusque là, augmente régulièrement au sein de **l'unité 6** qui atteint une épaisseur de 50-55 m. Les bancs calcaires se chargent progressivement en argiles et les interbancs marneux deviennent prépondérants. Des récurrences de faciès calcaires (micrites à calpionelles, globochaetes et échinodermes) permettent de dater cette unité marneuse de la Zone B supérieure/terminale, soit du Berriasien inférieur-base du Berriasien moyen.

7.2.7 Coupe du Col de Cherel.

Située dans la partie Nord du massif des Bauges (fig. 32 et tabl. 2 : n° 28), la coupe a été relevée sur le flanc oriental du col de Cherel (600 à 700 m au NE du col). Elle est accessible depuis l'extrémité Sud du lac d'Annecy (région de Doussard), par la route D 181 qui est ensuite relayée par un chemin forestier.

Epaisse de 75 m, la coupe du Col de Cherel permet d'observer en continu, la succession des dépôts compris entre L'Oxfordien supérieur et le Berriasien moyen. Elle est constituée à 58% par des calcaires fins à patine gris bleuté et à cassure esquilleuse gris sombre. Cette sédimentation hémipélagique est fréquemment interrompue par des resédimentations très grossières (37%) ou bioclastiques (5%).

Description (fig. 40).

La coupe du col de Cherel est caractérisée par une proportion élevée de resédiments qui viennent s'interstratifier dans une sédimentation hémipélagique carbonatée puis calcaréo-argileuse.

Le sommet de **l'unité 1** est représentée par des micrites ou biomicrites à radiolaires, globochaetes, saccocomidés, protoglobigérines et spicules en petits bancs centimétriques à décimétriques légèrement ondulés.

L'unité 2 est constituée par un amalgame d'orthoconglomérats (debris-flow). Ces resédimentations successives remanient des intraclastes micritiques (mudstones azoïques ou à radiolaires, pellets ou à radiolaires, globochaetes, filaments) de taille centimétrique, rarement décimétrique et de morphologie subanguleuse à anguleuse. Ils représentent 50% en volume du resédiment. La matrice (35 à 40%) est un mustone/wackestone à spicules, aptychus, saccocomidés, radiolaires, globochaetes, embryons d'ammonites, fragments de rostres de bélemnites et ostracodes. Quelques rares ooïdes à cortex épais et à nucléus micritique sont présents.

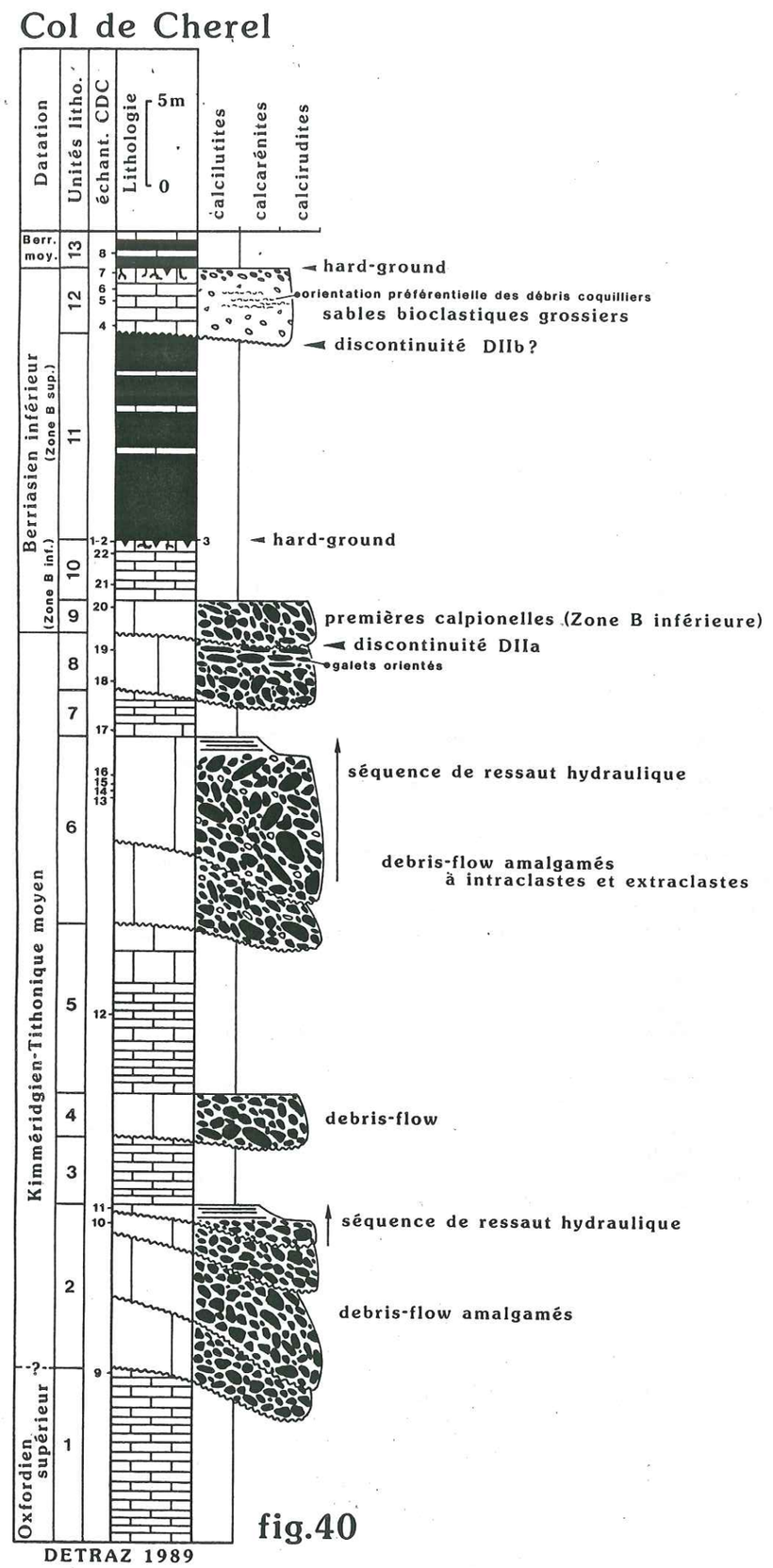


fig.40

DETRAZ 1989

Sur 8 à 9 m d'épaisseur, cette succession de dépôts à base érosive ne présente aucune évolution granulométrique. Toutefois dans la partie sommitale (0,7 à 0,8 m) de cette seconde unité, la proportion de galets micritiques diminue brutalement pour céder la place à une calcarénite bioclastique grossière à laminations planes parallèles. Cette dernière renferme encore 30% d'intraclastes micritiques (D.: 50 à 700 um (rares)) flottant dans une matrice micritique et bioclastique de type packstone. La biophase (30%) est dominée par les échinodermes (D. maxi. 0,8 à 1 mm) associés à des aptychus, algues, *Lenticulina* sp., petits Textulariidae et Ataxophragmiidae. Les lamines planes parallèles, visibles à l'affleurement, correspondent en lame mince, à une orientation préférentielle des bioclastes.

L'unité 3 marque le retour à une sédimentation hémipélagique de calcaires micritiques en petits bancs centimétriques, rarement décimétriques.

Une nouvelle coulée lithoclastique massive (2,5 m) se met en place avec **l'unité 4**. Cette dernière présente les mêmes caractéristiques sédimentologiques que l'unité 2, mis à part l'absence de dépôt calcarénitique sommital.

L'unité 5, d'une épaisseur de 10 m, est constituée par des micrites fossilifères (mudstone à radiolaires, globochaetes, saccocomidés, spicules) en petits bancs centimétriques puis décimétriques. L'important développement des stylolithes, dans sa partie supérieure, lui confère un aspect massif.

L'agencement des orthoconglomérats qui constituent **l'unité 6** est identique à celui des debris-flow de l'unité 2. Il s'agit de calcirudites à cailloutis et rares galets de calcaire micritique anguleux à subanguleux, associés à des ammonites et à des rostres de bélemnites. Les intraclastes représentent 60 à 70% du resédiment. Ils sont supportés par une matrice (20 à 30%, wackestone/packstone) à saccocomidés, échinodermes, éponges, mollusques, Textulariidae/Ataxophragmiidae et gros foraminifères agglutinants.
La frange sommitale est représentée par une biomicrite (packstone) non laminée à saccocomidés, radiolaires, embryons d'ammonites, aptychus, échinodermes, mollusques, spicules, Miliolidae, *Lenticulina* sp. *Nautiloculina* sp. et petits Textulariidae. Ces bioclastes sont associés à de fréquents ooïdes à cortex lamellaire épais.

La sédimentation hémipélagique calcaire reprend ensuite avec **l'unité 7** (2,5 m) pour être à nouveau interrompue par un épisode de resédimentation.

La base de **l'unité 8** a les mêmes caractéristiques sédimentologiques que les unités 2, 4 et 6. Sur une épaisseur de 3 m, ces resédiments évoluent d'un orthoconglomérat basal à un paraconglomérat (mud-flow). La matrice micritique devient progressivement plus abondante (de 10-40% à 50-60%) et la taille moyenne des intraclastes (mudstone à radiolaires, saccocomidés, spicules) diminue. Ces derniers présentent un allongement préférentiel que souligne leur arrangement parallèlement au plan de stratification. Les ooïdes, rares à la base, deviennent fréquents vers le sommet.

Après une courte lacune d'observation de 0,4 m, une dernière coulée boueuse de 2 m de puissance se met en place. Il s'agit de **l'unité 9** qui se distingue des précédentes par :

1-la présence de calpionelles dans la matrice (associations caractéristiques de la Zone B inférieure (basale ?), voire de la limite des Zones A et B);

2-la présence de protoglobigérines dans certains intraclastes micritiques à ostracodes, radiolaires, saccocomidés et échinodermes;

3-l'absence de toute particule allochtone.

Les intraclastes ont une taille millimétrique (2 à 5 mm) à centimétrique (4 à 5 cm).

L'unité 10 marque le retour à une sédimentation de calcaires micritiques. Ces mudstones à calpionelles (Zone B inférieure (basale)) apparaissent en bancs décimétriques séparés par des intervalles herbeux de même épaisseur qui masquent probablement des faciès légèrement plus argileux.

Le toit de cette unité est brutalement scellé par des dépôts argileux. Ce changement est souligné par la présence d'une surface durcie, ferrugineuse et fortement bioturbée. L'importante bioturbation qui l'affecte lui confère un aspect noduleux. Ces nodules ou "pseudolithoclastes" sont datés du Berriasien inférieur (approximativement le milieu de la Zone B; apparition de la petite forme parabolique de *Calpionella alpina*).

L'unité 11 qui se développe ensuite est essentiellement marneuse. Elle présente quelques bancs centimétriques de calcaire argileux. Ce détritisme fin est interrompu brutalement par les arrivées de sables bioclastiques très grossiers de **l'unité 12**. Ces resédiments ne renferment que des lithoclastes (40%, D. moy. 2 à 3 mm) arrondis, souvent micritiques à algues (*Pseudoclypeina* sp., *Clypeina jurassica*) ou de type grapestone (pelsparite à pelmicrite à Miliolidae oolithisés). La matrice, rare, renferme une biophase abondante (50%) et variée : échinodermes, mollusques, serpules, algues (*Clypeina jurassica*, *Rivularia sp.*, *Pycnoporidium* ? sp.), gastéropodes, débris de spongiaires, Miliolidae, foraminifères encroûtants indéterminés.
De nombreuses particules présentent des enveloppes micritiques et parfois un ciment précoce. Les coquilles de mollusques sont orientées parallèlement au plan de stratification.

Le dernier mètre de ces dépôts a des caractéristiques très différentes. En plus des extraclastes (biosparite à échinodermes, gastéropodes, *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., *Clypeina* sp. et micrite à algues de milieu confinés, la matrice (mudstone à calpionelles, plus abondante, supporte des intraclastes de même nature lithologique qu'elle. Matrice et intraclastes renferment des associations de calpionelles caractéristiques du Berriasien inférieur (milieu de la Zone B ou Zone B supérieure). Intraclastes et extraclastes ont une taille qui varie entre quelques mm et 1 à 2 cm. Parmi ces derniers, certains, de forme très anguleuse, pourraient avoir été arrachés aux resédiments bioclastiques sous-jacents. Une seconde surface de condensation se développe au toit de l'unité 12.

La coupe du col de Cherel se termine avec les alternances calcaire/marne de **l'unité 13**. Le premier banc calcaire qui surmonte la surface de condensation a livré une association de calpionelles caractéristique de la Zone C basale (base du Berriasien moyen).

7.2.8 Coupe du Nant de Cotona II.

Cette coupe (fig. 32 et tabl. 2 : n° 31) a été relevée dans la partie méridionale du massif des Bornes. Le lit du nant de Cotona qui draine le flanc occidental des Dents de Lanfon, entaille tous les terrains compris entre la "barre tithonique" et les calcaires siliceux ("Kieselkalk") de l'Hauterivien. La coupe présentée ici ne s'étend que sur une cinquantaine de mètres et ne couvre que les faciès du Tithonique supérieur et du Berriasien inférieur et moyen. L'affleurement décrit est visible le long du sentier qui monte de Bluffy, traverse la "barre tithonique" et débouche dans le lit d'un torrent temporaire parallèle au Nant de Cotona, mais situé légèrement plus au Sud.

Description (fig. 41).

La coupe du Nant de Cotona II est caractérisée par des faciès resédimentés du Berriasien inférieur et moyen, encadrés de dépôts autochtones à prédominance carbonatée à la base (Tithonique supérieur) et marneuse au sommet (Berriasien moyen et supérieur).

L'unité 1 (10 m) est constituée par des calcaires micritiques massifs (mudstones/wackestones à radiolaires et calpionelles). Sa base a livré des associations de calpionelles caractéristiques du Tithonique supérieur/basal (sous-zone A1) tandis que son sommet est daté du Berriasien inférieur (Zone B). Elle est interstratifiée par un horizon orthoconglomératique dont les intraclastes micritiques renferment uniquement des saccocomidés.

Cette sédimentation hémipélagique a été brutalement interrompue par le dépôt de **l'unité 2** (3,5 m) qui délimite un niveau bréchique mal classé. Cet orthoconglomérat supporte des intraclastes micritiques (50 à 55% ; biomicrites à radiolaires, filaments et calpionelles des Zones A et B) millimétriques à centimétriques et une microfaune (5%) représentée surtout par des fragments d'échinodermes et de bryozoaires. Ces particules flottent dans une matrice (packstone) calcaréo-argileuse (40 à 45%) en association avec des ooïdes, des foraminifères agglutinants et des calpionelles caractéristiques de la Zone B (Berriasien inférieur). Les caractéristiques sédimentologiques de cette seconde unité sont celles d'une coulée boueuse.

Le passage entre les unités 2 et 3 est relativement graduel. Il se marque par une augmentation de la proportion de la matrice marneuse (mudstone) qui atteint 60%.

L'unité 3 (1 m) a l'aspect chaotique typique d'un slump. Elle supporte des lithoclastes anguleux et des fragments de bancs décimétriques à métriques dont la lithologie est identique à celle de leurs équivalents au sein de l'unité 2. Ils renferment également des associations de calpionelles caractéristiques des Zones A et B. La matrice de cette troisième unité est datée de la Zone B supérieure/terminale (Berriasien inférieur/base du Berriasien moyen). Elle est donc légèrement plus jeune que les lithoclastes qu'elle renferme.

L'unité 4 est chenalisée. Le remplissage de ce chenal dont la profondeur et la largeur atteignent respectivement 1,8 et 10 à 15 m, est assuré par un calcaire bioclastique à intraclastes micritiques. La fréquence et la taille de ces derniers ont diminué fortement au cours du comblement (respectivement de 40 à 50% et de 2 cm à 500 um) tandis que la proportion des bioclastes et des ooïdes augmentait progressivement de 50 à 80%. Parallèlement, la texture dépositionnelle de ces calcaires bioclastiques passe d'un packstone à un packstone/grainstone. La présence de zones protégées (sparitiques) et de planchers micritiques respectivement dans la partie sommitale et centrale de ce corps sédimentaire prouve qu'une partie, tout au moins, de la matrice micritique s'est infiltrée depuis le contact supérieur de cette quatrième unité.

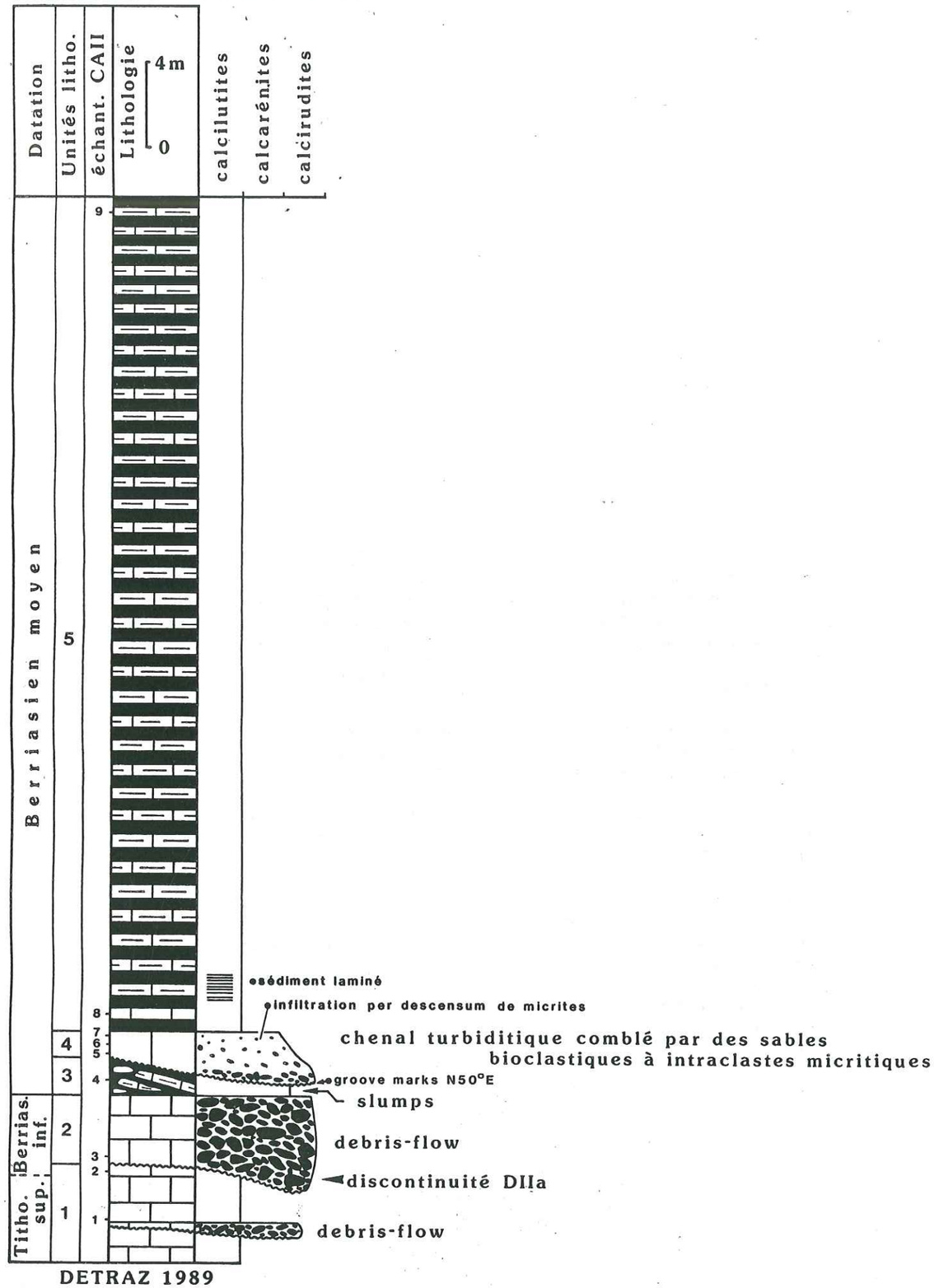


fig.41

La macrofaune et la microfaune sont représentées par des débris d'huîtres, de gastéropodes, de brachiopodes, d'échinodermes, de bryozoaires et d'ostracodes ainsi que par des foraminifères benthiques (*Trocholina* sp., grands foraminifères agglutinés).

La datation par encadrement de ce chenal turbiditique dont la base ravinante montre des cannelures (groove marks) orientées N50°E, permet de préciser que son creusement et son remplissage sont intervenus durant le Berriasien moyen basal. Quant aux intraclastes micritiques remaniés avec ces sables turbiditiques, ils sont d'âge tithonique supérieur (Zone A; rares) ou berriasien inférieur (Zone B).

Cette quatrième unité est surmontée sans transition par **l'unité 5** qui est constituée d'une alternance de bancs calcaires centimétriques à la base, devenant décimétriques et plus argileux vers le haut, et de niveaux marneux prédominants. La base de l'unité 5, constituée par des boues argilo-carbonatées a livré une association de calpionelles caractéristique du Berriasien moyen (Zone B terminale/C). Malgré une importante bioturbation, ces dépôts hémipélagiques montrent encore de très nettes laminations dues à un alignement et à une orientation préférentielle des bioclastes. Ces laminations témoignent de l'existence d'un courant de traction (bed-load) sur le fond. Or comme l'ont démontré BARUSSEAU et VANNEY (1978) l'existence même de ce courant pourrait être liée à l'activité antérieure d'un courant de turbidité.

7.2.9 Coupe de la Pointe de Vélan.

Située à 3 km au NNE de la coupe du col de Cherel (fig. 32 et tabl. 2 : n° 34), elle permet d'observer les dépôts du Berriasien inférieur et du Valanginien. Malheureusement, l'observation reste fragmentaire compte tenu des conditions d'affleurement et d'une légère tectonique cassante.

Description (fig. 42).

En parallèle à l'augmentation du détritisme argileux, la coupe de la pointe du Vélan a enregistré l'arrivée de sables bioclastiques grossiers et le développement de glissements sous-marins immatures de type slump.

L'unité 1 est constituée par des calcaires argileux. Il s'agit d'une biomicrite faiblement quartzeuse (> 1%, D. moy. 20-30 um) à calpionelles, échinodermes et *Lenticulina* sp. Elle est datée du Berriasien inférieur (Zone B inférieure).

Son contact supérieur, avec **l'unité 2** (1,5 m) est irrégulier et flou en raison d'une interpénétration avec la calcirudite sus-jacente (figures de charge). Ces resédiments sont composés à 50-60% par des lithoclastes arrondis de micrites quartzeuses dont la taille varie entre 100 um et quelques millimètres. La biophase est représentée par des échinodermes, mollusques, microgastéropodes, éponges, algues (*Pseudoclypeina* sp.) et par des foraminifères benthiques de plate-forme interne (*Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., *Conicospirillina basiliensis*) associés à des foraminifères encroûtants indéterminés. L'ensemble est cimenté par une sparite à gros cristaux.

Une matrice micritique à calpionelles (Zone B) s'est également infiltrée dans les derniers centimètres de ces sables bioclastiques grossiers.

L'unité 3, d'une épaisseur de 6 m, est constituée par une alternance plus ou moins régulière de bancs centimétriques de calcaire argileux et d'interbancs marneux. L'ensemble est affecté par des slumps. Une forte bioturbation, associée à de petites accumulations de sables bioclastiques fins, se développe au toit de cette unité. On constate, aussi, la présence de petits galets arrondis de calcaire micritique sombre.

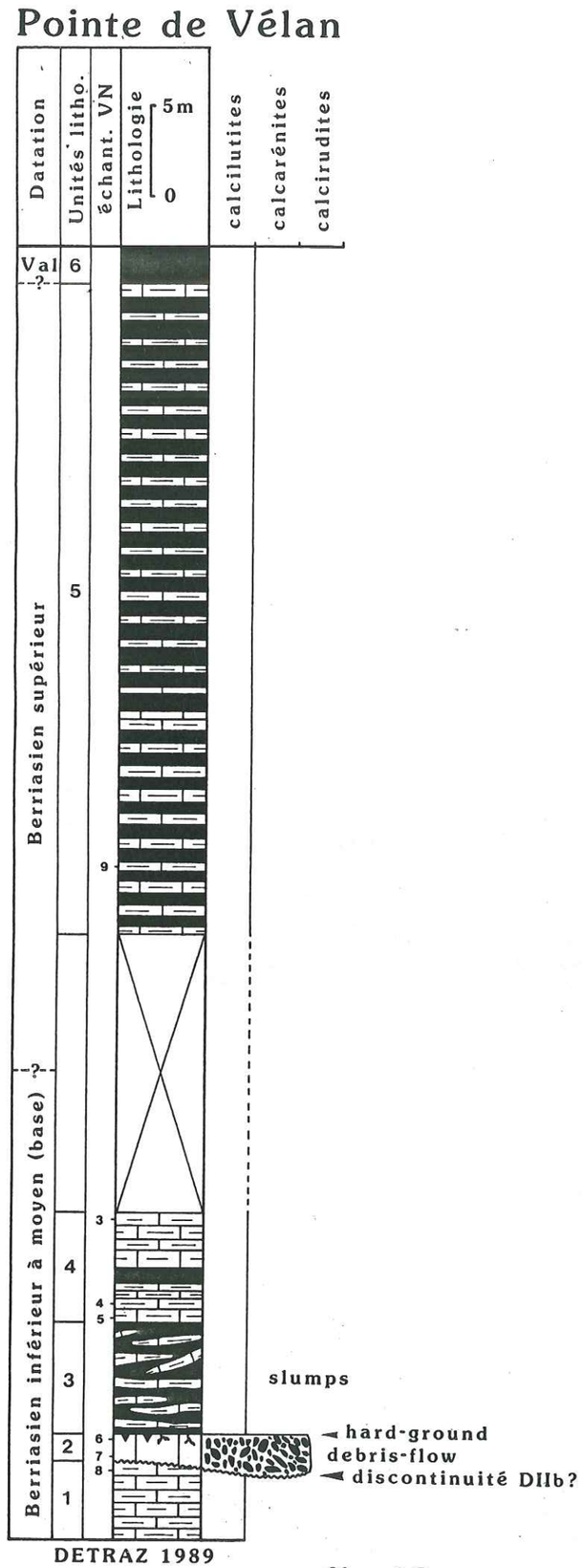


fig.42

L'unité 4 se développe sur 6 m. Ce sont des biomicrites à calpionelles, calcisphères et globochaetes. Les associations de calpionelles indiquent la Zone B supérieure (Berriasien inférieur) à la base et la Zone B supérieure/terminale (Berriasien inférieur/base du Berriasien moyen) au sommet.

Après une lacune d'observation d'une quinzaine de mètres apparaît **l'unité 5**. Cette dernière est constituée d'une alternance régulière de calcaires argileux beiges en bancs décimétriques et de marnes. En raison des mauvaises conditions d'affleurement, l'épaisseur de cette unité est estimée à 30-40 m. Les associations de calpionelles indiquent la Zone D et la sous-zone D2, soit le Berriasien supérieur. Cette unité passe vers le haut à une sédimentation à prédominance argileuse qui correspondrait à la base du Valanginien marneux.

Malheureusement, l'épaisseur du Valanginien marneux est impossible à déterminer de façon correcte dans la partie septentrionale du massif des Bauges. Il faut aller à l'extrémité méridionale du synclinal d'Arclusaz, dans les pentes qui dominent St Pierre d'Albigny et Miolans, pour l'évaluer. Le Valanginien marneux y atteint une centaine de mètres sans compter les dépôts du Valanginien calcaire bicolore et roux qui le surmonte et dont l'épaisseur varie entre 10 et 30 m.

Dans le lit du ruisseau du Cherel, de part et d'autre du Pont des Clos (900.60/2081.90/1000 m), ces calcaires roux sont facilement observables.
La coupe débute par une trentaine de mètres d'alternances de calcaires argileux et de marnes (Valanginien marneux) attribués classiquement au Valanginien (notice de la carte géologique Albertville au 1/80.000) [31]. Dans un petit affluent, situé en rive droite, on remarque la présence de calcaires échinodermiques grossiers. Ils viennent s'interstratifier dans les alternances calcaires argileux/marnes en minces lits granoclassés puis en bancs massifs. Ces calcarénites glauconieuses supportent alors des intraclastes centimétriques de calcaire argileux (galets mous). Les caractéristiques sédimentologiques (granulométrie, granoclassement, laminations et présence de galets mous) de ces resédiments attestent qu'il s'agit d'un dépôt turbiditique mis en place lors d'une phase de ressaut hydraulique.

La coupe se poursuit, aux alentours du Pont des Clos, par une série à prédominance marneuse, gréseuse et glauconieuse. Il s'agit vraisemblablement des marnes du Valanginien supérieur/terminal ou de l'Hauterivien [31] qui se développent ensuite sur une épaisseur de près de 400 m.

7.2.10 Coupe du Nant de Montmin.

La coupe du Nant de Montmin est située dans la partie méridionale du massif des Bornes. Elle a été relevée en trois points (fig. 32 et tabl. 2 : n° 35, 36 et 37) :

- A. le long de la D42 reliant Faverges à Montmin, dans le talus gauche de la route en montant.

- B. dans le lit du nant de Montmin.

- C. en rive gauche du nant de Montmin, dans le thalweg d'un tributaire temporaire.

---

31) Aucun fossile n'ayant jamais été récolté à ce niveau, cette datation ne repose sur aucun argument paléontologique. Pour pallier à cette incertitude, des prélèvements ont été effectués en vue d'une analyse palynologique mais malheureusement la maturation du matériel était trop poussée pour que celui-ci soit utilisable pour dater ces dépôts.

Description (fig. 43).

Ces trois portions de coupe ont une puissance respective de 15,5 m, 3 m et 1 m. Entre le Kimméridgien-Tithonique moyen et la base du Valanginien, elles permettent d'observer des resédimentations diverses dont le taux atteint 30%.
Les corrélations de ces trois tronçons sont difficiles à établir avec précision.

Coupe A : Nant de Montmin I.

L'unité A1 représente le toit des calcaires sublithographiques du Jurassique supérieur. ce sont des biomicrites (mudstone) à radiolaires, globochaetes et saccocomidés. Dépourvue de calpionelles, cette première unité est attribuée au Kimméridgien-Tithonique moyen.

L'unité A2 (3 m) a un aspect bréchique. Il s'agit d'une calcirudite à intraclastes micritiques (mudstones, biomicrites à globachaetes, saccocomidés ou à calpionelles) arrondis ou subanguleux. Ces derniers sont fréquemment associés avec des fragments de moules internes d'ammonites. L'ensemble est supporté par une matrice micritique (mudstone/wackestone, biomicrite) où se côtoient une microfaune autochtone (globochaete, calpionelles de la limite des Zones A et B et de la Zone B inférieure) et allochtone (*Lenticulina* sp., *Trocholina* sp., grands foraminifères agglutinants) ainsi que de rares ooïdes isolés ou composites (grapestone)

Cette coulée boueuse dont la mise en place est datée du Berriasien basal remanie donc des intraclastes dont les âges s'échelonnent du Kimméridgien au Berriasien basal.

Au premier abord, **L'unité A3** (3 m) apparaît comme un simple slump dont les structures plicatives présentent des génératrices orientées N10°E et un déversement (asymétrie) vers l'ESE.
Mais en réalité, ces alternances de bancs calcaires fragmentés et plissés et d'interbancs marneux sont compliquées par le fait que les bancs calcaires (mudstones/wackestones, biomicrites à calpionelles de la Zone B) sont eux-mêmes composites; ils renferment des intraclastes micritiques (biomicrites à saccocomidés ou à calpionelles) d'âge kimméridgien-tithonique moyen ou tithonique supérieur (Zone A, sous-zone A3). Durant le Berriasien inférieur/basal, ces intraclastes jurassiques ont donc été remaniés à deux reprises. Une première fois par des coulées boueuses (paraconglomérat ou mud-flow) puis par un slump.

L'unité A4 (1,50 m) est constituée par 5 bancs calcaréo-argileux homogènes et bioturbés, d'épaisseur décimétrique. Sa base, riche en lithoclastes (cailloutis et petits galets), tronque et ravine le sommet de l'unité A3. Le dépôt de cette quatrième unité a été daté du Berriasien moyen (Zone C) alors que les lithoclastes qu'elle renferme ont livré des associations de calpionelles caractéristiques des Zones A et B (Tithonique supérieur et Berriasien inférieur). Toutefois, certains d'entre eux dépourvus de calpionelles mais riches en saccocomidés, ont été attribués au Kimméridgien supérieur-Tithonique moyen.

L'unité A5 délimite un horizon bréchique, peu épais (0,15 à 0,20 m) constitué d'un assemblage hétérogène d'intraclastes micritiques (biomicrites à saccocomidés ou à calpionelles des Zones A et B) jointifs. Ces derniers sont cimentés par une matrice biomicritique intersticielle probablement d'âge Berriasien moyen. Ce niveau bien repérable puisqu'il apparaît en pente structurale au-dessus de la route D42, correspond à un orthoconglomérat (debris-flow) dont les éléments se répartissent chronologiquement entre le Kimméridgien et le Berriasien inférieur (Zone B inférieure).

