



HAL
open science

Etude stratigraphique et structurale de la liaison Séolanes-Morgon (Ubaye) : son rôle dans la genèse de la zone subbriançonnaise

Patrick Maury

► **To cite this version:**

Patrick Maury. Etude stratigraphique et structurale de la liaison Séolanes-Morgon (Ubaye) : son rôle dans la genèse de la zone subbriançonnaise. Stratigraphie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1984. Français. NNT: . tel-00799034

HAL Id: tel-00799034

<https://theses.hal.science/tel-00799034>

Submitted on 11 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.

THÈSE présentée
pour l'obtention
du

DIPLOME de DOCTEUR de 3^e CYCLE

à

L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE
- Paris 6 -



spécialité: SCIENCES NATURELLES n° 84.05
mention : GEOLOGIE STRUCTURALE

par M. Patrick MAURY

Sujet de la thèse:

ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DE
LA LIAISON SÉOLANES-MORGON (UBAYE): SON
RÔLE DANS LA GENÈSE DE LA ZONE SUBBRIAN-
CONNAISE.

soutenue le 1^{er} Février 1984 devant la Commission composée de:

M.	J.	AUBOUIN	Président
	I..E.	RICOU	examinateur (rapporteur)
	J.	DERCOURT	"
	M.	TARDY	"
	M.	KERCKHOVE	...	"

THÈSE présentée
pour l'obtention
du

DIPLOME de DOCTEUR de 3e CYCLE

à

L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE
- Paris 6 -



spécialité: SCIENCES NATURELLES n° 84.05
mention : GEOLOGIE STRUCTURALE

par M. Patrick MAURY

Sujet de la thèse:

Etude stratigraphique et structurale de
la liaison Séolanes-Morgon (Ubaye): son
rôle dans la genèse de la zone subbrian-
çonnaise.

soutenue le 1^{er} Février 1984 devant la Commission composée de:

M. J. AUBOUIN Président
L.E. RICOU examinateur (rapporteur)
J. DERCOURT "
M. TARDY "
M. KERCKHOVE ... "

INSTITUT de GÉOLOGIE de RINNES	
Numéro d'inventaire Bibliothèque	7069

Résumé

Le long de l'arc alpin, les relations du Subbriançonnais avec le Briançonnais ne sont pas toujours clairement établies, en ce qui concerne les transitions de faciès et la tectonique. On se propose donc d'étudier la paléogéographie subbriançonnaise, du Trias à l'Eocène, dans le secteur de l'Ubaye. Cette région présente trois groupes structuraux: l'un, "autochtone", est constitué par la partie arrière de la nappe de Bigne, les deux autres sont des groupes de nappes: le groupe inférieur se compose des unités subbriançonnaises, auxquelles on s'intéresse, et de la nappe de l'Autapie; le groupe supérieur correspond à la nappe du Parpaillon.

Tout d'abord, on caractérise la transition des faciès Scéolanes (S) aux faciès Morgon (N) au sein d'une même unité tectonique: l'unité repère Cap-Peisséou. Les périodes-clefs sont le Dogger et le Malm. En y ajoutant les données recueillies dans l'unité des Scéolanes au S et celles du Morgon au N, on peut mettre en évidence le caractère majeur de cette transition, par opposition d'une partie N où les séries sont fréquemment complètes et à caractère pélagique, à une partie S beaucoup plus lacunaire et d'ambiance de plate-forme néritique.

L'histoire stratigraphique et paléotectonique permet un découpage en 4 étapes:

- Trias-Lias moyen: sédimentation de plate-forme carbonatée à paléogéographie peu contrastée.
- Lias supérieur-Oxfordien: opposition d'un bassin septentrional et d'une zone lacunaire méridionale (noter un épisode néritique au Jurassique moyen).
- Malm-Néocomien: sédimentation carbonatée, mettant indéniablement en évidence le contraste morphologique créé à l'étape précédente par des différences de faciès.
- Crétacé supérieur-Tertiaire: épisode détritico-généralisé, puis sédimentation planctonique n'obéissant plus aux paléogéographies précédemment existantes. Au Tertiaire, nouvelle opposition entre le N (calcschistes gréseux) et le S (grès à grandes Nummulites) scellant une histoire tectonique complexe.

On compare ensuite cette unité-repère à d'autres régions, connues dans la littérature, pour présenter des transitions de faciès analogues, en particulier les Préalpes Médiannes (passage Plastiques Externes-Plastiques Internes), le secteur Gesso-Stura (passage Mt. Salé- C. Piconiera-Mt. Giordano) et la transition Provence-Dauphinois au niveau de la couverture du massif de l'Argentera-Mercantour. Ces trois secteurs, comparés étape par étape, à la zone-repère, ont montré des analogies (répartition des faciès et des zones d'érosion, enregistrement de paléotectoniques) telles qu'il est possible de prolonger la transition Dauphinois-Provence de l'Argentera aux Préalpes Médiannes par l'intermédiaire d'une zone correspondant aux unités subbriançonnaises italiennes et de l'Ubaye.

La nécessité d'événements géodynamiques pour obtenir le schéma actuel imposait qu'on se penchât sur l'histoire tectonique. Une analyse structurale a donc été effectuée dans la zone-repère et son intégration dans l'histoire tectonique régionale a permis de proposer une place dans le calendrier tectonique, pour deux événements majeurs:

- un décrochement senestre subméridien actif du Crétacé (?) au Priabonien, avec une phase paroxysmale au Lutétien;
- une phase de charriage oligocène (?).

Ainsi présenté, le Subbriançonnais n'apparaît pas dans la paléogéographie alpine du Mésozoïque. Sa répartition arquée serait issue d'une tectonique en vigueur dès le Crétacé supérieur. Dans ces conditions, on peut se demander si la configuration arquée des domaines briançonnais et piémontais est fortuite ou bien en liaison avec une dynamique similaire.

Abstract

Along the Western Alps, the stratigraphic and tectonic relations between the Subbriançonnais and the Briançonnais units are not always clear. A new sketch is proposed for the paleogeographic evolution of Subbriançonnais from Triassic time until Eocene time in the Ubaye area in which three structural bodies are observed: the first one "autochthonous" consists in the back of the "nappe de Digne". The two others are nappes: the lower is composed of Subbriançonnais units which are the main subject of the present work and by the "nappe de l'Autapie"; the upper of the "nappe du Parpaillon".

In the first part, the transition from the "Séolane" facies (South) to the "Morgon" facies (North) within one tectonic unit is emphasized for the periods of Dogger and Malm. This key unit corresponds to the Cap-Peissou unit.

Data from the "Séolanes" and "Morgon" units have been added to emphasize the main features of this transition between a northern area with comprehensive pelagic sequence and a southern one with neritic sequence.

Stratigraphy and paleotectonic allow to distinguish four periods:

- Trias-Middle Lias: Shallow water deposit without any paleogeographic break.
- Upper Lias-Oxfordian: Contrast between a northern basin and a southern gap-rich zone with hardgrounds.
- Malm-Neocomien: The above described morphological and sedimentary contrast is more obvious because of carbonated sedimentation showing facies and faunistic variations.
- Upper Cretaceous-Tertiary: General detritic period and then planctonic sedimentation which is not controlled by the previous paleogeographies. In the Tertiary time a new contrast exists between the North (Sandstone-like calcareous schist) and the South (Nummulites sandstones) and seals a complex tectonic stage.

The key unit is then compared with other units in other areas which show similar facies transitions, particularly in the Prealpes Medianes, the Gesso-Stura zone and the cover of the Argentera-Mercantour basement. These three zones show so much analogies with the key unit (distribution of facies and erosion areas, tectonics stages) that it is possible to extend the transition between Provence and Dauphinois, of Argentera's cover to the Prealpes medianes with an intermediate zone composed by Italian Subbriançonnais and Ubaye's units.

To obtain the present structural set, tectonic events are needed. Thus structural analysis has been made in the "Séolanes-Morgon" units and has been interpreted in the regional structural history. This allows to suggest a datation for two main events:

- a submeridien sinistral strike-slip movement which aded from Cretaceous time (?) to Priabonian time with a paroxysm during Lutetian time,
- an Oligocene (?) thrust.

Therefore the Subbriançonnais zone does'nt appear obviously in the mesozoical paleogeography. Its curved configuration would be the result of tectonic events acting from Upper Cretaceous time.

In these conditions, the curved configuration of the Briançonnais and Piemontais zone is perhaps also in relation with similar dynamics events.

Lungo l'arco alpino, le relazioni del Subbrianzonese con il Brianzonese non sono ancora chiaramente definite, per quel che concerne le transizioni dei facies e la tettonica. Ci proponiamo dunque di studiare la paleografia subbrianzonese, del Trias all'Eocene, nella zona dell'Ubaye. Questa zona presenta tre insiemi strutturali:

- l'"autoctono", costituito dall'ultima parte della folda di Digne,
- il gruppo inferiore costituito da unità subbrianzonesi, alle quali ci interessiamo qui, e dalla folda dell'Autapie,
- il gruppo superiore corrisponde alla folda del Parpaillon.

In primo luogo, caratterizziamo, la transizione dei Facies "Séolanes"(S) ai Faciès Morgon (N) nella stessa unità tettonica: l'unità di riferimento "Cap-Peisséou". I periodi fondamentali sono il Dogger et il Malm. Aggiungendovi i dati raccolti nell'unità delle Séolanes al Sud et quelli del Morgon al Nord, possiamo mettere in evidenza il carattere principale di questa transizione: la parte N dove le serie sono spesso complete e a carattere pelagiche si oppone alla parte S maggiormente lacunare e d'aspetto di piattaforma neritica.

La storia stratigrafica e paleotettonica permette una divisione in quattro tappe:

- Trias-Lias medio: sedimentazione di piattaforma carbonata con una paleogeografia monotona.
- Lias superiore-Oxfordiano: opposizione tra un bacino settentrionale e una zona meridionale lacunare (da notare un episodio neritico nel Jurassico medio).
- Malm-Neocomiano: sedimentazione carbonata, che mette senza dubbio in evidenza il contrasto morfologico creato durante la tappa precedente dalle differenze di facies.
- Cretaceo superiore-Terziareo: inizia con uno stadio detritico generale, poi segue una sedimentazione planctonica senza rapporto con le paleogeografie preesistenti. Nell'Terziario riappare l'opposizione tra il N (calcosisti) et il S (gessi a grandi Nummuliti) sigillando così una storia tettonica molto complicata.

In secondo luogo possiamo paragonare questa unità di partenza (unità-base) ad altre regioni, conosciute nella letteratura, per presentare transizioni di facies similari, in particolare le Prealpi Mediane (limite Plastico Esterno-Plastico Interno) come il settore Gesso-Stura (limite Mte Salé - C. Piconiera - Mte Giordano) et la transizione Provenza-Delfinese nella copertura del massiccio dell'Argentera-Mercantour. Questi tre settori, paragonati tappa per tappa alla zona-guida (Cap-Peisséou) mostrano analogie (distribuzione di facies e di zone d'erosione, identificazione di paleotettoniche) tali da rendere possibile il prolungamento della transizione Delfinese-Provenzale dell'Argentera alle Prealpi Mediane a traverso una zona che corrisponde alle unità subbrianzonesi italiane et dell'Ubaye.

Per arrivare alla configurazione attuale la necessità di fenomeni geodinamici implicava lo studio della storia tettonica. Così, una analisi strutturale è stata effettuata nella zona-guida del Cap-Peisséou e la sua integrazione nella storia tettonica dell'Ubaye ha data la possibilità d'inserire nel calendario tettonico due fenomeni maggiori:

- un "décrochement" (foglia trascorrente) senestra submeridiane attivo del Cretaceo (?) al Priaboniano, con una fase parossismale al Lutetiano,
- una fase de sovrascorrimento nell'Oligocene (?).

Presentato in questa maniera, il Subbrianzonese non appare nella paleogeografia alpina del Mesozoico. La sua forme ad arco sarebbe il risultato di una tettonica in vigore già dal Cretaceo superiore.

A questo punto possiamo chiederci se la configurazione ad arco delle zone brianzonese et piemontese è casuale o risultanti da una dinamica similare.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION

1. CADRE GEOLOGIQUE ET BREF HISTORIQUE	3
2. L'INTERET DE L'UBAYE	5
3. PLAN DE L'OUVRAGE	7

PREMIERE PARTIE

CARACTERISATION D'UN REPERE PALEO GEOGRAPHIQUE	9
--	---

1. PRESENTATION DU TERRAIN	11
1.1. Présentation structurale	11
1.1.1. L'autochtone relatif	11
1.1.2. Le groupe des nappes inférieures	11
1.1.3. Le groupe supérieur ou nappe du Parpaillon	14
1.2. Présentation des affleurements mésozoïques subbriançonnais	15
2. PRESENTATION DES DONNEES STRATIGRAPHIQUES	17
2.1. L'Unité Cap-Peisséou	17
2.1.1. Secteur méridional	18
2.1.1.1. Coupe du flanc inverse du pli du Cap	18
2.1.1.2. Profils partiels complémentaires	21
2.1.2. Coupe du Ravin des Lièvres	22
2.1.3. Secteur septentrional de l'Unité: la coupe du ravin du Chasset.....	25
2.2. Extension méridionale: "les faciès Séolanes"	31
2.2.1. Présentation de l'Unité des Séolanes	31
2.2.2. Le domaine des Séolanes entre l'Ubaye et la Petite Séolane	33
2.2.2.1. Description stratigraphique	33
2.2.2.2. Variations latérales aux quatre ensembles	36
2.2.3. La Grande Séolane	39
2.2.4. La coupe du Lan ou Chapeau de Gendarme	42
2.2.5. L'écaille de La Roche	45
2.3. Extension septentrionale: "les faciès Morgon"	49
2.3.1. Présentation du Morgon	49
2.3.2. L'écaille de Dramonascq	50
2.3.2.1. Présentation	50
2.3.2.2. La coupe du Ravin de Bouchier	50
2.3.2.3. Variations latérales	53
2.3.2.4. Commentaires	56
2.3.3. Le flanc normal du Morgon	56
2.3.3.1. Présentation	56
2.3.3.2. La coupe de Serre Chiriel	56
2.3.3.3. Commentaires	58
2.3.4. Les écailles de la Tête de Louis XVI	59
2.3.4.1. Présentation	59

2.3.4.2. Les écaillés de la Tête de Louis XVI(<i>s.stricto</i>)	61
2.3.4.3. Extensions latérales	62
2.3.4.4. Commentaires	64
3. ESSAI DE SYNTHÈSE SUR L'ORGANISATION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA LIAISON SEOLANES-MORGON	65
3.1. L'étape Trias-Lias moyen	65
3.1.1. La période Trias-Rhétien	65
3.1.2. La période Lias calcaire (Hettangien (?)-Plienbachien) ..	66
3.2. L'étape Lias supérieur-Oxfordien	66
3.2.1. La période Lias schisteux (Toarcien-Aalénien)	67
3.2.2. La période calcaire médio-jurassique (Aalénien supérieur-Bajocien)	67
3.2.3. La période calcaire à Cancellophycus-Terres Noires et Brèches (Bathonien-Oxfordien)	68
3.3. L'étape Malm-Néocomien	69
3.3.1. La période "argovienne"	69
3.3.2. La période calcaire fini-Jurassique	69
3.3.3. La période "calcaire néocomien"	70
3.4. L'étape Crétacé supérieur-Tertiaire	71
3.4.1. La période "schistes médio-crétacés"	71
3.4.2. La période planctonique	72
3.4.3. Le bouleversement du Tertiaire	73
3.5. Conclusions sur l'organisation des faciès de la transition Séolanes-Morgon	74
3.6. Elargissement à l'ensemble sub-briançonnais	76

DEUXIEME PARTIE

COMPARAISONS

1. LES PREALPES MEDIATEES	79
1.1. Présentation sommaire de l'ensemble préalpin	79
1.2. La charnière Subbriançonnais-Briançonnais au sein des Médianes.	79
1.3. Caractéristiques de la zone de transition de faciès à partir d'un profil Mémise-Dent d'Oche	83
1.3.1. L'étape Trias sup.-Lias moyen	83
1.3.1.1. Présentation	83
1.3.1.2. Conditions de sédimentation	83
1.3.1.3. Comparaisons avec l'Ubaye	84
1.3.2. L'étape Lias supérieur (Toarcien)-Oxfordien	84
1.3.2.1. Présentation	84
1.3.2.2. Commentaires et variations latérales	85
1.3.2.3. Comparaisons avec l'Ubaye	86
1.3.3. L'"étape Malm-Néocomien"	88
1.3.3.1. Présentation	88
1.3.3.2. Commentaires et variations locales	89
1.3.3.3. Comparaisons avec l'Ubaye	89
1.3.4. L'étape Crétacé-Tertiaire	90
1.3.4.1. Présentation	90
1.3.4.2. Comparaisons avec l'Ubaye	92
2. LE SECTEUR GESSO-STURA (SUBBRIANCONNAIS ITALIEN)	93
2.1. Présentation	93

2.2. Les relations Mt. Giordano-Cima Piconiera-"Mt.Salé-Mt.Savi".....	95
2.2.1. L'étape Trias-Lias moyen	95
2.2.1.1. Présentation	95
2.2.1.2. Comparaisons avec l'Ubaye	96
2.2.2. Etape Lias-Oxfordien	96
2.2.2.1. Présentation	96
2.2.2.2. Commentaires relatifs à l'étape Lias supérieur-Oxfordien et comparaisons avec l'Ubaye	97
2.2.3. Etape Malm-Néocomien	98
2.2.3.1. Présentation	98
2.2.3.2. Commentaires et comparaisons avec l'Ubaye	99
2.2.4. Etape Crétacé-Tertiaire	100
2.2.4.1. Présentation	100
2.2.4.2. Commentaires et comparaisons avec l'Ubaye	101

2.3. Conclusions sur le secteur

3. LE SECTEUR ARGENTERA-MERCANTOUR	101
3.1. Présentation du massif et de sa couverture	103
3.2. Charnière Provence-Dauphinois (<i>s.l.</i>) au sein de la couverture du massif de l'Argentera	105
3.3. Caractéristiques de la zone de transition des faciès	105
3.3.1. Etape Trias-Lias moyen	105
3.3.2. Etape Lias supérieur-Malm inférieur	107
3.3.3. Etape "Malm moyen-Néocomien"	111
3.3.4. Etape Crétacé supérieur-Tertiaire	114
3.3.4.1. Le cycle Crétacé supérieur	114
3.3.4.2. Le cycle Tertiaire	116
3.4. Conclusions sur le secteur	117
4. CONCLUSIONS SUR LES QUATRE SECTEURS-REPERES	118

TROISIEME PARTIE

DEVELOPPEMENT TECTONIQUE

1. ANALYSE DES STRUCTURES DES SEOLANES AU MORGON	124
1.1. Données structurales au Sud de l'Ubaye	124
1.1.1. Coupe Plan bas - Grande Séolane - l'Engouve	124
1.1.2. Données structurales de la Petite Séolane	129
1.1.3. Roche Bénite-L'Aillette-La Siolane des Besses	131
1.1.4. Données des écaillés subbriançonnaises autres que les Séolanes	131
1.1.5. Bilan structural	132
1.2. Données structurales au N de l'Ubaye	133
1.2.1. Coupe le Martinet Cap	133
1.2.2. Coupe Les Herbez-Le Peisséou	136
1.2.3. Coupe Dramonascq-Gourette-Gypière	139
1.2.4. Bilan structural	142
2. ESSAI D'EVOLUTION GEODYNAMIQUE	144
2.1. Les mouvements ante-mise en place des nappes du groupe inférieur	144
2.1.1. Les phases Crétacé-Eocène inf.	144
2.1.2. La phase Eocène moyen	146
2.1.3. Les mouvements Eocène supérieur	147

2.1.4. Le paroxysme Eocène-Oligocène: Fin de l'histoire
déchrochante senestre 149

2.2. La phase de mise en place en Ubaye 150

2.2.1. Introduction 150

2.2.2. Limites relatives dans le temps 150

CONCLUSIONS GENERALES 154

BIBLIOGRAPHIE 156

INTRODUCTION

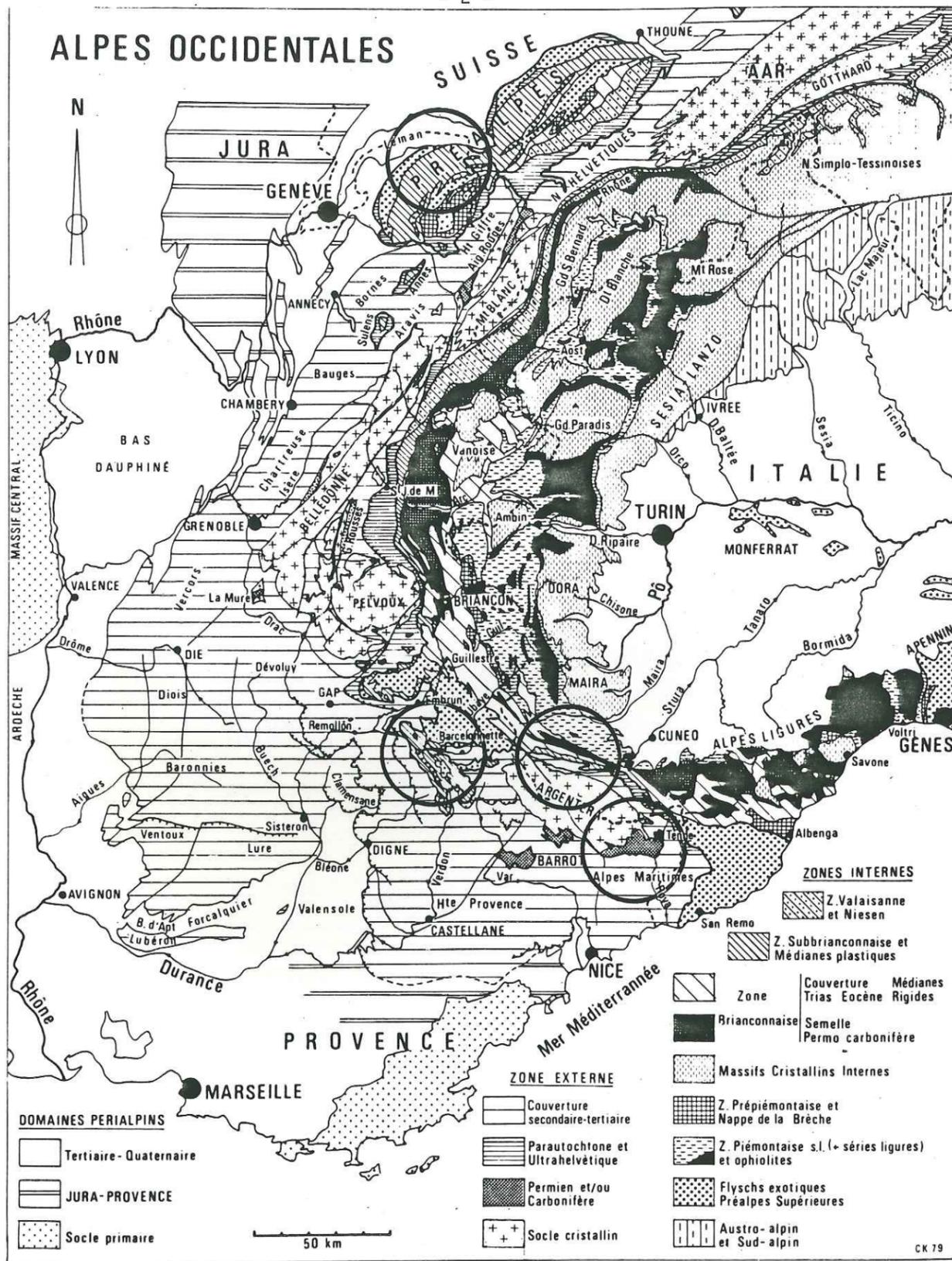


Fig n°1: Carte structurale des Alpes Occidentales- C. Kerckhove (1979). Localisation des régions étudiées.