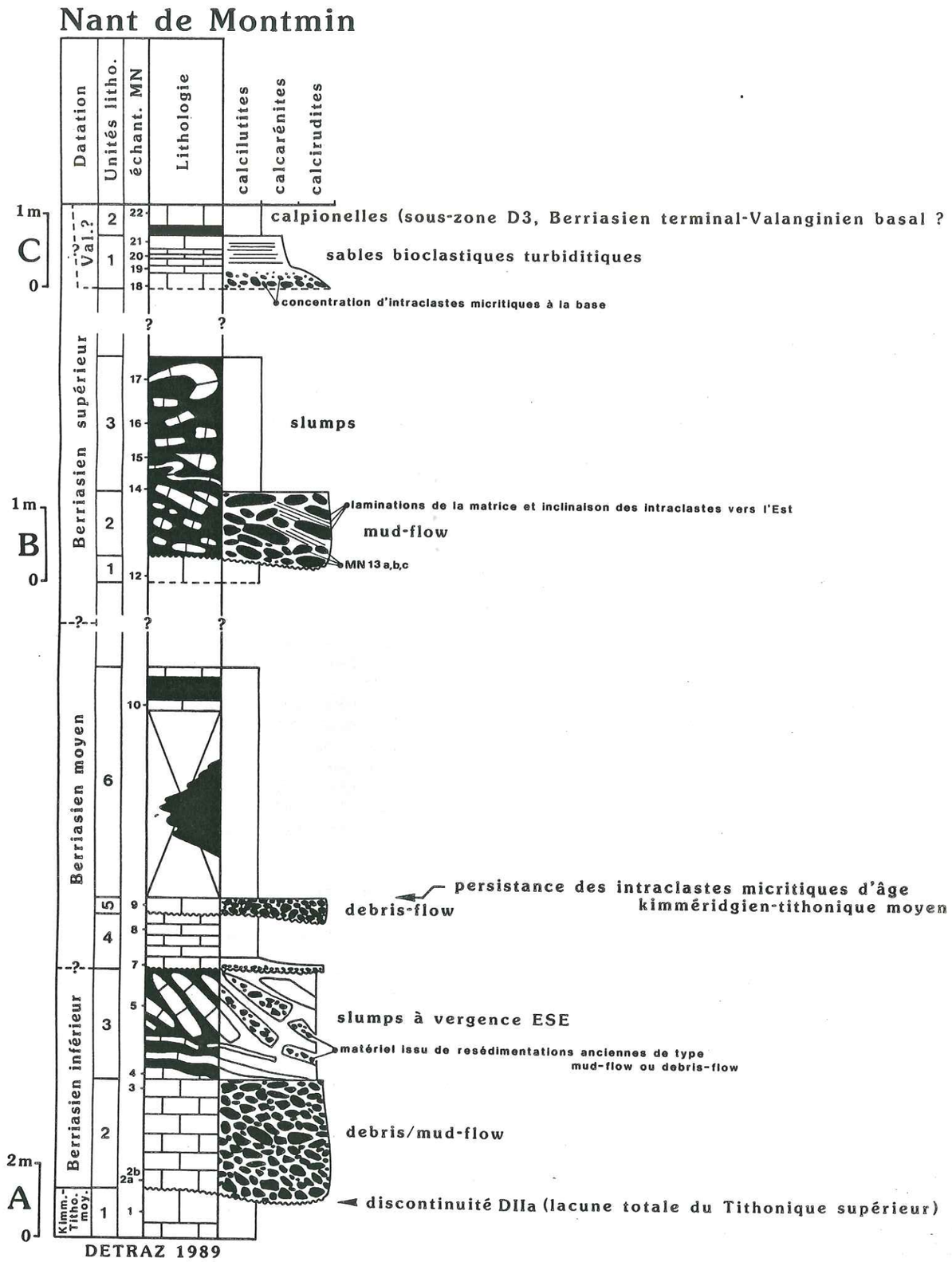


fig.43

L'unité A6 (> 6,5 m) est dominée par le détritisme argileux. Quelques bancs décimétriques calcaréo-argileux et bioturbés viennent s'interstratifier dans ces dépôts hémipélagiques argileux.

Coupe B : Nant de Montmin II.

A la base, un banc calcaréo-argileux de 40 cm d'épaisseur semble continu, tout au moins à l'échelle de l'affleurement; il représente l'**unité B1** qui renferme une association de calpionelles caractéristique de la sous-zone D2 (Berriasien supérieur).

Les unités B2 et B3, d'une puissance de 5 m, sont respectivement représentées par un ensemble mal classé composé d'intraclastes micritiques (mudstones, biomicrites à calpionelles) supportés par une matrice marneuse et par une alternance de marnes et de calcaires (biomicrite à calpionelles) peu argileux en bancs lenticulaires et contournés. Certains de ces bancs renferment également des intraclastes micritiques.

Les laminations de la matrice et l'allongement des lithoclastes, de l'unité B2, sont disposées obliquement au plan de stratification et présentent un pendage vers l'E. Le passage progressif entre les unités B2 et B3 est marqué par une augmentation de la taille des éléments qui deviennent métriques. Ces derniers correspondent à des fragments lenticulaires ou plissés de bancs de calcaire fin (biomicrite) et homogènes à rares cailloutis. Ces structures déformées présentent des génératrices orientées Nord-Sud et une asymétrie indiquant un déversement vers l'Est.
La matrice renferme des calpionelles typiques de la Zone D (Berriasien supérieur) alors que les lithoclastes appartiennent aux Zones B supérieure, C, D1/D2, D2, D2/D3.

Coupe C : Nant de Montmin III.

L'unité C1 (0,70 m) est constituée d'un calcaire bioclastique (packstone/grainstone, biomicrite/sparite) à intraclastes micritiques (micrites ou biomicrites à calpionelles et radiolaires). Ces derniers sont concentrés dans le terme basal granoclassé de cette première unité qui est lui-même surmonté par un horizon à lamines planes parallèles. Ces sables turbiditiques remanient une microfaune benthique (*Lenticulina* sp., grands foraminifères agglutinants). A la base de l'unité C1, cette microfaune remaniée n'apparaît qu'en faible proportion tandis qu'à son sommet, elle peut constituer jusqu'à 50-60% du resédiment. La matrice et les lithoclastes ont livré des associations de calpionelles caractéristiques de la Zone D (Berriasien supérieur).

L'unité C2 est formée par une alternance de marnes et de calcaires argileux. Elle a livré une association de calpionelles caractéristique de la la sous-zone D3 (Berriasien terminal ou Valanginien basal)

7.2.11 Coupe du Mont d'Orisan.

La coupe du Mont d'Orisan est située sur la bordure orientale du massif des Bauges (fig. 32 et tabl. 2 : n° 38) à 8 km au SSW de la coupe du Roc Rouge (cf. 7.2.13). Beaucoup moins longue (65 m) que cette dernière, elle apporte surtout des compléments d'information sur la sédimentologie des dépôts kimméridgiens et tithoniques ainsi que sur la limite Jurassique-Crétacé. Sur le terrain, elle apparaît en série renversée.

Description (fig. 44).

La coupe du Mont d'Orisan a enregistré durant le Jurassique terminal, le dépôt de resédimentations massives et très grossières. En se distinguant ainsi de la coupe du Roc rouge, elle montre que la nature et le volume des resédiments variaient rapidement dans la partie orientale du bassin subalpin.

L'unité 1 a une épaisseur de 30 m. Elle est constituée par des calcaires fins (micrites, biopelmicrites) à radiolaires, saccocomidés, filaments, globochaetes, échinodermes associés à de petits Textulariidae/Ataxophragmiidae. Malgré une bioturbation parfois intense, ces sédiments montrent encore un aspect laminé, dû à une alternance d'horizons millimétriques sombres (micrite) et clairs (biosparite). Ces derniers sont composés exclusivement par des plaques d'échinodermes, des débris de saccocomidés, et des filaments, orientés parallèlement au plan de stratification. On constate, dans ces horizons, une absence totale de matrice micritique.

Cette sédimentation hémipélagique, soumise à des courants de traction, a été interrompue par la mise en place d'une petite coulée orthoconglomératique (debris-flow). Il s'agit de **l'unité 2** (0,3 m), représentée par une calcirudite fine. Elle ne remanie que des intraclastes millimétriques (3-5 mm) et micritiques à radiolaires, débris de saccocomidés, protoglobigérines, gastéropodes, globochaetes, aptychus associés à de rares plaques d'échinodermes. L'ensemble est cimenté par une sparite peu abondante. Vers le haut, ces resédiments passent rapidement à une micrite autochtone **(unité 3)** à radiolaires, globochaetes et abondants saccocomidés orientés.

l'unité 4 (1,5 m) délimite une seconde coulée orthoconglomératique. Il s'agit d'une calcirudite grossière composée uniquement par des intraclastes micritiques centimétriques (1 à 2 cm; biomicrites à radiolaires et saccocomidés abondants) ou millimétriques (3 à 4 mm; biomicrites sombres à radiolaires, globochaetes, et rares saccocomidés) et par des extraclastes (mm à cm; oopelmicrite). Plusieurs moules internes d'ammonites (Perisphinctidae) sont plaqués au toit de ces resédiments.

L'unité 5 est représentée par des calcaires micritiques d'aspect noduleux (6 m) passant à des petits bancs centimétriques (4 m). Ce sont des micrites ou des biomicrites bioturbées à radiolaires, saccocomidés, globochaetes, spicules et rostres de bélemnites.

L'unité 6, puissante coulée orthoconglomératique de 6,5 m d'épaisseur, est composée à 80% par des intraclastes (micrites ou biomicrites à radiolaires, embryons d'ammonites, globochaetes et saccocomidés) et par des extraclastes (oopelsparite à Miliolidae). Ces lithoclastes ont une taille millimétrique à centimétrique. Dans la matrice (10 à 20%), constituée par un wackestone/packstone en voie de sparitisation (microsparite), flottent des microintraclastes micritiques (100-200 um) associés à des ooïdes et oncolithes. La microfaune est représentée par des débris d'échinodermes, d'algues et de saccocomidés.

Dans la partie sommitale de l'unité 6, le pourcentage de lithoclastes diminue (60%). La matrice (40%) passe progressivement à une calcarénite laminée où alternent des horizons millimétriques clairs à échinodermes et sombres (pelmicrite à petits foraminifères : Textulariidae, Ataxophragmiidae, Miliolidae parfois oolithisés). Le diamètre moyen des particules est de 250 um.

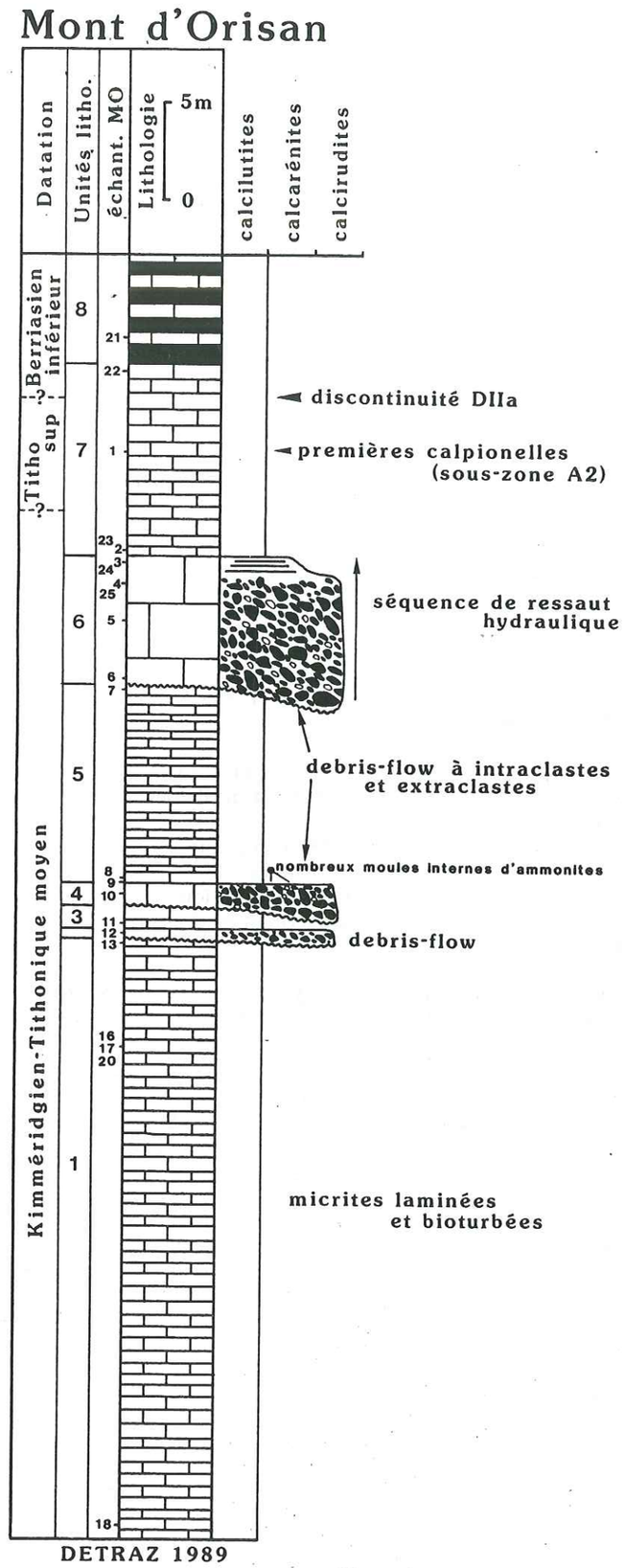


fig.44

L'unité 7 marque le retour à une sédimentation hémipélagique calcaire (biomicrite à saccocomidés, radiolaires, globochaetes, *Lenticulina* sp.) qui se développe sur une dizaine de mètres. Les premières calpionelles apparaissent à 5-6 m de la base de l'unité. Elles appartiennent à la sous-zone A2 (Tithonique supérieur). L'apparition du détritisme argileux **(unité 8)** est datée par calpionelles du milieu de la Zone B (Berriasien inférieur; apparition de la petite forme parabolique de *Calpionella alpina*).

7.2.12 Coupe du Chenay I et II.

La coupe du Chenay est située sur la bordure méridionale du massif des Bornes (fig. 32 et tabl. 2 : n° 39 et 40). Elle réunit les levés effectués au NW (P.C. 1109 m) et au Sud de l'alpage du Chenay. Ces deux coupes complémentaires sont accessibles depuis le hameau de la Balmette qui se trouve à 1,5 km au NW de Faverges.

Description (fig. 45).

La première moitié de la coupe (unités A1 à A4; 25 m) affleure en continu tandis que la seconde (unités B1 à B9; 26 m) est très lacunaire. Leur position relative n'a pas pu être établie avec précision. Malgré cela, la coupe du Chenay complète utilement la coupe du Nant de Montmin (cf. 7.2.10).

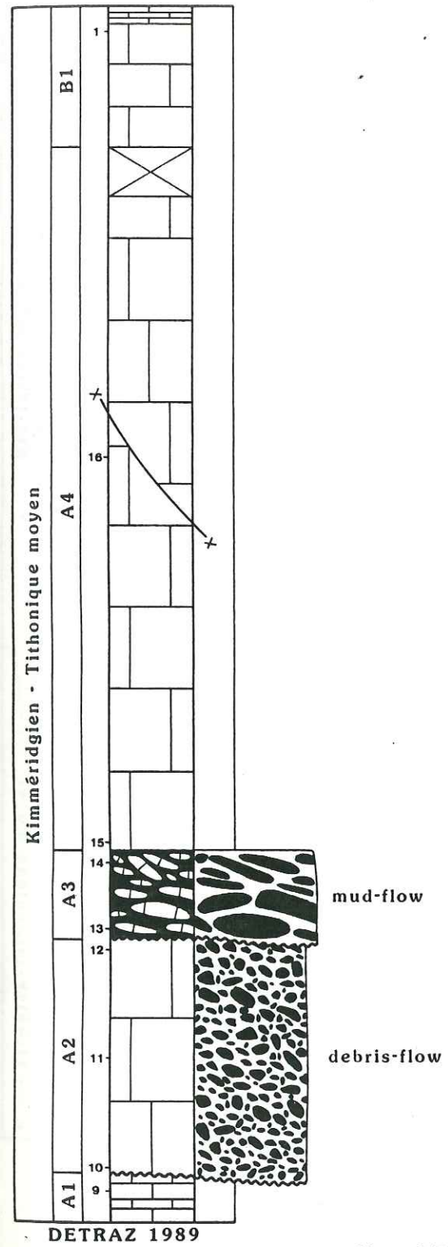
Les **unités A1, A4, B1, B2, B5 et B7** sont constituées par des calcaires micritiques. Ces mudsones/wackestones à saccocomidés, globochaetes et radiolaires sont attribués au Kimméridgien-Tithonique moyen.

L'unité B9 a livré une association de calpionelles caractéristique de la Zone B moyenne à supérieure. Ces biomicrites, légèrement argileuses appartiennent donc au Berriasien inférieur.
A plusieurs reprises, cette sédimentation hémipélagique de boues carbonatées fut interrompue par des resédimentations grossières de type orthoconglomératique (debris-flow; unités A2, B4 et B6) ou paraconglomératique (mud-flow; unités A3 et B8) ou plus rarement par des sables échinodermiques (biopelsparites) à laminations planes parallèles (unité B3).

La matrice des unités **A2** (5,5 m), **A3** (2 m), **B4** (0,4 m) et **B6** (0,7 m) est une biomicrite à saccocomidés, radiolaires, spicules, globochaetes et plaques d'échinodermes.
Elle supporte des intraclastes micritiques (mudstones/wackestones, micrites claires azoïques ou à radiolaires et rares débris d'origine échinodermique, biomicrites sombres à radiolaires, spicules, globochaetes et saccocomidés) arrondis dont la taille moyenne est d'ordre centimétrique.
Seule l'unité A3 remanie des blocs décimétriques, voire métriques.

Les premières calpionelles apparaissent au sein de l'unité B8 qui se distingue aussi de ces équivalents sédimentologiques par la présence d'extraclastes (20%; 500 um < D. < 1 mm; oosparites, biomicrites à plaques d'échinodermes, bryozoaires, gastéropodes, Miliolidae, Lituolidae, *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., micrites brunes azoïques). Quant aux intraclastes micritiques, de taille millimétrique à centimétrique, ils se partagent en quatre catégories :

1 - les micrites azoïques;
2 - les micrites à calpionelles de la Zone A (rares);
3 - les micrites à calpionelles de la Zone B (les plus fréquents);
4 - les micrites à saccocomidés.



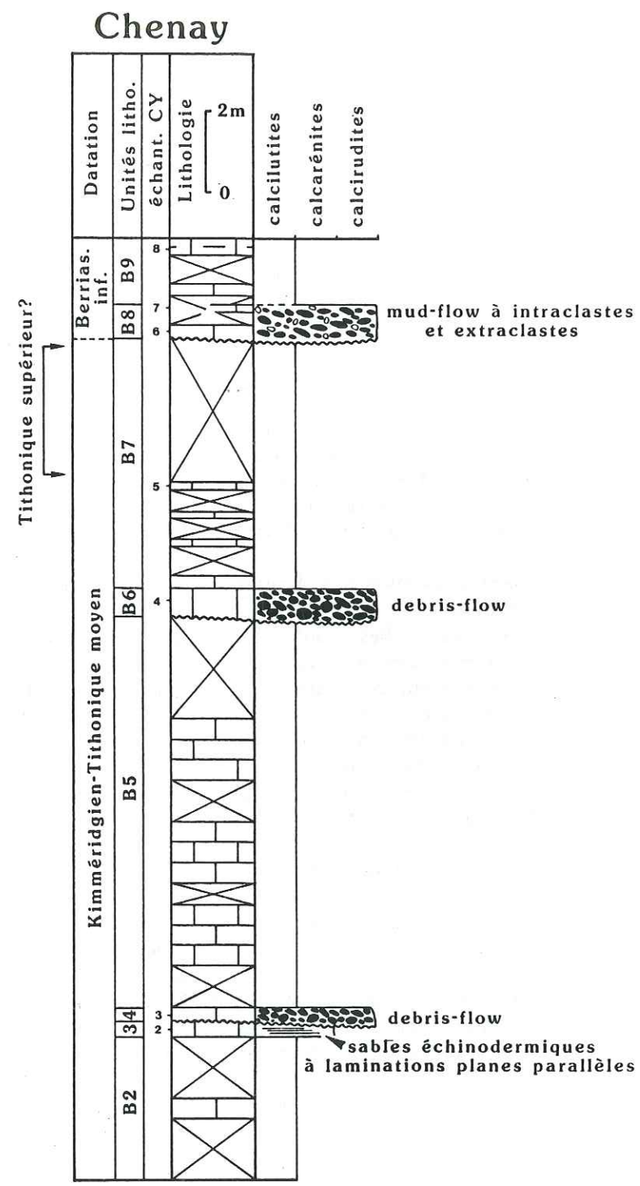


fig.45

Au Chenay, les dépôts du Berriasien inférieur semblent reposer directement sur ceux du Kimméridgien-Tithonique moyen. Toutefois, un doute subsiste quant à l'absence totale de tout dépôt d'âge Tithonique supérieur. Ceci en raison de la lacune d'observation (3,5 m) qui couvre la partie supérieure de l'unité B7.

7.2.13 Coupe du Roc Rouge.

Située sur la bordure orientale du massif des Bauges (fig. 32 et tabl. 2 : n° 44), la coupe du Roc Rouge domine le sillon subalpin. Elle débute au P.C. 1720 m, dans la partie sommitale des calcaires du Malm (direction N50°E; pendage vertical) et se poursuit vers l'WNW sur l'arête qui permet d'accéder au sommet.
Sur une épaisseur de 190 m, elle permet d'observer en continu, la succession des dépôts compris entre le Kimméridgien-Tithonique moyen et le Valanginien.

Description (fig. 46).

La coupe du Roc Rouge est caractérisée par une sédimentation essentiellement hémipélagique qui évolue d'un pôle franchement carbonaté vers un pôle argileux. La forte épaisseur de ces dépôts et leur monotonie rendaient fastidieuse une description systématique de chaque unité sédimentologique. Pour cette raison, la subdivision du texte qui suit, est dictée par la lithologie plutôt que par la sédimentologie des dépôts.

Le sommet de la "barre tithonique" **(unité 1)** de 60 m d'épaisseur est représenté par des micrites à radiolaires, filaments, saccocomidés, globochaetes, échinodermes, Textulariidae et Ataxophragmiidae. Cette microfaune est enrichie dans la partie sommitale de cette première unité, par la présence de calpionelles caractéristiques de la Zone B supérieure (Berriasien inférieur).

Cette sédimentation monotone a été troublée à plusieurs reprises par l'arrivée de sables bioclastiques laminés. Lorsque le volume de ces resédimentations devient assez important, elles sont granoclassées et renferment des intraclastes micritiques millimétriques à centimétriques. Ces derniers, de forme souvent allongée, sont généralement concentrés dans la partie inférieure du dépôt où leur proportion peut varier entre quelques % et 60%. Ce sont des mudstones à radiolaires, globochaetes, saccocomidés. La matrice (pelmicrite, biopelmicrite ou pelsparite) qui les supporte est composée principalement par des débris d'échinodermes et accessoirement par des radiolaires, saccocomidés, globochaetes et ostracodes associés à des ooïdes à cortex fibroradié (épais ou fin) et à nucléus micritique.

L'unité 2 débute après une lacune d'observation de 5 à 6 m. Il s'agit d'alternances calcaire/marne qui se développent sur une épaisseur de 35 m. Un épisode plus marneux se marque approximativement au tiers inférieur de cet ensemble. Au dessous la sédimentation est troublée régulièrement par des glissements synsédimentaires de type slump. Cet ensemble est daté, par les calpionelles, de la Zone B supérieure-terminale (sommet du Berriasien inférieur-base du Berriasien moyen).
Un léger détritisme quartzeux (< 1%), très fin (D. moy. 30 um, D. maxi. 50 um), apparaît dès la base de cet ensemble lithologique.

Avec **l'unité 3** (35 m), le détritisme argileux gagne les bancs calcaires. Ces alternances de calcaire argileux, en bancs centimétriques (0,3 à 0,6 m) et d'interbancs marneux (0,1 à 0,2 m) sont datées par calpionelles de la Zone D (sous-zone D2 pour la partie inférieure, sous-zone D3/E? pour le sommet). Elles sont donc d'âge Berriasien supérieur et Berriasien terminal/Valanginien basal à leur toit où l'on peut observer une faune d'ammonites pyriteuses malheureusement indéterminable. Le détritisme quartzeux reste constant durant cette période.

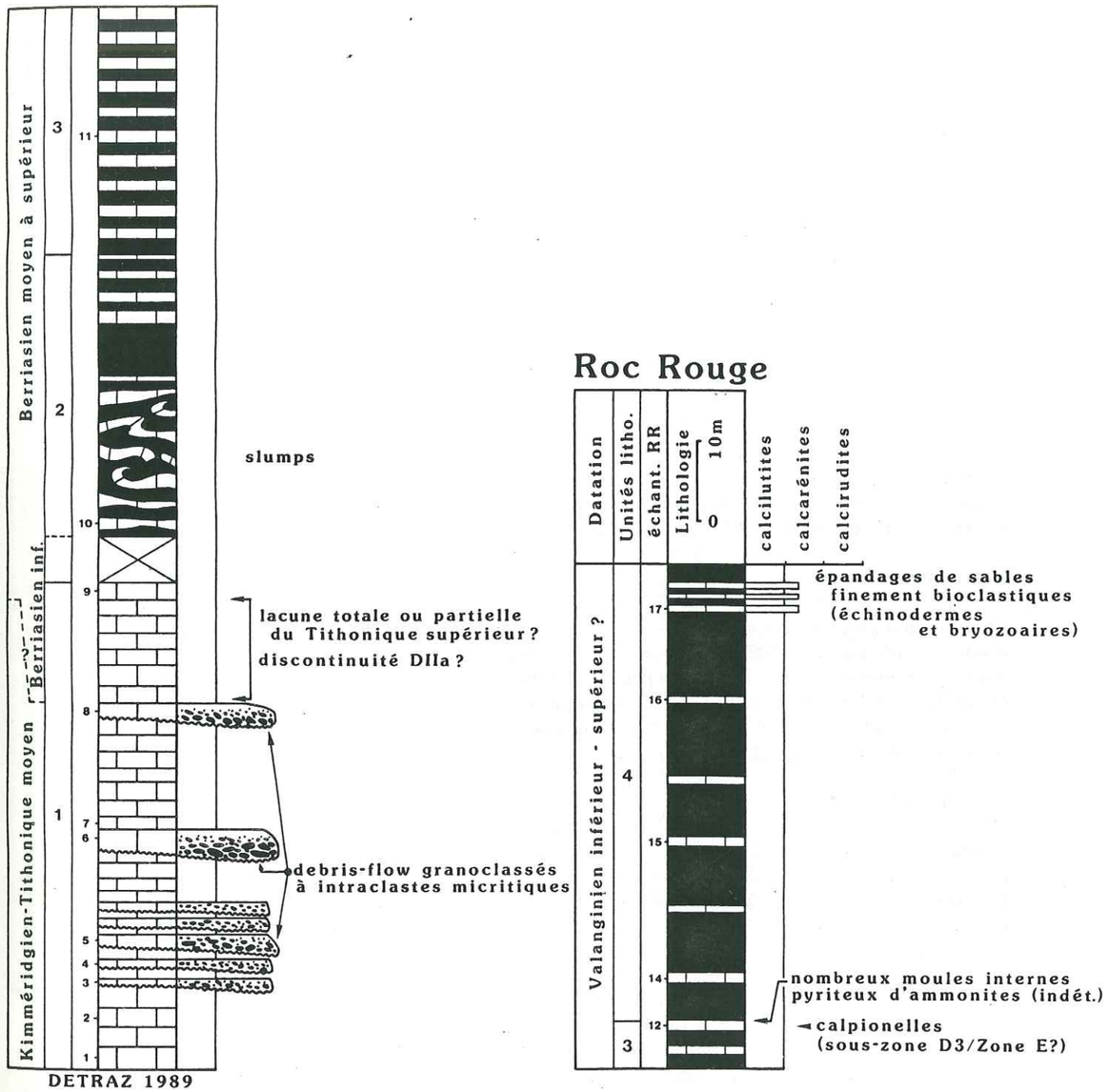


fig.46

Les interbancs marneux prennent progressivement de l'importance et l'on passe à **l'unité 4** dominée par le détritisme argileux. Des périodes de dépôt plus carbonatées se sont marquées sous la forme de faisceaux de quelques bancs de calcaire argileux. Les échantillons, prélevés dans ces niveaux, montrent qu'il s'agit de mudstones/packstones quartzeux (1 à 2%) à échinodermes et calpionelles (indéterminables car fortement déformées).

Près du contact avec l'unité sous-jacente, l'examen des échantillons en surface polie montre que l'agencement du quartz, dans le sédiment, n'est pas homogène. Il est concentré dans des lits millimétriques, à lamines planes parallèles, dont la surface supérieure est légèrement ondulée. Les bioclastes associés présentent une orientation préférentielle.

Cette unité, épaisse de 50 m, voit se développer à son sommet, un détritisme bioclastique. Il s'agit de wackestones/packstones quartzeux (5 à 10%, D. moy. 80-100 um, D. maxi. 300 um) à échinodermes et bryozoaires.

7.2.14 Coupe du Petit Bornand.

Située dans la partie centrale du massif des Bornes, cette coupe est visible sur la rive gauche du Borne en aval du Petit-Bornand, à la hauteur de sa confluence avec la Dresse (fig. 32 et tabl. 2 : n° 47).

La coupe du Petit-Bornand a déjà fait l'objet d'une description lithologique détaillée (CHAROLLAIS 1963, p. 637-651) qui fut reprise par CHAROLLAIS et LOMBARD (1966). L'étude sédimentologique ne portera que sur une portion de la section décrite et figurée par CHAROLLAIS (1962) soit entre le niveau 39 et 78 de cet auteur.

Description (fig. 47).

La série analysée sur 35 m, couvre le Berriasien moyen et supérieur. Les resédiments prédominent sur les faciès autochtones qui représentent à peine 25% des dépôts durant cet intervalle de temps. Les faciès des bancs calcaires originels ou démantelés et des lithoclastes sont homogènes et identiques : micrites ou biomicrites (mudstone) à radiolaires, globochaetes, filaments et calpionelles; aucune faune benthique n'a jusqu'ici été repérée dans cette séquence.

Les unités 1 à 4 (5 m) sont constituées par une alternance de niveaux marneux et de bancs décimétriques de calcaires fins, lenticulaires souvent contournés. Les bancs renferment parfois des lithoclastes calcaires (D. moy. : 0,5 à 1 cm). Cette disposition caractérise des dépôts liés à des slumps; ils sont accompagnés de quelques coulées boueuses dans l'unité 2. Les valeurs des directions des génératrices mesurées sur les faisceaux contournés sont homogènes et indiquent une direction N45°E avec des déversements N315°E.

L'unité 5 (0,50 m) correspond à un banc calcaire massif (niveau 76 de CHAROLLAIS 1963) dont le toit encroûté par de la limonite et de la marcassite, porte une striation orientée N330°E à N340°E, donc très proche de la direction des déversements relevés dans les unités sous et sus-jacentes.

L'unité 6 (1,50 m) débute par un horizon à galets de calcaire micritique sombre typique d'une coulée boueuse. Ce dernier est surmonté par un niveau slumpé marneux à nombreux phacoïdes (VOIGT 1962) et bancs calcaires contournés. A la base de cette unité, certains galets micritiques sont légèrement gréseux (4 à 5%).

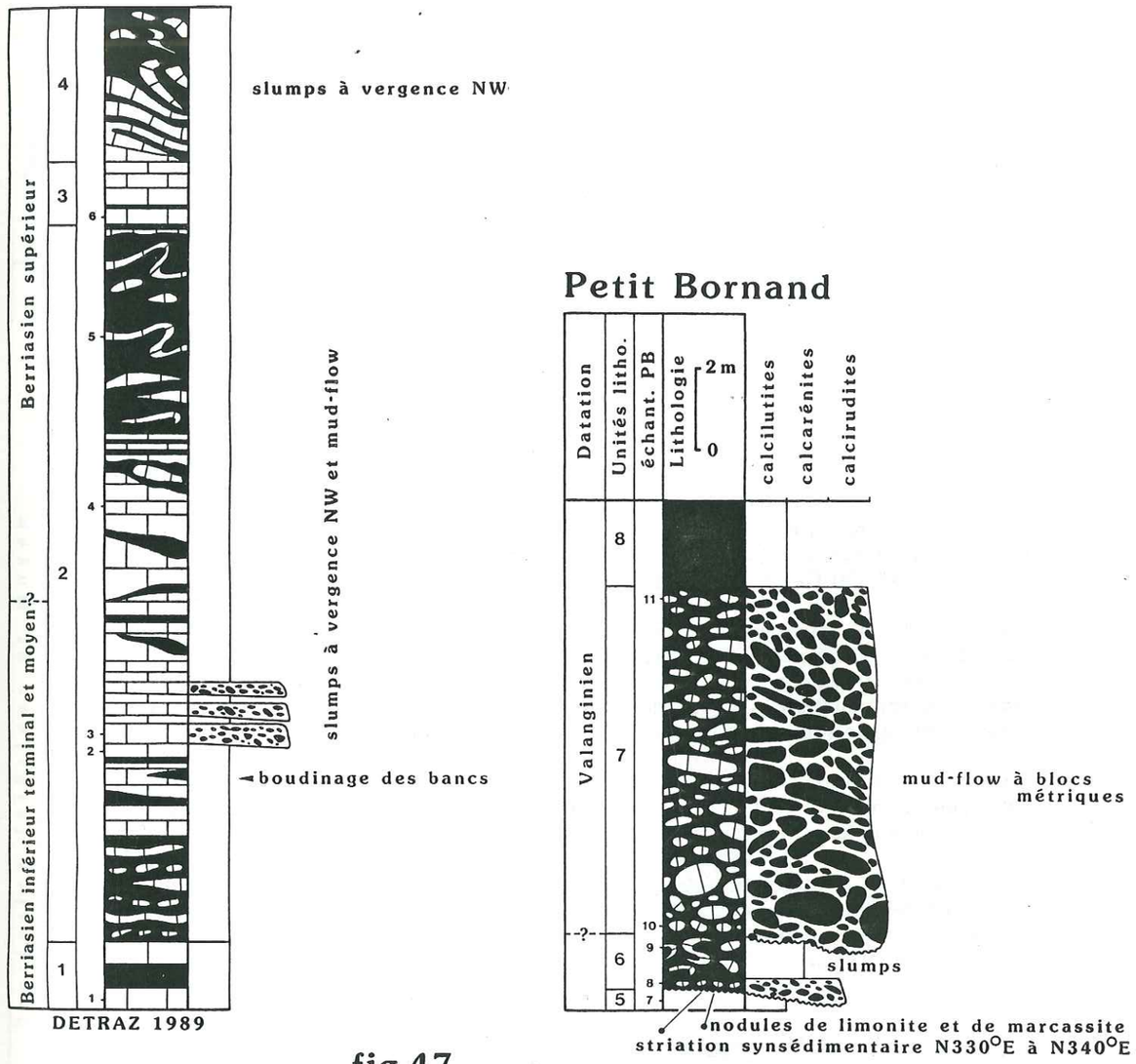


fig.47

L'unité 7, puissante coulée boueuse d'une dizaine de mètres d'épaisseur, est constituée par un conglomérat faiblement granogradué à blocs, galets et cailloutis arrondis, emballés dans une matrice marneuse.