I. CADRE GÉOLOGIQUE ET BREF HISTORIQUE.

On appelle Subbriançonnais, un ensemble d'unités de couverture qui jalonne la limite tectonique entre l'interne et l'externe le long de l'arc des Alpes occidentales (Fig. 1).

Introduit en 1934 par M. Gignoux, L. Moret et D. Schneegans, ce terme rend compte d'observations effectuées en commun dans le bassin de la Haute Durance au niveau de la Fenêtre d'Argentière où ces auteurs décrivaient, sous le Briançonnais, des faciès "... ni franchement dauphinois, ni franchement briançonnais...".

La même année, cette zone est intégrée aux grandes subdivisions géologiques des Alpes Françaises (M. Gignoux, Ann. de Géographie, 1934, p. 338). Elle y renferme la notion "d'unités tectoniques fortement individualisées" et de faciès intermédiaires entre les faciès autochtones (Dauphinois) et les vrais faciès briançonnais de la zone interne.

Les conceptions de l'époque sont illustrées par la carte structurale (Fig. 2) de M. Gignoux (1943, p. 275). La partie N des Alpes occidentales, qui ne figure pas sur ce document, avait déjà fait l'objet de comparaisons avec les terrains de l'Ubaye (W. Killian, E. Haug, 1910) et déjà en 1925, dans une synthèse stratigraphique à l'échelle des Alpes, E. Haug comparait le Briançonnais des Médiannes, et sa déclivité septentrionale, avec les terrains mésozoïques de la nappe de l'Ubaye.

Par la suite, cette notion s'est à la fois élargie et précisée. La multiplication des travaux à la limite des zones externe et interne dans les Alpes Franco-Italiennes a permis d'affiner la stratigraphie de cette zone et d'en homogénéiser le contenu (certaines unités sortent de la zone subbriançonnaise pour rejoindre le domaine Briançonnais *s. stricto* : La Montagnette, L'Escoureous, Chabrière, ...; D. Schneegans, 1938; J. Debelmas, 1955) et aussi de proposer une première zonéographie en sous-zones: Subbriançonnais externe, médian et interne (R. Barbier et J. Debelmas, 1961).

En 1963, la synthèse proposée par R. Barbier, J.P. Bloch *et al.* fait état de terrains subbriançonnais tout au long de l'arc alpin depuis le revers SE des massifs de Belledonne - Mt. Blanc (zone des Brèches de Tarentaise) jusqu'aux Alpes maritimes Franco-Italiennes. Elle fait apparaître que le domaine en question malgré son étroitesse d'affleurement à l'heure actuelle englobe des terrains aux faciès très variés. L'image qui se dégage est celle d'une zone à la paléogéographie complexe, constituée de rides et de sillons de longueur limitée caractérisant les sous-zones (externe, médiane et interne), rarement toutes présentes sur une transversale, mais se relayant le long de la chaîne.

C'est dans une optique d'homogénéisation qu'en 1966 R. Barbier et J. Debelmas amputent le Subbriançonnais de la zone des brèches de Tarentaise qu'ils rattachent alors à la zone Valaisanne définie en Suisse. La zone subbriançonnaise devient ainsi un prolongement ou un relais vers le Sud de

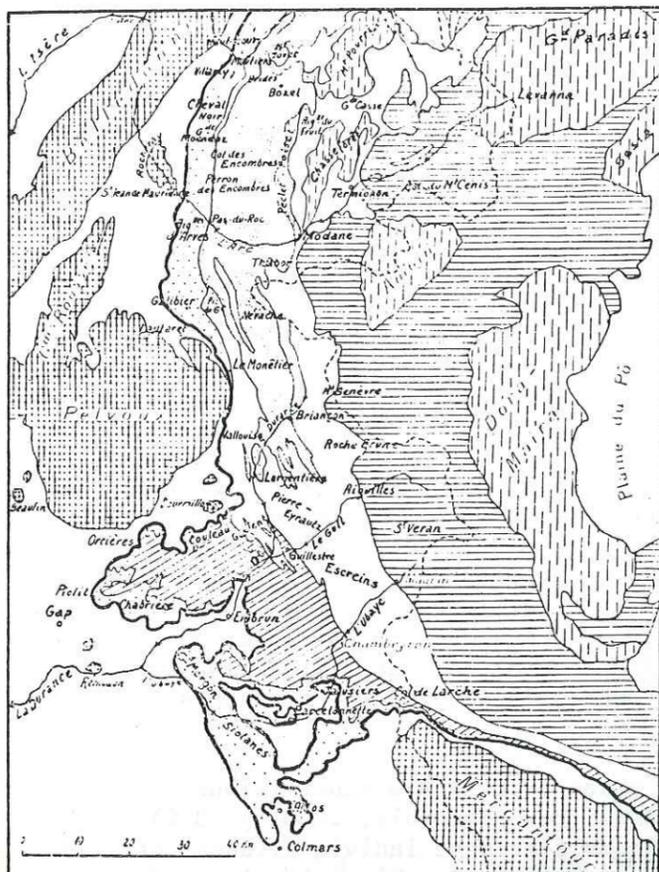


Fig. n°2: Carte structurale de la zone interne des Alpes françaises au Sud de l'Arc; par M. Gignoux et L. Moret (in M. Gignoux, 1943).

Noter que le flysch de l'Embrunais (barré oblique) appartient à la zone du Briançonnais et que la zone subbriançonnaise (pointillé lâche) englobe l'actuelle nappe de l'Autapie.

Le trait fort souligne le Chevauchement Pennique Frontal.

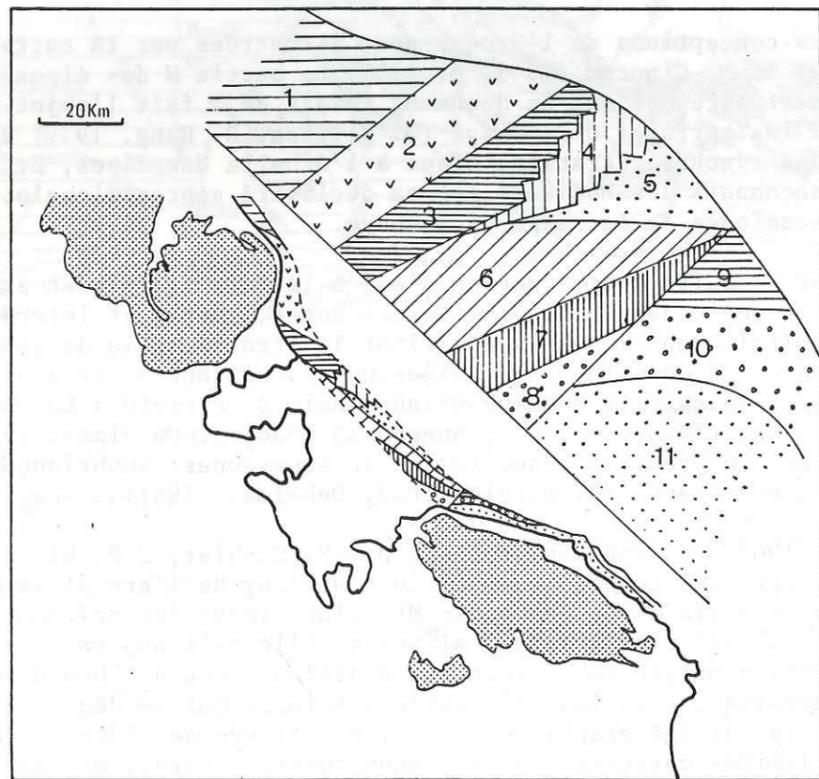


Fig n°3: Schéma hypothétique montrant la position des unités subbriançonnaises dans leurs patries respectives au début du Priabonmien - C. Kerckhove (1979)- L'auteur souligne la disposition SW-NE des lignes isopiques obtenues ainsi que l'alignement avec celles du domaine externe.

1, Unité septentrionale (région du Galibier); 2, Unité de Vallouise; 3, Piolit; 4, Morgon; 5, Séolanes; 6, Trois-Evêchés (+ Martinasse); 7, Pelat; 8, Lac d'Allos; 9, Monte Giordano; 10, Piconiera; 11, Monte Salé-col de Tende.

cette zone. Elle est toujours considérée comme la "... déclivité occidentale du Géanticlinal briançonnais" et les zones de sédimentation (limitées par des flexures ou des accidents complexes N-S) s'y relayent non pas d'Est en Ouest, mais du Nord au Sud.

En 1969, C. Kerckhove, dans sa thèse sur les nappes de l'Embrunais-Ubaye, reprend en particulier l'analyse du Subbriançonnais de la région. Il y met en évidence l'extrême variabilité des faciès mésozoïques contrastant avec une certaine unicité des faciès cénozoïques. Il y reconstitue une organisation mésozoïque dominée par l'obliquité, voire l'orthogonalité (Fig. 3), des directions paléogéographiques par rapport à l'allongement général du Subbriançonnais. Il signale que l'une des transitions de faciès est directement observable sur le terrain au sein de la même unité tectonique et non pas reconstituée au travers de coupure tectonique ou morphologique comme c'est souvent le cas. Cette observation avait déjà été faite par D. Schneegans (1938), mais l'interprétation d'ensemble en était différente.

Il propose enfin d'expliquer la grande variabilité des faciès mésozoïques par le jeu d'accidents verticaux associés à du diapyrisme au cours de cette période, tout en soulignant que ce schéma n'explique pas tout: "... Une série de type Piolit, dont le faciès paraît le plus proche de ceux du domaine dauphinois, vient s'emboutir au SE contre la zone briançonnaise". (C. Kerckhove, 1969, p. 90).

En 1978, P.Y. Chenet propose une approche sédimentologique de la portion Embrunais-Pelvoux du Subbriançonnais et des corrélations en guise de conclusion avec ce qui est connu à l'Ouest (Dauphinois) et à l'Est (Briançonnais). Son approche ne peut cependant pas être étendue à d'autres transversales où les faciès subbriançonnais sont différents.

D'une façon générale, l'ensemble de ces travaux montre que le Subbriançonnais est une zone tectonique allongée, constituée d'unités tectoniques de faible extension longitudinale, dans laquelle les faciès mésozoïques sont fort variés et organisés transversalement à l'axe de la chaîne plutôt que longitudinalement. Cette zone s'oppose aux zones externes et briançonnaise, apparemment plus homogènes.

A l'heure actuelle, deux interprétations en sont proposées:

- Pour J. Debelmas et C. Kerckhove (1980), la zone tectonique correspondrait à une zone paléogéographique mésozoïque dont la variabilité des faciès serait due à une tectonique décrochante synsédimentaire de cet âge (Fig. 4).

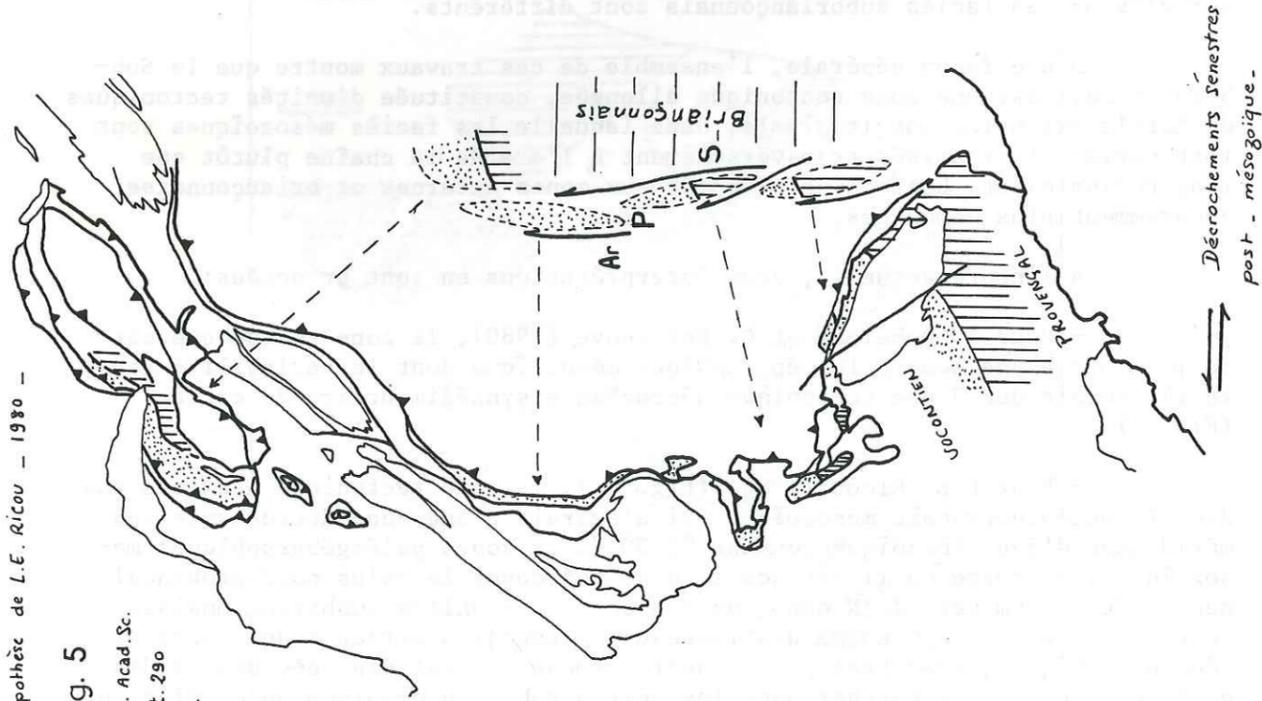
- Pour L.E. Ricou (1980) (Fig. 5), la zone tectonique n'existe pas dans la paléogéographie mésozoïque. Il s'agirait d'une zone décrochante subméridienne d'âge cénozoïque coupant "à 90°" les zones paléogéographiques mésozoïques, de sorte qu'il est possible de retrouver le talus nord provençal décalé de 250 km vers le N dans les Médiannes. Les unités subbriançonnaises sont alors considérées comme des lambeaux tectoniques arrachés aux zones paléogéographiques, tranchées par le décrochement. Il est donc nécessaire, dans cette optique, de rechercher dans les unités subbriançonnaises un ou plusieurs repères d'âge mésozoïque, de vérifier si l'annulation d'un décrochement permet de les raccorder à des repères pris de part et d'autre de l'accident, d'établir l'âge de la désolidarisation, les étapes et l'ampleur du phénomène.

2. L'INTÉRÊT DE L'UBAYE.

Cette région occupe une position clé pour résoudre ce genre de problème et ce, à deux titres: d'abord parce qu'elle occupe géographiquement une position moyenne entre le Subbriançonnais Préalpin et celui des Alpes Mariti-

Fig. 5

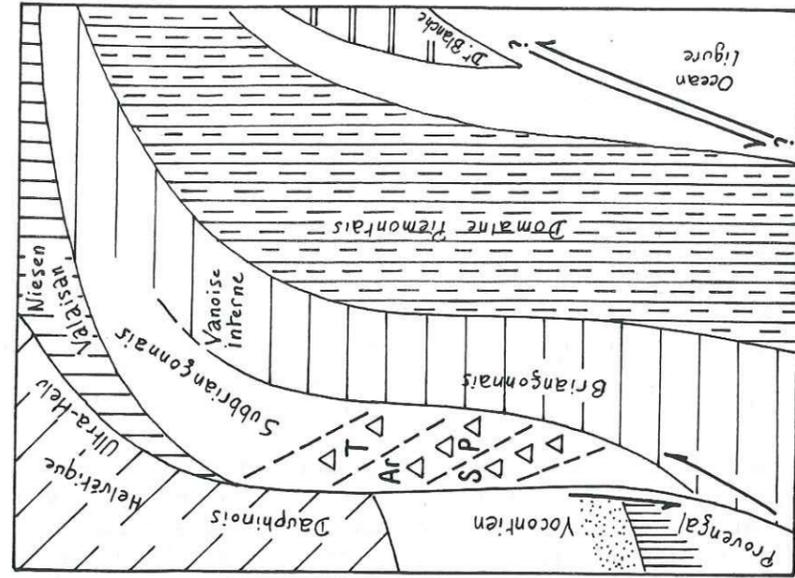
in C.R. Acad. Sc.
Paris, t. 290
p. 836.



Ces deux figures sont présentées côte à côte, avec des figurés identiques pour faciliter les comparaisons

Fig. 4

in Colloque C7 - Géologie de la France 1980 p. 241



△ Brèches mésozoïques

--- Mégafentes de tension (?)

⇐ Décrochements sénestres synsédimentaires au mésozoïque

S. Séolanes; P. Piolit; Ar. L'Argentière; T. Région du col du Telegraphe

mes, ensuite parce qu'elle montre un repère mésozoïque de qualité au sein d'une même unité tectonique, qui, pour le "Malm" se traduit par des faciès de plate-forme au Sud (Cap) et des faciès de bassin au Nord (Peisséou). Cette unité "Cap - Peisséou" était signalée de longue date pour cette particularité (D. Schneegans, 1938). L'éventail de faciès peut y être enrichi en prenant en compte les unités subbriançonnaises voisines qui sont, au Nord, celles du Morgon (faciès bassin), et au Sud, celles des Séolanes (faciès plate-forme).

Il s'agissait donc dans un premier temps de reprendre l'étude de cette région, ceci étant facilité par la somme d'informations et la qualité des nombreux travaux dont ceux de D. Schneegans (Morgon; 1938), Y. Gubler-Wahl (1928), E. Gagnebin et E. Peterhans (1927), J.L. Pairis (Séolanes; 1968), C. Kerckhove (Embrunais-Ubaye; 1969), en insistant sur tout ce qui peut en faire un outil repère: l'organisation des faciès dans l'espace et dans le temps, les changements de régimes paléogéographiques, les phases tectoniques.

Ce travail a été fait en se basant sur la cartographie, le lever de coupes stratigraphiques et l'analyse structurale.

Cet outil ainsi forgé devait être utilisé comme repère et donc confronté à d'autres régions présentant des caractéristiques comparables au sein ou au voisinage des écailles subbriançonnaises.

La littérature montrait qu'on pouvait trouver des zones de transition analogues dans les Préalpes Médiannes, les écailles subbriançonnaises du Gesso et de la Stura et dans la couverture sédimentaire de l'Argentera. Il s'agissait alors de vérifier jusqu'à quel point et pour quelles périodes, les comparaisons pouvaient être proposées.

Ces trois régions ont été étudiées bibliographiquement et par levers de coupes sur le terrain en insistant, bien entendu, sur les ressemblances et les différences avec la zone repère.

3. PLAN DE L'OUVRAGE.

Cet ouvrage comporte deux aspects: l'un local, l'autre de comparaison. Il sera d'abord représenté le cadre structural de la région repère afin d'y situer les unités subbriançonnaises.

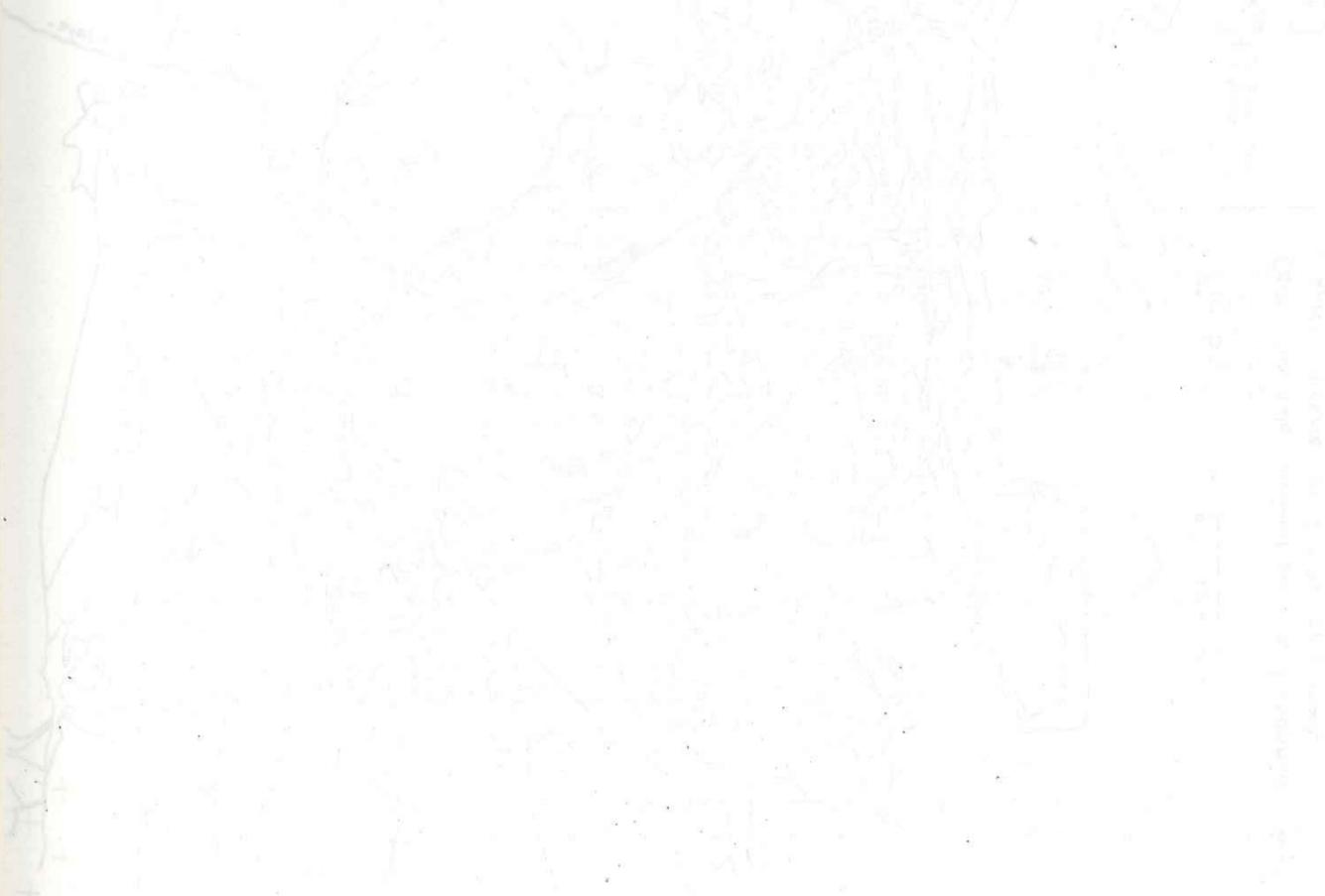
On analysera alors les données que fournissent ces unités quant à leur développement paléogéographique et tectonique.

On procédera ensuite aux comparaisons avec les trois autres régions, ce qui donnera lieu à une interprétation d'ensemble pour le Mésozoïque et le Cénozoïque.

On reviendra alors au Subbriançonnais de l'Ubaye pour en analyser le développement tectonique en relation avec les unités voisines et dans le cadre de la nouvelle interprétation.

PREMIERE PARTIE

CARACTERISATION D'UN REPERE PALEOGEOGRAPHIQUE



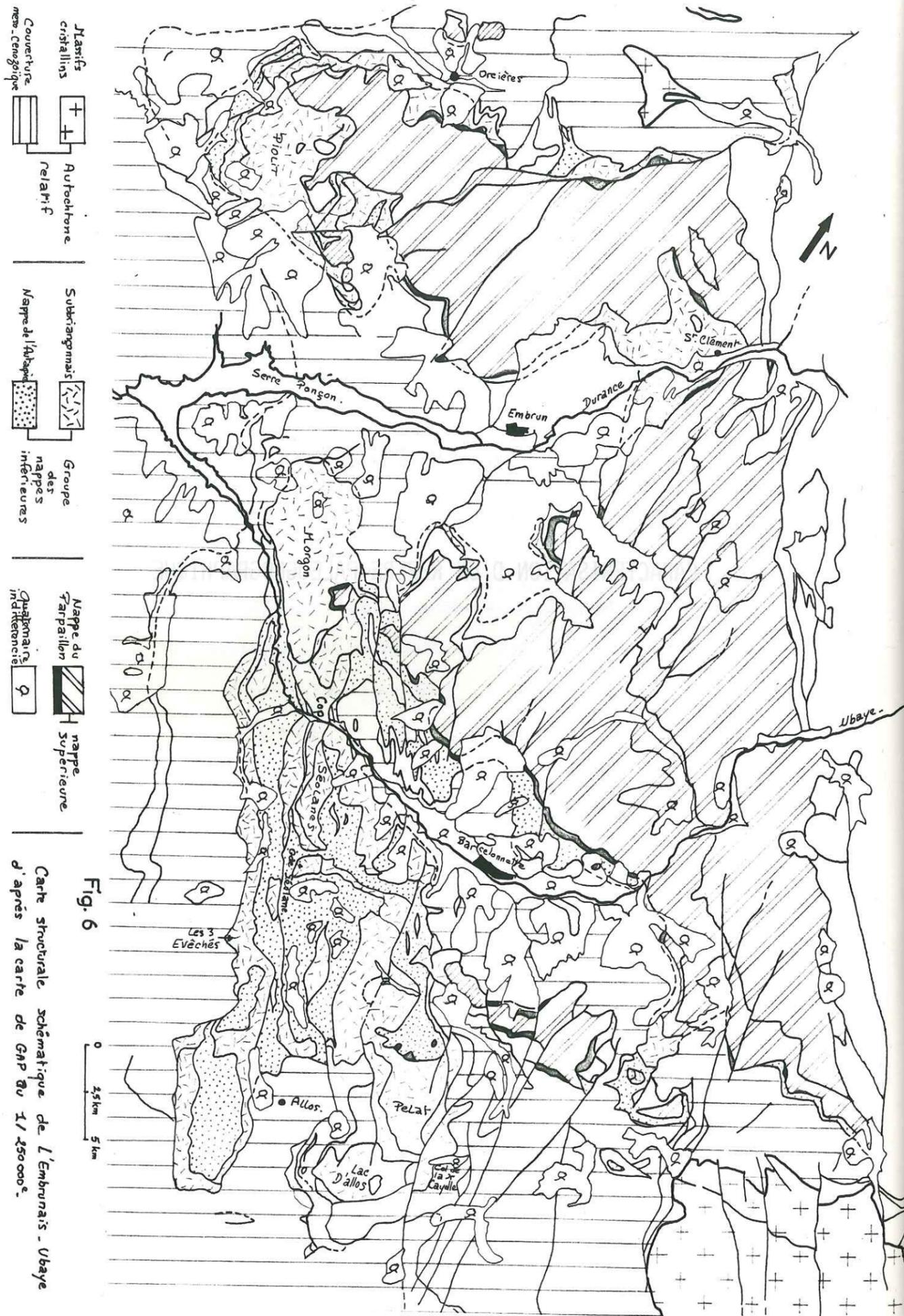


Fig. 6

Carte structurale schématisique de l'Embrunais - Ubaye d'après la carte de GNP du 1/250000.

2. - PRESENTATION DU TERRAIN.

1-1. PRÉSENTATION STRUCTURALE (Fig. 6 et 7).

La région de la basse-Ubaye montre la superposition tectonique de trois ensembles qui sont, de bas en haut:

- L'autochtone relatif qui représente, ici, le domaine externe sous ses faciès vocontiens. C'est en fait la partie arrière de la nappe de Digne (P. Gigot *et al.*, 1974) qui affleure en position frontale par rapport aux nappes internes (soubassement parautochtone, C. Kerckhove *et al.*, 1978), et réapparaît sous ces dernières à la faveur de fenêtres et demi-fenêtres (Barcelonnette, Embrun, etc...).
- Les nappes internes inférieures qui rassemblent des unités subbriançonnaises, piémontaises (flysch à Helminthoïdes de l'Autapie) ainsi que des corps olistostromiques d'origine incertaine.
- La nappe interne supérieure qui termine l'édifice structural. C'est la nappe de flysch à Helminthoïdes du Parpaillon d'origine piémontaise.

Quelques considérations, ensemble par ensemble, permettent de se faire une idée plus précise quant à leurs contenus stratigraphique et tectonique, ainsi que de présenter un premier bilan sur la conception classique des nappes de l'Ubaye.

1-1.1. L'AUTOCHTONE RELATIF.

Il se présente sous deux aspects différents, suivant qu'on l'observe au front de l'allochtone ou en fenêtre sous celui-ci. Au front, il montre une séquence stratigraphique complète, montant jusqu'aux terrains tertiaires (trilogie priabonienne), couronnée par un olistostrome qui semble annoncer, par ses éléments, l'arrivée des nappes internes. Si on peut suivre ce Tertiaire d'une façon plus ou moins continue vers le N (Nummulitique du Pelvoux) ou vers le Sud (Nummulitique de l'Argentera-Mercantour), il n'en est pas de même, par contre, au niveau des fenêtres où les nappes d'origine interne, du groupe supérieur comme du groupe inférieur, peuvent reposer fréquemment sur les terres noires bathono-oxfordiennes.

Ces deux styles, si différents, de mise en place des nappes à quelques Km de distance, posent des problèmes qui seront discutés au chapitre tectonique. Retenons, pour l'instant, que les études les plus récentes (C. Kerckhove *et al.*, 1978) proposent une défiguration du domaine compris entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera-Mercantour plus intense que ce qui était admis jusqu'à présent, suivant un axe NW-SE.

1-1.2. LE GROUPE DES NAPPES INFÉRIEURES.

Ce groupe se compose:

- 1) D'une dizaine d'écaillés subbriançonnaises dont les séries stratigraphiques, Trias supérieur à Eocène pour les plus complètes, sont de faciès très variables. Ce sont, pour l'essentiel:

- En Embrunais, les unités de Piolit, de la Martinasse, de St. Apollinaire et de St. Clément.
- En Ubaye, les unités du Morgon, des Séolanes, des Trois Evêchés, du lac d'Allos et du Pelat.

2) D'un complexe de flyschs "crétacés" d'origine interne, regroupé sous le vocable de Nappe de l'Autapie (C. Kerckhove, 1969).

Il existe une relation intime entre les écaïlles subbriançonnaises et le complexe de l'Autapie. C. Kerckhove (1969) a montré que l'unité des Trois Evêchés (Subbriançonnais) admettait une pseudo-couverture de flysch de l'Autapie par l'intermédiaire d'un horizon de "schistes à blocs", ultime formation de ce Subbriançonnais annonçant, par ses éléments, l'arrivée de la nappe de flysch.

Cette observation a été généralisée (C. Kerckhove, 1969; J. Debelmas et C. Kerckhove, 1973) pour le Subbriançonnais de l'Ubaye, si bien que l'interprétation classique qui en découle est celle d'un bassin à olistostrome, commun aux domaines externe, subbriançonnais et briançonnais, accueillant une nappe de flysch interne qui se cantonne sur le domaine subbriançonnais (Fig. 8).

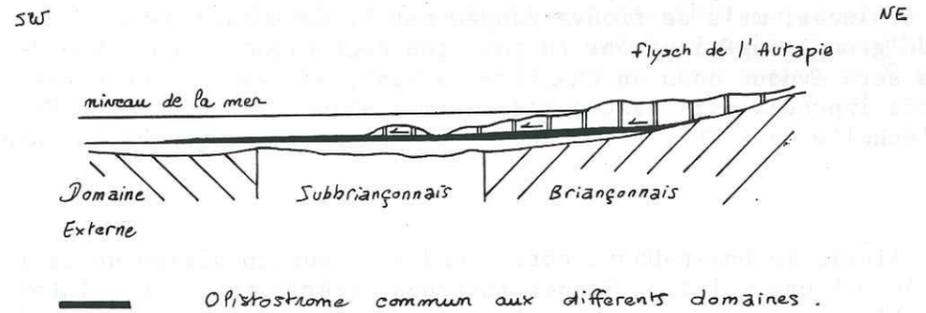


Fig 8

D'après J. Debelmas et C. Kerckhove 1973

Une présentation purement structurale montre qu'à l'heure actuelle, certaines écaïlles subbriançonnaises, qui ont peut-être transporté du flysch de l'Autapie, reposent en fait dessus (exemple: Séolanes). De plus, ce flysch à Helminthoïdes n'est pas homogène dans sa stratigraphie, à tel point qu'il lui a été associée une formation de mélange qui peut renfermer des blocs de Tertiaire à Nummulites ! (flysch à écaïlles ou flysch ultra-dissocié de C. Kerckhove, 1969). L'origine de ce mélange reste toutefois problématique et sera discutée ultérieurement.

Pour clore la présentation de ce groupe inférieur, voici quelques considérations géométriques qui ressortent de la simple lecture du schéma structural:

- L'ensemble du Subbriançonnais se cantonne au front de la nappe supérieure, si bien qu'à l'E d'une ligne Orcière - col de la Cayolle (Fig. 6), le Subbriançonnais n'est plus représenté que par quelques écaïlles dilacérées (voir schéma structural).
- Entre elles, les unités subbriançonnaises se relayent en "festons" (C. Kerckhove, 1969, p. 42. Voir aussi Fig. 3, p. 4), ce qui complète l'originalité stratigraphique par une originalité structurale.
- Dans sa position actuelle, le Subbriançonnais masque, en partie, le passage du "Parautochtone à Tertiaire" au Parautochtone à Terres Noires.

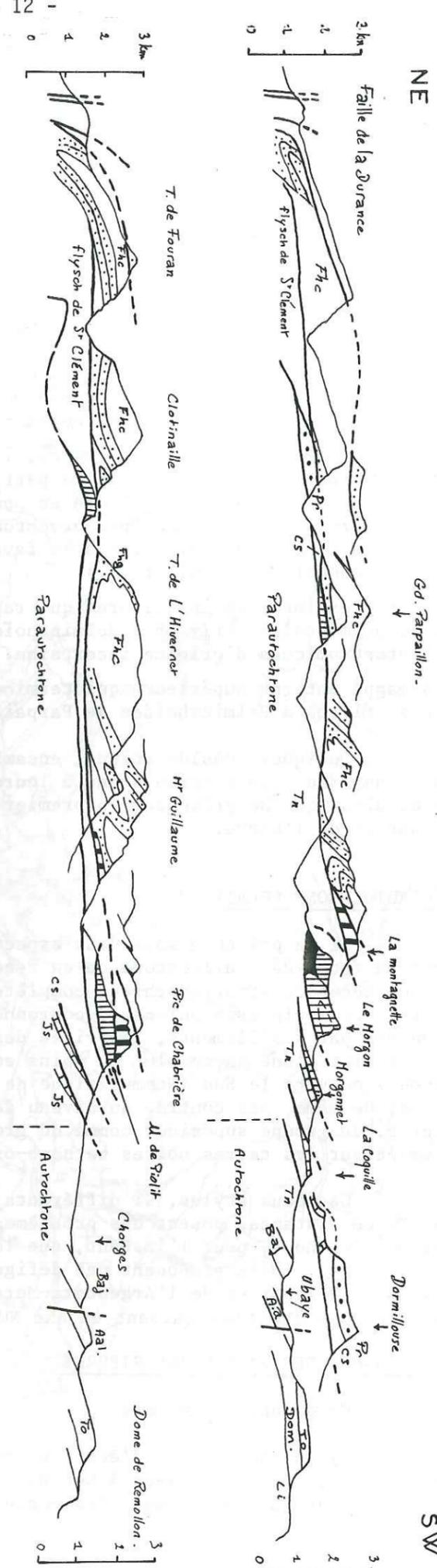
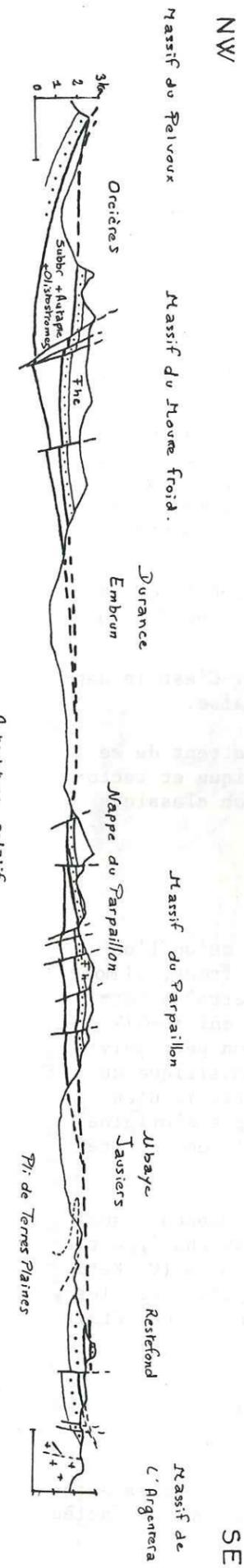


Fig. 7

Coupe longitudinale schématisique entre Falvoux et Argentera D'après C. Kerckhove 1969. (Légèrement modifié)



SE

1-1.3. LE GROUPE SUPERIEUR OU NAPPE DU PARPAILLON.

Cette nappe a été distinguée des précédentes sur des critères structuraux. C'est une nappe de flysch à Helminthoïdes, d'origine interne tout comme la nappe de l'Autapie. C'est une nappe homogène qui occupe en Ubaye le sommet de l'édifice structural. Elle a été l'objet de travaux récents sur les mécanismes de mise en place des nappes (O. Merle et J.P. Brun, 1981; O. Merle, 1982).

Ceux-ci confirment la notion de mise en place gravitaire, ce qui était plus intuitif que démontré. De plus, il a été mis en évidence par ces auteurs une cinématique complexe où deux directions de translation se succèdent: du SE vers le NW avec une déformation caractéristique, puis du NE vers le SW, cette dernière étape étant seule signalée en 1969 par C. Kerckhove qui avait, cependant, entrevu des problèmes de microstructure et proposé une ou deux phases de déformation ante-mise en place du NE vers le SW.

Il est intéressant de souligner, pour l'histoire du groupe inférieur qui, par la suite va retenir notre attention, que la nappe du Parpaillon a eu une cinématique pluri-directionnelle. De plus, à cette nappe du Parpaillon sont associées des écaillles basales qui sont, par leur faciès, soit briançonnaises, soit subbriançonnaises. Ainsi, par exemple, la grande Séolane (cf.

carte structurale, p. 10) possède une série équivalente au Subbriançonnais des Séolanes, mais se trouve rangée par C. Kerckhove dans les écaillles de base du groupe supérieur par la position tectonique. L'ensemble de ces problèmes sera évoqué dans un chapitre suivant, où seront confrontées les contraintes imposées par l'autochtone et les nappes dans le temps et l'espace à l'échelle de l'Ubaye et la nouvelle conception du Subbriançonnais.

Ainsi, la basse-Ubaye correspond à la superposition de trois ensembles: Autochtone relatif, Nappes internes inférieures, Nappe interne supérieure. C'est aussi la superposition d'ensembles qui ont enregistré des tectoniques propres, mais aussi des tectoniques en commun, pour aboutir à la basse-Ubaye que nous connaissons.

Les phases tardives sont loin d'être négligeables (C. Kerckhove, 1969, p. 161-167). Pour l'exemple, il est bon de noter que les Terres-Noires bathono-oxfordiennes viennent pratiquement chevaucher le Subbriançonnais du Morgon à l'Ouest de la Montagnette.

C'est en ayant ces remarques à l'esprit que l'étude du Subbriançonnais de la basse-Ubaye peut être abordée. C'est pourquoi il est nécessaire d'analyser son contenu stratigraphique, ce qui permettra de lui proposer une place dans un cadre alpin ante-déformation, puis de confronter les résultats obtenus avec toutes les contraintes imposées par l'environnement tectonique actuel.

1-2. PRÉSENTATION DES AFFLEUREMENTS MÉSOZOÏQUES SUBBRIANÇONNAIS.