Dans les unités inférieures (1 à 4) attribuées au Berriasien moyen, l'écart chronologique entre les bancs calcaires et les intraclastes n'est pas détectable par la paléontologie; plus haut, dans le Berriasien supérieur, et particulièrement dans l'unité 6, il ne dépasse pas l'étendue d'une sous-zone de calpionelles; au Valanginien (unité 7), il atteint l'amplitude d'une zone de calpionelles. Le contraste de datation est donc d'autant plus élevé que la destruction du sédiment originel est poussée.

7.2.15 Coupe du Torrent du Châtelard.

Dans la partie centrale de la chaîne des Aravis, le torrent du Châtelard offre une coupe relativement facile d'accès, de l'Oxfordien aux calcaires urgoniens (fig. 32 et tabl. 2 : n° 52). Elle a déjà fait l'objet de nombreuses observations publiées (ROSSET 1956; CHAROLLAIS et al. 1981b; DETRAZ et al. 1986). Sa description ne portera ici que sur les faciès compris entre le Jurassique terminal et le "Calcaire roux" des auteurs (Valanginien sommital). Epaisse de 170 m, la série débute à une vingtaine de mètres en amont du tunnel que traverse la route N509 qui relie La Giettaz au col des Aravis.

Description (fig. 48).

La coupe du torrent du Chatelard est caractérisée par une sédimentation hémipélagique interstratifiée par de nombreuses resédimentations en proportion pratiquement équivalentes; toutefois la répartition temporelle de ces resédiments est extrêmement inégale. D'autre part ces dépôts évoluent d'un pôle essentiellement carbonaté (95% $CaCO_3$) vers un pôle argileux (25% $CaCO_3$).

L'unité 1 (10 m) représente l'extrémité sommitale de la "barre tithonique". Ce sont des boues carbonatées (mudstones/wackestones, biomicrites) à radiolaires, globochaetes et calpionelles. Ces dernières sont caractéristiques de la Zone B inférieure, soit du Berriasien inférieur (moitié inférieure). Une seule petite coulée boueuse est venue s'interstratifier dans ces dépôts hémipélagiques.

L'unité 2 (4,50 m) est représentée par des calcaires micritiques (biomicrites à calpionelles) en bancs centimétriques qui alternent avec de minces lits plus argileux. Cette seconde unité est également datée du Berriasien inférieur (Zone B).

Les **unités 3 et 4** atteignent 100 m d'épaisseur. Elles délimitent une succession de corps sédimentaires caractérisés par une désorganisation interne plus ou moins poussée. Ces slumps ont affectés des alternances hémipélagiques de boues carbonatées (mudstones/wackestones, biomicrites à radiolaires et calpionelles) et argilo-carbonatées.

Au sein de l'unité 3, ces dépôts n'ont été affectés que par des phénomènes distensifs mineurs qui sont à l'origine d'une lamination du sédiment puis d'un boudinage des bancs. En lame mince, ce dernier s'exprime par une intense fissuration développée perpendiculairement au plan de stratification et à la direction d'étirement.
L'unité 4 a par contre été affectée par une importante déformation (mouvements de compression et de rotation) comme en témoigne la disparition de la stratification originelle et la présence de nombreuses charnières. Ces dernières présentent un déversement préférentiel vers le SE tandis que leurs génératrices sont orientées N75°E (moyenne pondérée).

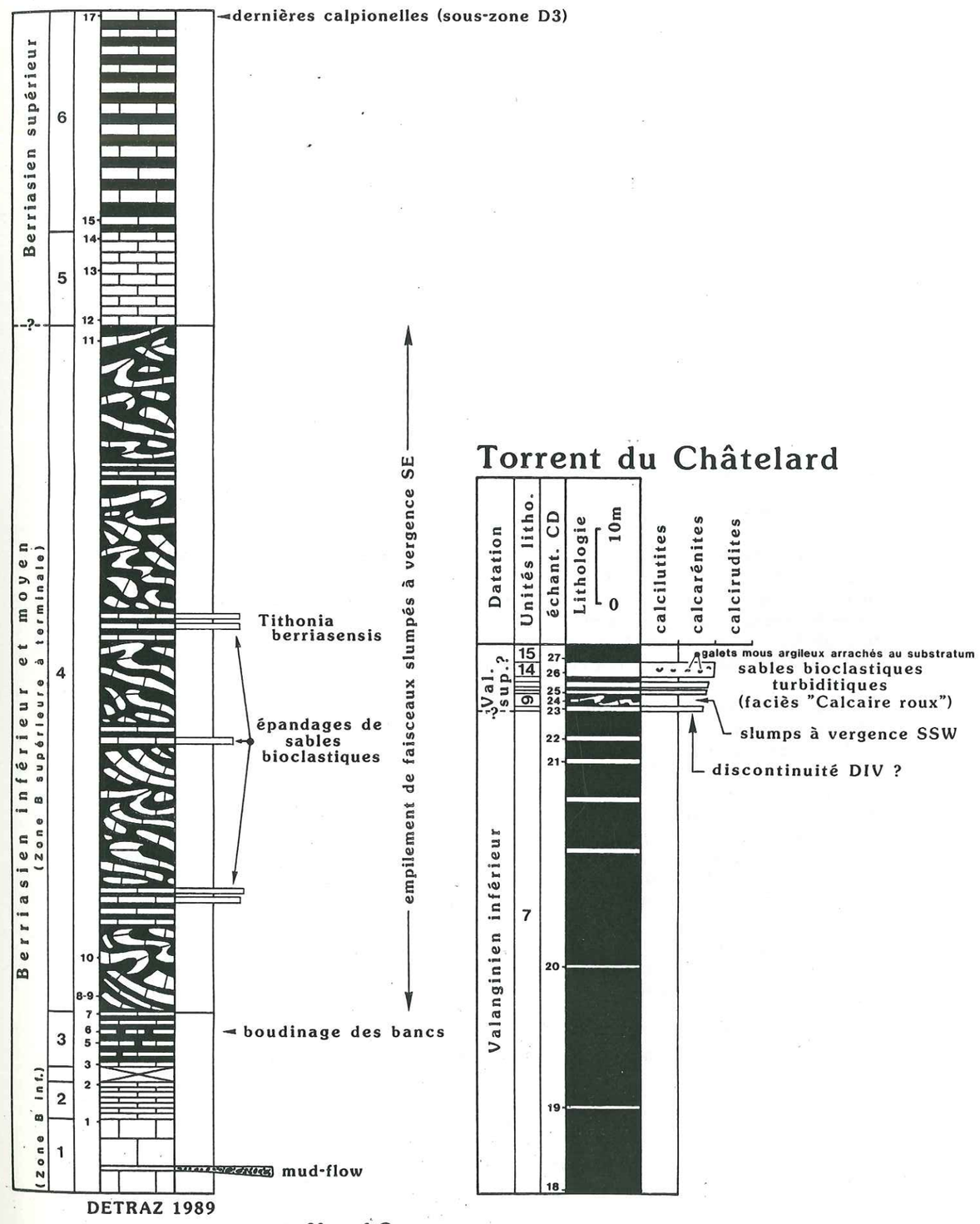


fig.48

Cet ensemble lithologique résulte d'un empilement de slumps (faisceaux contournés) parfois séparés par quelques bancs de calcaires micritiques (biomicrites à calpionelles) ou biodétritiques continus dont l'orientation et le pendage sont conformes à la stratification locale.

Des dépôts calcarénitiques grossiers, déjà signalés par DONZE et ROSSET (1952), sont également visibles au sein de cette quatrième unité. Ce sont des grainstones (biopelsparites à pelsparites) ou plus rarement des packstones à ooïdes et microintraclastes micritiques avec ou sans calpionelles. La macrofaune et la microfaune sont représentées par des fragments d'échinides, de bivalves, de brachiopodes, de gastéropodes, de bryozoaires ainsi que par des alques (dasycladacées : *Clypeina* sp.) et par des foraminifères benthiques dont les plus significatifs sont : *Everticyclammina* sp., *Trocholina alpina* LEUPOLD et BIGLER, *Trocholina elongata* LEUPOLD et BIGLER.
Cette microfaune de plate-forme est associée à des calpionelles, des ammonites (*Berriasella* sp.) et des d'échinodermes dont *Tithonia berriasiensis* DE LORIOL; une espèce vivant au dessous de 250 à 300 m de profondeur (B. Clavel comm. pers.).

Tous les prélèvements effectués au sein des unités 3 et 4 ont livré des associations de calpionelles caractéristiques de la Zone B supérieure/terminale (Berriasien inférieur (moitié supérieure)/base du Berriasien moyen).

L'unité 5 (12,5 m) est représentée par des calcaires micritiques argileux en bancs centimétriques à décimétrique. Ces boues hémipélagiques argilo-carbonatées ont livré *Lenticulina nodosa* REUSS (dét. R. Wernli).

L'unité 6 (30 m) délimite une alternance de bancs calcaires (biomicrites à calpionelles) décimétriques (20 à 25 cm) et d'interbancs marneux dont l'épaisseur augmente progressivement vers le haut. Grâce aux associations de calpionelles, la limite Berriasien/Valanginien a pu être placée au sein de l'unité 6. La découverte de *Holcophylloceras* gr. *serum* (dét. G. Le Hegarat) au col de Doran (DETRAZ et al. 1986, p. 369), dans les derniers bancs de cette sixième unité, confirme ce résultat.

Les marnes prédominent au sein de **l'unité 7** (65 m). Quelques bancs calcaires ou calcaréo-argileux (wackestones, biomicrites gréseuses (QZ : 10 à 15%; D. moy. : 0,5 mm) et micacées (muscovite)) dont l'épaisseur et la fréquence augmentent de bas en haut viennent s'interstratifier dans ces boues hémipélagiques argileuses.

Dans cette septième unité, R. Busnardo (in CHAROLLAIS et al. 1981b) a reconnu *Thurmanniceras* sp., *Protetragonites quadrisalcatum* et *Kilianella* sp. tandis que R. Wernli (in DETRAZ et al. 1986) a identifié : *Lenticulina* sp., *Paalzowella feifeli* (PAALZOW), *Miliospirella* ou *Ammodiscus sp.*, *Triplasia georgsdorfensis* (BARTENSTEIN et BRAND), *Ramulina* sp. *Dorothia hechti* DIENI et MASSARI.

La partie supérieure de la coupe du Torrent du Chatelard **(unités 8 à 15)** est caractérisée sur une dizaine de mètres par une alternance de sédiments hémipélagiques et de resédiments bioclastiques quartzeux (7 à 10%) et glauconieux à patine rousse. Ces derniers apparaissent en bancs décimétriques (unités 8, 10, 12) puis métriques (unité 14); c'est le faciès "Calcaire roux" (MORET 1934) qui, lorsqu'il est bien développé, renferme des intraclastes marneux (unité 14).

L'unité 9 est affectée des glissements synsédimentaires (slumps) dont la géométrie témoigne en faveur d'un déversement vers le SSW. La microfaune de ce niveau comprend, selon R. WERNLI (in DETRAZ et al. 1986) : *Dorothia kummi* (ZEDLER), *Acruliammina longa* TAPPAN, *Ammobaculites* sp., *Vaginulinopsis decemcostata* NOTH, *Epistomina* sp., *Verneuilinoides* sp. et *Trochammina* sp.

D'après CHAROLLAIS et al. (1981b), le niveau 14 correspondrait au sommet du Valanginien supérieur.

7.2.16 Coupe du Plan des Eves.

La coupe du Plan des Eves est située dans la partie centrale de la chaîne des Aravis, au Nord de la route N509 qui passe par le col des Aravis. Elle a été relevée sur le promontoire qui affleure à l'extrémité méridionale de la falaise tithonique du Plan des Eves (fig. 32 et tabl. 2 : n° 53). Elle débute sur le flanc NE de ce dernier et se poursuit sur son flanc SW. Epaisse de 170 m, la coupe du Plan des Eves représente la presque totalité de la "barre tithonique" des auteurs.

Description (fig. 49).

En plus des marnes sommitales, la coupe du Plan des Eves comprend deux grands ensembles lithologiques :

1- un ensemble prédominant (95%) de calcaires micritiques, homogènes ou noduleux à stylolithes (**unités 1, 7, 9, 11, 13, 15, 17**) qui se présentent soit en bancs décimétriques à centimétriques séparés par des joints onduleux (1, sommet de 7, 9, base de 17), soit en bancs métriques limités par des joints millimétriques peu onduleux (base de 7, 9, 11, 13, 15, sommet de 17).

Toutes ces unités sont constituées par des calcaires micritiques homogènes. ce sont des biomicrites (mudstones ou wackestones) à radiolaires, globochaetes, filaments, aptychus, ostracodes, échinodermes et embryons d'ammonites. Les protoglobigérines sont présentes dès la base de la coupe mais elles disparaissent rapidement au sommet de l'unité 1 pour ne réapparaître que dans certains lithoclastes à la base de l'unité 5.

Les saccocomidés connaissent un plein développement dans les deux tiers inférieurs de la coupe pour disparaître rapidement (10 m) entre les échantillons CD 39 et 40 (= l.m. HD 126 et 127), alors qu'apparaissent les premières calpionelles. Dans certaines unités, les joints de stratification peuvent apparaître très onduleux et conférer à la roche un aspect noduleux voire bréchique. Tous ces niveaux de calcaires micritiques noduleux sont caractérisés par le développement d'une intense stylolitisation, associée à une concentration en oxydes de fer.

Le microfaciès des calcaires micritiques noduleux ne diffère en rien de celui des calcaires micritiques homogènes. Lorsque la stylolitisation est très développée, elle provoque une concentration des bioclastes dans la gangue (JENKYNS 1974) mais les associations faunistiques restent qualitativement identiques. La présence de joints stylolitiques ferrugineux et la dissolution des tests d'organismes au niveau de la gangue confirment l'hypothèse d'une dissolution sous pression liée notamment à une compaction diagénétique (WANLESS 1973, 1979). Sous l'effet de cette compaction, le faciès acquiert une fausse structure dépositionnelle de type packstone.

2- un ensemble mineur (5%) de calcaires bioclastiques (grainstones/packstone; pelsparites, biopelsparites ou biosparites/biopelmicrite à ooïdes : unités 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 12, 14, 16) qui supportent (sauf dans 2, 4, 8) des intraclastes micritiques arrondis et parfois aplatis dont la taille varie entre quelques millimètres et 10 à 15 cm (rare).
Ces calcaires bioclastiques se présentent en bancs massifs dont l'épaisseur est d'ordre centimétrique à métrique. Leurs épontes sont toujours tranchées et planes; elles ne présentent aucune figure sédimentaire.

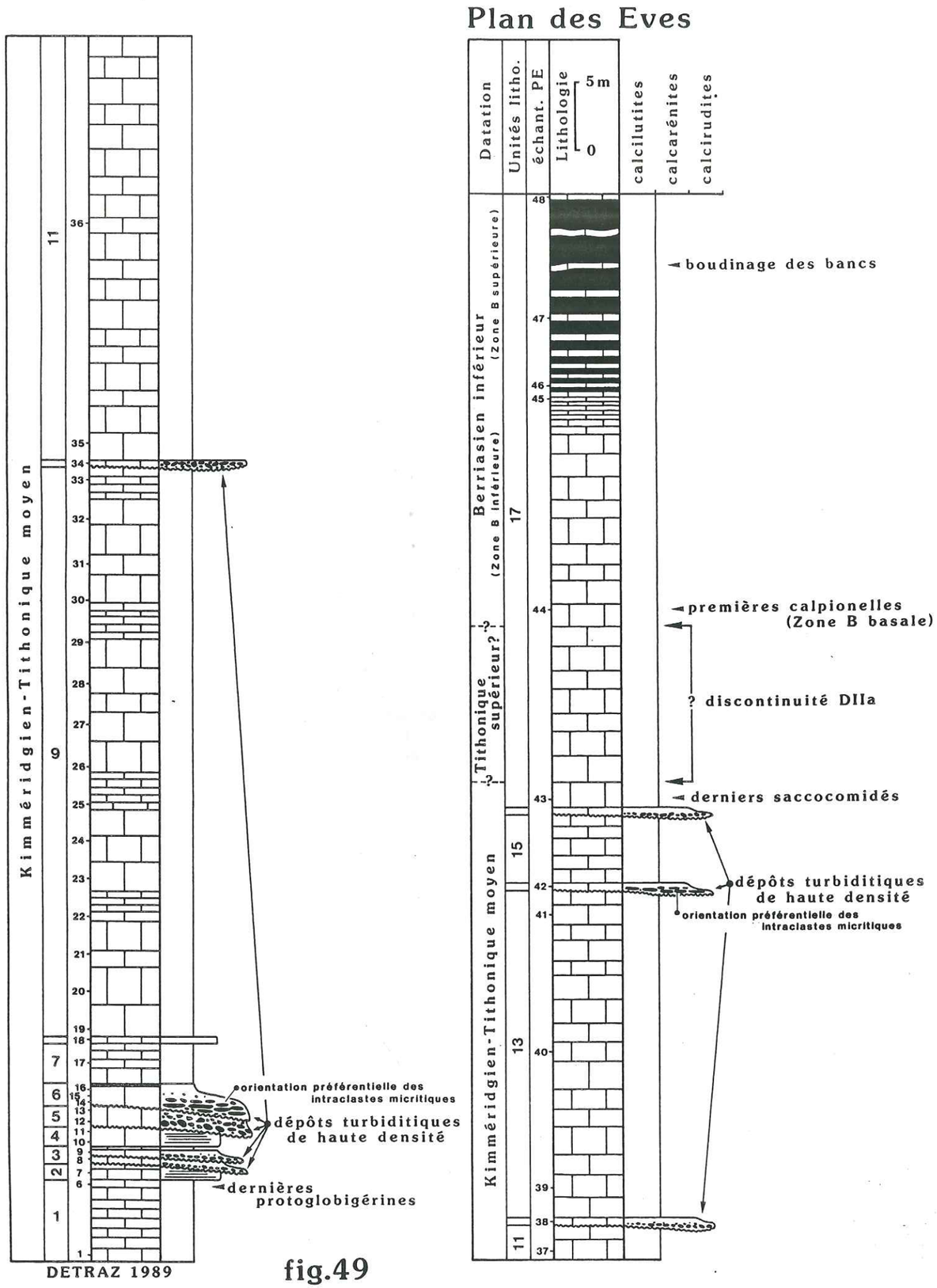


fig.49

Les intraclastes micritiques (biomicrite à saccocomidés, radiolaires, globochaetes, filaments, aptychus, calpionelles : unités 14, 16) se concentrent généralement à la base de ces resédimentations où ils montrent un net granoclassement et une orientation préférentielle.
Les laminations planes parallèles -exceptionnellement surmontées par des laminations entrecroisées (ripple cross laminations)- qui affectent la partie supérieure de ces dépôts sont une preuve supplémentaire de leur origine turbiditique.
Ces resédiments supportent une microfaune remaniée qui comprend des débris d'échinodermes (avec épitaxie), de bryozoaires, de dasycladacées (dont *Clypeina jurassica* (FAVRE), et des foraminifères benthiques (dont *Pseudocyclammina* sp., *Everticyclammina* sp., *Protopeneroplis* ? sp., *Conicospirillina basiliensis* MOHLER, *Nautiloculina oolitica* MOHLER).

Les marnes n'apparaissent, à l'exception de la partie sommitale de l'unité 6, qu'au sommet de la coupe. Elles forment des lits irréguliers qui prennent rapidement de l'ampleur pour constituer de vrais interbancs.

7.2.17 Coupe de la Pointe de Varochet.

Cette coupe est située en rive droite de la vallée de l'Arve (fig. 32 et tabl. 3 : n° 60). Elle débute légèrement au Sud de la Pointe de Varochet (1854 m) et recoupe tous les terrains compris entre le sommet des calcaires micritiques du Jurassique supérieur et la base des calcaires siliceux ("Kieselkalk") de l'Hauterivien. D'un intérêt stratigraphique certain, la coupe de la Pointe de Varochet s'est aussi révélée riche d'enseignements quant à la nature et à l'origine des resédimentations qui ont affecté une sédimentation monotone, dominée par le détritisme argileux.

Description (fig. 50).

L'unité 1 est constituée par des calcaires micritiques (wackestones; biomicrites) à calpionelles (abondantes), globochaetes et rares débris d'échinodermes. Des resédiments mal classés mais très grossiers (calcirudites; intrabiomicrites) viennent troubler cette sédimentation hémipélagique carbonatée.

Les intraclastes micritiques (biomicrites à calpionelles) millimétriques à centimétriques et les bioclastes (algues, échinodermes, bryozoaires) représentent 80% du volume de ces resédiments. Ils sont liés par une matrice micritique ou microsparitique peu abondante. Les calpionelles ont permis de dater les intraclastes de la Zone B inférieure (Berriasien inférieur) alors que le toit de cette première unité a livré des associations caractéristiques du début de la Zone B supérieure. Cette changement lithologique qui marque l'apparition du détritisme argileux, était anciennement confondu (KILIAN 1907) avec la limite Jurassique-Crétacé.

Entre la Pointe de Varochet et le P.C. 1883 m, situé au SSE de cette dernière, cette limite lithologique présente une géométrie en marches d'escalier qui contrôle l'organisation des dépôts ultérieurs. Cette géométrie particulière fait l'objet d'un développement au chapitre 5 (cf. 5.1.2).

Entre le toit des calcaires massifs de l'unité 1 et la base du faisceau de bancs calcaires (unité 3) qui la surmonte, **l'unité 2** délimite un coin sédimentaire (figs. 25a et 45). Celui-ci se caractérise par un faible taux de sédimentation et une stratification relativement bien ordonnée dans sa partie amont alors que sa partie aval fait l'objet d'une sursédimentation. Cette dernière est dûe à une accumulation de slumps qui atteint 15 à 20 m d'épaisseur.

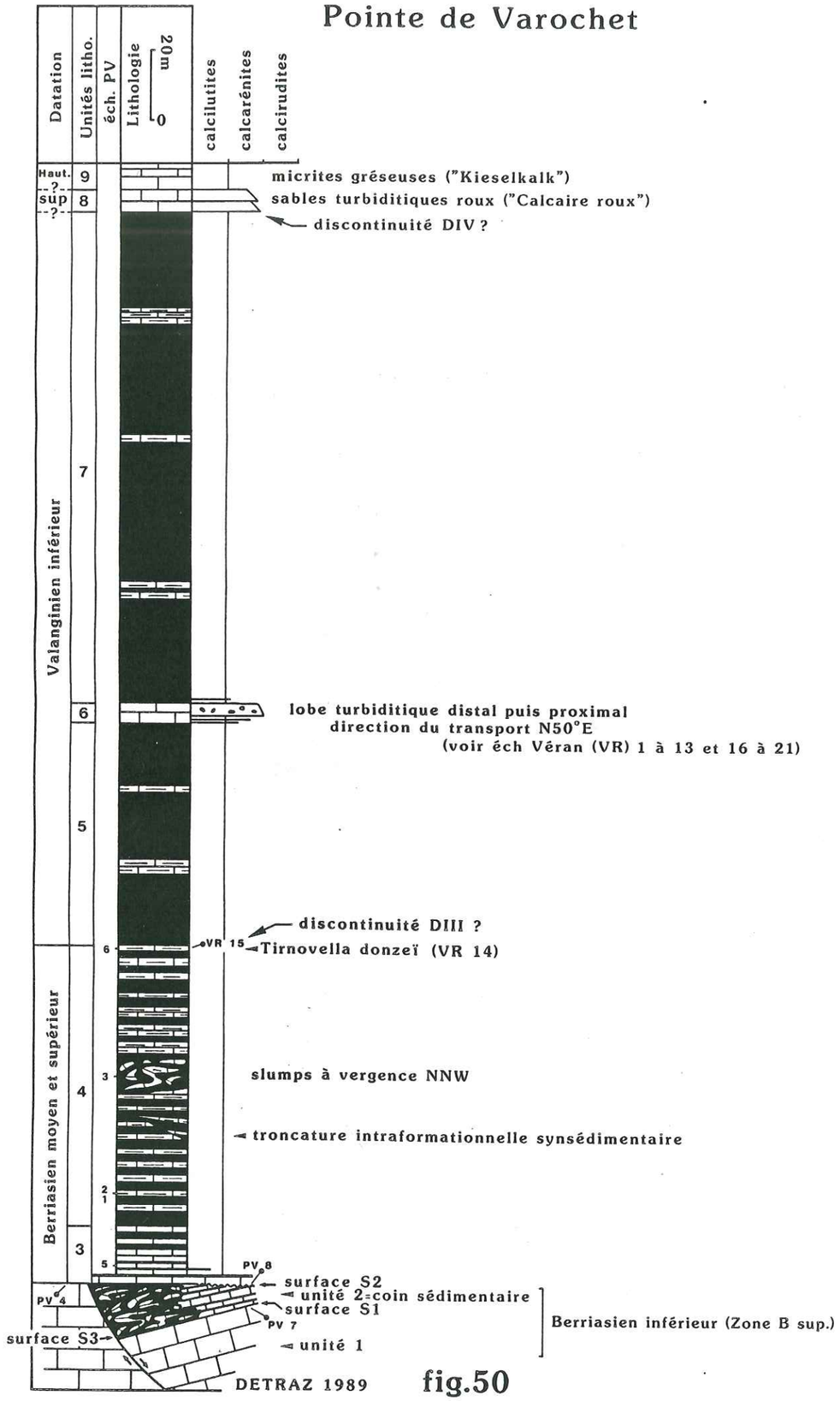


fig.50

L'**unité 3** a une épaisseur de 17 m. Elle est représentée par une alternance régulière de bancs calcaires décimétriques (wackestones, biomicrites à calpionelles, aptychus et rares débris d'échinodermes) et d'interbancs marneux.
Le premier des bancs calcaires a livré une association de calpionelles caractéristique de la Zone B terminale, soit de la base du Berriasien moyen. Son contact inférieur avec l'unité 2 est nettement discordant (Toplap) en direction du SSE alors que vers le NNE, cette troisième unité repose en concordance sur l'unité 2 puis directement sur l'unité 1.

Avec l'**unité 4** (80 m), le détritisme argileux gagne les bancs calcaires. Ces biomicrites (mudstones) à calpionelles faiblement gréseuses (QZ : 1-5%; D. moy. < 50 um) alternent avec des interbancs marneux, d'épaisseur croissante. L'ensemble est affecté par des troncatures intraformationnelles synsédimentaires et par des glissements en masse immatures (slumps) dont le matériel a été daté de la Zone C. Les associations de calpionelles ont permis de dater la base de cette quatrième unité du Berriasien moyen (Zone B terminale/C) et son toit du Berriasien terminal (Zone D, sous-zone D3). Ce dernier résultat a été confirmé par la découverte de *Tirnovella donzei* (éch. VR 14; dét. G. Le Hegarat) une ammonite de la sous-zone à *callisto*.

La sédimentation évolue ultérieurement vers un pôle essentiellement argileux, représenté par les **unités 5 et 7** dont la puissance atteint respectivement 65 m et 140 m. Les rares bancs plus calcaires sont constitués par une biomicrite argileuse (mudstone/wackestone) à Textulariidae, Ataxophragmidae et débris d'échinodermes. Ces sédiments hémipélagiques sont légèrement gréseux (QZ : 5-7%, D. moy. < 50 um).

Ces deux dernières unités sont séparées par **l'unité 6** qui regroupe une succession de dépôts bioclastiques calcarénitiques dont l'épaisseur totale atteint au maximum 4,5 m. Celle-ci diminue rapidement en direction du SSE (1,9 m; coupe de Lacha, fig. 27 : n° 61) où ce corps sédimentaire finit par disparaître (fig. 3).
A l'affleurement, ces biomicrites/sparites s'organisent en une séquence stratocroissante et granocroissante que l'on peut subdiviser en trois termes.

a- Le premier mètre est représenté par des calcarénites (biomicrites/microsparites) fines (D. moy. 200-300 um) en bancs centimétriques (0,01 à 0,1 m) et homogènes (pas de granoclassement visible) qui alternent avec des interbancs marneux d'épaisseur équivalente.
Cet ensemble pélitobioclastique est bioturbé et les joints de stratification sont souvent onduleux.

b- Le mètre suivant se distingue par la disparition des interbancs argileux qui s'accompagne d'une augmentation sensible de l'épaisseur des bancs (0,1 à 0,25 m) et de la granulométrie (D. moy. 500 um). Ces calcarénites (biosparites) à laminations planes parallèles peuvent présenter une base érosive, grossière et mal classée, à débris coquilliers divers. Elles supportent de rares intraclastes (galets mous) centimétriques (10 cm maximum) de calcaire argileux. Ces séquences de dépôts granoclassées sont parfois couronnées par une micrite ou une microsparite gréseuse.

c- Le dernier terme équivaut à la moitié supérieure de l'unité 6. Il a une épaisseur maximale de 2,5 m. Ce sont des calcarénites moyennes à grossières (D. moy. 0,5 à 1 mm) et plus rarement des calcirudites fines (niveaux constitués presque exclusivement de débris coquilliers plurimillimétriques) en bancs pluridécimétriques (0,4 à 0,75 m) et massifs.

La microfaune remaniée est très diversifiée. Elle se compose de fragments d'échinodermes (toujours abondants), bryozoaires, lamellibranches, brachiopodes, gastéropodes, éponges, serpules et d'algues diverses associées à des foraminifères benthiques de plate-forme : Miliolidae (souvent oolithisés), Textulariidae/Ataxophragmidae, *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., *Lenticulina* sp. et de gros foraminifères agglutinants (Lituolidae). Ces bioclastes sont fréquemment affectés par une micritisation partielle ou totale et par une ferruginisation plus ou moins poussée.

Deux types d'extraclastes viennent compléter la composition du microfaciès. Le premier est représenté dans les trois termes décrits ci-dessus, par des particules arrondies, micritiques et dolomitiques (dolomicrites). Elles sont azoïques et leur taille peut atteindre 1 à 2 mm. Ces débris ont très probablement une origine biologique (algaire) mais ils ont subi une micritisation (bioérosion) totale avant d'être remaniés.
Le second correspond à des fragments, plus ou moins anguleux, de roches sédimentaires. Ce sont des bioosparites plus ou moins ferrugineuses ou des biomicrites à gros foraminifères benthiques agglutinants. Comme les intraclastes argileux, les extraclastes de ce type sont restreints aux deux termes supérieurs (b et c) décrits précédemment. Toutefois, ils sont plus fréquents et plus gros dans le troisième (c).

L'analyse sédimentologique de ces épandages bioclastiques montre qu'il s'agit de dépôts turbiditiques de lobe distal (terme basal pélitobioclastique) puis proximal (termes supérieurs à dépôts granoclassés et laminés renfermant des galets mous et des extraclastes).
Au toit de l'unité 6, le volume et la granulométrie de ces apports bioclastiques diminuent brutalement. Toutefois, leur influence continue à se faire sentir dans la base de l'unité 7 où ils viennent s'interstratifier en lits millimétriques à centimétriques (1 à 2 cm, biomicrosparites) dans une sédimentation hémipélagique de boues micritiques et gréseuses (QZ : 10-12%; D. moy. < 50 um).

L'unité 8 présente des caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques proches de l'unité 6. Ces sables bioclastiques (biosparites), fortement ferrugineux, sont composés à 40-60% par des plaques d'échinodermes. Ces dernières sont associées ou non à des fragments coquilliers divers, bryozoaires, serpules et à de gros foraminifères benthiques agglutinants. Les lithoclastes (10 à 40%) sont représentés par des particules arrondies (D. moy. 400-500 um) micritiques de couleur gris-clair ou brune (rares) et par des fragments millimétriques (3 mm maximum) et subanguleux de texture grapestone (biomicrite faiblement gréseuse et/ou dolomitique à échinodermes et algues). Une importante bioérosion (enveloppes micritiques, microperforations) affecte de nombreux bioclastes. Elle peut conduire à une micritisation totale. Cette observation laisse à penser que les lithoclastes, décrits ci-dessus comme des particules micritiques arrondies de couleur gris-clair, sont en réalité d'anciens bioclastes totalement micritisés avant ou pendant leur remaniement.

La cimentation est réalisée par une sparite à gros cristaux souvent ferrugineuse. De rares particules présentent un ciment précoce isopaque ou exceptionnellement asymétrique de type stalactitique. Ces dernières témoigneraient d'un remaniement depuis une zone littorale émergée, favorable à une cimentation vadose. Cette huitième unité correspond au "Calcaire roux".