En Embrunais-Ubaye, les unités subbriançonnaises (nappe inférieure) n'ont pas toutes la même valeur et il convient pour la compréhension de ces unités d'effectuer deux types de distinction qui correspondent à des coupures majeures dans l'histoire stratigraphique.

1) Il faut distinguer les unités à soubassement "mésozoïque" des unités sans soubassement mésozoïque. Ainsi, l'unité de St. Clément n'est définie qu'au Tertiaire et n'a pas de raison d'être dans un schéma palinospastique mésozoïque.

Cette remarque nous incitera à être prudent lors des comparaisons de faciès mésozoïques sous un même flysch tertiaire.

2) La deuxième distinction concerne la série mésozoïque et il est préférable de séparer les unités où le Trias-Jurassique est bien représenté (Piolit, Morgon, Séolanes) de celles où le Trias-Jurassique est réduit à quelques témoins sous une masse de Crétacé supérieur (Pelat, Allos, Trois Evêchés).

Les érosions ante-Crétacé supérieur sont des phénomènes connus et pourraient expliquer cette lacune, mais il est possible, pour ces unités, que ce ne soit pas la seule cause et que le changement de paléogéographie à l'aube du Crétacé supérieur justifie, en partie, une surextension du Crétacé supérieur par rapport à un soubassement jurassique.

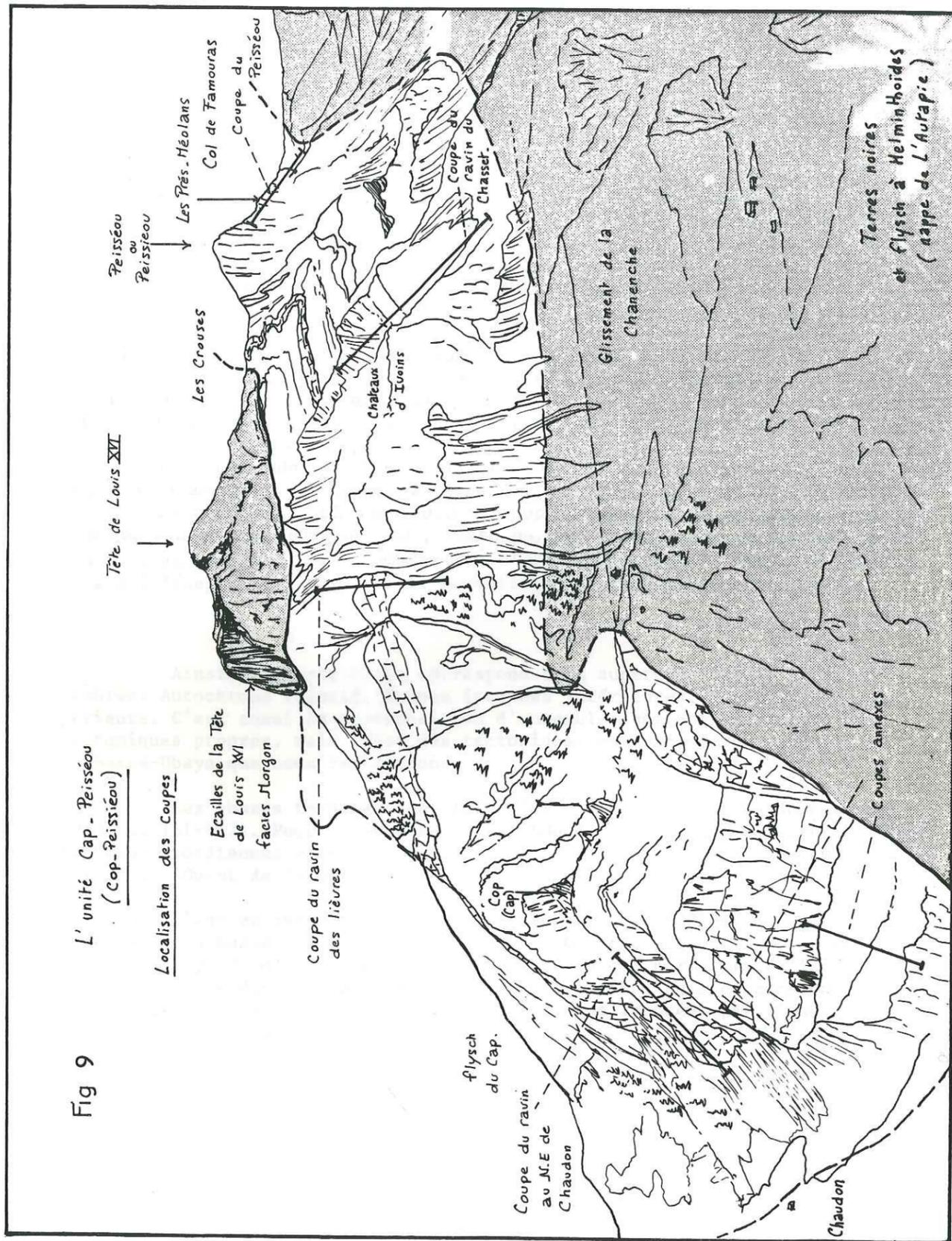


Fig 9 L'unité Cap-Peisséou (Cap-Peissieou)

Localisation des Coupes

2- PRESENTATION DES DONNEES STRATIGRAPHIQUES.

Elles seront exposées en trois parties: le passage de faciès Cap-Peisséou sera exposé en premier, car il est indiscutablement stratigraphique. Puis, nous ferons une incursion vers le Sud pour y analyser les faciès des Séolanes, incursion guidée par la logique, ce faciès étant pleinement réalisé dans la partie méridionale de l'unité Cap-Peisséou. Nous compléterons ces données en allant voir ce qui se passe dans le massif majestueux du Morgon. Nous irons donc au Nord de l'unité, mais aussi "au-dessus" (écailles de la Tête de Louis XVI). Ces deux incursions de part et d'autre de l'unité Cap-Peisséou permettront d'établir en guise de conclusion l'organisation générale de cette zone de transition de faciès telle qu'elle se présente en Ubaye.

2-1. L'UNITÉ CAP-PEISSÉOU. (Fig.9).

En rive droite de l'Ubaye, cette unité s'étend depuis le hameau de Chaudon au Sud, jusqu'au col de Famouras au Nord. Sur un axe médian et, en structures non dépliées, son extension reste inférieure à 5 Km.

Structuralement, elle se compose au Sud d'un pli anticlinal dont on peut suivre, dans le paysage, la charnière de calcaires blancs du Jurassique supérieur. Le coeur de cette structure est plus complexe avec notamment un double noyau triasique. L'ensemble est appelé fréquemment dans la littérature pli du Cap ou Cop. Le flanc normal se suit, en progressant vers le Nord, sous la Tête de Louis XVI et va se raccorder au synclinal du Peisséou après une courte interruption occasionnée par le glissement en masse d'une portion de flanc normal et de Tête de Louis XVI (Glissement de la Chanenche-Le château d'Ivoins). Ainsi que le soulignaient D. Schneegans (1938, p.195) et C. Kerckhove (1969, p. 87), cette complication, à laquelle s'ajoutent quelques failles de rejet modeste, n'ôte pas la conviction que l'évolution des faciès depuis le Sud (faciès Séolanes) vers le Nord (faciès Morgon) peut se suivre pas à pas.

Pour se rendre compte de cette évolution horizontale des faciès, nous proposons deux séries de coupes:

- une série de coupes méridionales, où l'élément de base est donné par la coupe du pli du Cap, puis complété par des profils fragmentaires;
- une série de coupes septentrionales, où la référence est prise dans le ravin de Chasset puis complétée dans le Peisséou.

Dans ce contexte d'écailles vigoureusement tectonisées, il y a des précautions d'usage que nous ne manquerons pas de prendre:

- les épaisseurs sont données à titre purement indicatif;
- il n'y a pas d'inventaire possible de tous les terrains sur une même coupe, aussi bien au Sud qu'au Nord. Cela justifie les déplacements latéraux;
- une dernière recommandation s'adresse aux géologues qui souhaiteraient parcourir ces massifs. En 1938, D. Schneegans empruntait des "couloirs escarpés" ou des "sentiers de berger..". En 1983, il faut savoir que les couloirs sont toujours escarpés et que la majorité des sentiers ne mérite

plus cette appellation depuis que les bergers ont, en partie, déserté ces montagnes.

2-1.1. SECTEUR MERIDIONAL DE L'UNITE.

2-1.1.1. Coupe du flanc inverse du pli du Cap (Fig. 10).

La coupe est située au N. NE du hameau de Chaudon, où la structure du Cap est entaillée par un ravin d'orientation NE-SW, qui permet d'observer les terrains mésozoïques depuis la barre de calcaire blanc du Jurassique supérieur jusqu'aux niveaux très colorés du Trias.

Des terrains les plus anciens aux plus récents, il est possible d'y subdiviser 5 ensembles:

1) Un ensemble à dominante carbonatée "Trias-Pliensbachien".

Très variable dans le détail, on y observe successivement:

- a. Une accumulation, très probablement tectonique, d'argilites rouges et jaunes, localement silteuses, associées à des niveaux dolomitiques crèmes. Bien qu'azoïques, ces unités lithologiques sont attribuées au Trias supérieur parce qu'elles sont surmontées par un Rhétien daté.
- b. Des calcaires dolomitiques, lumachelliques, parfois conglomératiques alternant avec des niveaux schisteux gris-bleuté luisants. Composées essentiellement de Lamellibranches et de Gastéropodes, ces lumachelles ont livré *Avicula contorta* (D. Schneegans, 1938) (3 à 6 m).
- c. Des dolomies et calcaires dolomitiques gris, flammés d'horizons plus clairs. Compacts, ces niveaux se litent par enrichissement en niveaux schisteux gris-bleu et se terminent par 2 m de calcaires dolomitiques plus compacts. Ces niveaux sont attribués classiquement à l'Hettangien.
- d. Des calcaires argileux noirs, lités, à surface onduleuse, alternant avec des niveaux argileux bien exprimés à la base, plus discrets en montant la série. Les bancs calcaires sont parcourus de lits de silex noirs. Les niveaux argileux renferment des gryphées dont *G. arcuata* (Sinémurien) (20 à 25 m). Latéralement et tout en restant dans le flanc inverse, j'ai retrouvé dans une réplique presque parfaite de cette coupe un niveau de marnes à *Arietites* de la zone à *semicostatum* (Dét. Ab. Mouterde) qui confirme l'âge sinémurien.
- e. Des calcaires gris à patine jaune à grise, en lits irréguliers, moins riches que d. en silex de même qu'en niveaux marneux. Ils se terminent par des niveaux plus compacts, spathiques, sans stratification nette, parcourus par de fines passées de microbrèches (le microfaciès est fréquemment une sparite à Entroques) (+ 30 m).
Par comparaison à la coupe du Chasset, qui sera décrite ultérieurement, ces niveaux peuvent être attribués au Pliensbachien.

2) Un ensemble à dominante marneuse "Toarcien-Aalénien" - Lias schisteux des auteurs.

Cet ensemble repose sur le précédent par l'intermédiaire d'un niveau de schistes noir-bleuté, épais de quelques dm à 1 m. Il se décompose en 3 sous-ensembles.

- a. Des calcaires argileux spathiques, à patine rousse, en bancs de 5 à 20 cm et des interlits argileux (15 m). Ces niveaux renferment des Ammonites dont *Hildoceras bifrons* (D. Schneegans, 1938).
- b. une vire morphologique, encombrée de broussailles, correspondant à des niveaux plus marneux (5 m) (D. Schneegans y cite des *Dumortiera*)

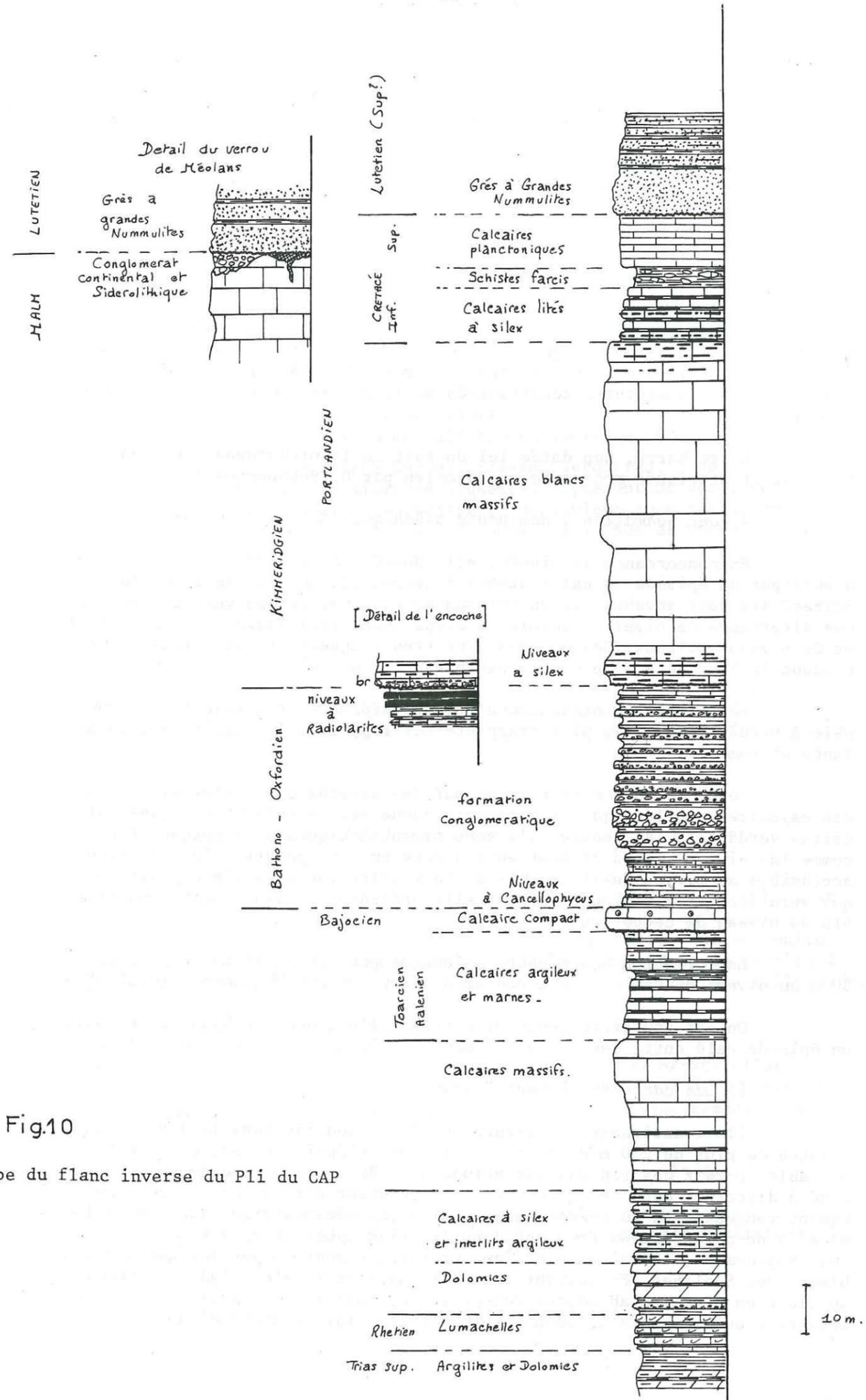


Fig.10
Coupe du flanc inverse du Pli du CAP

c. Des calcaires noirs en petits bancs, à surface bosselée, lités régulièrement avec des schistes noirs (20 à 30 m).

L'enrichissement dans la fraction argileuse conjointement à la présence de Céphalopodes du Toarcien-Aalénien est en faveur d'une ambiance plus profonde que pour les platiers à Crinoïdes précédents.

3) Une barre calcaire compacte.

Epaisse de 3 à 5 m, cette barre scelle l'épisode marneux. C'est un calcaire à patine grise, noir à la cassure, sans stratification discernable. Il renferme localement quelques silex de même qu'il admet aussi des passées microbréchiqes. Ils renferme des Foraminifères benthiques dont *Protopenero-plis striata*, *Trocholines sp.*, *Pseudocyclamines sp.* et des Textularides. Le microfaciès est un grainstone où l'on distingue parmi les éléments figurés: des petites oolites, des fragments bioclastiques et des Foraminifères. Vers le sommet, les niveaux sont très indurés et semblent avoir été remaniés sur place au vu de la mauvaise conservation de la microfaune (fragments de Lage-nidés).

Cette barre, non datée ici du fait de la microfaune peu significative, était attribuée *pro parte* au Bajocien par D. Schneegans.

4) Une formation à dominante bréchiq (Bathonien-Oxfordien).

En concordance apparente, elle succède à la barre compacte. Elle débute par un épisode de calcschistes finement gréseux, épais de quelques mètres. Ils sont envahis par un épisode détritique, qui se caractérise par une alternance de niveaux bréchiqes d'épaisseur très variable (1 cm à 4 m) et de niveaux silteux. Ces niveaux sont très fréquemment granoclassés. Cependant le banc de 4 m ne semble pas présenter de tri.

Les blocs remaniés sont d'origine sédimentaire. La dolomie jaune-pâle à verdâtre est la plus frappante par rapport à la matrice peu abondante et sombre.

Cette formation se termine par des niveaux plus colorés. Ce sont des calcaires argileux jaunes à cassure jaune-vert alternant avec des calcaires verdâtres à la cassure; ils sont microbréchiqes à bréchiqes tout comme les niveaux infra et sont équivalents en tous points à la formation accessible au niveau de l'entaille de la falaise 150 m à l'E du ravin et qui sera décrite ultérieurement car elle présente une singularité non visible au niveau de cette coupe.

La formation à dominante bréchiq peut être estimée à plus de 30 m au niveau du ravin. Par encadrement, son âge est "bathono-oxfordien".

On est toutefois tenté de faire de l'épisode bréchiq principal, un épisode calé entre des couches à *Cancellolophycus* et des niveaux colorés.

5) Les calcaires blancs "Malm".

Ils constituent l'ossature du pli et donnent dans le paysage une falaise de plus de 250 m de haut sous le Cap. L'épaisseur est en fait très variable du fait des rapides variations de faciès et du pendage pas toujours aisé à discerner dans ces calcaires. Ils débutent par une brèche de base, à ciment rougeâtre, d'où ressortent des éléments sédimentaires dont des dolomies jaune-pâle (faciès fréquent dans le Trias). Les silex n'y sont pas rares. Rapidement, le calcaire devient très clair pour donner les calcaires blancs des Séolanes. En suivant le chemin de l'école d'escalade, on observe, de place en place, d'abondants Polypiers, des Nérinées, des Diceratides qui attestent un milieu de sédimentation de très faible tranche d'eau.

La présence, un peu plus au Nord, de *Clypeina jurassica* (dét. M. Jaffrezo) remaniée à la base de la formation, montre que celle-ci est syn ou post-Kimméridgien. Le sommet renferme en plaque mince d'abondants *Protopenero-plis trochangulata*, *Trocholina alpina*, *Neotrocholina* (dét. E. Fourcade). L'ensemble couvre la période Tithonique supérieur à Valanginien basal. Cependant, il n'est pas déraisonnable de proposer un âge "Kimméridgien-Berriasien inférieur" par référence avec ce qui est connu plus au Nord (voir la coupe du ravin de Chasset).

2-1.1.2. Profils partiels complémentaires.

Tout en restant dans le flanc inverse du pli du Cap, il est possible de compléter cette coupe en longeant vers l'Est la base de la paroi.

2-1.1.2.1.

Au niveau de l'encoche précédemment citée, il est possible de compléter les données relatives au contact des ensembles 4 et 5:

- L'ensemble 4 y est représenté par des niveaux verdâtres, bien lités, riches en silex et toujours microbréchiqes. Ils présentent des lames de chert, dont une mesurant 1 m d'épaisseur, de couleur rouge-bordeaux à vert. Ces lames sont riches en spicules d'éponges siliceuses et en Radiolaires malheureusement indéterminables après extraction.
- La base de l'ensemble 5 est ici franchement conglomératique sur 10 à 30 cm environ. Elle y est aussi très colorée, en rouge-verdâtre. Il faut noter ici l'abondance apparente des silex.

2-1.1.2.2.

Toujours plus à l'Est (Fig.10), en longeant l'éboulis de base au pied de la falaise, on voit apparaître les terrains post "barre de calcaire blanc".

Ce sont successivement:

6) Des calcaires fins (Néocomien).

Clairs à la cassure, lités en bancs de 10 à 40 cm, ces calcaires riches en silex noirs, alternent avec des niveaux de même couleur, plus argileux (épaisseur 0 à 15 m). L'attribution de cet ensemble au "Néocomien" est essentiellement faciologique et se base sur l'abondance des Bélemnites et Aptychus. Le microfaciès des bancs calcaires correspond à une micrite à Radiolaires où l'on distingue des sections d'Aptychus à structure cellulaire.

7) Des schistes noirs.

Légèrement silteux, ces schistes englobent des petits olistolithes calcaires à dolomitiques donnant à l'affleurement un aspect de schistes farcis. Certains blocs semblent pouvoir être du Malm néritique remanié (épaisseur 0 à 4 m).

8) Des calcaires fins en plaquettes (Crétacé supérieur).

Très claires à la cassure, un peu jaunâtres à la patine, ces micrites calcaires renferment de nombreuses *Globotruncana* écrasées et recristallisées. L'épaisseur maximum y est de 15 m.

9) Un ensemble gréseux.

Reposant avec une légère discordance angulaire, cet ensemble présente tous les intermédiaires entre un grès massif à patine rouille et un calcaire légèrement gréseux. Il renferme, de place en place, des bancs de Foraminifères benthiques. Ceux-ci ont livré *Nummulites millecaput* et *Nummulites perforatus* du Lutétien (D. Schneegans, 1938; Y.Gubler-Wahl, 1928 ; notice Barcelonnette, 1974). Il termine cette sédimentation tantôt calcaire, tantôt marneuse et détritique et annonce par là même un bouleversement tectonique, qui caractérise la sédimentation du Tertiaire.

Une excellente coupe du Nummulitique de la série du Cap a été proposée par C. Kerckhove (1969, p. 69-70). Je ne peux que la reprendre en y greffant quelques observations complémentaires. Cet auteur décrit, au NW du hameau de Chaudon, la succession suivante:

9.1. Des grès grossiers à grandes Nummulites (10-50 m).

9.2. Des calcaires argileux finement gréseux.

Ce faciès se charge en petits bancs gréseux à la partie supérieure et passe progressivement à un ensemble schisto-gréseux envahi par le faciès des "Schistes à blocs" dans sa partie terminale (plus de 150 m, mais il y a des replis).

Le faciès des "Schistes à blocs" est interprété comme une formation olistostromique où une matrice schisteuse englobe des éléments allochtones, provenant fréquemment d'un front tectonique, de nappes ou d'autre nature. Ce sont des schistes noirs, micacés, à patine jaune rouille, qui englobent des blocs de toutes tailles, essentiellement de calcaire planctonique sombre à patine jaune et de grès calcaire à patine rouille.

Ces deux types de faciès forment l'essentiel des composants allochtones.

Au niveau de la route qui va à la Blache, dans le ravin de Chaudon, on observe deux lames de calcaire gris clair, à faciès de Malm récifal qui ont été interprétées comme des lames glissées dans l'olistostrome par C. Kerckhove.

Je peux uniquement ajouter la présence de grès à grandes Nummulites ravinant la lame de Jurassique supérieur zoogène (2ème lame dans le sens stratigraphique).

Il m'a semblé aussi que ces deux lames n'étaient peut-être que la même lame, intégrée au Tertiaire puis reployée par la tectonique. Elle semble pouvoir se prolonger dans le petit bois à l'Est des Ribes (D. Schneegans y voyait un pointement anticlinal !).

Après avoir vu le Sud de l'unité, voici ce que le Nord nous propose comme stratigraphie.

2-1.2. COUPE DU RAVIN DES LIEVRES. (Fig. 11).

Cette coupe est levée dans le flanc nord du pli du Cap. C'est un témoin intermédiaire entre le Sud et le Nord de l'unité puisqu'il limite au Sud le glissement de la Chanenche. Son intérêt est de nous montrer en continuité stratigraphique les terrains du Malm jusqu'au Tertiaire.

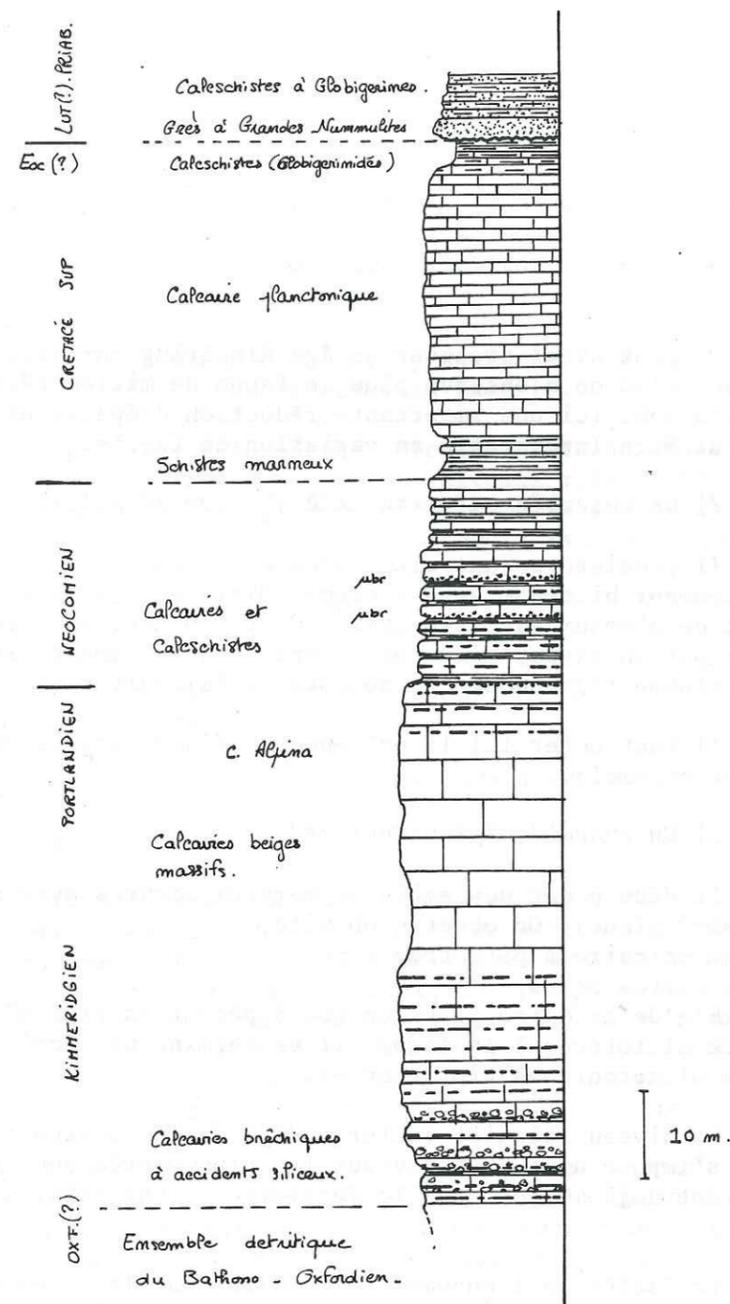


Fig. 11. Coupe du ravin des Lièvres

1) Un ensemble calcaire (Kimméridgien-Berriasien inférieur).

Equivalent de la formation 5 de la coupe du flanc inverse du Cap, il débute ici par des niveaux de calcaire à nuances rougeâtres (Argoviens auteurs), par endroit bréchiques (avec coulées de brèches granoclassées), présentant des accidents siliceux très nombreux (10 m).

Ensuite, on observe des calcaires beiges (20 à 30 m), massifs, de teinte sombre présentant d'assez abondants lits de silex. Ces calcaires sont graveleux à pellétiques à la base et deviennent plus fins vers le sommet (mudstone à wackestone à rares bioclastes).

Les calcaires beiges ont livré une microfaune de Foraminifères benthiques remaniés avec *Conicospirilina basiliensis*, *Nautiloculines* sp., *Textularides* (dét. E. Fourcade). Dès le tiers supérieur, on observe la présence de faune chétive et mal conservée de Calpionelles dont *C. alpina* (dét. J. Azéma).

On peut ainsi proposer un âge Kimméridgien-Berriasien inférieur pour ce faciès où on n'observe plus de faune de milieu récifal en place. La barre a déjà subi ici une importante réduction d'épaisseur qui, dans le cas présent peut être interprétée en variation de faciès.

2) Un ensemble calcaire lité (Néocomien s.l.).

Il consiste en une alternance de calcaire à pâte très fine, à cassure fréquemment bicolore gris à crème (Micrites à Radiolaires et Epistomines) et de niveaux schisteux gris. Cette formation litée repose sur la précédente par un niveau microconglomératique à éléments sédimentaires. La seule macrofaune représentée se compose de Belemnites et d'Aptychus.

Il faut noter ici la présence de fines passées détritiques au sein même de cet ensemble.

3) Un ensemble "planctonique"

Il débute par des schistes marneux sombres avec des taches rouilles (vire morphologique). On observe ensuite:
- un niveau calcaire à pâte très fine,
- 2 m de schistes noirs,
- un ensemble de calcaire planctonique à pâte très fine où l'on observe une abondante microfaune à la loupe. Il se termine par environ 3 m de calcschistes planctoniques plus tendres.

Le niveau calcaire renferme déjà des Globotruncana. L'âge crétacé supérieur s'impose donc. Les niveaux les plus élevés sont problématiques, mais semblent déjà monter dans le Tertiaire: Globigerinidés probables (obs. G. Glaçon).

Le faciès de l'ensemble est dominé par la finesse de sédimentation. La faune y est cependant très bouleversée, ce qui montre un calme sédimentaire relatif.

4) Un ensemble flyschoidé.

Au-dessus des calcaires planctoniques apparaît le dernier témoin des grès de base du flysch tertiaire.

Il s'agit de 2 m de grès calcaires pétris de Nummulites, Orthophragmines et Discocyclines (âge lutétien). Il passe ensuite à un ensemble de calcschistes à Globigérines à test épineux, puis au flysch déjà décrit

au pli du Cap.

Cette coupe nous montre que le faciès "récifal" a déjà pratiquement disparu dans le flanc normal. Elle montre aussi la présence du Crétacé et de l'Eocène inférieur sous la transgression du Lutétien.

2-1.3. SECTEUR SEPTENTRIONAL DE L'UNITE: LA COUPE DU RAVIN DU CHASSET. (Fig. 12)

A l'Est de la Tête de Louis XVI, le flanc de la montagne est entaillé par un ravin de direction N 95 qui, au Nord du Château d'Ivoins, permet de retrouver une partie des ensembles individualisés au pli du Cap, avec déjà une modification de faciès majeure pour certains ensembles.

On y distingue, des terrains les plus anciens aux plus récents, 5 ensembles qui sont:

1) Un ensemble à dominante calcaire, équivalent en partie du 1^{er} ensemble du pli du Cap (Sinémurien-Base Toarcien).

Il se compose essentiellement de calcaire spathique mais à patine grise, alternant de façon irrégulière avec des niveaux marneux mal exprimés. Les calcaires, lités en bancs de 5 à 40 cm, sont remplis de silex noirs à patine rouille eux-mêmes en lits plus ou moins réguliers. Les 3/4 inférieurs de l'ensemble sont le siège de variations dans l'épaisseur et la régularité du litage. Le 1/4 supérieur est plus singulier: la roche peut y prendre un aspect siliceux "dans la masse" ce qui correspond corrélativement à une rareté des lits de silex. Les 10 derniers mètres sont envahis par un épisode microconglomératique qui se termine par un hard-ground (la surface indurée y prenant une couleur rouge-jaune).

L'ensemble total est légèrement inférieur à 100 m.

Age et faciès.

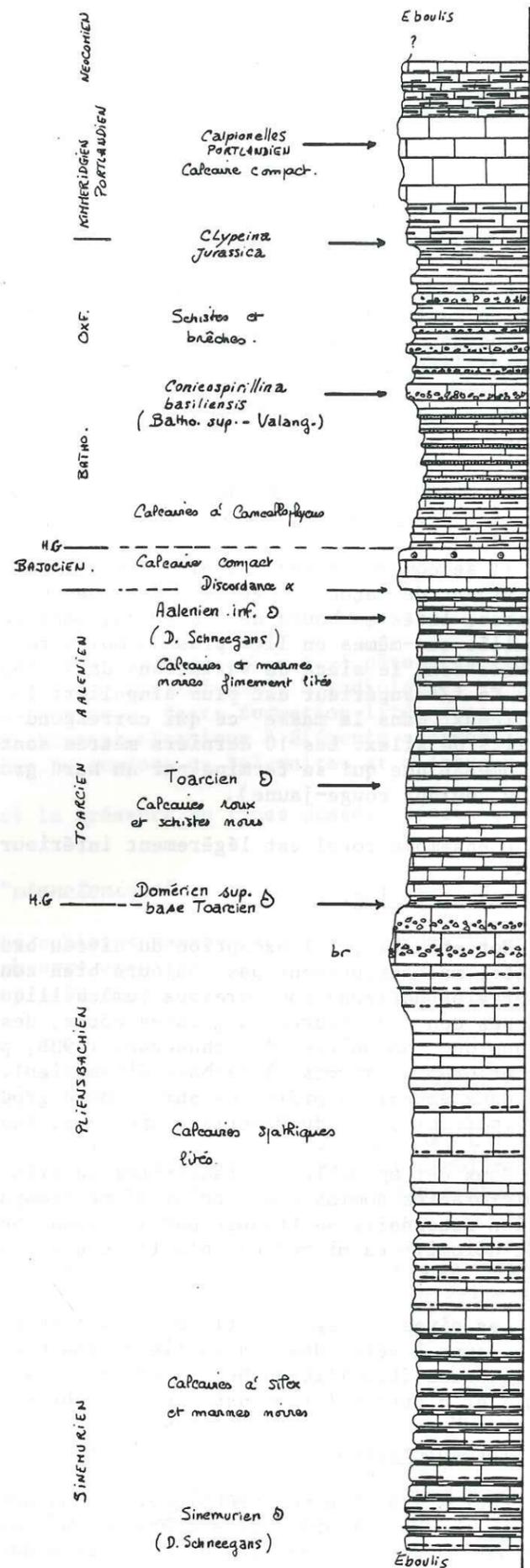
Cet ensemble, à l'exception du niveau bréchique, renferme une faune abondante, malheureusement pas toujours bien conservée et souvent indégageable. Certains horizons sont presque lumachelliques avec surtout des Lamellibranches dont des Pectens à grosses côtes, des Brachiopodes, des Belemnites et quelques Ammonites. D. Schneegans (1938, p. 58) cite un niveau à *Arietites* et *Gryphae arcuata* à la base (Sinémurien). M. L'Abbé Mouterde m'a déterminé deux Ammonites prélevées sur le hard-ground: ce sont des *Ascopiceratidae* (*paltapiides?*) du Domérien supérieur, base du Toarcien.

Dans cet ensemble, il faut noter la très grande abondance d'Encrines. Le microfaciès dominant est celui d'une biosparite à Entroques. Une dolomitisation secondaire se traduit par la grande abondance de cristaux automorphes de dolomite. La microfaune n'a livré que quelques *Lagenidae* (dét. E. Fourcade).

Les niveaux conglomératiques remanient essentiellement des grains de dolomie jaune à verte dont la taille maxima n'excède pas le centimètre, et des bioclastes (Lamellibranches, Encrines...). Il y a quelques quartz détritiques et d'autres lithoclastes plus sombres de nature inconnue.

Interprétation.

Pour l'ensemble non bréchique, l'abondance des Encrines ainsi que la faune de gros Lamellibranches suggère une sédimentation de plate-forme externe troublée par des arrivées de détritisme dans la partie supérieure



Coupe du ravin de Chasset

Fig. 12

(approfondissement ?).

2) Un ensemble calcaro-marneux (Toarcien-Aalénien).

Il s'agit d'une alternance relativement régulière de calcaires marneux spathiques roux et de niveaux schisteux noirs. La base stratigraphique semble plus tendre et fait une petite vire. En montant, l'ensemble s'assombrit par enrichissement de la fraction argileuse et se termine par des niveaux finement lités où les bancs prennent un aspect bosselé.

Age et faciès.

Ces bancs renferment pour les 2/3 inférieurs *Hildoceras bifrons* (dét. Abbé Mouterde), comme l'avait signalé D. Schneegans (1938, p. 58). Ce même auteur citait du sommet de ces couches *Imetoceras scisum*, ce qui donnait un intervalle Toarcien-Aalénien (moyen?) pour la sédimentation de cet ensemble.

Faisant suite à une surface indurée, cet ensemble se caractérise par une abondance relative de la fraction argileuse. Il est aussi finement détritique remaniant des dolomies jaune-pâle (mm) des oncolithes et des bioclastes. Avec l'absence des prairies à Crinoïdes, l'abondance des argiles et la faune pélagique d'Ammonites, cet ensemble marque un épisode "bassin" par opposition au précédent. Ceci pourrait être déjà suggéré par le détritisme et le hard-ground terminal du premier ensemble.

C'est en tout cas un équivalent parfait, du point de vue faciès, du niveau 2 de même âge au Cap.

3) Un deuxième ensemble carbonaté (Aalénien-Bathonien inférieur).

Epais de 5 à 6 m, il repose en légère discordance angulaire sur l'ensemble calcaro-marneux inférieur (la discordance est visible au niveau de l'arête qui surplombe le ravin). La barre est compacte dans son ensemble. C'est un calcaire noir microspathique à la base, oolithique au sommet où les derniers niveaux subissent une rubéfaction partielle.

Age et faciès.

Au Peisséou, un peu plus au Nord, la surface rubéfiée, donc le toit de cet ensemble, m'a livré une Ammonite qui se rapporte à *Prohecticoceras* (fig. 13) (dét. R. Enay et C. Mangold, que je remercie ici d'avoir bien voulu examiner ce spécimen dans un état pourtant peu favorable à une détermination aussi précise). L'âge le plus probable est bajocien supérieur, mais il n'exclut pas le Bathonien inférieur.

Par encadrement, cet ensemble appartient à la tranche Aalénien (supérieur ?) - Bathonien inférieur. C'est d'ailleurs assez proche de l'encadrement que proposait D. Schneegans par comparaison avec l'unité de Dramonasq (Morgon).

Le microfaciès est celui d'une oomicrosparite à bioclastes renfermant quelques quartz détritiques. Les oolithes ont subi une micritisation. Leurs noyaux sont essentiellement des bioclastes (Trocholines, Entroques, etc...). Cette barre n'a pas livré de microfaune significative pour confirmer l'âge de l'encadrement. Cependant, pour le faciès, on peut citer tout de suite la grande abondance de Nérinées et quelques Polypiers de place en place (vers le Peisséou, au niveau des Crouses).

4) Un ensemble à dominante détritique (Bathonien-Oxfordien).

Il se caractérise de la façon suivante:

A la base, en continuité apparente par rapport à la barre sous-jacente, on observe sur environ 8 m, un ensemble de calcaires marneux finement gréseux dont le litage est souligné par des niveaux plus tendres. Les surfaces stratigraphiques, observables au niveau de l'arête sont tapissées de *Cancellophycus*.

Ensuite, le litage devient beaucoup plus régulier, les niveaux gréseux plus francs jusqu'à ce que la série soit envahie par des calcarénites microbréchiques granoclassées d'épaisseur très variable (10 cm à plus de 2 m). Par opposition à la coupe du Cap, le détritisme n'y est jamais aussi grossier. Ces bancs alternent avec des niveaux argileux sombres.

L'épaisseur de l'ensemble dépasse les 50 m, les 25 derniers mètres étant occupés par l'essentiel des calcarénites microbréchiques.

Age et faciès.

A la base de l'épisode franchement calcarénitique, un banc m'a livré *Conicospirillina basiliensis* (dét. E. Fourcade). Cet organisme couvre actuellement la période "Bathonien supérieur-Valanginien". L'épisode détritique pourrait donc être à la limite syn - ou post Bathonien supérieur.

Par encadrement, l'ensemble est calé entre le Bajocien-Bathonien inférieur (Ammonite du Peisséou) et l'ensemble qui lui fait suite, attribuable au Kimméridgien pour sa base.

Les calcarénites microbréchiques sont granoclassées. Elles remanient des lithoclastes d'origine sédimentaire tout comme au Cap et quelques grains de quartz. Les rares bioclastes sont des Entroques, des Foraminifères dont des Trocholines, des Nautiloculines, Lenticulines, des débris d'Algues (Codiacées probables) (dét. E. Fourcade - M. Jaffrezo). Certains bancs sont des grainstones à oolithes, faciès reconstitué qui pourrait mimer la barre du Bajocien.

5) Un troisième ensemble carbonaté (Kimméridgien-Néocomien).

Il débute par des niveaux siliceux, lités, d'aspect localement noduleux et présentant des nuances rougeâtres. Epais de 3 à 10 m, ce niveau est suivi par une barre compacte plus claire où l'on distingue toujours des niveaux siliceux irrégulièrement répartis. Son épaisseur varie de 10 à 30 m. Pour finir au niveau de la coupe du ravin, on observe en concordance des niveaux lités où alternent des bancs de calcaire à pâte fine (40 cm à la base-10 cm vers le sommet), séparés par des lits plus argileux. Les silix y sont très fréquents ainsi qu'une abondante macrofaune de Belemnites et d'Aptychus.

Age et faciès.

Les niveaux à silix d'aspect noduleux et nuancé de rouge sont fréquemment attribués à l'Argovien. Ils semblent être plus récents, en fait, de par la présence de *Clypeina jurassica* remaniée (dét. M. Jaffrezo) au sein des niveaux à silix puisque cet organisme débute au Kimméridgien. Dans ces grainstones à bioclastes, citons aussi la présence de *Milioles*, de *Conicospirillina basiliensis*, de *Thaumatoporella*, ainsi que de débris de Bryozoaires.

La barre compacte renferme des Calpionelles (*C. alpina*) avec au sommet *Tintinnopsella carpathica* (dét. J. Azéma) qui monte dans le Berriasien inférieur. La série litée qui suit est attribuable au Néocomien sans

plus de précision, malgré un essai par les nannoflores infructueux par suite des recristallisations.