7.2.18 Coupe du Lac d'Anterne.

La coupe du Lac d'anterne a été relevée sur le versant Nord du col d'Anterne (2257 m, fig. 32 et tabl. 3 : n° 65). Elle débute au lieu dit "Les Pêchoix", situé à égale distance entre le col et le lac d'Anterne et se poursuit, au pied des Fiz, jusqu'au Lanches d'Anterne à une altitude de 1850 m.

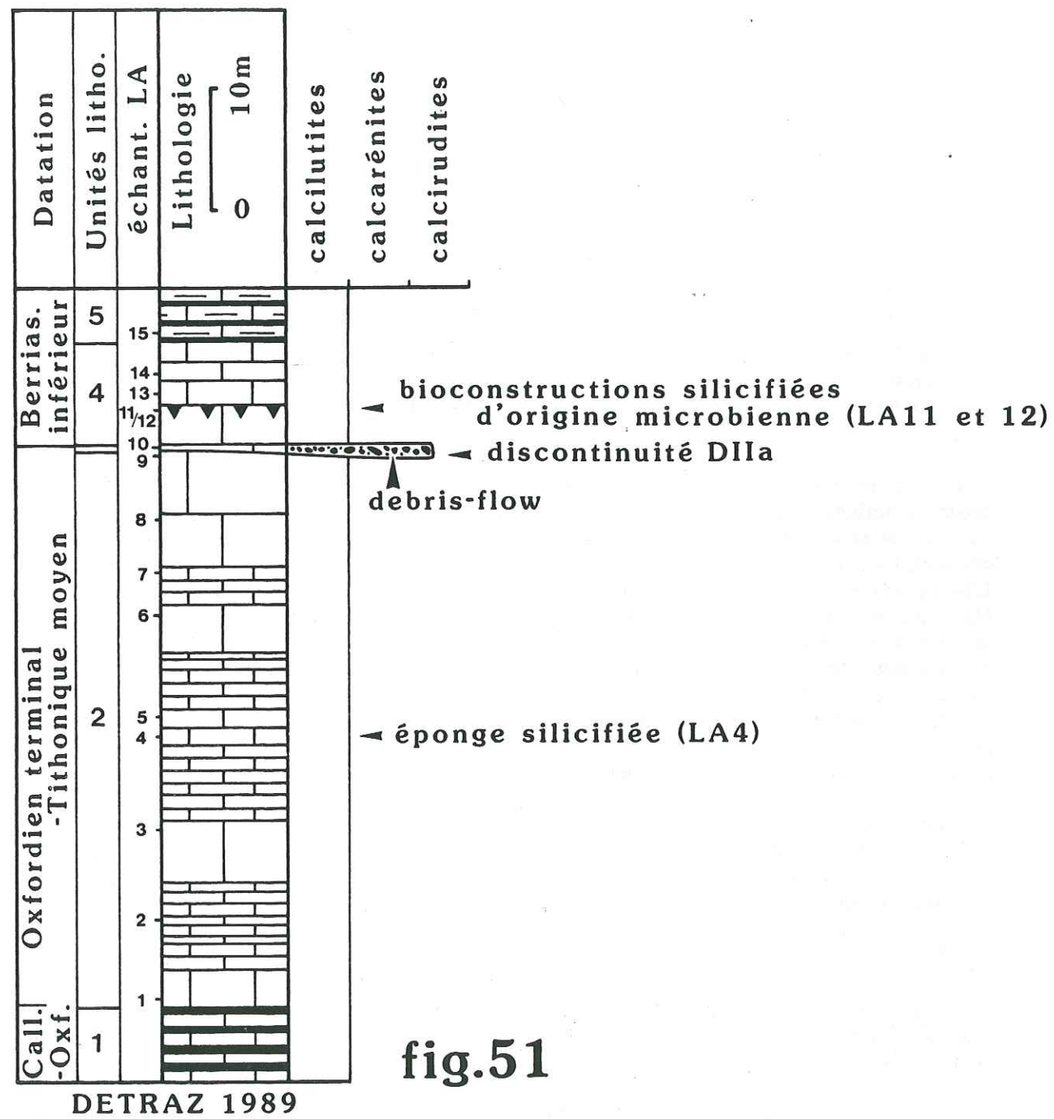


fig.51

Description (fig. 51).

L'unité 1 est constituée d'une alternance de calcaires argileux et de marnes. Elle est attribuable, d'après la carte géologique ANNECY au 1/80.000 (3ème édition, 1969) aux schistes bathoniens, calloviens et oxfordiens. Les ammonites récoltées, au col d'Anterne par MAILLARD (1889) sont calloviennes.

L'unité 2 a une épaisseur de 45 m. Elle délimite un ensemble de calcaires hémipélagiques (mudstones, micrites/biomicrites) à radiolaires, saccocomidés, aptychus et débris d'échinodermes La macrofaune est représentée par des rostres de bélemnites, des ammonites (indéterminables) et par des éponges siliceuses (éch. LA 4, fig. 52). Ces dernières, retrouvées en position de vie, reposent sur un substratum micritique de teinte légèrement rougie. La présence des saccocomidés, toujours fréquents, permet d'attribuer cette seconde unité à l'intervalle Oxfordien terminal-Tithonique moyen.

L'unité 3 (0,6 m) délimite un banc massif. Cette calcirudite (packstone; biomicrite/microsparite à grosses plaques d'échinodermes (15% à 20% du resédiment)) renferme des intraclastes micritiques (50%) plurimillimétriques (1 à 6 mm), azoïques ou à rares fantômes de radiolaires calcitisés et débris de saccocomidés. Les plaques d'échinodermes, présentes dans la matrice, sont souvent auréolées par une enveloppe micritique.

L'unité 4 (8 m) marque le retour à une sédimentation hémipélagique. Ces micrites ou biomicrites (mudstones/packstones) à calpionelles, globochaetes, radiolaires, échinodermes et Textulariidae sont datées de la Zone B inférieure, soit du Berriasien inférieur.

Les trois premiers mètres de ces calcaires micritiques sont couronnées par des bioconstructions silicifiées (éch. LA 11 et 12; l.m. HD 952 et 953) éparses qui peuvent atteindre une taille décimétrique. Ce niveau présente aussi une importante concentration de rostres de bélemnites.
L'analyse microscopique montre que l'architecture interne de ces bioconstructions est régit par un réseau de bourgeonnements souvent coalescents. La croissance de ces grumeaux de silice amorphe se fait au détriment de la micrite intersticielle à calpionelles, aptychus et plaques d'échinodermes. Les calpionelles prises dans ces encroûtements microbiens de type microbialithe (BURNE et MOORE 1987) sont silicifiées alors que leur semblables prises dans la micrite interstitielle, même très proche de ces encroûtements, sont restées calcitiques. Cette observation tendrait à prouver que la silicification est d'origine biologique et non pas diagénétique.

L'unité 5 enregistre l'arrivée du détritisme argileux. Les bancs de calcaires argileux sont constitués par des micrites argileuses (mudstones) finement gréseuses (QZ : 7 à 10%) à Textulariidae/Ataxophragmidae. Les associations de calpionelles sont caractéristiques de la Zone B.

7.2.19 Coupe de la Montagne de Commune.

La coupe de la Montagne de Commune se trouve sur la rive gauche du Giffre (fig. 32 et tabl. 3 : n° 66). Elle est composée de deux tronçons. Le premier a été levé au pied de la falaise que l'on aperçoit 700 à 750 m au Sud et au SW de l'alpage de Commune. La liaison avec le second tronçon, situé sur la rive gauche du torrent du Sougy, est assurée par une pente structurale orientée N30°E avec un pendage de 35° vers le NW. Cette coupe, épaisse de 145 m, permet d'observer avec une bonne continuité, l'ensemble des dépôts compris entre l'Oxfordien terminal et la base du Berriasien moyen.

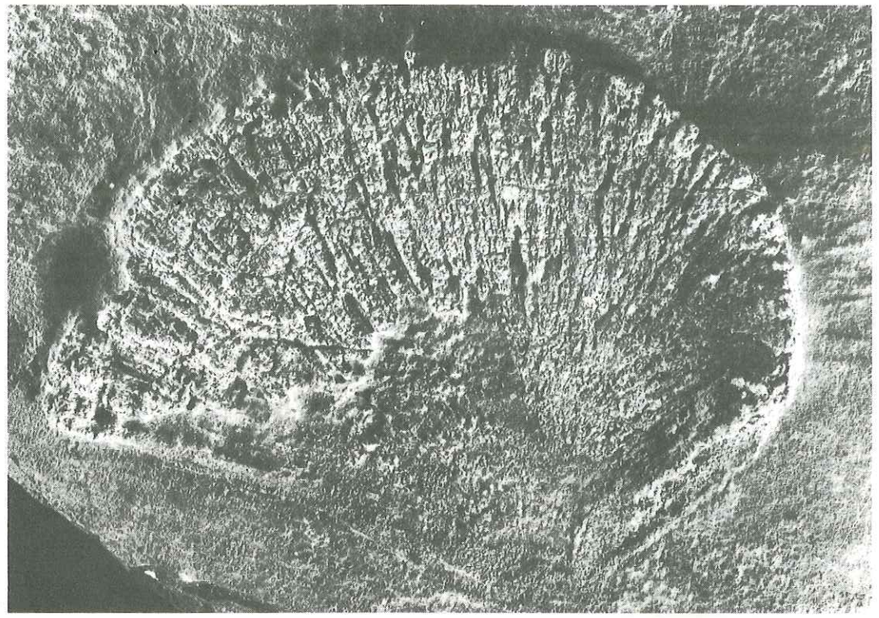


fig.52 Coupe du Lac d'Anterne: éponge siliceuse, éch. LA 4

Description (fig. 53).

L'unité 1 a une épaisseur de 7,5 m. Elle repose sur une série alternante de calcaires micritiques et de marnes. Ces calcaires fins (calcilutites), en bancs centimétriques à décimétriques, correspondent à une micrite fossilifère (mudstone) à rostres de bélemnites, radiolaires, filaments et rares protoglobigérines (uniquement à la base). Trois horizons calcarénitiques grossiers à laminations planes parallèles viennent s'interstratifier dans cette sédimentation hémipélagique. Ces intramicrites (packstones) peuvent présenter une base très grossière (calcirudite) à intraclastes micritiques (70 à 80% , mm à cm) qui renferment une microfaune de radiolaires et de filaments. La matrice micritique, rare (10%), a livré une microfaune de saccocomidés, radiolaires, échinodermes et Textulariidae.

Les unités 2 et 3, d'une épaisseur respective de 76 m et de 23 m, voient se développer une sédimentation monotone de calcaires micritiques en bancs centimétriques à décimétriques.
Outre les radiolaires, ces micrites et biomicrites renferment une microfaune peu diversifiée de saccocomidés et de calpionelles. Les premiers sont restreints à l'unité 2, au sein de laquelle ils se développent en nombre et en taille, alors que les secondes caractérisent l'unité 3. Les premières associations de calpionelles appartiennent déjà à la Zone B, soit au Berriasien inférieur. Le Tithonique supérieur (Zone A), dont la base est normalement caractérisée par l'association saccocomidés/calpionelles (de la sous-zone A1), n'est pas représenté dans la coupe de la Montagne de Commune.

L'unité 4 (0,2 m) est constituée par une intrabiomicrite de texture packstone. Ce paraconglomérat est composé à 40-50% par des intraclastes micritiques millimétriques à centimétriques. Ces derniers renferment des radiolaires et des calpionelles carctéristiques de la Zone B. Ils flottent dans une matrice micritique, plus ou moins abondante (30 à 50%). Les bioclastes (10 à 20%) sont représentés par des fragments d'échinodermes, de bryozoaires, de bivalves et par des algues dont *Rivularia* sp.

Montagne de Commune

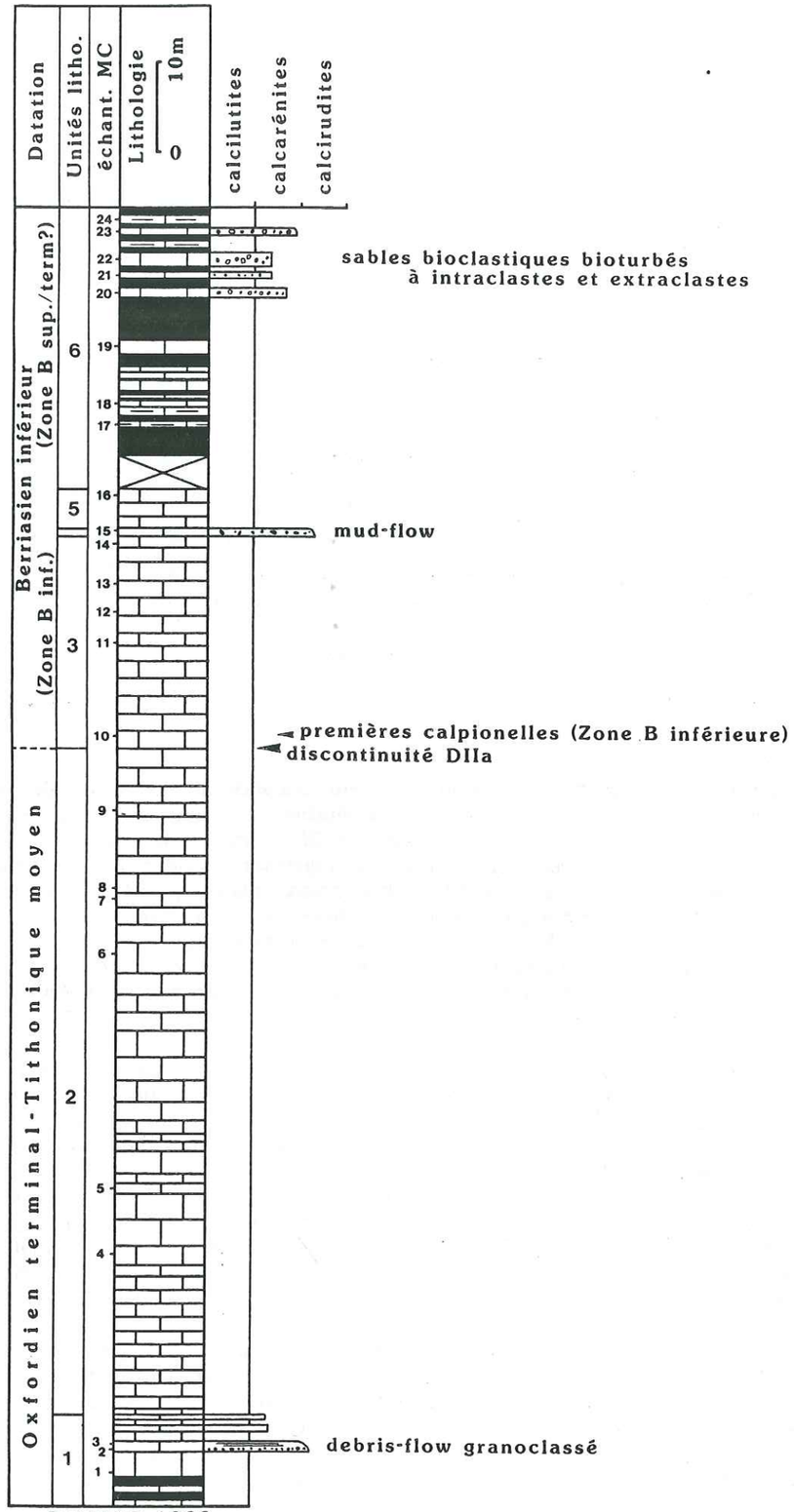


fig.53

L'unité 5, marque le retour à une sédimentation de calcaires micritiques hémipélagiques. Ces biomicrites (mudstones/wackestones) à calpionelles (abondantes) et aptychus sont datées de la Zone B inférieure, soit du Berriasien inférieur (moitié inférieure).

Après une courte lacune d'observation de 3,5 m, **l'unité 6** (28 m) enregistre l'apparition et le developpement du détritisme argileux. Ces alternances de calcaires micritiques plus ou moins argileux (mudstones), en bancs centimétriques à décimétriques et de marnes ont livré des associations de calpionelles caractéristiques de la Zone B supérieure (Berriasien inférieur (moitié supérieure)) puis de la Zone B supérieure/terminale ? (sommet du Berriasien inférieur/base du Berriasien moyen ?).

Des sables bioclastiques calcarénitiques viennent s'interstratifier dans sa partie sommitale. Ce sont des biointrasparites (grainstones) ou des biointramicrites (wackestones/packstones). Elles renferment des extraclastes (100 um à 3 mm; biomicrites à charophytes, oobiomicrites/sparites ou oosparites ferrugineuses) associés ou non avec des lithoclastes micritiques et azoïques à cristaux de dolomie et de feldspath authigène. La matrice (40 à 80%) est de nature micritique, microsparitique ou sparitique. Elle supporte des bioclastes (10 à 30%) d'origine très diversifiée : échinodermes, bryozoaires, gastéropodes, bivalves, serpules coloniaux, et des foraminifères benthiques (Miliolidae (parfois oolithisés), Textulariidae/Ataxophragmidae, Lituolidae, *Trocholina* sp.) associés à de rares calpionelles. Les Lituolidae sont représenté par de grosses formes agglutinantes dont le test est composé de microintraclastes ferrugineux. La composition de ces resédiments est dépendante de l'intensité de la bioturbation qui les affecte. En effet, les niveaux calcarénitiques les plus bioturbés sont ceux dont la matrice est micritique. L'action mécanique des organismes fouisseurs serait donc à l'origine de ce mélange entre un sable biodétritique propre et une micrite hémipélagique.

7.2.20 Coupe de Salvadon.

Cette coupe a été levée sur les pentes structurales lapiazées qui dominent, vers le Sud, l'alpage de Salvadon (figs. 5, 32 et tabl. 3 : n° 67). Elle ne concerne que les dépôts du Berriasien inférieur/basal et les resédimentations grossières qui leur sont associées. La coupe de Salvadon est sédimentologiquement très proche de la coupe de la Tête des Ottans (unités 1 à 7) dont elle constitue un équivalent latéral. Toutefois, à Salvadon, les conditions d'affleurement en pente structurale ont permis une quantification rigoureuse des directions d'apport des resédiments; ceci grâce à une mesure systématique de l'orientation des rostres de bélemnites concentrés au toit de ces debris-flow ou mud-flow.

Description (fig. 54).

Les **unités 1, 3, 5 et 7** sont constituées par des mudstones (micrites/biomicrites) à calpionelles, globochaetes, radiolaires, et échinodermes (rares). Tous les échantillons ont livré des associations de calpionelles caractéristiques de la Zone B inférieure, soit du Berriasien inférieur/basal.

Cette sédimentation hémipélagique est interrompue par la mise en place d'une première resédimentation de type debris-flow. Il s'agit de **l'unité 2** (0,3 m) qui est représentée par une calcirudite. Cet orthoconglomérat (packstone; intrabiomicrite) ne renferme que des intraclastes micritiques (30 à 50%) à calpionelles et radiolaires. Ils ont une taille millimétrique (1 à 10 mm) et appartiennent tous à la Zone B inférieure. Les bioclastes (30 à 40%) sont représentés par des plaques d'échinodermes, bryozoaires, éponges, bivalves, aptychus et par *Tubiphytes* sp. : un foraminifère encroûtant (BERNIER 1984). L'ensemble, mal classé, est supporté par une matrice micritique peu abondante (10 à 30%).

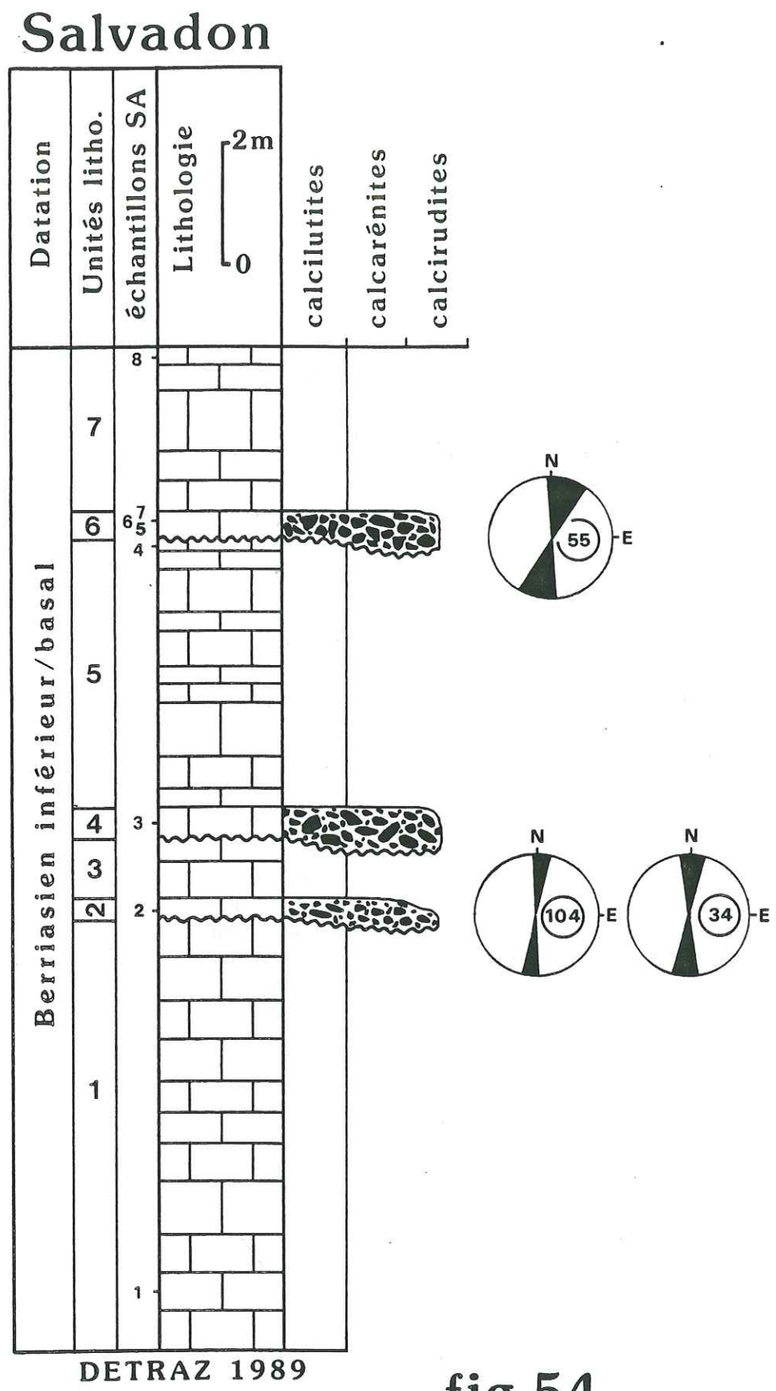


fig.54

104 bioclastes dont la longueur dépassait deux fois la largeur ont fait l'objet d'une mesure d'orientation au toit de cette deuxième unité. Parmi eux, 72 rostres de bélemnites, répartis sur la totalité de la surface affleurante et 34 bioclastes divers concentrés sur 1 m^2.
Pour l'ensemble des mesures, la courbe des pourcentages cumulés présente une médiane d'orientation N6°E et un écart interquartile de 15°. Les valeurs obtenues sur 1m^2 sont très proches : respectivement N2°E et 24°.

L'unité 4 qui atteint une épaisseur de 0,5 m est un paraconglomérat (mud-flow). Cette calcirudite (wackestone) supporte des intraclastes micritiques (10%; mm à cm) azoïques ou à calpionelles. Les bioclastes (10%) sont représentés par des plaques d'échinodermes, souvent auréolées par une enveloppe micritique et par des fragments d'éponges. L'abondante matrice micritique (80%), datée comme les intraclastes de la Zone B inférieure, est affectée par une dolomitisation.

L'unité 6 (0,4 m) est sédimentologiquement proche de l'unité 2. Elles n'en diffère que par un pourcentage d'intraclastes micritique moins important (10 à 20%) mais dont la taille peut atteindre 1 à 2 cm.
Dans ce cas, 55 bioclastes ont fait l'objet d'une mesure d'orientation. La médiane est orientée N15°E alors que l'écart interquartile s'élève à 38°. Au vu de cette dernière valeur, il semblerait donc que l'abondance de la matrice micritique (40 à 50%) qui caractérise cette troisième resédimentation, n'ait pas favorisé la libre orientation des bioclastes dans la partie sommitale du dépôt.

Mis à part cette coupe détaillée, le lapiaz de Salvadon a été entièrement prospecté. Sa partie haute (Pointe de Sans Bêt) est un équivalent latéral de la coupe de Salvadon alors que sa partie centrale, surcreusée par l'érosion, laisse affleurer des terrains plus anciens (éch. SA 10 = l.m. HD 857 : wackestones; micrites/pelmicrites à saccocomidés, radiolaires, échinodermes, Textulariidae/Ataxophragmidae) attribués au Kimméridgien-Tithonique moyen.
Cette sédimentation monotone n'est troublée que par le dépôt d'une seule coulée boueuse épaisse de 2 à 2,5 m (éch. SA 11, 12, 13 et 14; l.m. HD 858, 859 et 860). Elle est composée à 30-50% par des intraclastes (pelmicrites, micrites azoïques ou à radiolaires) millimétriques à décimétriques (20 cm maximum) et par des extraclastes (biosparite en voie de micritisation) millimétriques.

L'abondante matrice micritique (40 à 60%) d'aspect fluidal, supporte une macrofaune et une microfaune respectivement représentées par des ammonites (indéterminables), rostres de bélemnites, bivalves, polypiers, et par des échinodermes, algues encroûtantes, foraminifères benthiques (Miliolidae, Textulariidae, Lituolidae (gros agglutinants), *Trocholina* sp. (parfois oolithisées), *Nautiloculina* sp.).
Les débris de polypiers sont concentrés en poches (éch. SA 15 = l.m. HD 863). Ce sont des formes branchues, de section cylindrique ou elliptique, encroutées par des microstromatolites collumellaires. Ils flottent dans une matrice micritique (biopelmicrite) de texture wackestone/packstone, en association avec des fragments d'éponges et d'échinodermes.

7.2.21 Coupe de la Tête de Peruaz-Montagne de Sageroux.

La Tête de Peruaz est située dans la partie NE du massif du Haut-Giffre (figs. 5, 32 et tabl. 3 : n° 73). Elle forme, 1,5 km au Sud de la Dent de Barme, un petit sommet secondaire où passe le chemin de randonnée qui mène du refuge de la Vogealle au col de Sageroux, à la frontière franco-suisse.

La coupe débute sur le flanc occidental de la Tête de Peruaz (coordonnées Carte nationale suisse : 553.950/107.500) à l'altitude de 2140 m. Elle se poursuit, en direction du NW puis du NE, jusque dans la région de la Montagne de Sageroux (coordonnées Carte nationale suisse : 553.975/108.125) à l'altitude de 2330 m.
Bien que lacunaire dans sa moitié supérieure, la coupe de la Tête de Peruaz donne une bonne idée de la succession des dépôts compris entre le Berriasien inférieur et la base de l'Hauterivien ("Kieselkalk").

Description (fig. 55).

L'unité 1 représente l'extrémité sommitale de la "barre tithonique" des auteurs. Ce sont des calcaires micritiques (mudstones; biomicrites) à calpionelles, globochaetes, rostres de bélemnites et rares plaques d'échinodermes. Le toit de ces boues carbonatées hémipélagiques est daté, par calpionelles, du Berriasien inférieur (milieu de la Zone B ou base de la Zone B supérieure).

Dès la base de **l'unité 2** (35 m), se développe une sédimentation de boues argileuses. Les rares bancs plus carbonatés ont tous livré des associations de calpionelles caractéristiques de la Zone B supérieure.

L'unité 3 est représentée par un faisceau de bancs calcaires (wackestones; biomicrites à calpionelles, globochaetes, plaques d'échinodermes, Textulariidae/Ataxophragmidae, Miliolidae) discontinus dont l'épaisseur maximum atteint 0,3 à 0,4 m. Ils sont séparés par des interbancs argileux d'épaisseur centimétrique.
Sur le flanc occidental de la Tête de Peruaz, orienté NNE-SSW, cette troisième unité montre un contact inférieur érosif et une épaisseur croissante en direction du SSW. A la verticale de la Tête de Peruaz, celle-ci atteint 7 à 8 m.
Vers le NE, cet horizon slumpé se suit jusque sur le versant Sud du Col de Sageroux où il surmonte l'extrémité occidentale de l'unité 8, définie et décrite dans la coupe de la Tête des Ottans.
Ces glissements synsédimentaires sous-marins (slumps immatures), à vergence SSW, remanient des sédiments datés du milieu de la Zone B ou de la Zone B supérieure.

Une sédimentation de boues argileuses reprend au toit de ces resédiments. Il s'agit de **l'unité 4** qui atteint 35 à 40 m d'épaisseur.
Le faisceau de bancs calcaires (wackestones; biomicrites argileuses) situé dans son quart inférieur, a livré une microfaune de calpionelles et de nombreux petits débris bioclastiques d'origine échinodermique. Les premières sont caractéristiques de la Zone B supérieure.

Avec **l'unité 5** (100 m, y compris deux lacunes d'observation dont les épaisseur respectives ont été estimées à 25 et 30 m), la sédimentation évolue vers un pôle plus carbonaté. Ce sont des alternances régulières de bancs calcaires (wackestones; micrites à calpionelles, plaques d'échinodermes, Textulariidae/Ataxophragmidae) décimétriques et d'interbancs plus argileux d'épaisseur centimétrique.

Un horizon orthoconglomératique est visible à la base de cette cinquième unité qui a pu être datée, grâce aux calpionelles, de la base du Berriasien moyen (Zone B supérieure/terminale). Il est composé d'une matrice bioclastique (peu abondante) ocre et d'intraclastes micritiques (mudstones) de taille centimétrique. Ces derniers renferment de rares calpionelles *(Calpionella alpina* (petite forme parabolique)).
A leur sommet, ces dépôts hémipélagiques faiblement gréseux (QZ : 2 à 3%; D. moy. 50 um) s'enrichissent en gros débris coquilliers auquels viennent s'ajouter des fragments d'échinodermes, de bryozoaires et des ooïdes. A l'échelle de la lame mince, ces particules sont concentrées et orientées préférentiellement dans des lits d'épaisseur inframillimétrique. D'autre part, bon nombre de ces bioclastes ont été affectés par une micritisation partielle ou totale avant d'être remaniés.

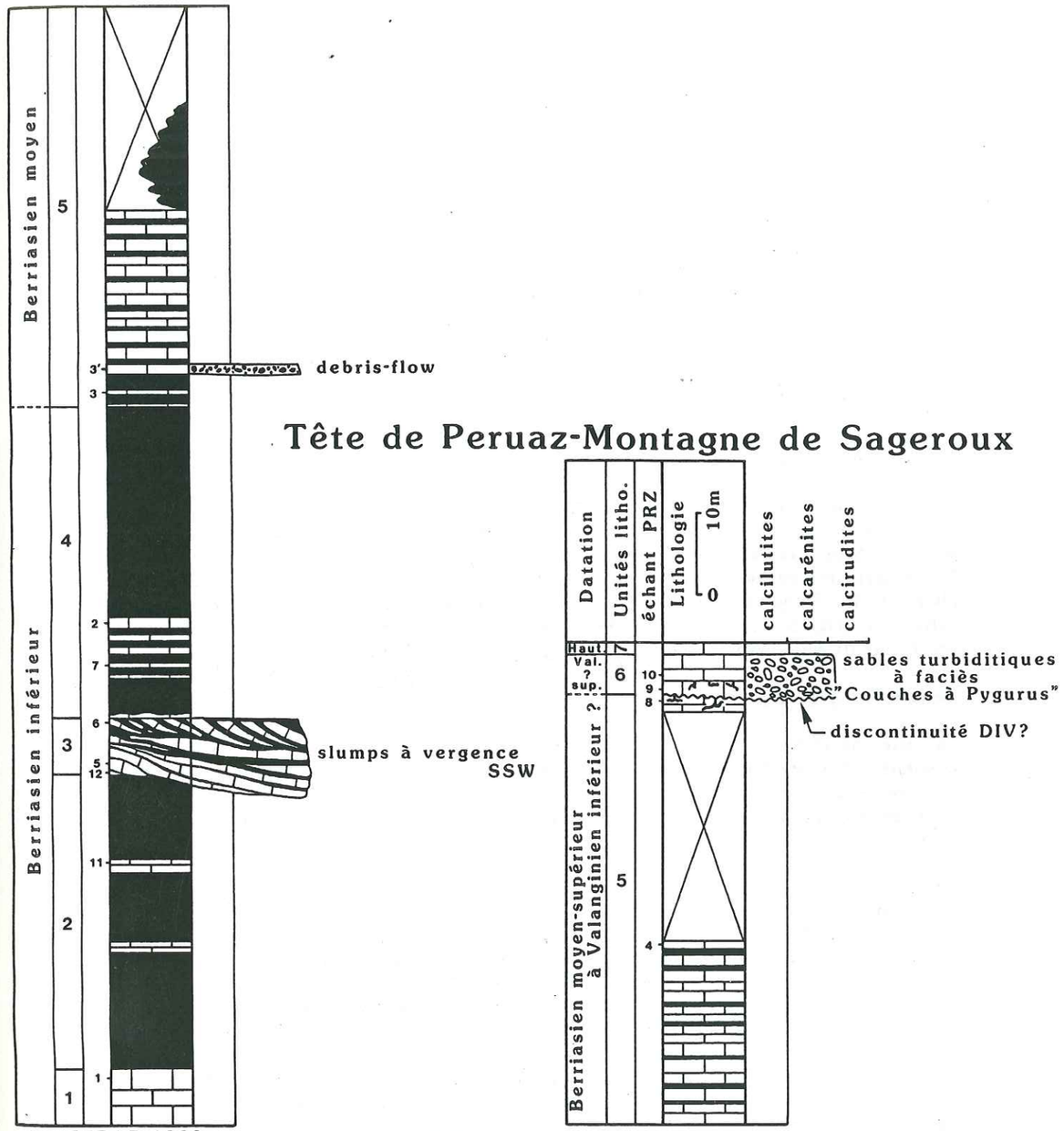


fig.55

Les unités 5 et 6 sont séparées par un joint finement bioclastique et ferrugineux, d'épaisseur millimétrique (3 à 5 mm). Ces sables fins assurent aussi le remplissage des perforations qui corrodent les quinze à vingt derniers centimètres de l'unité 5.

L'unité 6 (4 à 5 m) délimite un ensemble de sables bioclastiques et microconglomératiques ferrugineux, à patine ocre.
Les premiers quarante centimètres sont représentés par une calcarénite (bioomicrosparite/sparite) gréseuse (QZ : 5 à 7%; D. moy. 100 um, D. max. 500 um).
La microfaune est composée, en majeure partie, par des plaques d'échinodermes auquelles viennent s'ajouter des fragments de bryozoaires et des foraminifères benthiques (Textulariidae/Ataxophragmidae, *Lenticulina* sp. (parfois oolithisées)).
Des terriers recoupent le tiers supérieur de ces premiers dépôts. Leur remplissage est assuré par les sables microconglomératiques sus-jacents (calcarénites échinodermiques; grainstone, biosparite) qui supportent des ooïdes chamositiques et d'abondants extraclastes (20 à 30% du resédiment) dont la taille atteint 1 à 2 mm.

La lithologie de ces extraclastes est très variée (micrites, biomicrites et dolomicrites grises ou brunes, bioomicrites gréseuses, bioosparites ferrugineuses). Ces resédimentations microconglomératiques dont la composition est identique à celle des Couches à *Pygurus* (coupe synthétique de la région de St Maurice; unité 13 : membre inférieur) s'accumulent sur 3 à 3,5 m. Malheureusement, leur contact supérieur avec les calcaires siliceux attribués à l'Hauterivien ("Kieselkalk") est masqué par des éboulis.

7.2.22 Coupe de la Tête des Ottans.

La coupe figurée intègre toutes les observations effectuées sur le flanc Sud de la Tête des Ottans (556.30/109.60/2547.8 m) à une altitude moyenne de 2380 m entre le col de Sageroux, à l'Ouest et le col des Ottans, à l'Est (figs. 5, 32 et tabl. 3 : n° 74). L'affleurement se présente en série normale avec une stratification proche de l'horizontale. Seule son extrémité occidentale est compliquée par une charnière anticlinale (fig. 5, charnière A1) très marquée au delà de laquelle la stratification prend une direction N50°E avec un pendage inverse de 50 à 55° vers le SE.

Description (fig. 56).

La série, décrite sur 74 m, est caractérisée par une succession de resédimentations grossières qui viennent s'interstratifier dans une sédimentatation hémipélagique carbonatée à la base (Tithonique supérieur-Berriasien inférieur) puis légèrement argileuse au sommet (base du Berriasien moyen). Le taux de resédimentation atteint 15%.

L'unité 1 a une épaisseur de 24 m. Ces calcaires fins (biomicrites) renferment une microfaune pélagique (saccocomidés, globochaetes et calpionelles) associée à de rares débris d'échinodermes. Sa partie inférieure renferme des associations de calpionelles caractéristiques de la Zone A (sous-zone A1 puis A3), soit du Tithonique supérieur. L'apparition de *Calpionella alpina* (forme moyenne sphérique; Zone B inférieure) dans sa partie supérieure permet de placer approximativement la limite Jurassique-Crétacé au sein de cette première unité.

Un niveau à silex et quatre horizons dolomitisés viennent s'interstratifier dans ces micrites hémipélagiques. Les silex sont en réalité d'anciens terriers de crustacés silicifiés. Ce premier niveau a aussi livré quelques rostres de bélemnites et un brachiopode entier silicifié alors que les bancs de dolomicrite se sont révélés être fortement bioturbés. A leur base, des terriers dont le remplissage est assuré par la dolomicrite s'enfoncent de quelques centimètres dans la biomicrite sous-jacente.

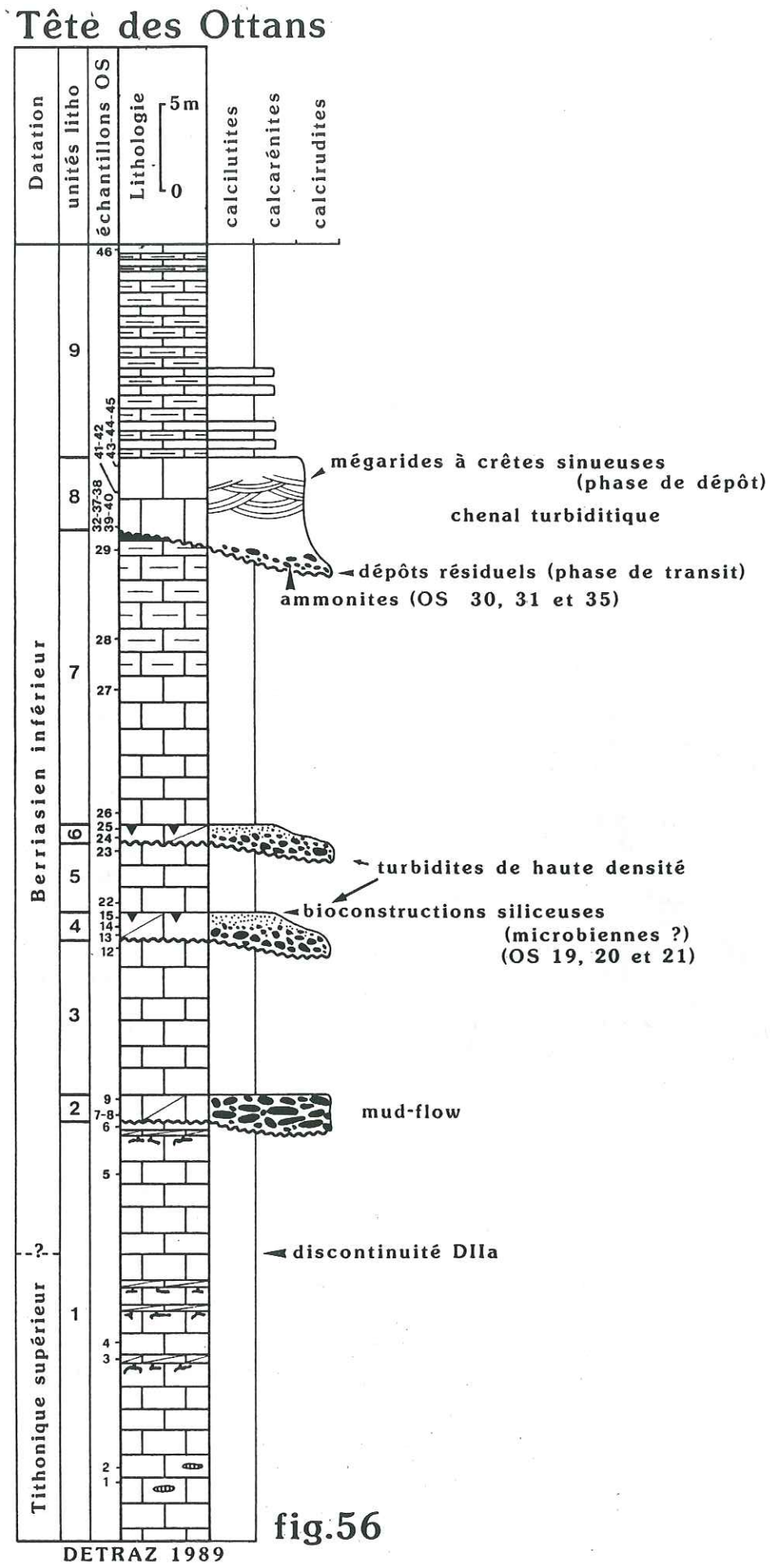


fig.56

DETRAZ 1989

L'unité 2 délimite un horizon conglomératique dont l'épaisseur maximum atteint 1,5 m. Ce dernier est constitué d'un assemblage d'intraclastes micritiques pluricentimétriques (fréquents) à décimétriques (rares). Ils sont allongés préférentiellement et flottent dans une matrice laminée de même nature lithologique (biomicrite à calpionelles, globochaetes, plaques d'échinodermes, Textulariidae et aptychus). Les intraclastes et la matrice ont le même âge; ils sont datés du Berriasien inférieur/basal (Zone B inférieure). A l'affleurement, ce niveau passe latéralement et graduellement à des poches décamétriques de dolomicrite beige. L'étude des stades intermédiaires de dolomitisation montre que cette dernière a gagné en priorité la matrice. A ce stade, les intraclastes qui sont affectés plus tardivement par une dolomitisation centripète, sont faciles à distinguer de leur matrice.

Les caractéristiques sédimentologiques de l'unité 2 prouvent qu'il s'agit d'une resédimentation de type mud-flow (coulée boueuse) qui affecte un sédiment profond mal cimenté. Une dolomitisation synchrone ou postérieure au dépôt explique les variations latérales de lithologie.

L'unité 3 est représentée sur 8,5 m par un calcaire micritique sombre en bancs décimétriques. Il s'agit d'une biomicrite (mudstone) à calpionelles appartenant à la Zone B inférieure, soit au Berriasien inférieur/basal.

La matrice calcarénitique de **l'unité 4** (1,5 m) est une biomicrite ou une biodolomicrite (wackestone/packstone) à débris coquilliers et coralliens, bryozoaires, éponges, serpules, brachiopodes, échinodermes, algues (Cyanophyceae, *Lithothamium* sp.) et calpionelles. Les foraminifères benthiques sont représentés par des Miliolidae, Textulariidae, *Trocholina* sp. et *Tubiphytes* sp. un genre encroûtant. La plupart de ces bioclastes remaniés sont bioérodés (enveloppes micritiques).
Cette matrice supporte des intraclastes micritiques (mudstones à calpionelles et échinodermes). Ces derniers sont essentiellement concentrés dans la partie inférieure du dépôt où ils représentent 30 à 35% en volume du resédiment. Ils ont une taille centimétrique. Dans le tiers supérieur, ils sont plus rares (< 10%) et de petite taille (D. moy. 300 um). Ils renferment tous des associations de calpionelles caractéristiques de la Zone B inférieure (Berriasien inférieur/basal).

Le toit de ce dépôt turbiditique présente de nombreuses pistes d'animaux fouisseurs et de petites bioconstructions siliceuses (fig. 57a et b; éch. OS 15, 16 et 17; l.m. HD 811 et 684) probablement d'origine microbienne (microbialites : BURNE et MOORE 1987). De rares et petits polypiers solitaires y sont associés. Postérieurement, quelques ammonites sont venues s'ajouter à cette biocénose benthique. Il est donc raisonnable de penser que ce dépôt instantané a été suivi par un arrêt ou tout au moins par un net ralentissement de la sédimentation.

L'unité 5 , d'une puissance de 4 m, est constituée par une biomicrite (mudstone à calpionelles, globochaetes et échinodermes). Elle est datée de la Zone B inférieure, soit du Berriasien inférieur/basal.

L'unité 6 (1 m) est sédimentologiquement très proche de l'unité 4. Elle ne s'en distingue que par une matrice microsparitique et une partie inférieure moins riche en intraclastes micritiques (< 10%) qui sont, eux mêmes, plus petits. Enfin, la partie supérieure est constituée d'une intrasparite (30 à 40% d'intraclastes micritiques, D. moy. 200 à 300 um) tandis que les associations bioclastiques sont dominées par les échinodermes et les éponges.

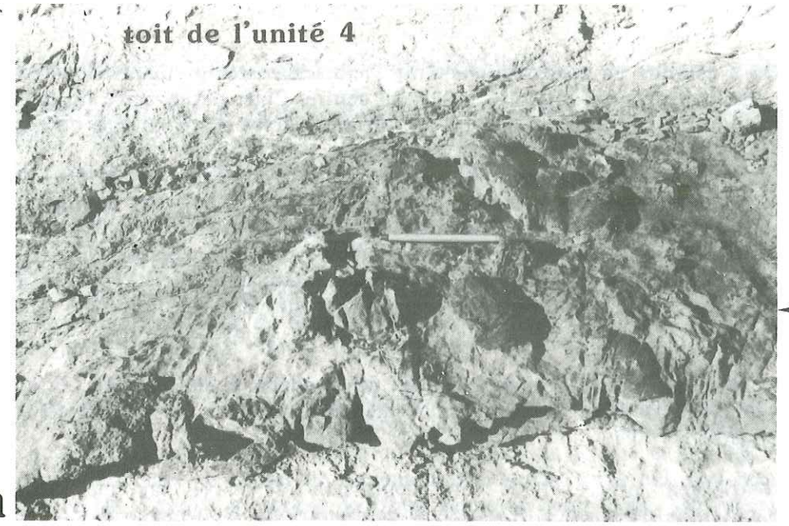


fig.57a

Coupe de la Tête des Ottans bioconstructions siliceuses d'origine microbienne ?

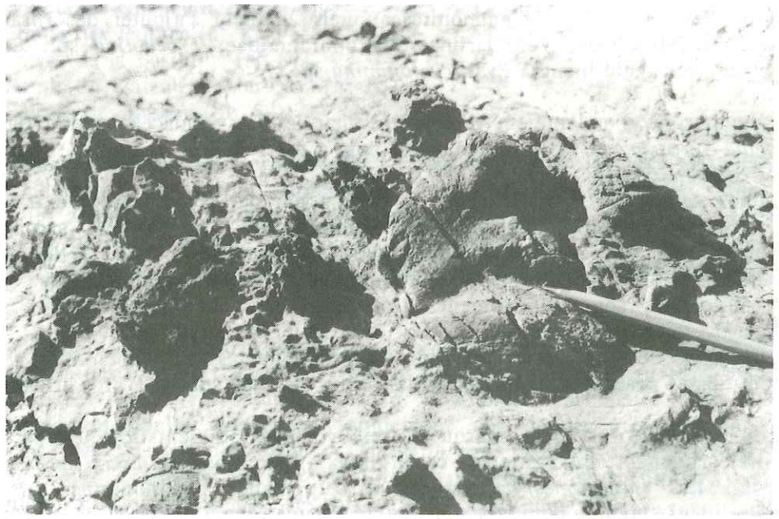


fig.57b

L'unité 7 a une épaisseur d'une quinzaine de mètres. Elle marque le retour à une sédimentation hémipélagique carbonatée (biomicrites, mudstones à calpionelles, globochaetes, échinodermes, Textulariidae, *Lenticulina* sp.) Sa moitiée supérieure enregistre l'arrivée discrète (patine légèrement plus sombre) mais brutale du détritisme argileux.

L'apparition de la petite forme parabolique de *Calpionella alpina* (éch. OS 27 = l.m. HD 805) puis de *Remaniella cadischiana* (éch. OS 28 = l.m. HD 806) permet de dater précisement cet événement. Il intervient vers le milieu de la Zone B (ex. limite Jurassique-Crétacé, cf. 2.4).

L'unité 8 délimite un corps sédimentaire d'extention latérale kilométrique (> 1000 m) pour une épaisseur qui atteint 5 m en son centre. Cette petite barre de calcaire clair est bien visible sur le flanc Sud de la Tête des Ottans entre les cols de Sageroux et des Ottans.
Il s'agit d'un large chenal dont la base ravinante a livré une abondante macrofaune d'ammonites du Tithonique terminal (éch. OS 30, 31 et 35 : *Berriasella* gr. *moretti*, *Pseudosubplanites* sp.; dét. R. Busnardo) auquelles viennent s'ajouter des rostres de bélemnites (nombreux), et des fragments de bryozoaires, éponges silicifiées ou de polypiers. Ces bioclastes sont associés avec des intraclastes micritiques centimétriques et très rarement à des fragments vacuolaires de calcaires à ooïdes et oncoïdes ferrugineux.

L'orientation des rostres, situés à la base de ce chenal a été mesurée. La courbe des pourcentages cumulés présente une médiane orientée N50°E avec un écart interquartile de 10°.

Le comblement progressif de cette dépression est assuré par une succession de séquences dépositionnelles d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Leurs bases érosives dessinent de petites structures en auge imbriquées dont le remplissage (sables biodétritiques grossiers) présente des laminations frustes subparallèles ou tangentielles au contact basal.
Le microfaciès montre une faible variabilité. Ce sont des grainstones : biosparites à intraclastes et extraclastes (15 à 30%). La microfaune (25 à 60%) est représentée par des fragments d'échinodermes, polypiers, lamellibranches (*Ostrea* sp.), brachiopodes, gastéropodes, serpules, et d'ammonites auquels viennent s'ajouter des foraminifères benthiques (Miliolidae, Textulariidae/Ataxophragmidae, *Trocholina* sp., *Lenticulina* sp., et de gros agglutinants : *Everticyclammina* sp.

Les algues sont abondamment représentées par les Dasycladaceae dont *Clypeina* sp., *Clypeina jurassica* et les Cyanophyceae dont *Cayeuxia* sp., *Bacinella* sp., *Girvanella* sp. et *Lithocodium* sp.
Certaines séquences dépositionnelles se distinguent par le présence d'extraclastes de type oosparite (texture grapestone) ou biomicritiques. Ces derniers, arrondis et de couleur brune, sont souvent azoïques mais quelques uns ont livré des thalles de *Clavator reidi* (dét. P.O. Mojon) une charophyte de milieu laguno-lacustre.
Les calpionelles sont relativement rares. Elles ne sont présentent que dans les intraclastes micritiques qui, en raison de leur petite taille (100 um à 2 mm), n'ont pas pu être datés. Les enveloppes micritiques sont fréquentes et la cimentation est assurée par un ciment précoce isopaque et radiaire puis par une sparite à gros cristaux.

L'unité 9, décrite sur 12 m, marque le retour à une sédimentation hémipélagique de calcaires finement bioclastiques et argileux. Les cinq premiers mètres de ces biopelmicrites (mudstones/wackestones à calpionelles, échinodermes (abondants), Textulariidae/Ataxophragmidae) sont fréquemment interstratifiés par des récurrences de sables biodétritiques grossiers (calcarénites, packstones). Les associations de calpionelles sont représentatives de la Zone B supérieure.

L'échantillon OS 47 (= l.m. HD 1144), récolté au sommet de la Tête des Ottans (P.C. 2547,8 m), présente le même microfaciès mais enrichi par 1 à 2% de quartz détritique (D. moy. < 50 um). Toutefois, en raison des nombreux replis tectoniques visibles entre l'unité 9 et la Tête des Ottans, les échantillons OS 46 et 47 ne sont pas obligatoirement très éloignés stratigraphiquement.

7.2.23 Coupe synthétique de la région de St Maurice (Valais).

Les difficultés d'accès et les rapides variations latérales de faciès rencontrées ont nécessité l'échantillonnage de trois coupes principales et de six coupes secondaires. Leurs positionnements géographique, lithostratigraphique et stratigraphique respectifs sont résumés par les figs. 58, 59 et les tableaux 3-4 : n° 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 90 et 91.

Coupes principales :
- -Coupe de Lavey-les-Bains (n° 91).
- -Coupe de Notre Dame du Scex (n° 86).
- -Coupe du Château (n° 88).

L'assemblage de ces trois coupes a permis de reconstituer le log synthétique de la région de St Maurice (fig. 59). Pour illustrer la base de la série, il a fallu choisir entre la coupe de Lavey-les-Bains, située en rive droite du Rhône et son équivalent structural en rive gauche, la coupe du Torrent de Mauvoisin. Cette dernière, bien que située sur la même rive que les coupes de Notre Dame du Scex et du Château, n'a pas été retenue car fortement tectonisée, difficile d'accès et discontinue. Elle a toutefois permis de vérifier ponctuellement la valeur de la coupe de Lavey-les-Bains, notamment entre les unités lithologiques 4 et 5.

Coupes secondaires :
- -Coupe du Torrent de Mauvoisin (n° 83).
- -Coupe des Chenalettes (n° 90).
- -Coupe des Palluds (n° 82).
- -Coupe de la Basilique (n° 87).
- -Coupe du Plateau de Verossaz (n° 85).
- -Coupes des Basseys (n° 84).

La coupe des Chenalettes est la seule a être située en rive droite. Elle fait face à la coupe du Château et apporte un complément d'information au niveau des unités 8 et 9. Toutes les autres, à l'exception de la coupe du Torrent de Mauvoisin, prennent place dans la partie sommitale de la série. Elles complètent utilement la coupe du Château au niveau des unités 11 et 12 qui montrent d'importantes variations latérales d'épaisseur et/ou de faciès.

Epaisse de 230 m, la coupe synthétique de St Maurice représente l'ensemble des dépôts compris entre le Berriasien inférieur et l'Hauterivien inférieur. Cet intervalle est caractérisée par une sédimentation, à dominante carbonatée, de micrites hémipélagiques auxquelles succèdent rapidement des dépôts grossiers de sables bioclastiques. Des horizons plus argileux, formant vire, viennent s'interstratifier dans cette série. Leur extension latérale en fait d'excellents repères lithologiques qui permettent de corréler précisément les différentes coupes élémentaires.

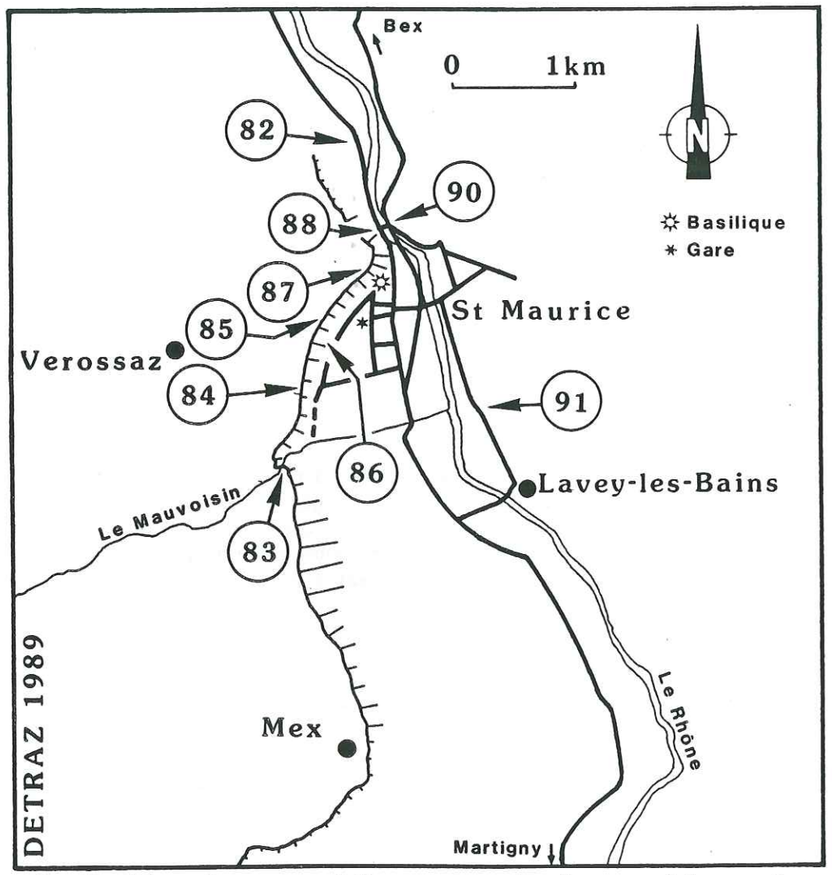
Description (fig. 59).

La coupe synthétique de la région de St Maurice a été découpée en 13 unités lithologiques. Ce découpage respecte, au mieux, la succession des différentes masses lithologiques visibles à l'affleurement. Il permet donc un repérage rapide sur le terrain.

Coupe de Lavey-les-Bains.

L'unité 1 est représentée par des biomicrites (wackestones), en bancs massifs, à calpionelles et plaques d'échinodermes. Les associations de calpionelles sont caractéristiques de la Zone B inférieure (Berriasien inférieur).

fig.58



Région de St Maurice: positionnement géographique des coupes

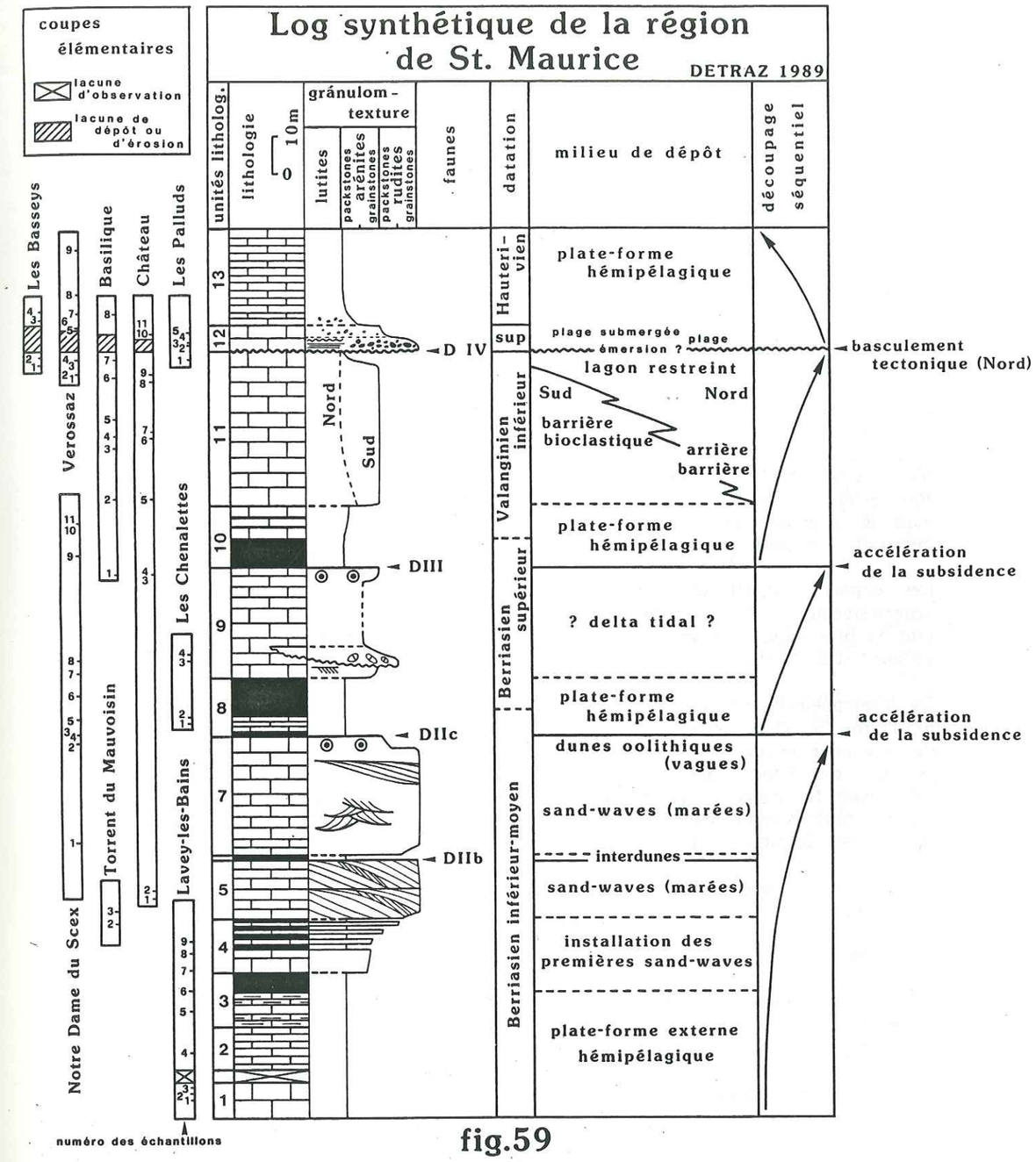


fig.59

Après une lacune d'observation de 2 à 3 m, l'**unité 2** montre des calcaires micritiques sombres et plaquetés sur 10 m. Ces micrites, pratiquement azoïques, renferment de rares calpionelles (*Calpionella* sp. et *Calpionella alpina* (petite forme parabolique)) et des cristaux de feldspath authigène. Le quartz détritique (2-3%) est présent en fines laminations millimétriques (1 à 2 mm).

L'**unité 3** (14 m) enregistre l'arrivée du détritisme argileux. Ces calcaires argileux plaquetés sont recoupés par une récurrence de calcaires micritiques (biomicrite, wackestone) faiblement gréseux à calpionelles, débris d'échinodermes, Textulariidae/Ataxophragmidae, *Lenticulina* sp. et autres foraminifères indéterminés. Les associations de calpionelles indiquent la Zone B supérieure, soit le Berriasien inférieur.
La partie supérieure de cette troisième unité est plus argileuse et riche en cristaux de pyrite. Elle prend une teinte très sombre et s'enrichit progressivement d'une phase bioclastique très fine.

Elle passe ainsi progressivement à l'**unité 4** (14-15 m) caractérisée par une succession de bancs décimétriques de calcarénites bioclastiques (wackestones/packestones, biomicrites, biointramicrites puis intrabiomicrites) à très rares calpionelles (*Calpionella alpina* (forme moyenne sphérique et petite forme parabolique)), plaques d'échinodermes, gastéropodes, bivalves, Textulariidae/Ataxophragmidae, Miliolidae, *Trocholina* sp., *Trocholina elongata*, *Nautiloculina* sp., *Lenticulina* sp. associés à de gros foraminifères agglutinants (*Everticyclammina* sp.) et plus rarement à des algues (*Clypeina* sp.). Ces bioclastes présentent tous une enveloppe micritique plus ou moins bien développée. Les lithoclastes ont une forme arrondie et une taille variant entre 100 um et 2,5 mm. Ils peuvent représenter jusqu'à 30-35% en volume, du sédiment mais la plupart d'entre eux sont probablement d'anciens bioclastes totalement micritisés. Les ooïdes, de type bahamite, restent rares.

Ces dépôts bioclastiques, mal classés, mais dont la granulométrie augmente progressivement (calcarénites fines puis grossières), alternent avec des récurrences, de plus en plus réduites, d'un faciès argilo-carbonaté sombre identique à celui présent au sommet de l'unité 3.

Ce développement progressif du détritisme bioclastique atteint son maximum au sein de l'**unité 5**. Dans cette dernière, les interbancs argilo-carbonatés sombres ont disparus pour ne subsister que sous la forme de petites lamines (< 1 mm) noires. Elles séparent des bancs centimétriques où décimétriques de sables bioclastiques à lithoclastes. Les premiers dépôts calcarénitiques (packestone, intrabiomicrite), à patine sombre, passent rapidement à des sables plus grossiers (calcirudites) et plus propres (grainstones, intrabiosparite) de teinte plus claire.

La coupe du Torrent de Mauvoisin, en rive gauche du Rhône, montre exactement la même évolution.

Coupe du Château.

Le corps principal de l'**unité 5** (16 m) affleure largement à la sortie Nord de St Maurice, sur le tronçon de la route nationale (rive gauche) compris entre l'Abbaye et le parking du Château (fig. 60a).
Sa base n'y est pas visible mais cet affleurement permet de suivre son développement latéral sur plus de 250 mètres.

Au sein de cette cinquième unité, le microfaciès montre une faible variabilité. Dans le détail, le ciment sparitique (40-50%) lie une microfaune (20-30%) très diversifiée où se côtoient de nombreux foraminifères benthiques (Miliolidae, Lituolidae, *Trocholina* sp., *Lenticulina* sp., *Nautiloculina oolithica*, *Conicospirillina basiliensis*, *Pseudocyclammina* sp., *Ammobaculites* sp., *Mesoendothyra* sp., *Haplophragmoïdes* sp., *Placopsilina* sp.) associés à de nombreux fragments d'échinodermes, serpules, bivalves, bryozoaires, gastéropodes, éponges, ostracodes et à des algues (*Clypeina jurassica*, *Cayeuxia* sp., *Bacinella irregularis*, Dasycladaceae). Une importante bioérosion affecte l'ensemble de ces bioclastes.

Les lithoclastes (30-40%; D. moy. 1 à 2 mm; D. maxi. 10 mm (rare)) sont représentés par des biomicrites, biopelmicrites, bioomicrites (algues, gastéropodes, éponges) et plus rarement par des micrites ou des dolomicrites généralement azoïques. Toutefois, certains de ces lithoclastes renferment des fragments de thalles de charophytes (*Clavator reidi*, dét. P.O. Mojon) que MURAT (1952) avait déjà remarqués. Il s'agit donc manifestement d'extraclastes en provenance de milieux de dépôt peu profonds, abrités et localement confinés (laguno-lacustres).
La cimentation est assurée par un ciment précoce isopaque (mal développé) ou syntaxial (épitaxie des plaques d'échinodermes) puis par une sparite à gros cristaux.

D'un point de vue sédimentologique, l'unité 5 est un assemblage de corps sédimentaires asymétriques dont l'extension latérale est d'ordre décamétrique à pluridécamétrique (SW1, 2 et 3; fig. 60a). D'allure sigmoïdale, ils ont une épaisseur moyenne de 2,5 m et se superposent aussi bien verticalement, qu'horizontalement. Ils sont séparés par des joints sombres et argileux (surfaces S1; figs. 60a, b et c)) d'épaisseur centimétrique (5-6 cm maximum). Ces derniers sont bioturbés et présentent un pendage nul ou faible (5°) vers le SW. Leur organisation interne est régit par une succession de bancs décimétriques (0,1 à 0,35 m) et de forme sigmoïdale qui sont séparés par un film millimétrique sombre et argileux (surfaces S2; figs. 60b et c).

La stratification de l'ensemble montre une obliquité constante, vers le SW, de 12° maximum par rapport à l'horizontale. Cette valeur tend à diminuer vers l'amont mais surtout vers l'aval où les bancs deviennent asymptotique aux surfaces S1 (fig. 60b) qui les encadrent. Ces plans de stratification obliques ont une orientation N130°E (moyenne pondérée de 34 mesures faites sur 2 dimensions et en négligeant d'éventuels mouvements de rotation dûs à la tectonique alpine).