Les niveaux à silix correspondent à un ensemble de resédimentation. Au niveau des Crouses, il y a des Polypiers et des Bryozoaires qui donnent un aspect "récifal" à la roche. Plus au Sud, au ravin des Lièvres, on a retrouvé sous la barre d'aspect compact les niveaux d'aspect noduleux avec des niveaux de brèches sédimentaires dont la couleur de certains éléments peut expliquer la nuance rouge de l'ensemble. En fait, la roche est très différente ici de l'Argovien "classique" du Briançonnais.

La barre se compose de pelmicrite à la base, évoluant vers une micrite (Calpionelles et Aptychus au sommet).

La finesse de la sédimentation se poursuit dans le Néocomien avec la présence de quelques Radiolaires au sein d'une pâte micritique. Cependant, dans le flanc normal du Cap ainsi que sous l'unité de la Tête de Louis XVI, on peut y observer des passages de niveaux bréchiques granoclassés (remaniant entre autres des micrites à Calpionelles) qui perturbent le calme apparent de cette sédimentation très fine.

Ce qu'il faut retenir de cet ensemble est qu'ici n'existe plus le vrai faciès récifal du Sud de l'unité. Nous sommes maintenant dans le bassin, du moins vers sa limite sud. C'est cette sédimentation fine et pélagique qui domine et que l'on retrouvera au Morgon là où elle n'a pas été enlevée par les érosions ante-Crétacé supérieur.

Profils complémentaires et commentaires. (fig. 13)

Au Nord du ravin du Chasset, les assises liasiques se replissent et se verticalisent pour former la crête du Peisséou (2405,9 m). Toujours plus au Nord, au niveau des Prés Meolans ; apparaissent, à la base de la barre calcaire, les niveaux du Trias-Lias inférieur qui font défaut au Chasset. On y retrouve, dans l'ordre stratigraphique normal:

- Des cargneules en accumulation tectonique.
- Des argilites rouges à jaunes, à passées silteuses et microbréchiques très fines. Elles sont associées à des niveaux plus dolomitiques qui se traduisent par un débit moindre en plaquettes (attribuées au Trias supérieur).
- Des calcaires lumachelliques lités alternant avec des niveaux schisteux, faciès typique du Rhétien avec *Avicula contorta* (3 à 6 m).
- Des calcaires dolomitiques à grain fin, compacts et lités. Ils admettent des débits schisteux très discrets (plus de 5 m). Gris-bleuté à la cassure, ces calcaires dolomitiques prennent localement des couleurs beiges ocres (attribués à l'Hettangien).

On retrouve ensuite des calcaires spathiques lités à silix noirs alternant avec des marnes sombres et qui renferment des *Gryphaea arcuata* et des *Arietites*, donc d'âge sinémurien (D. Schneegans, 1938). Ils sont tout à fait comparables à la base du premier ensemble calcaire décrit au Chasset.

La série du Chasset ne montre pas de termes plus récents que le Néocomien. Ceux-ci existent plus haut et participent aux replis qui affectent la série sous la Tête de Louis XVI.

En escaladant l'arête qui borde au Sud le ravin de la Combe, depuis la cote 2091, on observe au-dessus de l'ensemble calcaire Malm-Néocomien:

- Des calcaires en plaquettes, très schistosés et probablement un peu plus argileux à la base (Fantômes de Globotruncanas recristallisés) (10 m ?).
- Sans transition nette, ces calcaires passent à des calcschistes fauves avec absence totale de grès à grandes Nummulites. Ces calcschistes s'enri-

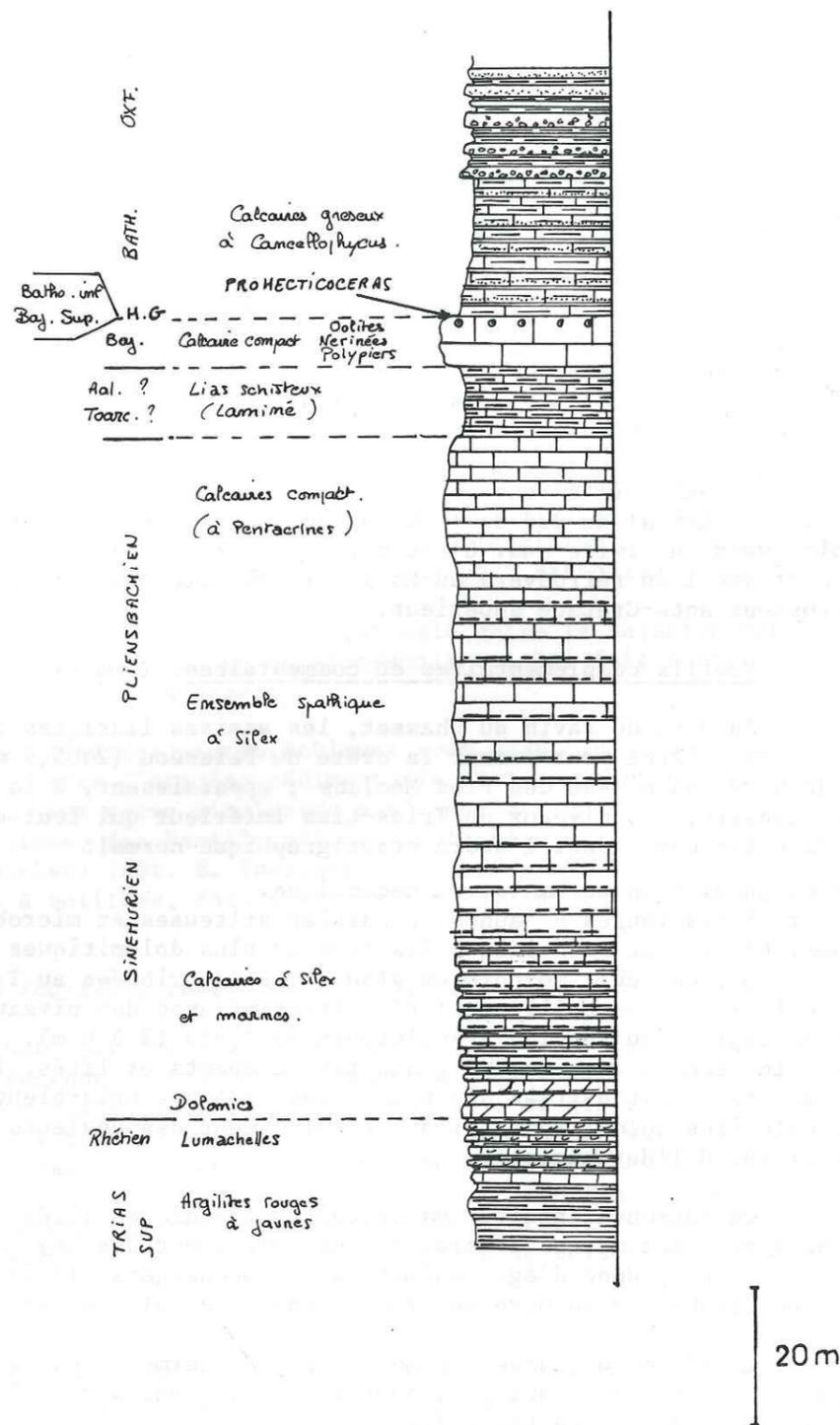


Fig 13 Coupe du Peisseou

chissent progressivement en fraction argileuse et silteuse et deviennent d'une structure quasiment illisible du fait des complications tectoniques.

Ainsi complété, le Nord de l'unité possède une série complète qui s'étage du Trias supérieur à un Tertiaire probable bien que non daté et qui peut être comparé point par point avec le Sud de l'Unité.

En résumé, l'unité Cap-Peisséou montre dans ses grandes lignes:

- Une sédimentation commune entre le Nord et le Sud de l'Unité depuis le Trias jusqu'au Dogger inférieur, avec comme caractéristique, la superposition d'une sédimentation à dominante carbonatée (Trias-Lias moyen) et d'une sédimentation à dominante marneuse (Lias supérieur-Dogger inférieur). Sur le terrain, cela se traduit par une similitude des faciès entre les deux extrémités de l'Unité, ce qui permet de la relier, même quand les faunes y sont absentes, sans ambiguïté.

- Ensuite, il faut distinguer deux domaines:

- . Un domaine méridional où se superposent deux épisodes néritiques ("Bajocien" et "Malm") en encadrant une formation détritique grossière.
- . Un domaine septentrional où n'existe que l'épisode néritique du "Bajocien", d'ailleurs identique à celui de la partie méridionale de l'Unité, et auquel succède une formation détritique, distale par rapport à la précédente et surtout un Malm de type bassin.

Le "Néocomien" va estomper ce passage de faciès majeur et dès lors, il faudra attendre le Nummulitique où les grès à grandes Nummulites vont se cantonner dans le Sud de l'Unité, occasionnant par là même une nouvelle différenciation, énigmatique quant à l'interprétation.

2-2. EXTENSION MÉRIDIIONALE: "LES FACIÈS SÉOLANES".

2-2.1. PRESENTATION DE L'UNITE DES SEOLANES. (Fig. 14)

Cette unité, au sens géologique du terme, ne se superpose pas exactement au massif géographique des Séolanes qui, en rive gauche de l'Ubaye, donne une originalité bien particulière à ces montagnes. La beauté du paysage est liée au contraste morphologique de ces calcaires blancs qui jallissent des éboulis et dominant des reliefs beaucoup plus mous et sombres aussi.

L'ensemble des Séolanes est constitué de klippes calcaires qui prolongent au Sud de l'Ubaye le massif du Morgon et qui s'apparentent par leur faciès à la partie méridionale de ce massif, c'est-à-dire au flanc inverse du Cap. Structuralement, certaines de ces klippes (La Séolane des Besses, le Rembert, l'Aillette et la Petite Séolane) constituent bien le prolongement de l'unité Cap Peisséou puisqu'elles reposent comme elle sur un complexe de flysch, dominé par les formations associées à la nappe de l'Autapie. D'autres klippes, par contre, sont considérées par C. Kerckhove (1969, p. 32 et 69) comme appartenant à la semelle basale de la nappe du Parpaillon et ayant subi une autre histoire tectonique. Ce problème sera discuté au chapitre tectonique, mais pour l'instant, les parentés de faciès entre toutes ces klippes imposent de les décrire ensemble.

Nous présenterons donc tout d'abord les klippes qui s'étendent depuis le Cap jusqu'à la petite Séolane, puis la grande Séolane et le Lan.

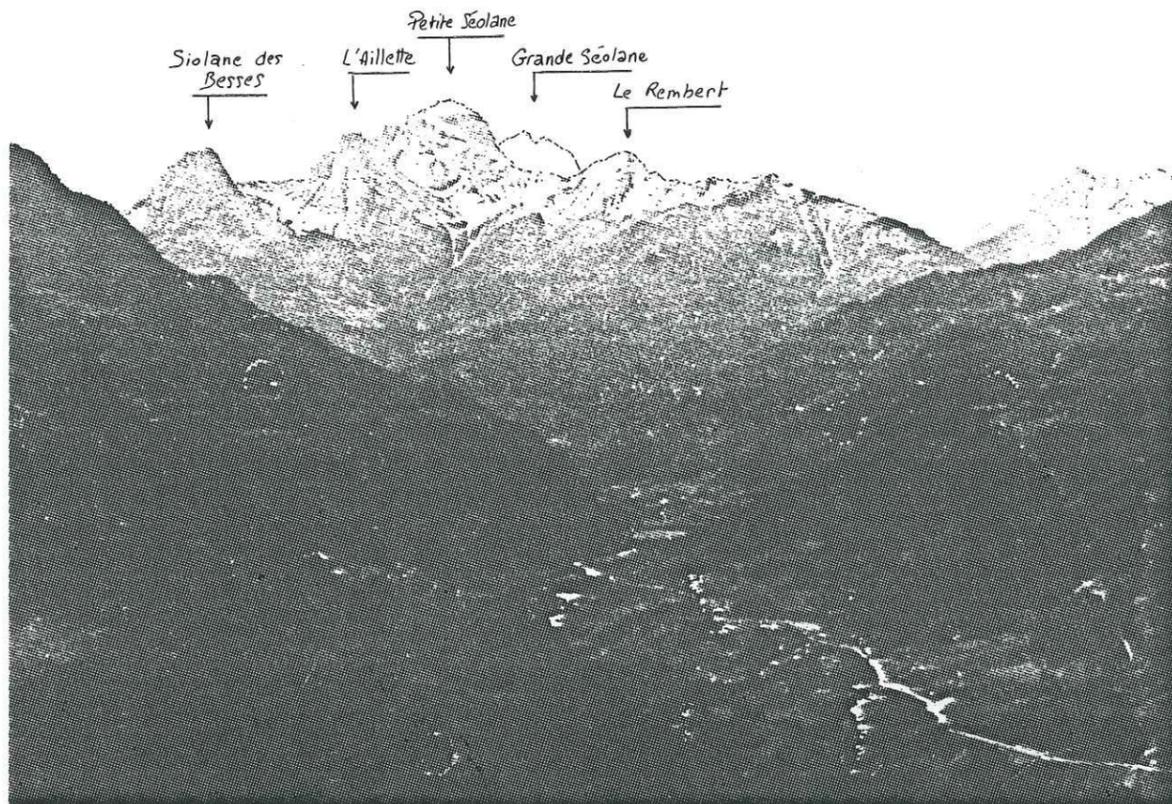


Fig. 14 L'Unité des Séolanes, depuis la croupe de "Le Poivre" (écaïlle de La Roche).

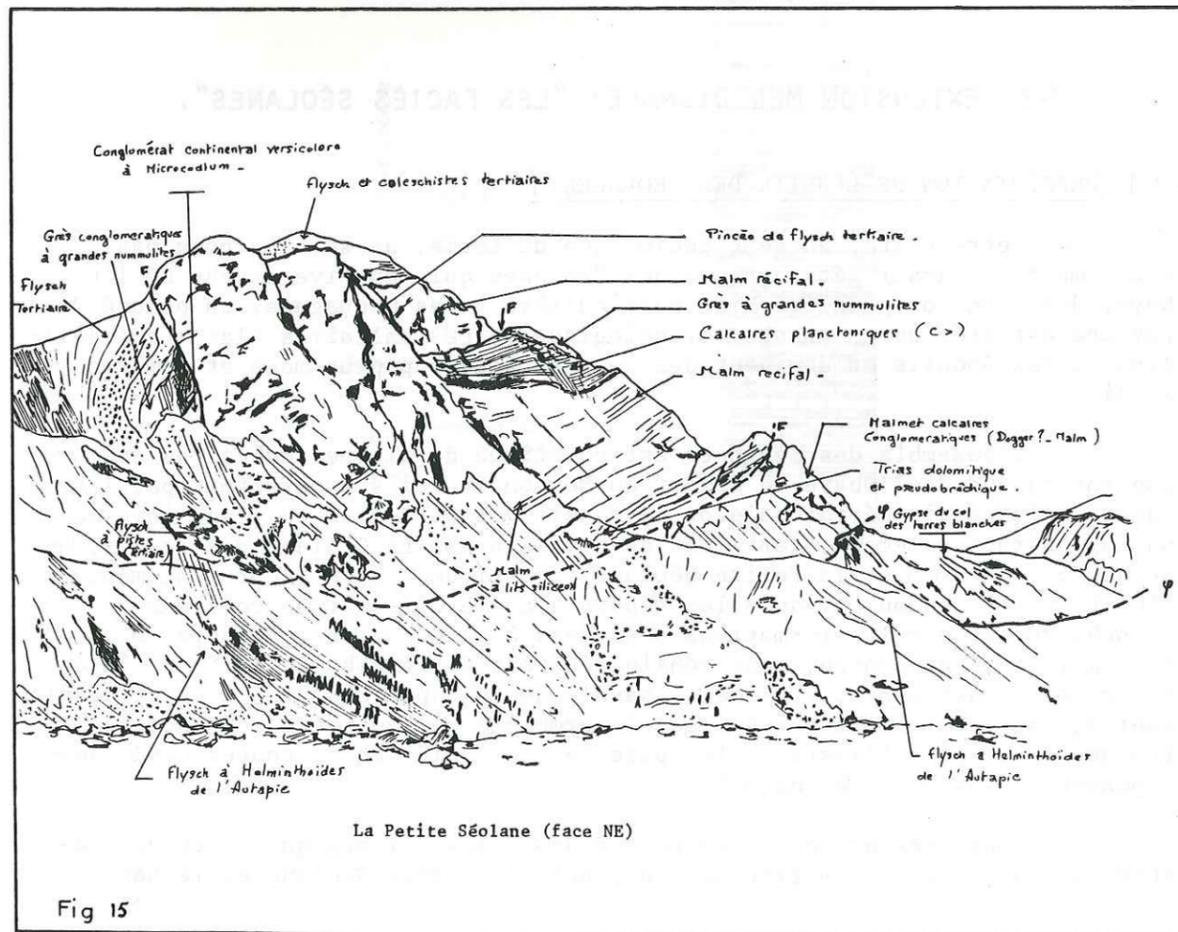


Fig 15

Enfin, nous présenterons l'écaïlle de la Roche, unité qui présente des faciès comparables, mais qui est située loin des autres, au pied occidental du Morgon.

2-2.2. LE DOMAINE DES SEOLANES ENTRE L'UBAYE ET LA PETITE SEOLANE.

On doit à ce domaine quelques uns des plus beaux reliefs de l'Ubaye. Ce sont, du Nord au Sud, la Séolane des Besses, l'Aillette, Roche Bénite et la petite Séolane.

Géologiquement, deux formations dominent dans ce domaine. On y trouve un développement considérable des calcaires du "Malm" sous le faciès subrécifal à récifal entrevu au pli du Cap. A cette particularité faciologique s'ajoute une disparition presque totale du Crétacé sous la transgression des grès à grandes Nummulites, ici particulièrement bien développée. Cette association Malm récifal-Grès à grandes Nummulites est le caractère le plus saillant de ce domaine.

2-2.2.1. Description stratigraphique.

Un bon aperçu de ce domaine nous est donné par la petite Séolane. (fig. 15 et 16)

On y observe, des terrains les plus anciens aux plus récents, quatre ensembles.

1) Les terrains infra barre massive.

Nous en distinguons deux types:

Il s'agit d'une part de terrains isolés tectoniquement, d'une accumulation d'argilites colorées, de cargneules et de gypses, avec de très nombreux entonnoirs de dissolution affleurant au col des Terres Blanches, entre la petite Séolane et la Séolane des Besses. La présence du faciès de marbre fluidal, associé en permanence à des pseudo-brèches dolomitiques blanches y est fréquente.

Ces terrains sont classiquement attribués au Trias supérieur.

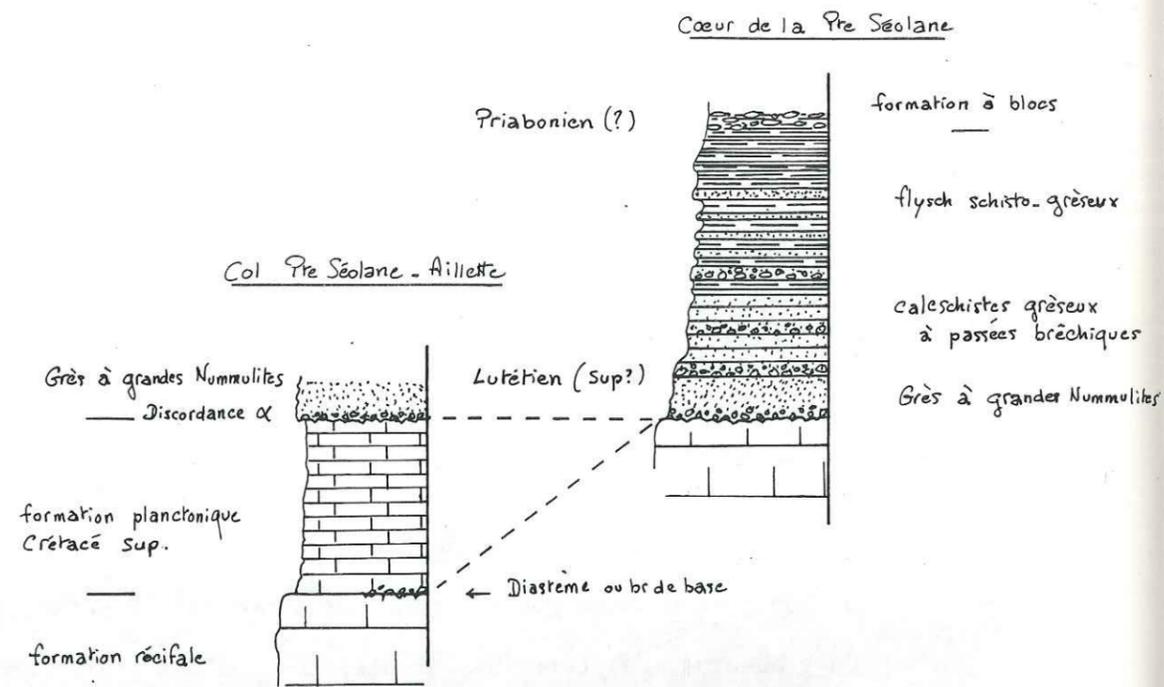
Il s'agit d'une part de terrains dont les relations stratigraphiques avec la barre massive sont à peu près conservées. On en observe deux pointements à la petite Séolane.

Sur la face NE, au point 2423, ce sont des dolomies grises, litées avec des passées de pseudo-brèche blanche (équivalent probable de la pseudo-brèche associée au marbre fluidal). Cet ensemble passe à une alternance très froissée sur 4 m de calcaires sombres et de schistes noirs, puis on passe à la barre massive proprement dite. Ces niveaux, visiblement chahutés, seraient peut-être à rapprocher du Rhétien.

Sur la face SW, au niveau de La Cha, au pied de la falaise, on observe:

- Une formation assez curieuse, composée de bancs de calcite spathique de grande dimension où le litage est observable par une alternance de zones claires et grises (impuretés ?).
- Une alternance très froissée de dolomies litées (fréquemment bréchiques) et de schistes sombres rouges à verts, en bancs de 20 à 60 cm.

Le calcaire blanc repose directement sur des bancs de dolomies, à pendage presque horizontal au niveau de l'encoche.



(Voir au chapitre tectonique le panorama qui illustre la discordance angulaire)

Face E Pre Sèolane

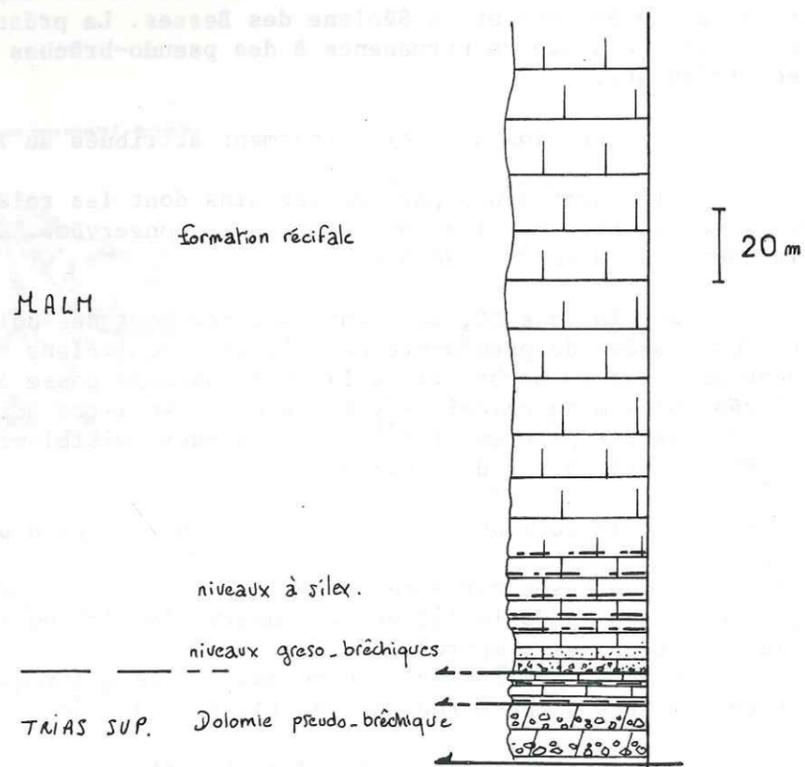


Fig 16

Données stratigraphiques de la Petite Sèolane

Ces niveaux sont d'attribution délicate, mais le plus probablement Trias supérieur-Lias basal.

2) Les calcaires massifs et zoogènes du "Malm".

L'étude de cet ensemble est rendue fort délicate par l'accessibilité limitée liée à la raideur des parois et à l'abondance des éboulis à la base des reliefs.

La base de la paroi NE (crête cotée 2423) nous montre à la suite des calcaires et schistes sombres froissés:

- 5 m de calcaires graveleux à cassure jaunâtre, gréseux et lités en bancs de 20 à 50 cm. Ils débutent par des niveaux de brèche polygénique caractérisée par un ciment abondant. Les éléments observés sont d'origine sédimentaire dominés par des fragments de dolomie jaune à verte.
- Environ 10 m de calcaire bioclastique, légèrement graveleux, plus clair et sans silex.
- Une falaise de plus de 300 m de calcaire blanc massif débutant ici par environ 30 m de niveaux à lits de silex où le calcaire compact est plus sombre. Puis la pâte s'éclaircit pour devenir blanche à crème. La macrofaune abondante est malheureusement rarement dégageable avec succès. Toutefois on y reconnaît sans peine des Polypiers, des Lamellibranches (*Diceras*), des Crinoïdes, ainsi que de très nombreuses Nérinées qui soulignent parfois un litage. La microfaune, étudiée pour quelques échantillons, se compose essentiellement de *Pseudocyclamines* sp., Nautiloculine, Verneuliiidés, Codiacées, d'organismes en "arceaux" et de *Labyrinthina mirabilis* (Oxfordien élevé à Portlandien).

Si la base n'est pas bien datée et le sommet est un niveau d'érosion, il n'empêche que le faciès récifal à subrécifal couvre au moins le Malm moyen-supérieur et il semble peu probable que le Jurassique moyen soit intégré à la partie récifale (ce problème a été soulevé par A. Guillaume en Italie).

3) Les calcaires planctoniques.

A la Petite Sèolane, à la faveur d'une structure tectonique en partie scellée par les grès à Nummulites, on observe une masse de calcaires planctoniques (C. Kerckhove, 1969, p. 69), lités avec des niveaux plus marneux à la base. Ces calcaires planctoniques ont un litage souligné par une coloration rouille différentielle associée à des niveaux blanchâtres (Col 2740, Nord de la Petite Sèolane). Cette masse repose sur le calcaire récifal, soit par un diastème (observable au pied de la falaise à l'W du col précédent - voir fig.), soit par un conglomérat remaniant essentiellement la formation néritique (pied de la falaise W de la Petite Sèolane); si la macrofaune se compose de rares tests de bivalve, indégageables, la microfaune est abondante et la base de la formation est datée du Vraconien (Albo-Cénomaniens), comme cela avait été proposé par C. Kerckhove).

Signalons que l'affleurement de cette formation planctonique se fait sans l'intermédiaire de la formation néocomienne dont l'absence n'est donc pas imputable ici aux érosions ante-nummulitiques.

4) Le "flysch" nummulitique.

Avant de le décrire, il est bon de signaler l'existence d'une formation très localisée, au SE du sommet coté 2750 m (entre la Ratisse et le col innommé), préservée à la base de ce flysch et en contact par faille avec le Jurassique supérieur. Elle se compose d'un ensemble conglomératique très vivement coloré en rouge et vert. Très localement, on y observe un litage

d'argilites rouges. Les blocs remaniés sont apparemment d'origine sédimentaire, certains pouvant approcher le 1/2 m³. Malheureusement, je n'ai pas pu déterminer avec certitude l'origine de ces blocs. Cependant, un échantillon nous a montré en plaque mince, des formes en pétales attribuables à *Microcodium* (je remercie, ici, P. Cross qui a bien voulu regarder cet échantillon). La position stratigraphique sous la transgression tertiaire est en accord avec cette interprétation. Il semble que cet affleurement corresponde à la pincée de "Trias" figurée par Y. Gubler Wahl (1928) profil géologique XV à la Petite Séolane. Il faut reconnaître que le Trias est souvent très coloré et que la transgression directe du Lutétien sur le Trias aurait été tout à fait compatible avec l'histoire de l'unité. Pour moi, ces argilites et conglomérats à *Microcodium* représentant un dépôt continental.

Il existe un argument indirect en faveur de phénomènes continentaux post-Malm récifal. Sous l'Aillettecôté NE, on peut observer des remplissages de fissures dans la barre massive par des niveaux schisteux verdâtres apparemment identiques à ceux qui englobent certains éléments du conglomérat à *Microcodium*.

Le Tertiaire de la Petite Séolane a été décrit par C. Kerckhove (1969, p. 69 et fig. 35). Je reprends, ici, ses observations minutieuses. Il y distingue 3 sous-ensembles, successivement:

- 10 à 20 m de grès calcaires grossiers pouvant débiter par un conglomérat de base; ces grès sont très riches, de place en place, en Nummulites avec, ici, des formes souvent géantes (*N. maximus* ?, 10 cm de diamètre). L'âge serait donc Lutétien assez élevé.
- 100 m de schistes sombres à intercalations gréseuses de moins en moins franches. Je me permets d'ajouter, ici, la présence de niveaux bréchiés qui s'intercalent dans tout l'épisode gréseux, et s'installent à la base des schistes sombres qui sous le point coté 2774 a un faciès de calcschistes gréseux détritiques. Il est fort probable que ces brèches soient en relation avec le jeu de failles synsédimentaires.
- Ce faciès de flysch sombre se termine par quelques mètres de schistes à blocs au coeur de la structure tertiaire repliée sur elle-même.

2-2.2.2. Variations latérales aux quatre ensembles.

1) L'ensemble infra-barre massive.

Je l'ai retrouvé à la Siolane des Besses au NE du point 2368 m. (Nord du col de Terre Blanche) au pied des éboulis face NE. C'est une alternance de dolomies gris-clair et de schistes verdâtres à rouges, en bancs irréguliers de 10 à 30 cm.

Les dolomies sont parfois de vraies lumachelles (fossiles indégagables) et rappellent en lame mince les faciès du Trias supérieur au Lias basal (rares oolithes à structure parfaitement concentrique, brunâtres. Faune de Lamellibranches et Gastéropodes, Miliolidés...). Ici encore, on ne peut pas jurer d'un contact stratigraphique avec la formation des calcaires massifs et zoogènes qui viennent immédiatement dessus. Cependant, il serait très curieux de ne pas retrouver de trace des formations du Lias et du Dogger dans une même situation alors tectonique.

Il existe dans le torrent du Bournin, vers 1950 m, une formation préservée à la base de la barre récifale qui descend du Rembert. Elle se distingue des affleurements précédents par la présence de niveaux gréseux verts, 2 à 3 m, sous une dolomie pseudobréchique. A la base est conservé un niveau de schistes, peut-être dolomitique, de couleur rouille verdâtre (8 m

maximum. On trouve aussi des niveaux de calcite, comme à la base de la Petite Séolane paroi SW, mais sans relation stratigraphique. Ces niveaux n'ont livré ni micro, ni macrofaune. Cependant, le fait de les trouver sous un faciès de dolomie pseudobréchique déjà entrevu dans le Trias permet de les attribuer au Trias (la littérature relative au Trias indique souvent des niveaux de grès verts associés parfois à des schistes à végétaux (Préalpes - Alpes Maritimes) à la base du Trias supérieur. Il est possible que ce niveau de grès vert puisse y être associé).

2) Les calcaires massifs et zoogènes.

Ils sont assez constants d'un affleurement à l'autre. Cependant, la base de la formation offre, au Sud de Terre Blanche, sur l'arête qui monte de la Petite Séolane, des intercalations de calcaires noirs détritiques en bancs de 20 à 40 cm et des schistes sombres sur une épaisseur de plus de 20 m. Ces niveaux d'extension latérale très limitée passent à un calcaire sombre riche en Encrines et Lamellibranches.

En lame mince, les calcaires noirs graveleux et bréchiés n'ont livré que des grandes Trocholines. Ce faciès est comparable à celui qui est décrit en placage à la Grande Séolane et son âge est discuté avec l'inventaire des formations de cette écaille.

3) Les calcaires planctoniques.

Il est bon de souligner leur répartition cartographique à la Petite Séolane dont la première conséquence est de rendre la tectonique ante-Lutétien encore plus vigoureuse (probablement en écaillage) et la structure propre de la Petite Séolane encore plus curieuse (contact vertical et stratigraphique à la paroi W).

4) La formation nummulitique.

Transgressive, cette formation débute par des grès calcaires d'épaisseur très variable (quelques dm sur la dalle du Rembert, côté N, à plus de 10 m dans le repli synclinal de l'Aillette). Ces grès admettent des passées franchement conglomératiques localisées et renferment une abondante faune de Foraminifères benthiques (Nummulites).

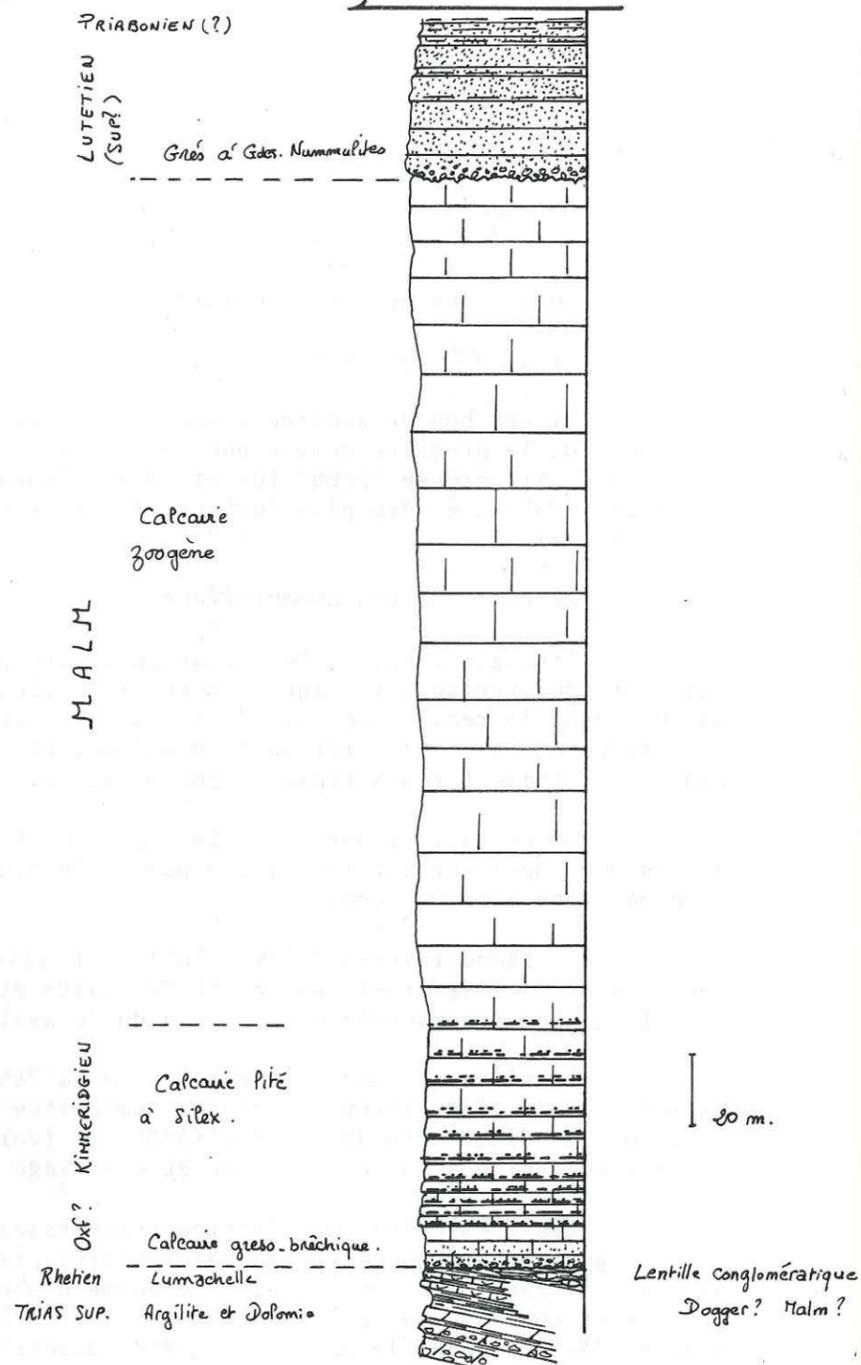
D'une façon générale, elle repose en transgression directe sur le Jurassique supérieur sur la majeure partie du domaine des Séolanes, sans discordance angulaire majeure.

Le flanc inverse du synclinal de l'Aillette montre un parallélisme entre la surface de transgression du Tertiaire et le litage observable ici dans les calcaires massifs et zoogènes du Jurassique supérieur.

Localement, comme c'est le cas à la Petite Séolane, cette même formation de calcaires gréseux à grandes Nummulites repose sur une zone tectonique où la répartition du Crétacé supérieur (voir carte géologique) implique une tectonique violente (replis et écaillage probable).

Les grès calcaires s'enrichissent assez rapidement en fraction argileuse pour donner un faciès de calcschistes planctoniques à passées gréseuses. La fraction calcschisteuse renferme d'abondantes Globigérines à test épineux et épaissi. Ce faciès est d'épaisseur très variable et peut ne pas être représenté quand le passage du grès calcaire au faciès flysch est rapide. Il est possible d'en observer dans presque toutes les klippe, à l'Aillette, à la Séolane des Besses (E-NE du Col des Terres Blanches) et même à la Petite Séolane (extrémité sud, au N de la cote 2504).

Fig 17 Coupe de la Grande Séolane



Quant au flysch (flysch noir des auteurs), il est très souvent désolidarisé de la masse mésozoïque et devient délicat à raccorder à un substratum précis. Le faciès classique consiste en une alternance de schistes noirs et de calcschistes micacés, parfois très gréseux.

2-2.3. LA GRANDE SEOLANE (fig. 17).

Cette écaille doit son nom au sommet coté 2909 m correspondant à la culmination de la dalle majestueuse qui termine au S-SE l'alignement des Séolanes (cf. carte). Structuralement, il s'agit d'une dalle monoclinale qui repose, en série inverse, sur des formations attribuées à la nappe de l'Autapie. Cette disposition structurale, au demeurant d'une simplicité surprenante, est d'une lecture aisée dans le paysage. La stratigraphie de cette dalle, d'après le 1/50 000^e de Barcelonnette, se résume à 3 formations qui sont, des plus anciennes aux plus récentes:

- Une formation bréchique (JmD), à éléments dolomitiques, attribuée au "Dogger" s.l.
- Une formation où dominent des calcaires blancs attribués au "Malm" et qui se caractérise par un faciès récifal. Elle compose la masse principale de la dalle.
- Une formation de grès à Nummulites, donc d'âge tertiaire, reposant directement sur le "Malm" récifal.

Après avoir revu rapidement ces formations, il est possible de proposer quelques remarques quant à l'origine et l'âge de certaines de ces formations, surtout pour la plus ancienne.

1) La formation bréchique.

La formation, qui géographiquement tapisse la dalle structurale, donc la base stratigraphique, présente sous une même appellation cartographique (JmD) des faciès d'interprétation et d'attribution complexes. Elle affleure en trois endroits: a) en placages sur la dalle NW par laquelle on accède au sommet; b) sur la crête cotée 2656; c) sur la portion NE de la dalle qui domine le vallon de La Ginette.

En a), on observe dans l'ordre stratigraphique:

- a.1. Des placages de calcaires gris-beige sombre, à la cassure comme à la patine, qui admettent des passées bréchiques. Ces dernières sont rarement grossières, remaniant essentiellement des éléments dolomitiques ainsi que de gros silex, le tout baignant dans une matrice légèrement gréseuse très abondante.
- a.2. Un calcaire gris sombre, gréseux, à débris de Lamellibranches (Huitres, Gryphées), Belemnites et tiges d'Encrines. Latéralement, il admet des passées microbréchiques à bréchiques. Ce sont des calcaires essentiellement bioclastiques, à structure grainstone, et qui renferment une microfauve de Trocholines et de petits Lituolides (a.1. et 2 ne semblent pas excéder 10 m).
- a.3. La formation à silex (voir infra). Sur l'arête, en partant du sommet et en se dirigeant vers le NW, on observe un niveau curieux d'aspect spathique grossier et très coloré (rouge à gris) qui peut se liter et ressembler ainsi au Trias fluidal, sans avoir toutefois la cassure fétide. Ce niveau, très localisé, passe à des calcaires gris, gréseux, microbréchiques, chargés ici en pyrite et qui pourraient être comparés à a.2.

En b), il est possible de transposer cette description. On y retrouve un détritisme de même nature, avec des lits de quartz à la base des bancs et

1) Données des vertébrés (Dessins et textes de M. Martin)

a) SELACHII
HYPODONTIIDAE
Polyacrodus sp.

Une dent cassée, aux reliefs nets, est figurée en face occlusale (oc), "externe" (ext) et interne (int) - (gr. x 6). Une dent complète, mais plus émoussée, est aussi figurée en face occlusale (oc) - (gr. x 6).

Répartition stratigraphique du genre: Permien inférieur-Crétacé inférieur.

b) PYCNODONTIFORMES
Sargodon
Sargodon tomicus

Une dent incisiforme (portée par le prémaxillaire et le dentaire dans ce groupe de Poissons) est rapportée avec certitude à *S. tomicus*. Cette espèce est restreinte au Norien supérieur (Rhétien des auteurs); (Schmidt, 1928) (gr. x 8).

c) PERLEIDIFORMES
COLOBONTIIDAE
indéterminé.

Cette famille est représentée par une seule dent styloforme rappelant *Perleidus*, *Dipteronotus*, *Colobodus*... La famille est panchronique à l'échelle du Trias (Lehman, 1966 - Traité de Paléontologie).