A l'échelle du banc, ces sables bioclastiques présentent des laminations (foresets laminae) déterminées par la succession de dépôts granulométriquement distincts. Ceci a été confirmé en lame mince. Par rapport aux limites de banc (surfaces S2) ces laminations millimétriques (S3; fig. 60c) montrent aussi une faible obliquité vers le SW.

Les rares stratifications entrecroisées (cross bedding : Cb; fig. 60b) observées, se situent à l'extrémité aval du corps sédimentaire, là où les bancs sont asymptotiques à la surface S1 basale.
Les rares ripples (Ri; fig. 60c) observés occupent la même position. Ils ont été mis en place par un flux de même direction mais de sens opposé au courant dominant. Ce flux pourrait correspondre au courant subordonné mais aussi au flux séparé (separated flow; ALLEN 1980, fig. 32) engendré par le courant dominant.

L'ensemble de ces observations prouvent que l'unité 5 s'est mise en place sous l'action d'un courant bidirectionnel dont les deux composantes présentaient une différence d'intensité très marquée.

St Maurice (coupe du Château): dunes sous-marines de type sand-waves

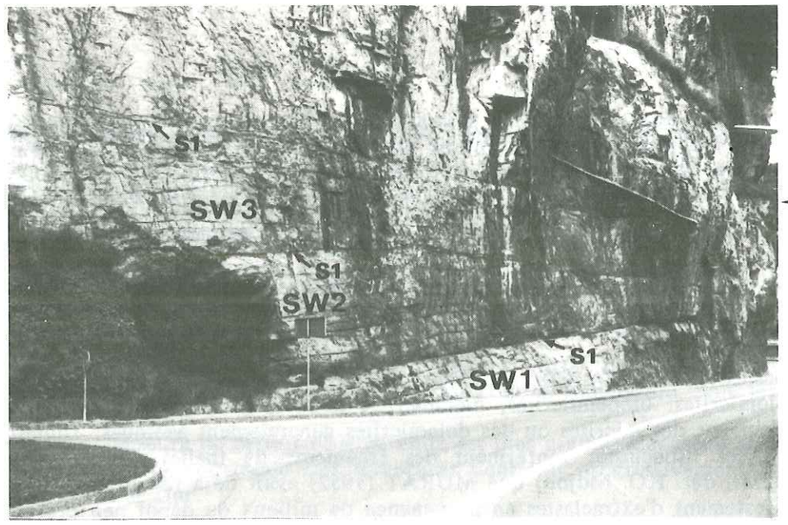


fig.60a

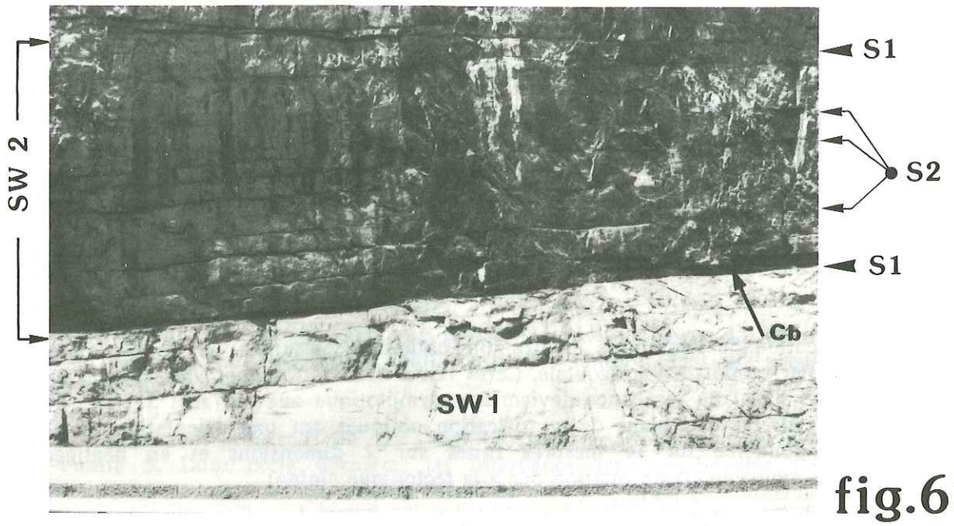


fig.60b

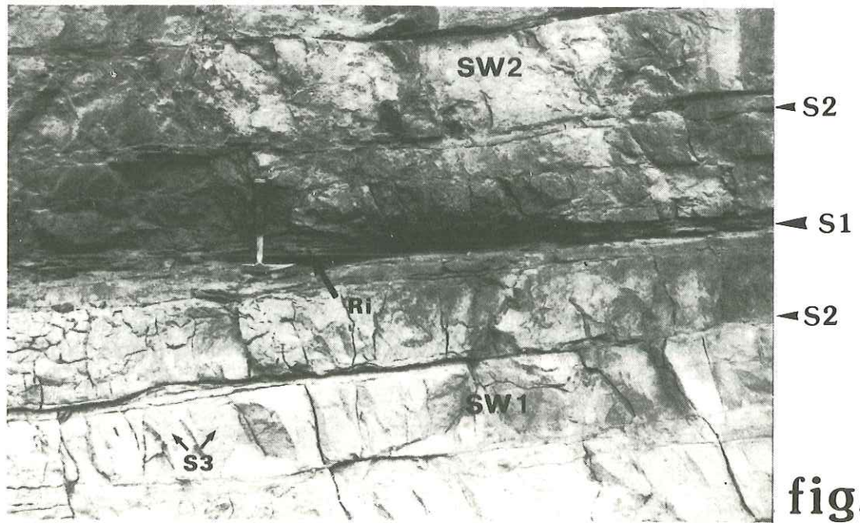


fig.60c

En se déplaçant de l'Abbaye vers le Château, on constate une diminution progressive de l'angle de progradation de ces dunes sous-marines. Cette diminution est due à un angle de vision différent. En effet, vers l'Abbaye, les parois de St Maurice sont orientées N40°E; elles recoupent donc perpendiculairement les surfaces de progradation (lee side) des dunes. Les angles visibles sont donc maximum et les valeurs mesurées, réelles. En se déplaçant vers le Château, les parois de St Maurice s'infléchissent de 70° vers le NW et prennent une direction N330°E. L'angle de progradation n'est alors plus visible

L'unité 6 (0,3 m) est réduite à un niveau argilobioclastique sombre. Malgré sa faible épaisseur, il se suit très bien latéralement. Il a livré des débris de tests divers associés à des foraminifères benthiques (*Ammobaculites* sp., *Everticyclammina* sp., Miliolidae, agglutinants indéterminés) et à des algues dasycladacées (DECROUEZ et LOMBARD 1980).

L'unité 7, épaisse de 32 m, est représentée par des sables bioclastiques de texture grainstone (biointrasparite, intraoosparite). Il faut citer à ce niveau, la présence de *Pfenderina neocomiensis* (DECROUEZ et LOMBARD 1980) et d'oogones de charophytes (éch. NDS 1 = l.m. HD 998).
Son extrémité sommitale est constituée par un banc de calcaire blanc (2 à 3 m) bien visible dans la coupe du Château -à la hauteur du toit de ce dernier- et dans la coupe de Notre Dame du Scex. C'est un sable oolithique et calcarénitique (oobiosparite, oopelsparite) bien classé dans lequel tous les bioclastes (*Trocholina* sp., *Lenticulina* sp., *Nautiloculina oolithica*, échinodermes, gastéropodes, débris coquilliers, algues) sont oolithisés ou micritisés.

Les unités 5 et 7 ont des microfaciès similaires mais elles diffèrent grandement par leur aspect sédimentologique. Les corps sédimentaires asymétriques mis en évidence au sein de la première, ne se retrouvent que ponctuellement dans la seconde. Enfin, à plus petite échelle, l'observateur est immédiatement frappé par l'abondance des laminations entrecroisées (cross bedding laminations). Les mesures d'orientation de ces foresets laminae montrent très nettement une direction commune N50°E (moyenne pondérée sur 21 mesures) avec une pente alternant tantôt vers le SE, tantôt vers le NW. L'unité 7 s'est donc mise en place sous l'influence d'un courant bidirectionnel dont les deux composantes étaient d'intensité comparable.

L'unité 8 (16 m) marque le retour à un milieu de sédimentation nettement moins énergétique. Ce sont des wackestones (biomicrites, biopelmicrites) finement gréseux (QZ : 5% maximum; D. moy. 50 à 100 um) à échinodermes, ostracodes, Miliolidae, Textulariidae, *Nautiloculina* sp., *Trocholina* sp., *Protopeneroplis* sp. et gros foraminifères agglutinants.
L'extrême base et la moitié supérieure de cette unité sont légèrement plus argileuses, de couleur sombre et localement très bioturbées. Elles ont livré des associations assez pauvres de calpionelles (*Calpionella alpina* (petite forme parabolique), *C.* sp., *C. elliptica* ?, *Tintinnopsella carpathica* (grande forme) et surtout *T. longa*) qui permettent toutefois de les attribuer à la Zone C supérieure, soit à la partie supérieure du Berriasien moyen.

L'**unité 9** a une épaisseur de 30 m. Sa base est constituée par des calcarénites bioclastiques plus ou moins propres (packstones, grainstones) à foresets laminae d'orientation N30°E avec un pendage de 25° vers le SE. Ce sont des biointramicrites/microsparites-sparites gréseuses (5-10%) à échinodermes, polypiers, algues, fragments coquilliers divers, *Conicospirillina basiliensis* (fréquent), *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., *Pseudocyclammina* sp., Textulariidae/Ataxophragmidae. Les lithoclastes (10%) sont millimétriques (D. moy. 1 mm, D. maxi. 4 mm) et sont constitués par une micrite ferrugineuse azoïque ou par une bioomicrite. L'ensemble est mal classé et fortement micritisé. En rive droite du Rhône, dans la coupe des Chenalettes, cette neuvième unité est entaillée, dès sa base, par une surface érosive concave vers le haut. Celle-ci est surmontée par une calcirudite (wackestone/packestone) où figurent des extraclastes millimétriques à centimétriques de calcaire construit à polypiers et spongiaires. Ces derniers sont associés à des fragments coquilliers (grossiers et abondants), échinodermes, gastéropodes et à des algues encroûtantes indéterminées.

Cette unité, d'aspect massif, est constituée dans sa majeure partie par des sables bioclastiques calcarénitiques de texture et de composition variées. Ce sont des packstones ou des grainstones (bioopelmicrite/sparite, oopelsparite, biointrasparites) dans lesquels DECROUEZ et LOMBARD (1980) ont signalé une microfaune très diversifiée de foraminifères benthiques et d'algues. Des fragments coquilliers de bivalves ou de gastéropodes ainsi que des plaques d'échinodermes et des ostracodes viennent s'y ajouter. Les deux derniers mètres sont représentés par des calcarénites biodétritiques propres (grainstone) qui sont localement oolithiques et bien classées.

L'**unité 10** est représentée par la vire sur laquelle a été édifiée la chapelle de Notre Dame du Scex. Epaisse de 17 m, elle se divise en une partie inférieure argilo-bioclastique surmontée par des calcaires fins (calcilutites à calcarénites fines) en bancs décimétriques.
Elles correspondent respectivement à un wackestone (biopelmicrite gréseuse (QZ : 2-5%, D. moy. 50 um, D. maxi. 140 um) et à un packstone (biopelmicrite/microsparite).

La microfaune est tout d'abord représentée par des échinodermes, ostracodes, Textulariidae/Ataxophragmidae, Miliolidae et des calpionelles. Elle s'enrichit ensuite en débris de bivalves, gastéropodes, serpules et en foraminifères benthiques (*Trocholina elongata*, *Nautiloculina* sp.) auxquels il faut ajouter *Conicospirillina basiliensis*, *Protopeneroplis trochangulata* et *Bacinella* sp. (DECROUEZ et LOMBARD 1980).
De rares et très petits lithoclastes micritiques renferment des fragments de thalles de charophytes.
La rareté des calpionelles à nécessité la réalisation de plusieurs lames minces dans un même échantillon ainsi que l'emprunt de sections minces effectuées lors de travaux antérieurs (MURAT 1963; LATELTIN 1983).
La présence de *Calpionellopsis oblonga* dans la partie supérieure calcaire de l'unité 10 et de *Calpionellites darderi*? à son toit suffit pour attribuer cette dernière au Berriasien terminal ou au Valanginien basal.

L'**unité 11** a une épaisseur qui varie entre 40 et 50 m. A la verticale de la chapelle de Notre Dame du Scex, elle forme une paroi unique qui, vers le Nord, se subdivise en deux masses lithologiques bien visibles à la verticale de l'Abbaye. La compréhension de l'organisation des dépôts au sein de cette unité a nécessité le lever de nombreuses coupes annexes (fig. 61).

fig.61

A la hauteur du Château, l'unité 11 est constituée principalement par des calcaires fins (calcilutites ou calcarénites fines) de texture packstone. Ces biopelmicrites, peloomicrite ou biomicrites supportent une microfaune généralement abondante (50-70%) composée d'échinodermes, lamellibranches (*Ostrea* sp.), polypiers et d'algues associés à de nombreux foraminifères benthiques (Textulariidae/Ataxophragmidae, Miliolidae, *Nautiloculina* sp., *Trocholina* sp., *Trocholina elongata*, gros agglutinants à perforations multiples).
LATELTIN (1983) y a signalé la présence d'un niveau de calcaire construit (boundstone, bafflestone) à polypiers, spongiaires et ostracodes.
La présence de *Keramosphaera allobrogensis*, découverte par DECROUEZ et LOMBARD (1980) à la base de cette unité, mérite d'être signalée mais il s'agit très probablement à ce niveau, d'une forme remaniée.

Seuls deux épisodes de sables calcarénitiques propres (grainstones, intrabiosparites, bioomitrasparites) viennent s'interstratifier dans ces sédiments à matrice micritique. Ces sables bioclastiques supportent des intraclastes (20 à 25%) micritiques (micrites/biomicrites) arrondis et de taille variable (500 um à 2 mm).

Plus au Sud, à la verticale de l'Abbaye (coupe de la Basilique), l'unité 11 a un aspect totalement différent. A l'exception de son extrémité sommitale, elle est exclusivement constituée par des sables calcarénitiques grossiers à très grossiers, toujours propres (grainstones; oointrasparites, intrabiosparites ou bioointrasparites) et parfois bien classés. Le pourcentage de lithoclastes (D. moy. 1 à 2 mm, D. maxi. 5 mm; micrites, biomicrites, biomicrites/sparites) varie entre 10 et 50% et le contenu faunistique ne montre aucun changement majeur par rapport à celui des unités 5, 7 ou 9.

Dans la coupe de la Basilique, comme dans la coupe des Palluds ou du Château, les 2 ou 3 derniers mètres de l'unité 11 sont représentés par des calcilutites (wackestones, biomicrites à cristaux de pyrite et de feldspath authigène) dans lesquelles pullulent de gros foraminifères agglutinants. Ils sont accompagnés par une microfaune variée à échinodermes (plaques et épines), bivalves, algues (*Clypeina* sp., *Lithocodium* sp.), ostracodes, Miliolidae, Textulariidae, Trochamminidae, *Trocholina* sp. et *Pfenderina neocomiensis*. La matrice micritique supporte aussi des ooïdes de type bahamite et les nombreuses figures géotropes présentes ont toutes la même polarité.

Dans les coupes, les plus méridionales, ces calcaires micritiques n'existent pas. Le toit de l'unité 11 y est représenté par des sables biodétritiques à matrice micritique (biointramicrites, coupe du Plateau de Verossaz) puis à ciment sparitique (coupe des Basseys). Ces derniers sont affectés, à leur extrémité sommitale, par d'importants remaniements; visibles sous forme d'intraclastes centimétriques cimentés et repris dans une matrice qui présente le même faciès qu'eux (biointrasparite).

Dans toutes ces coupes, le contact supérieur de l'unité 11 avec les "Couches à *Pygurus*" sus-jacentes est souligné par une croûte ferrugineuse (hard ground). Localement, (coupe des Palluds) ce contact est érosif et un paléosol à racines -avec leur manchon racinaire- s'est développé au toit des calcaires micritiques lagunaires sous-jacents.

L'unité 12 est confondue avec les "Couches à *Pygurus*" (GAGNEBIN et al. 1934), classiquement attribués au Valanginien supérieur.

Dans la coupe des Palluds, les "Couches à *Pygurus*" se subdivisent nettement en une partie inférieure (3 m) microconglomératique surmontée par 3,5 m de calcaire échinodermique.

La base de la partie inférieure est constituée, sur 10 à 30 cm, par une biosparite gréseuse (QZ : 15-20%; D. moy. 160 um, D. maxi. 1 mm) à lithoclastes (10 à 20%) micritiques et azoïques. La microfaune (40-50%) est dominée par les échinodermes (abondants) et les bryozoaires (fréquents). L'ensemble est bien classé et présente à l'affleurement des laminations planes parallèles légèrement pentées vers le Nord.
Au-dessus, viennent des calcaires détritiques grossiers (calcirudites, grainstones) et ferrugineux à lithoclastes abondants et variés (40 à 90% de la roche), échinodermes, bryozoaires, coraux, serpules, bivalves, Textulariidae et ooïdes. La cimentation est assurée par un ciment précoce isopaque puis par une sparite à gros cristaux.

A l'affleurement, les plus grosses particules (lithoclastes : D. maxi 8 mm; QZ : D. maxi. 1,2 mm) sont concentrés dans de petits lits centimétriques ocres qui forment relief et que HEIM (1917) avait nommés "cordons gréseux". Leur base est érosive et ils ont souvent une forme concave vers le haut.

Suivant leur nature, ces lithoclastes peuvent être regroupés en cinq classes :

1-calcaires dolomitiques ocres (dolomicrites à cristaux de dolomie coalescents);

2-calcaires ferrugineux (micrites ferrugineuses et gréseuses à stromatolites columellaires);

3-calcaires micritiques azoïques (micrites noires, brunes ou gris brun sans minéralisation);

4-calcaires bioclastiques glauconieux (oomicrites à bryozoaires, échinodermes et lithoclastes dolomitiques);

5-calcaires bioclastiques (bioomicrites, biointramicrites).

En l'absence de microfaune, leur attribution stratigraphique reste incertaine. Toutefois, certains ont des faciès très caractéristiques que l'on connaît dans les séries plus anciennes de l'autochtone du massif des Aiguilles Rouges.

Les calcaires dolomitiques ocres (classe 1) ne sont connus qu'au Trias. Les éléments de quartzites reconnus par MURAT (1963) dans les "Couches à *Pygurus*" sont aussi attribuables à cette période.
Les lithoclastes ferrugineux et glauconieux (classes 2 et 4) présentent des lithologies qui rappellent fortement les faciès de "l'oolithe ferrugineuse" du Dogger (Bathonien) et/ou du Callovo-oxfordien, connus aussi bien dans l'autochtone (AMBERGER 1960) que dans la nappe de Morcles et le massif du Haut-Giffre (COLLET 1943).
L'origine des extraclastes micritiques et azoïques (classe 3) est la plus difficile à définir. On peut simplement remarquer que l'unité 5 renferme des particules identiques où figurent parfois quelques fragments de thalle de charophytes. Malheureusement, aucun faciès de type purbeckien ou d'affinités purbeckiennes n'a été reconnu dans les séries réduites de l'autochtone des Aiguilles Rouges. Il est donc impossible de pousser plus loin cette comparaison.
Par contre, les calcaires bioclastiques regroupés dans la cinquième classe sont remaniés depuis la série sous-jacente (unité 11). La présence dans l'un d'eux de *Pfenderina neocomiensis* en est une preuve (MURAT 1963).

La partie supérieure de l'unité 12 est représentée par un calcaire échinodermique biodétritique (grainstone) à lithoclastes (10-15%; D. maxi. 4 mm) micritiques (micrites brun-vert azoïques, biomicrites (bryozaires) ou pelmicrites). Ces sables calcarénitiques sont constitués pratiquement exclusivement par des plaques d'échinodermes auxquelles viennent s'ajouter de rares foraminifères benthiques agglutinants ou des fragments de bryozoaires, serpules, éponges et de brachiopodes. Quelques débris coquilliers présentent un remplissage de micrite à calpionelles, ce qui laisse supposer qu'une part plus ou moins importante de ces bioclastes est remaniée. Vers le haut, le pourcentage de lithoclaste diminue sensiblement (5%). La cimentation est assurée par un ciment précoce syntaxial ou isopaque puis par une sparite à gros cristaux. Mais parfois, un sédiment interne de type silt vadose (planchers micritiques) précède la première génération de ciment.

Comme HEIM (1917) l'a mis en évidence, les "Couches à *Pygurus*" ou "Calcaires échinodermiques" des différents auteurs ne sont pas partout présents dans l'autochtone de St Maurice. MURAT (1963) a confirmé ce fait en montrant que cette formation se biseaute en direction du Sud.
En effet, depuis les Palluds, elle diminue progressivement d'épaisseur pour disparaître complètement dans la coupe des Basseys (fig. 61) où les calcaires gréseux et siliceux de l'unité 13 reposent directement sur l'unité 11.

Dans la coupe du Château, son épaisseur est déjà fortement réduite mais contrairement à ce que l'on pourrait penser, les deux mètres qui subsistent ne sont pas représentés par le terme inférieur microconglomératique mais par les calcaires échinodermiques sus-jacents.
Le coin sédimentaire, ainsi formé par les "Couches à *Pygurus*" ne correspond donc pas à un simple biseau d'érosion.

L'unité 13 correspond aux premiers mètres de l'épaisse Formation des Calcaires siliceux ("Kieselkalk") classiquement attribués à l'Hauterivien (DE LA HARPE 1959; RENEVIER 1877; HEIM 1917; DE LOYS 1928; GAGNEBIN et al. 1934; LUGEON et ARGAND 1937). Son contact inférieur avec les "Couches à *Pygurus*" ou avec les calcaires biodétritiques de l'unité 11 est toujours franc.

Ce sont des biomicrites finement gréseuses (QZ : 5-10%; D. moy. 50-60 um, D. maxi. 200 um) à échinodermes, gastéropodes, Miliolidae, Textulariidae/Ataxophragmidae.
A la base, elles sont moins gréseuses (QZ : 5% maxi.) mais très riches en débris anguleux d'échinodermes (40-50%), remaniés avec leur ciment précoce syntaxial. Quelques rares lithoclastes (biomicrites à bryozoaires ou ooïdes) sont aussi présents. La pyrite abonde et les minéraux lourds (zircon, tourmaline) sont fréquents tandis que la glauconie reste rare.

Localement, ces faciès réputés homogènes et monotones sont affectés par de brusques retours à un régime hydrodynamique élevé.
L'un de ces épisodes, à stratifications entrecroisées (cross bedding stratifications) est bien visible, le long de la route de St Maurice à Bex, dans la paroi Nord du vallon des Caillettes. LUGEON et ARGAND (1937) l'avaient déjà remarqué.

7.2.24 Coupe de la Tsantonnaire.

Malgré les déformations tectoniques alpines qui affectent le flanc inverse de la nappe de Morcles, la coupe de la Tsantonnaire (fig. 32 et tabl. 4. n° 93) donne un bon aperçu de la succession des dépôts du Berriasien et du Valanginien. Accessible depuis Ovronnaz, la coupe débute à 2520 m, au pied de l'arête SE de la Dent Favre (2916 m). Ses coordonnées (Carte nationale suisse N° 1305, D^{t} de Morcles) sont les suivantes : base 117.275/574.550; sommet 116.925/574.150.

La Tsantonnaire

(flanc inverse de la nappe de Morcles)

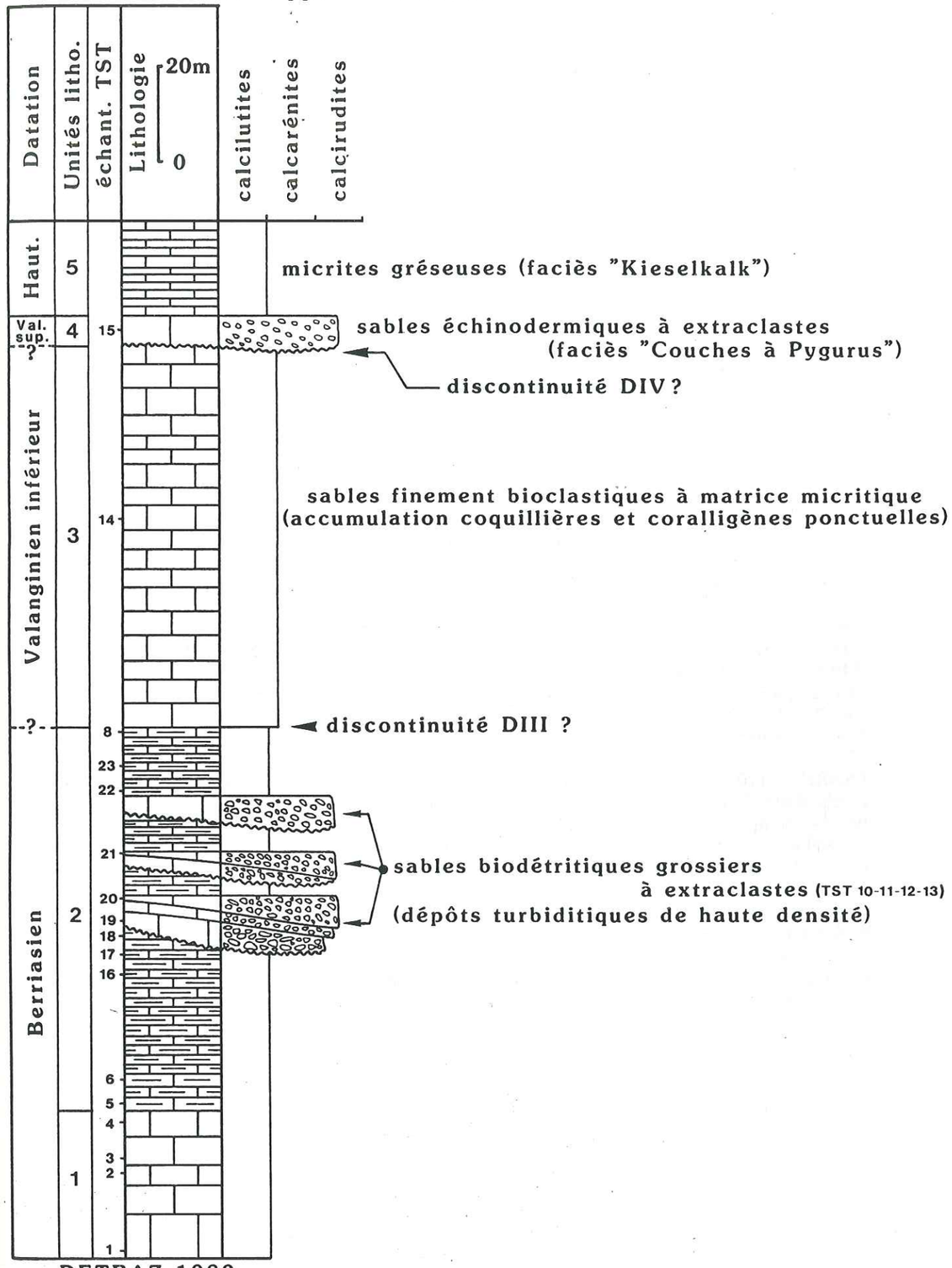


fig.62

Description (fig. 62).

La coupe de la Tsantonnaire figure ici essentiellement à titre de comparaison avec les séries équivalentes décrites dans le flanc normal (cf. 7.2.25 : coupe des Crêtes/Pierregrosse).
Les épaisseurs citées dans le texte qui suit sont celles que l'on peut mesurer sur le terrain. Elles n'ont qu'une valeur indicative.

L'unité 1 est représentée par des calcaires micritiques (mudstones; micrites azoïques ou à très rares calpionelles). Ces dernières peuvent être conservées, sans déformation, entre deux stylolithes. L'échantillon TST 2 = l.m. HD 1335 a livré *Calpionella alpina* (forme moyenne sphérique).

L'unité 2 (50 à 80 m) est constituée par des calcaires argileux (mudstones/wackestones) ou par des schistes argilo-carbonatés. Ces biomicrites, légèrement gréseuses (QZ : 1 à 2%; D. moy. < 50 um), ont livré une microfaune de calpionelles (relativement fréquentes) dont *Calpionella* sp., *Calpionella alpina* (forme moyenne sphérique) et *Tintinnopsella* sp. Elles sont associées avec des plaques d'échinodermes et de nombreux débris complètement recristallisés.

Cette sédimentation hémipélagique est fréquemment interstratifiée par des sables biodétritiques ferrugineux. Ces resédiments présentent souvent un aspect graveleux. Ils s'organisent en faisceaux de bancs décimétriques dont l'épaisseur peut atteindre 8 à 10 m. Ce sont des grainstones (biosparites/microsparites) à extraclastes (10 à 20%; 500 um < D. < 8 mm) qui présentent des lithologies très variées (micrites brunes azoïques, micrites grises à algues et Textulariidae, biomicrites à algues (*Clypeina* sp.) et gastéropodes et des bioomicrites).
Une abondante microfaune allochtone complète ce microfaciès. Elle se compose principalement de foraminifères benthiques de plate-forme externe et interne (Miliolidae, Lituolidae (grands foraminifères arénacés), *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp.) auquels viennent s'ajouter des algues encroûtantes, de nombreux débris coquilliers (bivalves et gastéropodes) et des plaques d'échinodermes. La plupart de ces bioclastes ont subi une importante micritisation.

L'unité 3 (70 à 80 m) délimite une épaisse accumulation de sables finement bioclastiques à matrice micritique. Les débris d'échinodermes dominent la microfaune qui se compose aussi de foraminifères benthiques (Textulariidae et Miliolidae). Localement, ces calcaires montrent des accumulations coquillières (lamellibranches : *Ostrea* sp., gastéropodes : nérinées) et coralligènes (petits polypiers solitaires).

Cette troisième unité est couronnée par 5 à 6 m de calcaires échinodermiques (50 à 60% du microfaciès). Il s'agit de **l'unité 4** qui correspond aux "Couches à *Pygurus*", classiquement attribuées au Valanginien supérieur.
Ces biosparites ferrugineuses supportent de rares lithoclastes (D. : 1 à 2 mm; micrites brunes azoïques). Elles passent sans transition aux calcaires siliceux ("Kieselkalk") de l'Hauterivien.

7.2.25 Coupe des Crêtes/Pierregrosse.

La coupe des Crêtes est située sur le flanc normal de la nappe de Morcles (fig. 32 et tabl. 4 : n° 94 et 95). Elle est accessible depuis Derborence, en remontant le vallon de Derbon jusqu'à la ligne de crête qui le limite vers le SW.

Le levé de coupe débute sur cette crête (coordonnées Carte nationale suisse : 579.550/122.300; altitude : 2460 m) et se poursuit vers l'Est puis le NE jusque dans la région de Six Long (coordonnées Carte nationale suisse : 581.125/122.725; altitude : 1940 m). Entre ces deux points, la direction et le pendage des séries du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur sont relativement constants (N 20°-25°E; 35°-40°ESE puis N-S; 30°E pour le quart supérieur de la série.
La coupe de Pierregrosse, située en rive gauche de la Derbonne apporte quelques compléments d'information sur la passage Valanginien-Hauterivien.

Description (fig. 63).

L'épaisseur des dépôts compris entre le Kimméridgien et la base de l'Hauterivien ("Kieselkalk") avoisine 350 m.
La moitié inférieure de la coupe des Crêtes est représentée par des calcaires micritiques alors que son quart supérieur est constitué par des calcaires bioclastiques. Entre les deux, se développe une épaisse sédimentation argilo-carbonatée.

Les **unités 1, 2** (85 m), **4** (40 m), **6** (30 m), **8** (10 m) et **10** (6 m) sont toutes représentées par des calcaires micritiques (mudstones) en bancs d'épaisseur décimétrique ou métrique.
Ces micrites/biomicrites ont livré une microfaune peu abondante (< 10%), composée par des radiolaires, globochaetes et des plaques d'échinodermes auquels viennent s'ajouter des saccocomidés (unités 1, 2 et 4) ou des calpionelles (unités 6, 8 et 10).

Les trois premières sont donc attribuables au Kimméridgien-Tithonique moyen alors que l'unité 6 a livré des associations de calpionelles caractéristiques du Tithonique supérieur (Zone A) puis du Tithonique terminal ou du Berriasien basal (sous-zone A3 ou Zone B basale). La limite Jurassique-Crétacé (limite des Zones A et B) se situerait donc dans la partie sommitale de cette sixième unité.
Quant aux unités 8 et 10, elles sont datées de la Zone B inférieure. La petite forme parabolique de *Calpionella alpina* apparaît au toit de l'unité 10. Elle marque approximativement le milieu de la Zone B (ex. limite Jurassique-Crétacé, cf. 2.4).

Ces boues carbonatées sont bioturbées ponctuellement par des organismes fouisseurs. Leur activité peut conférer à la roche un aspect pseudobréchique. C'est le cas au toit de l'unité 1 qui enregistre simultanément un léger arrêt de sédimentation (hard-ground ferrugineux à nombreux rostres de bélemnites) ou à la base de l'unité 4 dans laquelle viennent s'interstratifier deux horizons dolomitiques (0,9 m et 1,2 m). Ces derniers sont perforés par de nombreux terriers tubicoles (D. < 1 cm, longueur : 2 à 3 cm) réunis en gerbes.

Dans la moitié inférieure de l'unité 6, la roche est renferme des silex qui forment des réseaux géométriques dont l'organisation est calquée sur celle des terriers de crustacés (éch. LCR 10).
Cette sédimentation hémipélagique est aussi interrompue par des resédimentations grossières, d'aspect conglomératique.

Les **unités 3** (0,1 m) et **7** (0,8 m) sont de type paraconglomératique (mud-flow). Leur matrice micritique (dolomicrite à cristaux de feldspath authigènes) est abondante (50 à 60% du resédiment). Elle supporte des intraclastes micritiques (micrites à calpionelles; unité 7) qui atteignent une taille centimétrique. Ces galets mous présentent un aspect fluidal.

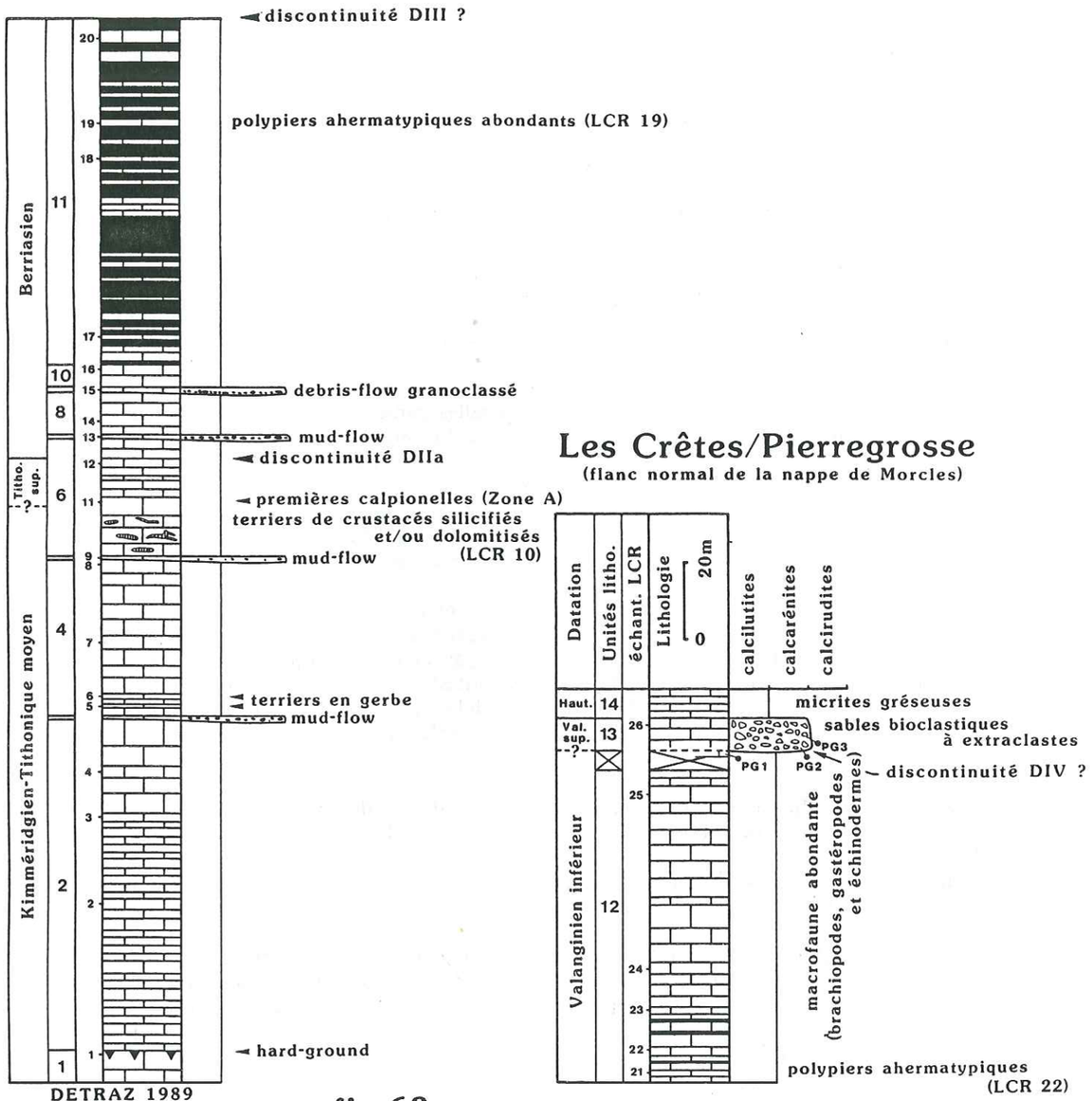


fig.63

Les intraclastes micritiques sont moins abondants (20%) au sein de **l'unité 5** dont l'épaisseur atteint 0,6 m. Par contre, la matrice sparitique et dolomitique renferme une abondante microfaune allochtone qui se compose de plaques d'échinodermes et de fragments de bryozoaires, de mollusques et d'éponges. Des encroûtements d'origine algaire et/ou bactérienne, auréolent la plupart de ces bioclastes.

Contrairement aux trois autres, **l'unité 9** (0,3 m) est granoclassée. Sa matrice (40 à 50% du resédiment) est dolomitique (dolomicrite à plaques d'échinodermes, bryozoaires, mollusques et Textulariidae). Dans la moitié inférieure du dépôt, elle supporte de nombreux lithoclastes micritiques (micrite azoïque, biomicrite à calpionelles, pelmicrite/microsparite à calpionelles) arrondis ou anguleux. Leur taille varie enre 100 um et 1 cm.
Tous ces intraclastes micritiques à calpionelles appartiennent à la Zone B inférieure (prédominance de la forme sphérique de *Calpionella alpina*).

L'unité 11 (85 à 90 m) est caractérisée par une importante accumulation de boues argilo-carbonatées. Dans leur moitié inférieure, ces dépôts hémipélagiques (wackestones; biomicrites) on livré des associations de calpionelles (peu abondantes et déformées) caractéristiques de la Zone B.
A l'extrémité sommitale de cette onzième unité, ces calcaires micritiques deviennent finement bioclastiques (packstones; biopelmicrites/microsparites à plaques d'échinodermes (abondantes), Lituolidae et Texulariidae) et gréseux (QZ : 1 à 2%; D. moy. 80 à 90 um, D. maxi. 180 um)
Des polypiers solitaires (éch. LCR 19), en position de vie, se rencontrent fréquemment tout au long de l'unité 11. Ils ont une forme conique et leur hauteur n'exède pas 3 à 4 cm.

Dès la base de **l'unité 12** (80 m), la sédimentation évolue rapidement vers un pôle carbonaté. Ces sables bioclastiques (calcarénites) à matrice micritique ou sparitique se présentent en bancs massifs. Leur épaisseur varie entre quelques décimètres et plusieurs mètres.
Sa base a livré une abondante macrofaune. Elle se compose de polypiers solitaires (fig. 64; éch. LCR 22), de brachiopodes (térébratules), de gastéropodes et d'échinides entiers auquels viennent s'ajouter des fragments centimétriques de tiges de crinoïdes. Ces biosparites à extraclastes (bioomicrites à mollusques, algues et *Trocholina* sp.) renferment aussi de gros foraminifères arénacés (Lituolidae). La majorité de ces bioclastes a subi une dissolution et/ou une micritisation importante.
La cimentation est assurée par un ciment précoce et isopaque puis par une sparite à gros cristaux.

Le corps principal de cette douzième unité est constitué par des packstones (biopelmicrites gréseuses (QZ : 5 à 7%; D. moy. < 50 um), biomicrites/microsparites) à échinodermes (plaques), mollusques, algues, Miliolidae, Lituolidae, *Nautiloculina* sp., *Trocholina* sp. et *Pfenderina neocomiensis*. Des accumulations coquillières (bivalves et gastéropodes intacts) et coraligènes se développent ponctuellement dans ces calcaires bioclastiques.

Après une lacune d'observation dont l'épaisseur est comprise entre 5 et 10 m, se met en place une accumulation de sables bioclastiques, faiblement gréseux (QZ : 1 à 2%; D. moy. 150 à 200 um, D. maxi. 500 um). Il s'agit de **l'unité 13** (8 m).
Ces grainstones (biosparites) supportent de nombreux extraclastes (10 à 15%) dont la taille varie entre 500 um et 2 mm. Ces particules, arrondies ou subanguleuses, sont constituées par des micrites dolomitiques et azoïques ou par des biomicrites brunes ou grises de texture grapestone. La microfaune (50 à 80%) est composée, pour la plus grande part, par des plaques d'échinodermes auquelles viennent s'ajouter des fragments de mollusques et de bryozoaires. Ces bioclastes sont souvent glauconieux ou ferrugineux et parfois dolomitiques.

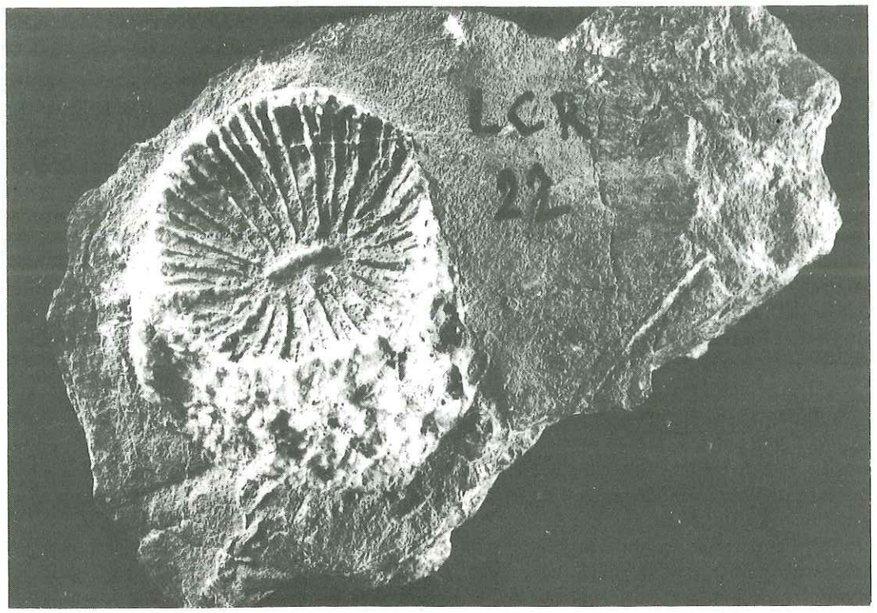


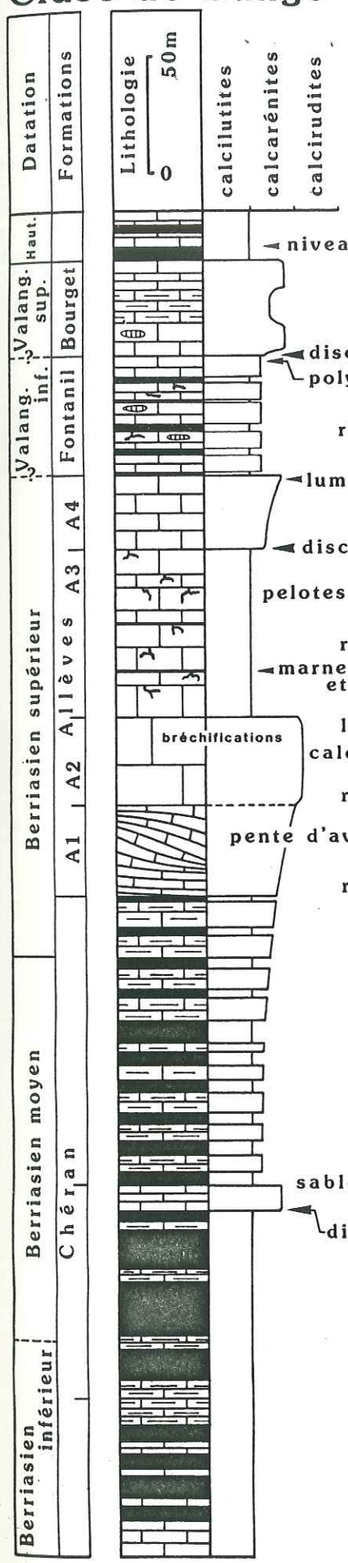
fig.64

Coupe des Crêtes : polypier ahermatypique, éch. LCR 22

Cette treizième unité est surmontée, sans transition, par les calcaires siliceux ("Kieselkalk") de l'Hauterivien.

Cluse de Bange

fig.65



niveau de condensation (ammonites de la Zone à Radiatus)

discontinuité DIV

polypiers

rides de tempêtes

lumachelle à polypiers et mollusques

discontinuité DIII

pelotes algaires

rides de vagues

marnes vertes à charophytes et fragments charbonneux (éch. CB1)

apparition du quartz détritique

laminations sigmoïdes

calcaire construit à polypiers et rudistes (Valletia sp?)

rides de tempêtes

pente d'avant-récif inclinée de 20-25° vers l'ESE

rides de vagues

sables turbiditiques ("Calcaires grossiers de Montagnole")

discontinuité DIIb

Milieux de dépôt

plate-forme externe hémipélagique

plate-forme externe bioclastique faiblement influencée par les marées

lobe turbiditique proximal

barrière bioclastique

lagon marin à fortes influences continentales

barrière de type périrécifal

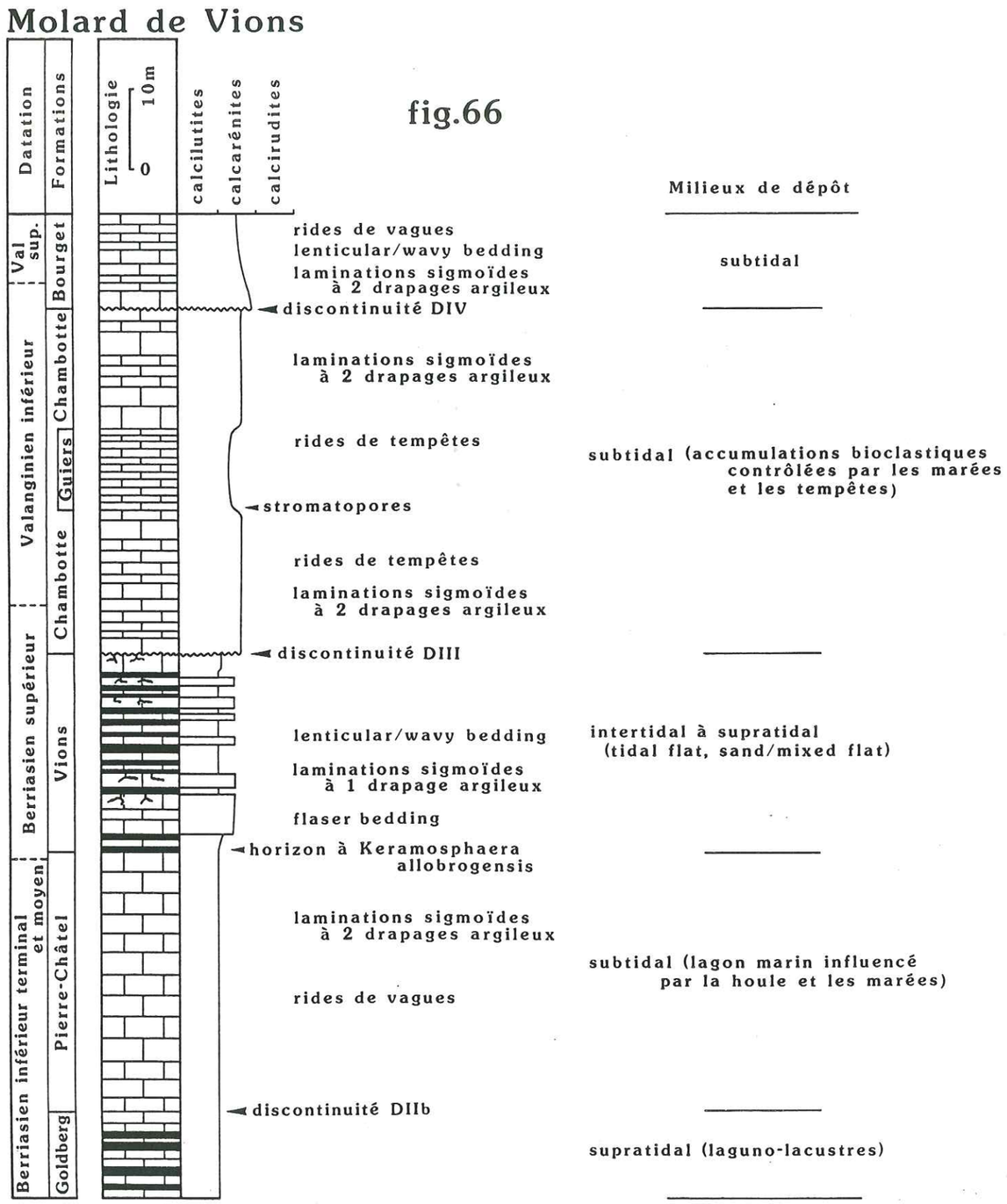
talus proximal

talus distal

lobe turbiditique profond

plate-forme externe hémipélagique

DETRAZ 1989 d'après STEINHAUSER 1969 et 1986



DETRAZ 1989 (d'après STEINHAUSER 1969 et 1986)

7.3 TABLEAUX DE CONVERSION ENTRE LA NUMEROTATION DES ECHANTILLONS ET CELLE DES LAMES MINCES (TABL. 6, 7, 8, 9, 10, 11 ET 12).

LEGENDE DES TABLEAUX 6, 7, 8, 9, 10, 11 et 12.

00 : échantillon n'ayant pas fait l'objet d'une lame mince.

M : échantillons marneux.

A : ammonites.

n° **gras** : lames minces à calpionelles conservées par J. REMANE.

<u>remarque</u> : à un numéro d'échantillon peut correspondre plusieurs numéros de lame mince.

COUPES	abr.	Numéro des échantillons														
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
		16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
		31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
		Numéro des lames minces correspondantes (HD)														
l'Echaillon	BEC	1248	1249	1250	1251	1252	1253	1254	1256	1257	1258	1259	00	1261	1262	
								1255								
La Buisse	BU	1263	1265	1266	M	1268	M	1272	1273	1274	1275	1277	1278			
		1264				1269					1276					
						1270										
Le Guiers Mort	GM	**1225**	1226	1227	**1228**	1229	1230	00	1232	**1233**	**1234**	**1235**	1236	1237	1238	
La Pointière	LPO	00	00	00	00	M	M	M	M							
Gr. du Grapillon	GG	1239	1240	1241	1242	1243	1244	1245	M	1247						
Chez Joubert	JT	1208	1209	1210	1211											
Ruis. des Gorgeats	RG	1212														
Plan Martin	PM	1190	00	1192	1193	00	1195	1196	1197	1198	1199	1200	1201	1202	1203	00
		1205	1206	1207												
Tor. du Rouselet	RO	1169	00	00	1172	1173	1174	1175	1176	1177	1178	1179	1180	1181	1182	1183
		00	1185	00	1187	00	1189									
Tor. de Favière	TF	A	1168													
Le Pontet	LP	1080	1081	1082	1083	1084										
Pas de la Fosse	PF	1213	1214	1215	1216											
Le Malpassant	LM	1035	1036	1037	1038	1039	1040	1041	1043	1044	1045	1046	**1047**	1048	1049	**1050**
								1042					A			
		1051	1052	1053	**1054**											
Combe de Lay	CDL	1059	1060	1061	1062	1063	1064	00	1066	1067	1068	1069	**1070**			
Col du Joueret	CJ	1076	1077	1078	1079											
Col du Frêne	CF	531														

TABLEAU 6

COUPES	abr.	Numéro des échantillons														
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
		16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
		31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
		Numéro des lames minces correspondantes (HD)														
Epernay	EY	910	911													
			912													
			913													
Mont Benoit	MB	461	462	463	464											
Ruis. du Cherel	CL	490	491	492	493	494	495	M	497	498	499	500	501	502	503	917
		918	919	920	921	922	924	925	926	927	928	929	930	931	932	934
						923									933	935
		936	937	938	939											
Pont des Clos	PO	M	M	00												
Col de Cherel	CDC	**816**	**817**	00	819	00	821	**822**	**823**	824	825	826	827	828	829	830
		831	832	833	835	836	**839**	843								
				834		837	840									
						838	841									
							842									
Talloire	TE	745	746	747	748	749	750	751	752	753	00	755	756	757	758	759
		760	761	762	763	764	765	766	767							
Nant de Cotona I	CAI	635	636	637	638	639	640									
Nant de Cotona II	CAII	**542**	**543**	**544**	**545**	**546**	547	548	**549**	**550**						
Nant de Sallier	SR	627	628	629	630	631	632	633								
Ruis. des Crottes	CS	560	561	562	563	564	565	566	00	568	569	570	571	572		
Pointe de Vélan	VN	1158	1159	1160	1161	00	1163	1164	1165	1166						

TABLEAU 7

COUPES	abr.	Numéro des échantillons														
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
		16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
		31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
		Numéro des lames minces correspondantes (HD)														
Nant de Montmin I	MN	590	591	592	593	594	M	596	597	598	599	600				
						A						A				
Nant de Montmin II	MN												601	602	603	A
		605	606													
Nant de Montmin III	MN			607	608	609	610	611								
Mont d'Orisan	MO	884	885	886	887	888	891	892	893	894	895	896	897	898	899	900
						889										
						890										
		901	902	903	904	905	906	907	908	909	914	915	916			
Chenay I	CY	573	574	575	576	577	578	579	580							
Chenay II	CY									581	582	583	584	585	586	587
		588	589													
Nant Sec	NS	00	533	534	535	536	537	M								
Les Esserieux I	EX	1397	1398	1399	1400	1401	00									
Les Esserieux II	EX							1403	1404							
Roc Rouge	RR	504	505	506	507	508	509	510	511	512	513	514	515	A	517	M
		519														
Ferme des Gras	GS	551	552	553	554	555	556	557	558	559						
l'Alpettaz	AZ	792	793	794	795	796	797	798								
Petit Bornand	PB	480	481	482	483	484	485	486	487	488	489					
				482					487		489					
Nant-la-Ville	NV	523	524	A	526	A	528	529								
Les Chalets	CT	698	699	700	701	702	703	704	705	706	707	708	709	710	711	712
		713	714	715	716	717										

TABLEAU 8

COUPES	abr.	Numéro des échantillons														
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
		16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
		31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
		Numéro des lames minces correspondantes (HD)														
Les Stappsets	SS	172	173	174	175	176	177	178	179	180	181	182	183	184	185	186
		187	188	189	190	191	192	193	194	195	196	197	198	199	200	201
		202	203	204	205	206	207	208	209	210	211	212	213	214	215	216
		217	218	219	220	221	222	223	224							
Tor. du Châtelard	CD	9	10	11	M	M	14	15	16	M	18	M	M	M	22	M
		24	M	M	M	M	M	M	30	31	33	35	M			
Plan des Eves	PE	88	00	90	91	92	93	94	95	96	97	98	00	100	101	102
		103	104	105	106	107	108	00	110	111	112	113	114	115	116	117
		118	119	120	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131	132
		133	134	135												
Pététruy	PY	465	466	467	A	469	470	00	472	473	474	00	476	477	00	479
La Mia *	MA	144	00	71	72	73	74	75	00	77	78	79	00	81	82	83
		00	85	86	87											
Combe des Fours	CDF	768	769													
Les Quatre Têtes	QT	434	435	436	00	00	A									
Doran	DN	138	00	140	00	142	143	144	145	00	147	00	149	150	151	152
		153	154	155	156	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167
														730		
		168	169	170	171	00	732	733	00	735	736	737	M			
Véran	VR	M	441	442	443	444	445	446	447	448	449	450	451	452	A	454
		455	456	457	458	459	460									
Pointe de Varochet	PV	1217	1218	1219	1220	1221	1222	1223	1224							
Lacha	LC	685	686	687	688	689	690	691	692	693						

* in DETRAZ et al. (1986)

TABLEAU 9

COUPES	abr.	Numéro des échantillons														
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
		16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
		31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
		Numéro des lames minces correspondantes (HD)														
A. des Perrières	AS	315	00	317	00	319	320	321	00	323	00	325	00	327	00	329
		330	00	332	333	00	335	00	337	00	339	00	341	**342**	00	344
		345	**346**	347	348	349	350	351	M	353	354	355				
Barmèche	BE	641	642	643	644	645	646	647	M	649	650	651	652			
Col d'Anterne I	CAEI	718	719	720	**721**	722	**723**	724	725	726	727	728	729			
Col d'Anterne II	CAEII	958	959	960	961	962	963	964	965	**966**						
Lac d'Anterne	LA	940	941	942	00	944	945	947	948	949	950	00	952	**954**	955	956
							946						953			
		957														
Montagne de Commune	MC	967	968	969	970	971	972	973	974	975	976	977	978	979	980	981
																982
		983	984	985	986	987	988	989	990	991	992	993				
Salvadon	SA	844	845	848	850	851	852	854	855	856	857	858	859	00	00	863
			846	849			853						860			
			847													
Pointe de Sans Bêt	SB	879	880	881												
				882												
				883												
Très Cos	TC	865	866	867	868	869	870	871	872	873	874	875	00	877	878	00
		864														
La Vogealette	Vte	663	664	**665**	00											
Champ de Barme	CB	1309	00	1311	00	1313	1314	1315	1316	1317	1318	1319	1320	1321	1322	1323
		1324														
La Vogealle	VE	**666**	667	668	669	670	671	1153	00	1155						

TABLEAU 10

COUPES	abr.	Numéro des échantillons														
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
		16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
		31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
		Numéro des lames minces correspondantes (HD)														
Tête de Peruaz-Sag.	PRZ	1386	1156	1391	1392	1393	1387	1388	1390	1394	1395	1396				
					815			1389								
Tête des Ottans	OS	1137	00	1139	1140	1141	799	681	680	810	1142	1143	**800**	682	812	683
		00	00	00	00	00	00	**802**	**803**	807	808	804	**805**	**806**	**809**	A
		A	674	00	00	A	00	813	814	398	00	399	400	401	403	679
		1145	1144													
Petit Ruan	PR	1146	1147	1148	1149	1150	00	00								
Vieux Emosson	VXE	1095	1096	1097	1098	1099	1100	00	1102	1103	1104	1105	1106	1107	1108	1109
		1110														
Arevassey	AY	1111	1112	1113	1114	1115	1116	1117								
Mont Ruan	RN	**404**	405	**406**	**407**	**408**	**409**	A	**411**	412	413	00	415	416	417	**418**
		419	**420**	A												
Col de Barberine	CBE	1118	1119	1120	1121	1122	1123	1124								
Combe d'Emaney	CEY	1125	00	1127	1128	1129	1130	1131	1132							
Catogne-d'en-haut	CH	1085	00	1087	1088	1089	1090	1091	00	00						
Les Palluds	PAL	1287	1288	1289	1290	1291										
Tor. du Mauvoisin	MV	1331	1332	1333												
Les Basseys	BY	1292	1293	1294	1295											
Plateau de Verossaz	VZ	1010	1014	1015	1297	1016	1298	1017	1012	1013						
		1011					1299									
Notre Dame du Scex	NDS	998	1000	**1001**	**1280**	1281	**1282**	1283	1284	**1285**	1003	1286				
		999	1279	**1002**			1282				1004					
La Basilique	BAS	1018	1019	1021	1022	1023	1024	1008	1009							
			1020													
Le Château	CHA	995	997	1005	1025	1026	1006	1027	1007	1028	1029	1296				
		996														

TABLEAU 11

COUPES	abr.	Numéro des échantillons														
		1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**	**15**
		16	**17**	**18**	**19**	**20**	**21**	**22**	**23**	**24**	**25**	**26**	**27**	**28**	**29**	**30**
		31	**32**	**33**	**34**	**35**	**36**	**37**	**38**	**39**	**40**	**41**	**42**	**43**	**44**	**45**
		Numéro des lames minces correspondantes (HD)														
Mex	**MX**	1325	1326	1327	1328											
Les Chenalettes	**LCH**	1033	1329	1034	1330											
Lavey-les-Bains	**LB**	**1300**	1301	1302	1303	**1304**	00	1306	1307	1308						
		1031														
		1032														
La Batiaz	**BZ**	770	00	772	773	774	00	00	777							
La Tsantonnaire	**TST**	00	1335	1336	1337	1338	1339	00	1341	1342	1343	1344	1345	00	1347	1348
		00	1350	00	1352	1353	1354	00	00							
Les Crêtes/Pierreg.	**LCR**	1357	00	1359	00	1361	1362	00	1364	1365	1366	1367	1368	1369	1370	1371
		1372	1373	1374	00	1376	1377	00	1379	1380	1381	1382	1383	1384	1385	

TABLEAU 12

BIBLIOGRAPHIE.

AINARDI,R. (1975): Microfacièe et paléoécologie du "Purbeckien" des régions de Nantua et Saint-Rambert (Jura méridional). Mise en évidence d'un horizon à Anchispirocyclina lusitanica (EGGER). -Extrait: Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon-Neuchâtel 1973). -Mém. B.R.G.M. (Paris) 86, 232-241.

AISSAOUI,D.M. et PURSER,B. (1983): Nature and origins of internal sediments in Jurassic limestones of Burgondy (France) and Fnoud (Algeria). -Sedimentology 30/2, 273-283.

ALLEMANN,F, CATALANO,R., FARES,F. et REMANE,J. (1971): Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean province. -Extrait: Proc. II Plankt. Conf. Roma 1970, 2, 1337-1340. Ed. Tecnoscienza, Rome.

ALLEN,J.R.L. (1980): Sand waves: a model of origin and internal structures. -Sedimentary Geology 26, 281-328.

AMBERGER,G. (1960): L'autochtone de la partie Nord-Ouest du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais). -Thèse n° 1312 Univ. Genève.

AYRTON,S. (1980): La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale). -Eclogae geol. Helv. 73/1, 137-172.

BADOUX,H. (1960): Notice explicative feuille 37 Monthey. -Atlas géol. Suisse 1:25.000, Kümmerly & Frey, Berne.

BADOUX,H. (1971): Notice explicative feuille 58 D^t de Morcles. -Atlas géol. Suisse 1:25.000, Kümmerly & Frey, Berne.

BALTASSAT,J.M. (1986): Synthèse géologique du massif de la Tournette, bordure occidentale du massif des Bornes (Hte-Savoie, France). -Dipl. ing. géol. Univ. Genève (inédit), 59 p.

BARUSSEAU,J.L. & VANNEY,J.R. (1978): Contribution à l'étude du modelé des fonds abyssaux. Le rôle géodynamique des courants profonds. -Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2), 10/1, 59-94.

BAUDRIMONT,A.F. et DUBOIS,P. (1977): Un bassin mésogéen du domaine périalpin: le Sud-Est de la France. -Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine 1/1, 261-308.

BEACH,A. (1981): Thrust tectonics and crustal shortening in the external French Alps based on a seismic cross section. -Tectonophysics 79/1-2, 1-6.

BEAUDOIN,B. (1967): A propos de la répartition des Globigérines au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur. -C.R. Acad. Sci. (Paris) 264/3, 446-449, sér. D.

BEAUDOIN,B. (1972): Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire, à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal-Berriasien des chaines subalpines méridionales. -Thèse Doc. Ing. Univ. Caen.

BEAUDOIN,B. (1975): Pérennité de l'architecture du bassin et de la dynamique de la sédimentation entre le Tithonique et le Berriasien dans le Sud-Est de la France. -Extrait : Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon-Neuchâtel 1973. -Mém. B.R.G.M. (Paris) 86.

BEAUDOIN,B. (1977): Methodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: Le Jurassique terminal-Berriasien des chaines subalpines méridionales. -Thèse Doct. ès-Sci. Univ. Caen.

BERNIER,P. (1984): Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. -Thèse Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon 92/1-2, 1-803.

BOILLOT,G., MONTADERT,L., LEMOINE,M. et BIJU-DUVAL,B. (1984): Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. -Ed. MASSON, Paris.

BRAVARD,C. (1968): Etude géologique de la région de St Laurent-du-Pont et de la Grande Sure. -Dipl. Etude Sup. Grenoble (inédit).

BROWN,L.F.J. et FISHER,W.L. (1977): Seismic stratigraphic interpretation surfaces: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. -Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. (Tulsa) 26, 213-248.

BURNE,R.V. et MOORE,L.S. (1987): Microbialites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities. -Palaios 2/3, 241-254.

BUSNARDO,R., LE HEGARAT,G. et MAGNE,J. (1965): Le stratotype du Berriasien. -Extrait: Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon 1963. -Mém. B.R.G.M. (Paris) 34, 6-33.

BUSNARDO,R., THIEULOY,J.P., MOULLADE,M. et coll. (1979): Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (Sud-Est de la France). -Extrait: Les stratotypes français 6. -Ed. C.N.R.S., Paris.

BUTLER,R.W.H. (1983): Balanced cross-sections and theirs implications for the deep structures of the NW Alps: -J. struct. geol. 5, 125-137.

BUTLER,R.W.H., WELBON,A., GILLCRIST,R. et COWARD,M. (1987): External western Alpine thrust belt. -Field excursion guide of the Tectonics Studies Group. -Ed. R.W.H. BUTLER, Univ. Durham, G.B.

CAROZZI,A. (1948): Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura suisse. -Thèse n° 1122 Univ. Genève. -Arch. Sci. (Genève) 1/1, 211-375.

-- (1952): "Tectonique, courants de turbidité et sédimentation. Application au Jurassique supérieur des chaînes subalpines de Haute-Savoie". -Rev. générale. Sci. (Paris) 59, 229-245.

-- (1956): Nouvelles observations microscopiques sur les dépôts de courants de turbidité du Malm de la nappe de Morcles. -Bull. Inst. nat. Genève, t. 58.

CATALANO,R. et LIGUORI,V. (1971): Facies a Calpionelle della Sicilia occidentale. -Extrait: Proc. II Plankt. Conf. Roma 1970, 1, 167-210. Ed. Tecnoscienza, Rome.

CHAROLLAIS,J. (1963): Recherches stratigraphiques dans l'Est du massif des Bornes (Haute-Savoie). -Thèse n° 1342, Univ. Genève, Arch. Sci. 15/4.

CHAROLLAIS,J. et LOMBARD,Aug. (1966): Stratigraphie comparée du Jura et des chaînes subalpines, aux environs de Genève. -Arch. Sci. (Genève) 19/1, 49-81.

CHAROLLAIS,J., ROSSET,J., BUSNARDO,R., MANIVIT,H. et REMANE,J. (1981a): Stratigraphie du Crétacé en relation avec les formations qui l'encadre dans l'unité de Nantbellet (= nappe inférieure sensus lato de la klippe de Sulens) Haute-Savoie, France. -Géol. alpine (Grenoble) 57, 15-91.

CHAROLLAIS,J., ARNAUD-VANNEAU,A., BUSNARDO,R., CLAVEL,B., DONZE,P., FAUCONNIER,D., MANIVIT,H., OERTLI,H.J., SEPTFONTAINE,M., STEINHAUSER,N., STRASSER,A. (1981b): Groupe Français du Crétacé, Réunion en Haute-Savoie. -Publ. Dépt. Géol. Paléont. Univ. Genéve, série guide géol. n° 1.

CHAROLLAIS,J., BUSNARDO,R., CARDIN,M., CLAVEL,B., DECROUEZ,D., DELAMETTE,M., GORIN,G., LEPILLER,M., MONDAIN,P.H., ROSSET,J. et VILLARS,F. (1988): Notice explicative de la Feuille Annecy-Bonneville au 1/50.000. -Extrait : Carte géologique de la France. -Ed. B.R.G.M. (Orléans).

CLAVEL,B., CHAROLLAIS,J. BUSNARDO,R. et LE HEGARAT (1986): Précisions stratigraphiques sur le Crétacé basal du Jura méridional. -Eclogae geol. Helv. 79/2, 319-341.

COAZ,A. (1932): Sur le Néocomien de la Nappe Morcles-Aravis entre le Col des Aravis et le col de Sageroux (Haute-Savoie). -Eclogae geol. Helv. 25/2, 331-355.

COLLET,L.W. (1909): Sur la présence de l'Infravalanginien à Hoplites boissieri dans le massif des dents du Midi-Pic de Tenneverge. -Arch. Sci. Genève 28/76.

-- (1910): Les Hautes-Alpes calcaires entre Arve et Rhône. -Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 36/4, 411-586.

-- (1935): La limite Jurassique-Crétacé au Mont-Ruan. -C.R. Soc. Hist. nat. Genève 52, 230-233.

-- (1936): Les brèches du Jurassique supérieur et la limite Jurassique-Crétacé. -Eclogae geol. Helv. 29/1, 283-290.

-- (1943): La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. -Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) 79.

COLLET,L.W. et CAROZZI,A (1947): Sur la découverte de débris de Characées dans les brèches du Malm supérieur au Mont Ruan (Nappe de Morcles). -C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 64, 10-11.

COQUAND,H. (1871): Sur le Klippenkalk des Départements du Var et des Alpes-Maritimes. -Bull. Soc. géol. France (2), 28, 208-234.

COTILLON,P. (1984): Descriptions régionales. -in COTILLON,P.: Chapitre Crétacé inférieur, Synth. géol. du SE de la France. -Mém. B.R.G.M. 125, 287-338.

DARDEAU,G. et GRACIANSKY de,P.C. (1987): Indices d'une tectonique synsédimentaire distensive d'âge crétacé inférieur dans la basse vallée de l'Esteron (Alpes-Maritimes) et conséquences géodynamiques. -Bull. Soc. géol. France (8), 3/6, 1207-1210.

DARSAC,C. (1983): La plateforme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie). -Thèse Univ. Grenoble.

DAVAUD,E., STRASSER,A., CHAROLLAIS,J. (1983): Présence d'horizons calcrétisés dans le Purbeckien du Jura méridional: extension spatiale et conséquences paléogéographiques. -C.R. Acad. Sci. (Paris) 296, 575-578, sér. II.

DEBELMAS,J. et KERCKHOVE,C. (1980): Les Alpes franco-italiennes. -Géol. alpine (Grenoble) 56, 21-58.

DEBRAND-PASSARD,S., COURBOULEIX,S. et LIENHARDT,M.J. (1984): Synthèse géologique du Sud-Est de la France. -Mém. B.R.G.M. (Orléans) 125.

DECONINCK,J.F. et STRASSER,A. (1987): Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of Purbeckian green marls (Swiss and French Jura). -Eclogae geol. Helv. 80/3, 753-772.

DECROUEZ,D. et LOMBARD,Aug. (1980): Stratigraphie des couches de St-Maurice (Valais). -Eclogae geol. Helv. 73/1, 109-124.

DESOR,E. (1854): Quelques notes sur l'étage inférieur du groupe néocomien (Etage Valanginien). -Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 3, 172-180.

DESOR,E. et GRESSLY,A. (1859): Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois. -Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 4.

DETRAZ,H., MULLER,A., MULLER,D., VILLARS,F. (1984): Etude géologique de la chaine des Aravis entre l'Arve et le col des Aravis (Haute-Savoie). -Dipl. ing. géol. Univ. Genève (inédit).

DETRAZ,H., MULLER,A.,MULLER,D. et VILLARS,F. (1986): Etude préliminaire de la stratigraphie de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie, France; Domaine Delphino-helvétique). -Arch. Sc. Genève 39/3, 365-376.

DETRAZ,H., CHAROLLAIS,J. et REMANE,J. (1987): Le Jurassique supérieur-Valanginien des chaînes subalpines septentrionales (massifs des Bornes et de Platé, Haute-Savoie; Alpes occidentales): Analyse des resédimentations, architecture du bassin et influences des bordures. -Eclogae geol. Helv. 80/1, 69-108.

DETRAZ,H. et STEINHAUSER,N. (1988): Le bassin delphino-helvétique savoyard et sa marge jurassienne sous contrôle tectonique entre le Kimméridgien et le Valanginien. -Eclogae geol. helv. 81/1, 125-154.

DETRAZ,H. et MOJON,P.O. (1989): Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys entre le Tithonique et le Valanginien: corrélations biostratigraphique et séquentielle des faciès marins à continentaux. -Eclogae geol Helv. 82/1 (sous presse).

DEVILLE,Q. (1985): Etude sédimentologique et paléontologique du Jurassique supérieur du Grand-Salève dans le région du Coin (Haute-Savoie, France). -Dipl. inédit Univ. Genève.

DEVILLE,Q. (1988): Analyse sédimentologique et séquentielle des terrains les plus anciens du Salève : les traces d'un récif à la base (?) du Kimméridgien. -Arch. Sci. (Genève) 41/1, 65-84.

-- (1958): Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la "fosse vocontienne". -Thèse, Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon (n.s.) 3, 1-221.

-- (1969): Sur la présence d'un niveau d'émersion à Cypridea dans le Valanginien inférieur du flanc Est de la Montagne du Grand-Colombier (Jura méridional). -C.R. somm. Soc. géol. France 1, 8-9.

DONZE,P. et ROSSET,J. (1952): Présence de "calcaires grossiers" dans le Berriasien de la chaine des Aravis (Haute-Savoie). C.R.S. Soc. Géol. France. v. 1952, 323-324.

DONZE,P. et THIEULOY,J.P. (1975): Sur l'extrême condensation du Valanginien supérieur dans le Jura neuchâtelois, en particulier dans le stratotype de Valangin, et sa signification dans l'ensemble des formations valanginiennes du Sud-Est de la France. -C.R. Acad. Sci. (Paris) sér. D, 280/3, 1661-1664.

DOUDOUX,B., MERCIER DE LEPINAY,B. et TARDY,M. (1982): Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. -C.R. Acad. Sci. (Paris) 295, 63-68, sér. II.

DOUXAMI,H. (1896-1897): Feuilles de Chambéry et Albertville, révision de Nantua, Annecy et Thonon. -Bull. Serv. Carte géol. France 8/53, 151-153.

DUNHAM,R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. -Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol. 1, 108-121.

ELTCHANINOFF,C., TRIBOULET,S., DOUDOUX,B., FRUDAL,S., RAMPNOUX,J.P. et TARDY,M. (1982): Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mt-Blanc et Belledonne (Savoie-Alpes occidentales). Implications régionales. -Bull. Soc. géol. France, Paris (7), t. 24, n° 4, 817-830.

ENAY,R. (1966): Le genre Gravesia (Ammonitina jurassique) dans le Jura français et les Chaînes subalpines. -Ann. Paléont. 42, 95-105.

ENAY,R. (1980): Crussolien. -Extrait : Les étages français et leurs stratotypes. -Mém. B.R.G.M. (Orléans) 109, 90-91.

ENAY,R., MANGOLD,C. et coll. (1980): Synthèse paléogéographique du Jurassique français. -Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon 5, (hors série).

ENAY,R. (coord.) et coll. (1984a): Jurassique supérieur: Malm. -Extrait : Synthèse géol. du SE de la France. -Mém. B.R.G.M. (Orléans) 125, 223-286.

ENAY,R., BODEUR,Y., CONTINI,D. et PEYBERNES,B. (1984b): Jurassique supérieur : Malm. Paléogéographie. -Extrait : Synthèse géol. du SE de la France. -Mém. B.R.G.M. (Orléans) 125, 263-272.

ENAY,R., CONTINI,D. et BOULLIER,A. (1988): Le Séquanien-type de Franche-Comté (Oxfordien supérieur) : datations et corrélations nouvelles, conséquences sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et régions voisines. -Eclogae geol. Helv. 81/2, 295-363.

EPARD,J.L. (1986): Le contact entre le socle du Mont-Blanc et la zone de Chamonix: implications tectoniques. -Bull. géol. Lausanne 288, 225-245.

ESCHER,A., MASSON,H. et STECK,A. (1988): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. -Mém. Géol. Lausanne 2.

FARINACCI,A. et SIRNA,G. (1959): Livelli a Saccocoma del Malm dell'Umbria e della Sicilia. -Boll. Soc. geol. Ital. 79/3, 1-23.

FAURE-MARGUERIT,G. (1919): Monographie paléontologique des assises coralligènes de l'Echaillon. -Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Grenoble 12/2, 9-108.

FLANDRIN,J., SCHAER,J.P., ENAY,R., REMANE,J. (coord.) et coll. (1975): Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon-Neuchâtel 1973). -Mém. B.R.G.M. (Paris) 86.

FOLK,R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. -Bull. A.A.P.G. 43.

GAGNEBIN,E., LOYS,F. de, REINHARD,M., LUGEON,M., OULIANOFF,N., HOTZ,W., POLDINI,E. et KAENEL,F. von (1934): Notice explicative feuille 8 St-Maurice. -Atlas géol. Suisse 1:25.000, Kümmerly & Frey, Berne.

GARDUÑO MONROY,V.H. (1981): Contribution à l'étude géologique de la partie méridionale du massif des Bauges (Savoie, France). -Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris, 196 p.

GIDON,M. (1977): Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales du Léman à Digne. -Ed. DIDIER-RICHARD (B.R.G.M.), Grenoble.

GIDON,M., LE HEGARAT,G. et REMANE,J. (1967): Nouvelles observations géologiques sur le secteur chambérien du massif de la grande Chartreuse (Savoie). -Ann. Centre Enseig. Sup. Chambéry 5, 79-102.

GIDON,P.(1968): A propos du Berriasien en Chartreuse septentrionale. -Ann. Centre Enseig. Sup. Chambéry 6, 93-102.

GIGNOUX,M. et MORET,L. (1946): Nomenclature stratigraphique du Crétacé inférieur du Sud-Est de la France. -trav. Lab. géol. Grenoble 25, 59-87.

GOGUEL,J. (1951): Le passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins. -Bull. Soc. géol. France (6), t. I, 439.

GOGUEL,J. (1963): L'interprétation de l'Arc des Alpes occidentales. -Bull. Soc. géol. France (7), t. V, n° 1, 20-33.

GOURLAY,P. (1984): La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). -Thèse Univ. Paris VI.

GRACIANSKY de,P.C., BUSNARDO,R., DOUBLET,R. et MARTINOD,J. (1987): Tectogenèse distensive d'âge crétacé inférieur aux confins des Baronnies (Chaînes subalpines méridionales); liaison avec le rifting atlantique; conséquences sur la tectonique alpine. -Bull. Soc. géol. France (8), 3/6, 1211-1214.

GROS,Y. (1974): Etude pétrologique et structurale du Beaufortin. -Thèse Univ. Grenoble.

GUILLAUME,S. (1966): Le Crétacé du Jura français. -Bull. B.R.G.M. 1-2-3-6.

GYGI,R. et PERSOZ,F. (1986): Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. -Eclogae geol. Helv. 79/2, 385-454.

HÄFELI,C. (1966): Die Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). -Eclogae geol. Helv. 59/2, 565-697.

HAQ,B.-V., HARDENBOL,J., VAIL,P.-R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic (250 millions Years Ago to Present). -Science 235, 1152-1167.

HARPE,P. de la. et RENEVIER,E. (1856): Excursion géologique à la Dent du Midi. -Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 261.

HAUG,E. (1895): Etudes sur la tectonique des Hautes Chaînes calcaires de Savoie. -Bull. Serv. Carte géol. France 7/47, 1-92.

-- (1925): Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. -Bull. Soc. géol. France (4), 25/7, 97-244.

HAUG,E. et LUGEON,M. (1901-1902): Feuille d'Annecy (2ème édition). -Bull. Serv. Carte géol. France 13/91, 646-649.

HEIM,A. (1917): Das Valanginien von St-Maurice und Umgebung verglichen mit demjenigen des Ostschweiz. -Vj. natf. Ges. Zürich 62/3, u. 4, 680.

HERBERT,E. (1881): Sur la position des calcaires de l'Echaillon dans la série secondaire. -Bull. Soc. géol. France (3), t. 9, 683-688.

HOLLANDE,D. (1892): Contact du Jura méridional et de la zone subalpine aux environs de Chambéry (Savoie). - Bull Serv. Carte géol. France, t. 4, n° 29.

HOUBOLT,J.J.H.C. (1968): Recent sediments in the southern bight of the North Sea in: WALKER,R.G. (1984): Facies models. -Geoscience Canada reprint series 1.

JENKYNS,H.C. (1974): Origin of red nodular limestone (ammonitico rosso, Knollenkalk) in the mediterranean Jurassic: a diagenetic model. -In: HSU,K.J. & JENKYNS,H.C. (Ed.) Pelagic sediments on land and under the sea. .Int. Assoc. Sediment. (n.s.) 1, 249-272.

JOUKOWSKY,E. et FAVRE,N.P. (1913): Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute-Savoie, France). -Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 37/4, 295-523.

KILIAN,W. (1894): Etudes dans la Savoie, le Dauphiné, le Briançonnais et les Basses-Alpes. -Bull. Serv. Carte géol. France 6/38, 118-122.

-- (1895): Note stratigraphique sur les environs de Sisteron. -Bull. Soc. géol. France (3), 23.

-- (1904): Massif de la Grande-Chartreuse. -Extrait : Feuilles de Gap, Vizille, Grenoble (révision), Privas au 80.000^{e}; Lyon et Avignon au 320.000^{e}. -Bull. Serv. Carte géol. France 15/98, 261-265.

-- (1907): Das Mesozoïcum. Kreide. -Lethaea geognostica 2/3, 1-398. -Ed. Schweizerbart'schen, Stuttgart.

-- (1924): Sur la structure des Chaînes subalpines dauphinoises. -C.R. Acad. Sci. (Paris) 178/1, 360-363.

KILIAN,W. et LORY,P. (1900): Notice sur les assises jurassiques et crétacées du promontoire de l'Echaillon. -Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble 5, 568-595.

LANDRY,P. (1978): Données nouvelles sur la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes au Sud du Mont-Blanc. -Géol. alp. (Grenoble) 54, 83-112.

LATELTIN,O. (1983): Etude géologique en rive droite du Bas Val d'Illiez. -Dipl. géol. Univ. Fribourg (inédit).

LECLERC,J.P., BELLESSORT,B. & MIGNIOT,C. (1976): Action de la houle sur les sédiments. -In: BARUSSEAU,J.L. & VANNEY,J.R. (1978).

LE HEGARAT,G. (1971): Le Berriasien du Sud-Est de la France. -Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon 43/1-2, 1-575.

LE HEGARAT,G. et REMANE,J. (1968) : Tithonique supérieur et Berriasien de l'Ardèche et de l'Hérault. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles. -Geobios 1, 7-70.

LEMOINE,M. (1982): Tectonique synsédimentaire mésozoïque dans les Alpes occidentales: naissance et évolution d'une marge continentale passive. -Mém. géol. Univ. Dijon 7, 347-361.

LEMOINE,M., GIDON,M. et BARFETY,J.C. (1981): Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales: d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. -C. R. Acad. Sci. Paris, 292, 917-920.

LOMBARD,Aug. (1932): Géologie de la région du fer à Cheval (Sixt, Haute-Savoie). -Eclogae geol. Helv. 25/2, 163-198.

LOMBARD,Aug. et COAZ,A. (1932): La limite entre le Jurassique et le Crétacé du col des Aravis au col de Sageroux (Haute-Savoie). -C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 49/2, 110-114.

LOMBARD,Aug. et CHAROLLAIS,J. (1965): La flexure du Salève-Bornes et son influence sur la paléosédimentologie régionale. Geol. Rdsch. 55, 542-548.

LORY,Ch. (1846): Etude sur les terrains secondaires des Alpes dans les environs de Grenoble. -Thèse Paris, Nantes.

LORY,P. (1896): Notes sur les chaînes subalpines. -Bull. Soc. géol. France (3), 24, 236-237.

-- (1903): Sur l'existence dans le bord subalpin au Nord de Grenoble, de lentilles zoogènes vers la limite du Jurassique et du Crétacé. -Bull. Soc. Géol. France (4), 3, 462.

LOWE,D.R. (1982): Sediment gravity flow II: Depositional model with special reference to the deposits of high density currents. -J. Sediment. Petrol. 52/1.

LOYS,F. de (1928): Monographie géologique de la Dent du Midi. -Matér. Carte géol. Suisse. (n.s.) 58.

LUGEON,M. (1918): Sur quelques charbons d'âge non Carbonifère de la vallée du Rhône valaisan. - Soc. Vaud. Sci. nat. P.V. 20.2.1918, 1-2.

LUGEON,M. et ARGAND,A. (1937): Notice explicative feuille 485 Saxon-Morcles. -Atlas géol. Suisse 1:25.000. -Ed. Kümmerly & Frey, Bern.

McILREATH,I.A. et JAMES,N.P. (1984): Carbonates Slopes. -Extrait : Facies Models (2nd edition). -Geoscience Canada (Reprint Series 1).

MAILLARD,G. (1884): Etude sur l'Etage Purbeckien dans le Jura. -Thèse Univ. Zürich.

MAILLARD,G. (1889): Note sur la géologie des environs d'Annecy, la Roche, Bonneville et de la région comprise entre le Buet et Sallanches, Haute-Savoie. -Bull. Serv. Carte géol. France 1/6, 1-63.

MANIVIT,H. (1964): Contribution à l'étude micropaléontologique des séries jurassiques de la feuille de Vizille (Isère). -C.R. somm. Soc. géol. France 5, 185-187.

MAYORAZ,R. (1987): Géologie du Haut Val d'Illiez de Barme au Col de Coux (Valais). -Dipl. Univ. Fribourg (inédit).

MAZENOT,G. (1939): Les Palaeohoplitidae tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France. -Mém. Soc. géol. France (n.s) 41/18.

MEDUS,J. (1971): Contribution à la connaissance des associations palynologiques du Berriasien de Savoie occidentale. Application à la Provence. -Ann. Univ. Provence 45, 243-249.

MENARD,G. (1979): Profondeur du socle antétriasique dans le Sud-Est de la France. -C.R. Acad. Sci. (Paris) 290, 299-302.

-- (1979): Relation entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. -Thèse Univ. Grenoble.

MERCIER de LEPINAY,B. (1981): Etude géologique de la région des Gets et de Samoens (Haute-Savoie). Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la brèche et nappe des Gets) et les unités delphino-helvétiques. -Thèse 3ème cycle Univ. P. et M. Curie, Paris, 217 p.

MICHEL,P. et CAILLON,G. (1957): Quelques résultats des sondages exécutés en Savoie par le Régie autonome des Pétroles. -Bull. Soc. Géol. France (7), 2, 995-1008.

MICHEL,P. et CAILLON,G. (1960): Quelques précisions apportées par les récents travaux de la Régie autonome des Pétroles en Savoie. -C.R.S. Soc. Géol. France, 2, 53-54.

MIGLIETTI,Y. (1986): Géologie du soubassement de la klippe de Sulens: colline du Bouchet, écaille inférieure de Nantbellet (Synclinal de Thônes, Haute-Savoie, France). -Dipl. ing. géol. Univ. Genève (inédit).

MOJON,P.O. (1988): Contribution à l'étude micropaléontologique, paléoécologique et biostratigraphique des faciès "portlandiens" et "purbeckiens" (limite Jurassique-Crétacé) du Salève (Haute-Savoie, France). -Arch. Sci. (Genève) 41/1, 99-102.

-- (in prep.): Les formations mésozoïques à charophytes (Bathonien-Aptien) du Jura franco-suisse et des chaînes subalpines septentrionales. Thèse Univ. Genève (à paraître).

MOJON,P.O. et STRASSER,A. (1987): Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidental). -Eclogae geol. Helv. 80/1, 37-58.

MORET,L. (1933): Sur la Géologie de l'extrémité septentrionale du Semnoz près d'Annecy et sur les limites méridionales des lagunes purbeckiennes. -Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. (Univ.) Grenoble 17/1, 76-83.

-- (1934): Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). -Mém. Soc. géol. France (n.s) 22, 1-162.

MOUTY,M. (1966): Le Néocomien dans le Jura méridional. -Thèse n° 139 Univ. Genève.

MURAT,R. (1952): Découverte de débris de Characées dans les calcaires valanginiens de la paroi du Scex (St-Maurice, Valais). -Arch. Sci. Genève 5, 401-403.

MURAT,R. (1957): Etude géologique de l'autochtone de St-Maurice (Valais). -Thèse Univ. Genève (inédite).

MURAT,R. (1963): L'autochtone de St-Maurice. -A.I.P.U.G., Genève.

MUTTI,E. et SONNINO,M. (1981): Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes. -Abstracts of the 2nd European Regional Meeting IAS, Bologna, 120-123.

MUTTI,E. (1985): Turbidite systems and their relation to depositional sequences. -in ZUFFA (1985): Provenance of Arenites, 65-93.

MUTTI,E., REMACHA, E.,SGAVETTI,M., ROSELL,J., VALLONI,R. et ZAMORANO,M (1985): Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems, South-Central Pyrenees. -in Excursion guide book (field trip 12) N.-D. Milà & J. Rosell ed., 6th European Regional Meeting IAS, Lleida, Spain.

OERTLI,H.J. et STEINHAUSER,N. (1969): Découverte d'un gisement d'Ostracodes d'âge berriasien supérieur au Molard de Vions (Savoie, France). -C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève (n.s) 4/1, 114-117.

OPPEL,A. (1865): Die tithonische Etage. -Z. dtsch. geol. Ges. 17/3, 535-538.

ORBIGNY,A. d' (1852): Terrains Jurassiques. Céphalopodes. -Extrait: Paléontologie française. -Ed. MASSON, Paris.

PAIRIS,B. (1975): Contribution à l'étude géologique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie). -Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.

PAREJAS,E. (1925): La tectonique du Mont-Joly (Haute-Savoie). -Eclogae geol. Helv. 19/2, 420-503.

PERRIER,G. et VIALON,P. (1980): Les connaissances géophysiques du Sud-Est de la France. Implications géodynamiques. -Géol. alp. (Grenoble) 56, 13-21.

PIJOLAT,B. (1978): Les déformations des terrains secondaires dans la région de Mégève. -Thèse Univ. Lyon 1.

PORTMANN,J.P. (1966): Notice historique de géologie neuchâteloise. -Eclogae geol. Helv. 59/1, 5-19.

POTTER,P.E. et PETITJOHN,F.J. (1963): Paleocurrents and basin analysis. -SPRINGER, Berlin.

RAVENNE,C. et BEGHIN,P. (1983): Apports des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. -Rev. Inst. Franç. Pétrole 38/8, 279-298.

RAVENNE,C., BEGHIN,P., GARIEL,O. et CREMER,M. (1983): Turbidites: experiments and sedimentological interpretation. -Abstracts of the 4th European Regional Meeting IAS, Split, Yougoslavia.

READ,J.F. (1985): Carbonate Platform Facies models. -A.A.P.G. Bull. 69/1, 1-21.

READING,H.G. (1978) (ed.): Sedimentary environment and facies. -Blackwell, Oxford.

REMANE,J. (1958): Quelques observations sur le passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins à la limite Jurassique-Crétacé dans les environs de Grenoble. -Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble 34, 179-191.

-- (1960): Les formations bréchiques dans le Tithonique du Sud-Est de la France. -Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble 36, 75-114.

-- (1963): Les Calpionelles dans les couches de passage du Jurassique-Crétacé de la fosse vocontienne. -Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. (Univ.) Grenoble 3, 25-82.

-- (1966): Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines. -Bull. Soc. géol. France (7), 8, 448-453.

-- (1969a): Les possibilités actuelles pour une utilisation stratigraphique des Calpionelles (Protozoa incertae sedis, Ciliata ?). -Extrait : Proc. 1st Int. Conf. on planktonic microfossils Geneva 1967, 2, 559-573. -Ed. BRILL, Leiden.

-- (1969b): Nouvelles données sur la position taxonomique des Calpionellidea BONET (1956) et sur leurs rapports avec les Tintinnina actuels et les autres groupes de "Tintinnoïdiens" fossiles. -Extrait : Proc. 1st Int. Conf. on planktonic microfossils. Geneva 1967, 2, 574-587. -Ed. BRILL, Leiden.

-- (1970): Die Entstehung der resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. -Eclogae geol. Helv. 63/3, 685-740.

-- (1971): Les Calpionelles, protozoaires planctoniques des mers mésogéennes de l'époque secondaire. -Ann. Guébhard (Neuchâtel) 47, 39-393.

-- (1973): Les Calpionelles. -Extrait: Livret guide des excursions du colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon-Neuchâtel, 1973). -Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon (hors série) 1, 94-97.

-- (1974): Les calpionelles. -Extrait : Cours de 3ème cycle en Sciences de la Terre, Univ. Genève.

-- (1985): Calpionellids. -Extrait : Plankton stratigraphy. -Ed. BOLLI, SAUNDERS et PERCH-NIELSEN, Press Univ. Cambridge.

RENEVIER,E. (1890): Monographie géologique des Hautes Alpes calcaires vaudoises et parties avoisinantes du Valais. -Matér. Carte géol. Suisse 16.

REVIL,J. (1893): Note sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur des environs de Chambéry. -Bull. Soc. Hist. nat. Savoie (1), 6, 28-37.

-- (1911): Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. -Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble 10/1, 119-230.

-- (1911-1913): Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. (Petit-Bugey, Environs d'Aix-les-Bains et de Chambéry, Massif des Bauges, Massif de Curienne-La Thuile, Extrémité septentrionale du Massif de la Chartreuse). -Mém. Acad. de Savoie (5), 1-2. -Impr. Générale Savoisienne, Chambéry.

ROLLIER,L. (1909): Caractères généraux et affinités géologiques du Jura. -9ème Congr. Association Franc-Comtoise des Sociétés Savantes à Pontarlier, p. 13-30. -Impr. DODIVERS, Besançon.

ROSSET,J. (1956): Description géologique de la chaine des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie).-Bull. Serv. Carte Géol. Fr. (247),53.

ROSSET,J., CHAROLLAIS,J., TOUMARKINE,M., MANIVIT,H., CHATEAUNEUF,J.J. et REMANE,J. (1976): Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). -Eclogae gol. Helv. 69/2, 359-402.

SALVINI-BONNARD,G., ZANINETTI,L. et CHAROLLAIS,J. (1984): Les foraminifères dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen-Valanginien inférieur) de la région de la Corraterie, Grand-Salève (Haute-Savoie, France) : Inventaire préliminaire et remarques stratigraphiques. -Rev. Paléobiol. (Genève) 3/2, 175-184.

SANTOS NARVAEZ,J.S. (1980): Contribution à l'étude géologique des chaînons externes nord-occidentaux du massif de Chartreuse (Savoie). -Thèse Univ. Paris VI.

SAUSSURE,H.B. de (1779): Voyage dans les Alpes t. 1, 1 vol. de 541 p. in-4°, 8 pl.; Fauche, Neuchâtel.

SCHNORF-STEINER,A. et GUILLAUME,S. (1965): Les marnes d'Arzier, leur extension, leur valeur stratigraphique. -Extrait Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon 1963) -Mém. B.R.G.M. (Paris) 34, 49-59.

SHANMUGAN,G. et MOIOLA,R.J. (1984): Eustatic control of calciclastic turbidites. -Marine Geol. 56, 273-284.

STEINHAUSER,N. (1969): Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France). -Thèse n° 1506 Univ. Genève (non publiée).

-- (1970): Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France). -Thèse condensée n° 1506 Univ. Genève.

STEINHAUSER,N. et LOMBARD,Aug. (1969): Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). -C.R. Sc. Soc. Phys. Hist. nat. Genève (n.s.) 4/1, 100-113.

STEINHAUSER,N. et CHAROLLAIS,J. (1971): Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du "Valanginien" de la région neuchâteloise et ses rapport avec le Jura méridional. -Geobios 4/1, 7-59.

STEINHAUSER,N., CLAVEL, B. et CHAROLLAIS, J. (1986): Molard de Vions, Formation de Vions. -Extrait : Livret-guide de l'excursion n° 2 du congrès BENTHOS'86 dans les domaines jurassien et présubalpin. -Publ. Dépt. Géol. Paléont. Univ. Genève, sér. guide géol. n° 4.

STRASSER,A. et DAVAUD,E. (1982): Les croûtes calcaires (calcretes) du Purbeckien du Mont-Salève (Haute-Savoie, France). -Eclogae. geol. Helv. 75/2, 287-301.

STRASSER.A. (1988): Enregistrement sédimentaire de cycles astronomiques dans le Portlandien et Purbeckien du Salève (Haute-Savoie, France). -Arch. Sci. (Genève) 41/1, 85-97.

TARDY,M., FUDRAL,S. et DEVILLE,E. (1986): Profil "ECORS-CROP": coupe prédictive. -Extrait: Rapport d'implantation du profil "structure profonde des Alpes". Campagne 86-87. -Programme franco-italien "ECORS-CROP".

TAUGOURDEAU-LANTZ,J. et DONZE,P. (1971): Un aperçu de l'environnement végétal pendant l'épisode régressif du Berriasien terminal dans le Jura méridional (France). -Rev. Micropaléont. 14/5, 102-120.

THIEULOY,J.P. (1965): Sur quelques exemples d'accidents de stratification dans le Néocomien de la grande Chartreuse. -C.R. Soc. géol. France, 15.

THURMANN,J. (1832): Essai sur les soulèvements jurassiques de Porrentruy. Impr. LEVRAULT (Strasbaourg).

TOUCAS,A. (1890): Etude de la Faune des Couches tithoniques de l'Ardèche. -Bull. Soc. géol. France (3), 18, 560-630.

VAIL,P.R., MITCHUM,M.R. et THOMPSON,S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. -Mem A.A.P.G. 26.

VAIL,P.R., HARDENBOL,J. et TODD,R.-G. (1984): Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. Reprinted from: Interregional Unconformities and hydrocarbon accumulation. Mem. A.A.P.G. 36, 129-144.

VAIL,P.R., COLIN,J.P., CHENE,R.J. du, KUCHLY,J., MEDIAVILLA,F. et TRIFILIEFF,V. (1987): La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. -Bull. Soc. géol. France (8), 3/7, 1301-1321.

VERNIORY,R. (1955): Répartition stratigraphique et géographique de Saccocoma AGASSIZ entre l'Oberland bernois et la Provence. -Arch. Sci. (Genève) 8/l, 97-101.

VIALON,P. (1974): Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments de socles préalpins. -Bull. Suisse Minéral. Pétrogr. 54/2-3, 663-690.

VILLARS,F. (1986): Structure et cinématique des déformations dans la chaîne des Aravis (Zone delphino-helvétique, Haute-Savoie, France): implications régionales. -Géol. Alpine 62, 107-116.

VILLOT,A. (1882): Limites stratigraphiques des terrains jurassiques et des terrains crétacés aux environs de Grenoble. -Bull. Soc. nat. S. E. 1, Grenoble.

VOIGT,E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer GroBgleitnung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems. -Mitt. geol. Staatsinst. Hamb., 31, 146-275.

WAEHRY, A. (1988): Analyse de faciès et de séquences sédimentaires dans la Formation de Pierre-Châtel (Berriasien moyen, Jura méridional). -Dipl. inédit Univ. Genève

WALKER,R.G. (ed.) (1984): Facies models (second edition). -Geoscience Canada, Reprint Series 1.

WANLESS,H.R. (1973): Microstylolites, bedding and dolomitisation. -Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 57, 811.

WANLESS,H.R. (1979): Limestone response to stress: solution and dolomitisation. -J. Sediment. Petrol. 49/2,437-462.

WENTWORTH,C.K. (1922): A scale of grade and class terms for clastic sediments. -J. geol. 30.

WIEDMANN,J. (1975): The Jurassic-Cretaceous boundary as one of the Mesozoic system boundaries. -Extrait : Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon-Neuchâtel 1973). -Mém. B.R.G.M. (Paris) 86, 358-362.

ZANMATTI-SCARPA,C. (1957): Studio di alame microfacies del Bresciano. -Boll. Serv. geol. Ital. 77, 585-608.

****