Actinopterygi, p. 1-242.d) ACTINOPTERYGII
BIRGERIIDAE
Birgeria
Birgeria cf. stenioei

Deux dents coniques ornées de rides sont rapportées à cette espèce. L'apex du tissu "adamantin" est dépourvu de ride. L'absence de plissement permet d'exclure le genre *Saurichthys*. La plus petite dent est figurée: gr. x 12.

Birgeria stenioei est connue actuellement au Ladinien supérieur (Suisse, W. Schwarz, 1970), mais le genre est panchronique à l'échelle du Trias (voir Schwarz) et une survivance de l'espèce plus tardivement n'est pas impossible.

3) Données des invertébrés (Détermination par D. Mongin-Petitbois).

Les échantillons étudiés se présentent inclus dans une lumachelle à fragments de Bivalves et dents de Poissons, dans un calcaire noir, gréseux et dur.

Il a été possible de distinguer les genres et espèces suivants:

a) *Aviculopecten cf. dispar* (FERQUEM): deux fragments de bonne taille, plus un autre fragment dans un autre bloc. Rhétien-Hettangien d'Italie, de Lorraine et du Luxembourg.b) *Placunopsis cf. mortilleti* STOPPANI: deux échantillons. Rhétien moyen de Lombardie.c) *Placunopsis* sp. (avec côtes radiales): 1 échantillon et son empreinte sur un autre bloc. Espèce non déterminée.d) *Atrreta cf. intussusciata* (EMERICH) (in Allasinaz): 1 échantillon fixé sur un *Aviculopecten* sp. de très petite taille (espèce non déterminée). Rhétien moyen en Lombardie.e) *Septifer* sp.: 2 échantillons et plusieurs fragments (espèce non déterminée).

Tous ces échantillons sont incomplets et ne permettent pas des déterminations plus précises.

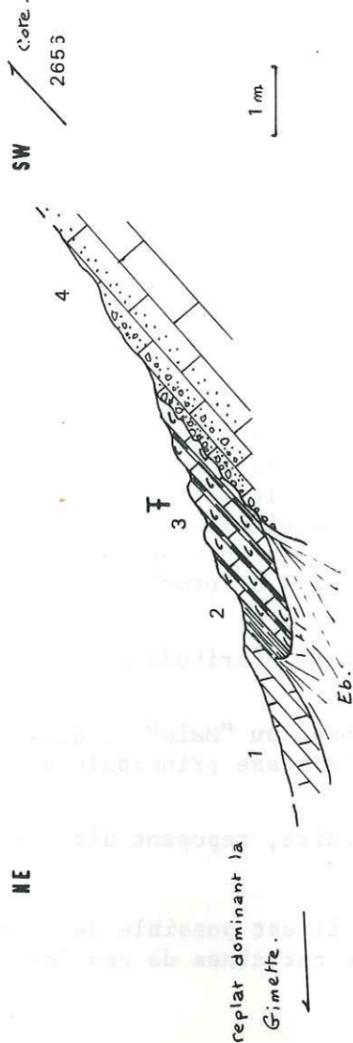
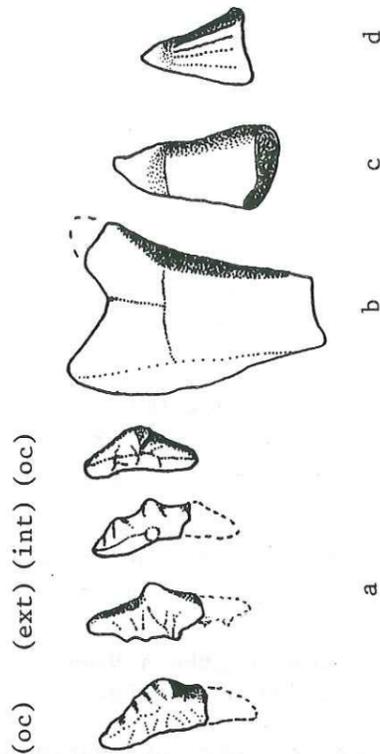


Fig. 18 Le Trias supérieur de la Grande Séolane.



aussi des enduits verts-jaunes-rouges très fréquents.

En c), on observe sur l'arête qui va du point coté 2656 vers le NE, la succession suivante (dans l'ordre stratigraphique): (fig. 18)

- c.1. Une formation assez cahotique, dominée par des blocs de dolomie crème, pseudobrêchique, qui passe à des dolomies jaunes, mal litées.
- c.2. Quelques dm d'argilite rouge comparable aux argilites attribuées au Trias supérieur au Cap comme au Morgon.
- c.3. Une alternance de calcaires brun-noir, lumachelliques et de niveaux schisteux luisants noirâtres en bancs de 10 à 30 cm (1,5 m). A l'affleurement, ce niveau évoque incontestablement le Rhétien tel qu'il a été décrit au Cap. Cette attribution a été confirmée par la faune de Lamellibranches et Brachiopodes (dét. Mme D. Mongin Petitbois), de même que par des restes de Vertébrés (dents d'*Actinopterygiens* et écailles de poissons; dét. M. Martin).
- c.4. Des calcaires beiges gréseux, parcourus d'enduits schisteux colorés, comparables aux calcaires c.2. des descriptions précédentes. Les niveaux c.3. se biseautent sous le contact de c.4. qui souligne ainsi une légère discordance angulaire.

Le niveau c.3. est d'âge rhétien. Les niveaux c.1. et 2. sont tout à fait compatibles avec ce qui est connu de l'infra-Rhétien et on est tenté d'attribuer l'intégralité de l'affleurement c à l'infra-Rhétien. Dans le détail, l'affleurement n'y est pas homogène. On observe des lentilles conglomératiques (au NE du point 2532 vers 2540 m), peu épaisses, où une matrice schisteuse rouille englobe des blocs de pseudobrèches dolomitiques à petits silex (faciès Trias ?) et des calcaires sombres spathiques à Belemnites et Encrines (Faciès Lias ?).

Au voisinage de c, vers le point 2532, on observe un calcaire vert-rouge lumachellique (quelques dm, fossiles indéterminables) qui passe à un calcaire sombre riche en silex. Ce dernier repose (on est en série inverse) sur les niveaux gréseux très colorés, riches ici en blocs de pseudo-brèche dolomitique.

2) La formation des calcaires blancs.

On y distingue les types lithologiques suivants, du plus ancien au plus récent:

1. Un calcaire sombre, mal lité, gréseux et bioclastique (équivalent au niveau a.2.). A proximité de l'affleurement c), là où il semble devoir être le plus complet, il débute par des niveaux gréso-conglomératiques violemment colorés en rouge-brique à vert par des enduits schisteux. Le fait que ce conglomérat remanie des blocs de pseudo-brèche dolomitique (faciès Trias) est en faveur d'une transgression de ce calcaire sur un substratum où le Trias est susceptible d'être remanié et donc tout à fait compatible avec les niveaux attribués au Trias supérieur-Rhétien décrits en c).
2. Un calcaire gris-beige à la cassure, massif, et qui se caractérise par des lits de silex qui soulignent la stratification (30 m). Ces lits siliceux s'espacent progressivement depuis une vingtaine de centimètres à la base jusqu'à 3m dans les derniers niveaux siliceux. Chaque lit de silex obéit à une même disposition:
 - dispersés dans la matrice vers le sommet,
 - lités de façon continue à la base.
3. Un calcaire blanc, massif, où on observe des polypiers, des encroûtements algaires, de très nombreuses Nérinées ainsi que des Diceras. C'est le faciès caractéristique du "Malm" coralligène.

L'ensemble de ces trois types lithologiques forme une falaise d'au

moins 350 m. Par comparaison avec la coupe du Cap où des niveaux conglomératiques peuvent marquer la base des calcaires blancs, l'âge le plus probable est Kimméridgien-Portlandien.

3) Les grès à Nummulites.

Ils transgressent la dalle jurassique par l'intermédiaire d'un conglomérat de base qui remanie des blocs de calcaire récifal. C'est, en fait, un grès calcaire très riche en Foraminifères (Nummulites du groupe *Millicaput perforatus*) qui s'enrichit progressivement en niveaux argileux (souvent repris par la tectonique) pour donner un faciès de calcschistes déjà observé au Cap (C. Kerckhove, 1969, p. 71).

La transgression du Nummulitique est en accordance pour la partie SW de la dalle et devient légèrement discordante vers l'Est. On s'en rend compte au Sud du Col des Thuiles où il n'y a que 50 m environ entre les calcaires à lits de silex et la base de la transgression tertiaire.

Commentaires.

L'ensemble des unités lithologiques qui constitue la Grande Sèolane présente une série bien réduite par rapport aux coupes du Pli du Cap. Si on essaye de les comparer terme à terme, cela revient à restreindre à un "Dogger" bréchtique le niveau 1 de l'affleurement a), de même que les lentilles conglomératiques à ciment schisteux observées en bordure de l'affleurement c). Dans ces deux cas, les faciès ne sont pas vraiment comparables à la formation à dominante détritique du Cap et il est même concevable qu'ils soient d'âge Malm.

La mise en évidence locale d'une lacune presque totale des formations Lias-Dogger confirme les observations ponctuelles à la Petite Sèolane et à la Siolane des Besses où l'existence d'un Jurassique inférieur à moyen était déjà mise en doute. Dans cette optique, il est possible "d'autochtoniser" le Trias décrit par Y. Gubler-Wahl (1928, p. 53 et 165) qui faisait des "... dolomies jaunes, schistes argileux rouge-vert et cargneules ..." un lambeau de Trias flottant tectoniquement sur la dalle calcaire.

Il faut invoquer une paléotectonique ante-formation récifale (ante-Kimméridgien, le plus probable) permettant l'instauration de niveaux néritiques sur un substratum varié, complet au Nord (Cap), fortement lacunaire vers le Sud.

Nous verrons, quand nous aborderons les comparaisons avec d'autres secteurs choisis, que le contact d'une formation zoogène sur un substratum érodé jusqu'au Trias n'est pas exceptionnel et qu'il a une place bien précise en position palinspastique.

2-2.4. LA COUPE DU LAN OU CHAPEAU DE GENDARME (fig. 19).

Ce massif s'individualise au Sud de Barcelonnette par ses reliefs escarpés constituant une ligne de crête E-W, qui sépare les réseaux hydrographiques de l'Ubaye, au Nord, et du Bachelard, au Sud.

De cet empilement d'écailles, étudié par Y. Gubler-Wahl en 1928, puis revu récemment par J.L. Pairis 1968, le pli anticlinal du Lan a retenu notre attention. En procédant depuis le vallon du Chanal au N du Pain de Sucre (2560,3 m) vers la Combe de la Mea à l'W du Chapeau de Gendarme, on distingue, dans l'ordre stratigraphique, la succession des unités lithologiques

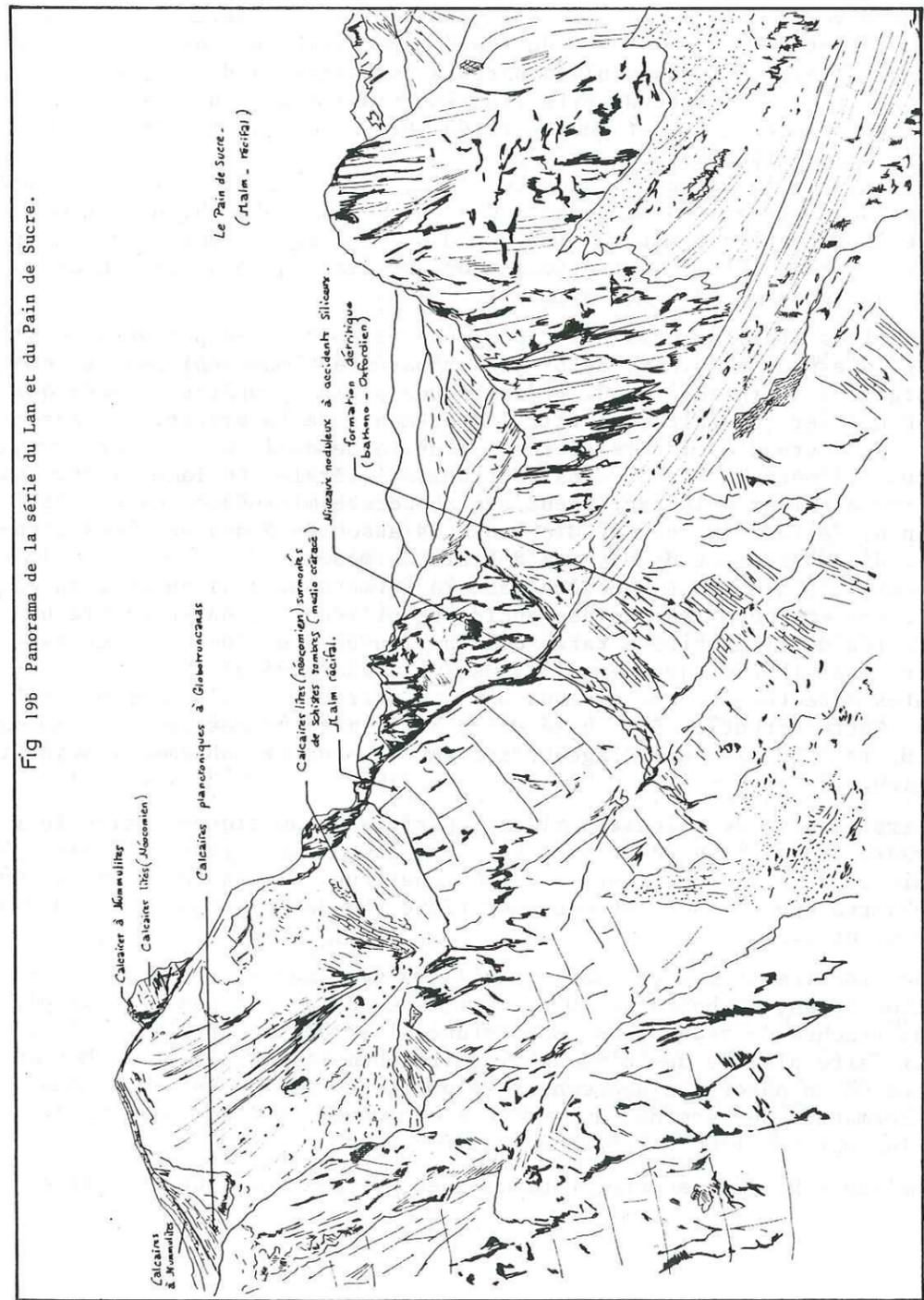
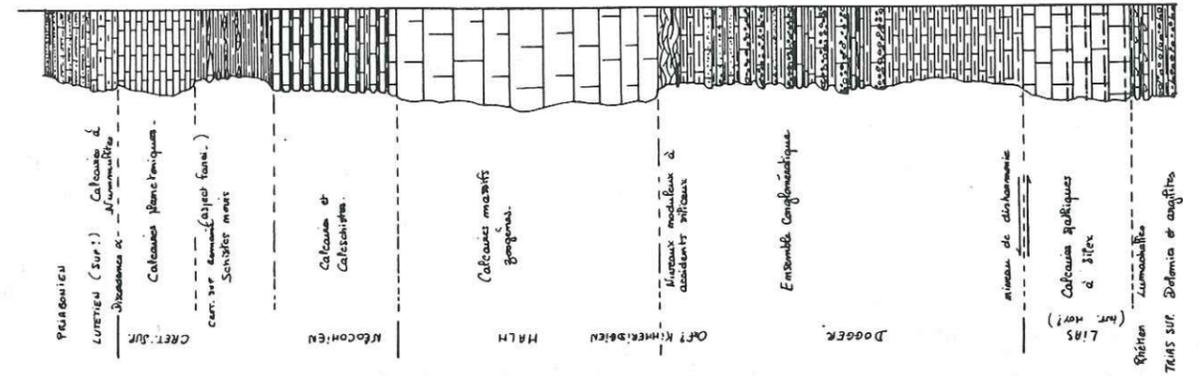


Fig 19b Panorama de la série du Lan et du Pain de Sucre.

Fig. 19a.

Coupe du Lan (ou Chapeau de Gendarme)

suivante:

1. Des argilites rouges à jaunes, surmontant de la dolomie blanche à gris clair, verdâtre à la cassure, parcourue de nombreux filons de calcite ainsi que de niveaux pseudobrêchiques (épaisseur 4-5 m).
2. Des calcaires lités, verdâtres et dolomitiques, alternant quand l'écrasement n'est pas trop intense, avec des niveaux schisteux noir-rouille. Les niveaux calcaires sont lumachelliques et attribuables par leur faciès au "Rhétien" (épaisseur 1 à 2 m).
3. Une formation calcaire riche en silex noirs à la base, devenant plus claire et plus spathique vers le sommet. Elle a livré à Y. Gubler-Wahl des Lamellibranches dont *Gryphaea arcuata* du Sinémurien (10 à 25m).

(Ces niveaux 1 à 3 sont au coeur de la structure anticlinale du Lan et les contacts entre formations sont essentiellement disharmoniques, avec parfois des redoublements comme c'est le cas avec le Trias.

4. Une formation de calcaire marneux brun, à nuances rougeâtres, d'aspect sableux. Au 1/3 de la formation, ces niveaux s'enrichissent en passées brêchiques voire conglomératiques et alternent irrégulièrement avec des niveaux schisteux. Les éléments du conglomérat semblent uniquement d'origine sédimentaire, avec des blocs parfois imposants (+ du m³). On y observe de la dolomie jaune à verte (faciès Trias) ainsi que des calcaires spathiques (faciès Lias) et peut-être des blocs de calcaire plus franchement oolitique (faciès "Dogger" ?).
A l'approche de la barre de calcaire blanc, la fraction détritique s'amenuise et ne se traduit plus que par des passées microbrêchiques. L'épaisseur de la formation 4 est voisine de 70 m (sans tenir compte des replis qui y sont observables). Cette formation est classiquement attribuée au Dogger sans preuves paléontologiques.
5. Des calcaires argileux gris à patine jaune-verdâtre. Ils passent à des niveaux, d'aspect noduleux, de brèches apparemment monogéniques. Le ciment argileux à argilo-gréseux présente une patine jaunâtre à rouge qui dans ce dernier cas fait ressortir les éléments de la brèche. Cet ensemble est parcouru d'accidents siliceux sous forme de lames de cherts, rouge-bordeaux, veinées de blanc, sans continuité latérale. En lame mince, les calcaires argileux gris renferment une abondante microfaune de Protoglobigérines, de Radiolaires, de Globochaetes associés à des sections d'Aptychus, d'Ammonites et de plaques d'Echinodermes.
Ce microfaciès n'est pas homogène dans la formation. J'ai observé un calcaire crème encroûté par un des accidents siliceux et qui présente un microfaciès de biomicrite à rares oolithes, avec des débris de petits Foraminifères (*Miliolides*) et d'Algues (*Thaumatoporella*).
Non datés directement, ces niveaux ont été attribués à l'Argovien par le faciès. Cette situation à la base de la barre massive des calcaires blancs (voir 6) fait qu'ils sont d'âge Oxfordien ou, plus probablement, déjà Kiméridgien.
6. Une barre massive de calcaires blancs, parfois dolomitiques, gris-clair à la cassure, sans litage distinct. Elle est d'épaisseur très variable (70 m au niveau de la coupe, alors qu'elle constitue la masse du Pain de Sucre). On y observe une faune d'ambiance néritique abondante (buissons de Polypiers, Nérinées, etc...).
7. Reposant localement par un enduit rouille à vert sur 6., on observe une formation litée, en bancs de 10 à 20 cm, avec à la base des niveaux plus marneux (taches de réduction). En montant, la fraction argileuse s'estompe pour faire place à des niveaux plus franchement calcaires, riches en silex et où on observe d'abondantes Belemnites ainsi que des Aptychus. Cette formation se termine comme elle a commencé, avec des niveaux apparemment plus marneux (20m) (attribuée au Néocomien).
8. Un complexe schisteux sombre, rouille avec des nuances jaune-verdâtre

(glauconie citée par E. Gagnebin et E. Peterhans, 1927).

A la base, le faciès schisteux noir un peu luisant domine. Vers le sommet, les schistes englobent des blocs plus calcaires, donnant un aspect "farci" relativement discret à la formation (épaisseur de 25 à 30 m).

9. Des calcaires clairs, à pâte fine (0 à 25 m), où on observe à la loupe une abondante microfaune de Globotruncana. Au niveau de "La Méa", ce calcaire est transgressé par la formation 10 (en longeant la corniche qui borde le chemin qui va du point coté 2307 (W de le Queiron) au point 2443 (Nord de la Mea), on observe sous la formation 10 des niveaux de calcschistes ponctués (4 à 6 m), s'enrichissant en niveaux gréseux de 2 à 15 cm d'épaisseur à l'approche de la formation 10. Le faciès ainsi obtenu rappelle la formation flyschoidé qui existe en différents points (au Morgon, par exemple) sous le Lutétien supérieur ? - Priabonien.
10. Ensemble calcaro-gréseux (5 à 30 m), lité en petits bancs, gris moyen à la cassure. Il est parfois conglomératique à la base et renferme une microfaune abondante de Nummulites et de Discocyclines caractérisant le Lutétien (plutôt supérieur). Il passe à des niveaux calcschisteux pour prendre un faciès de flysch calcaire (observé au Cap).

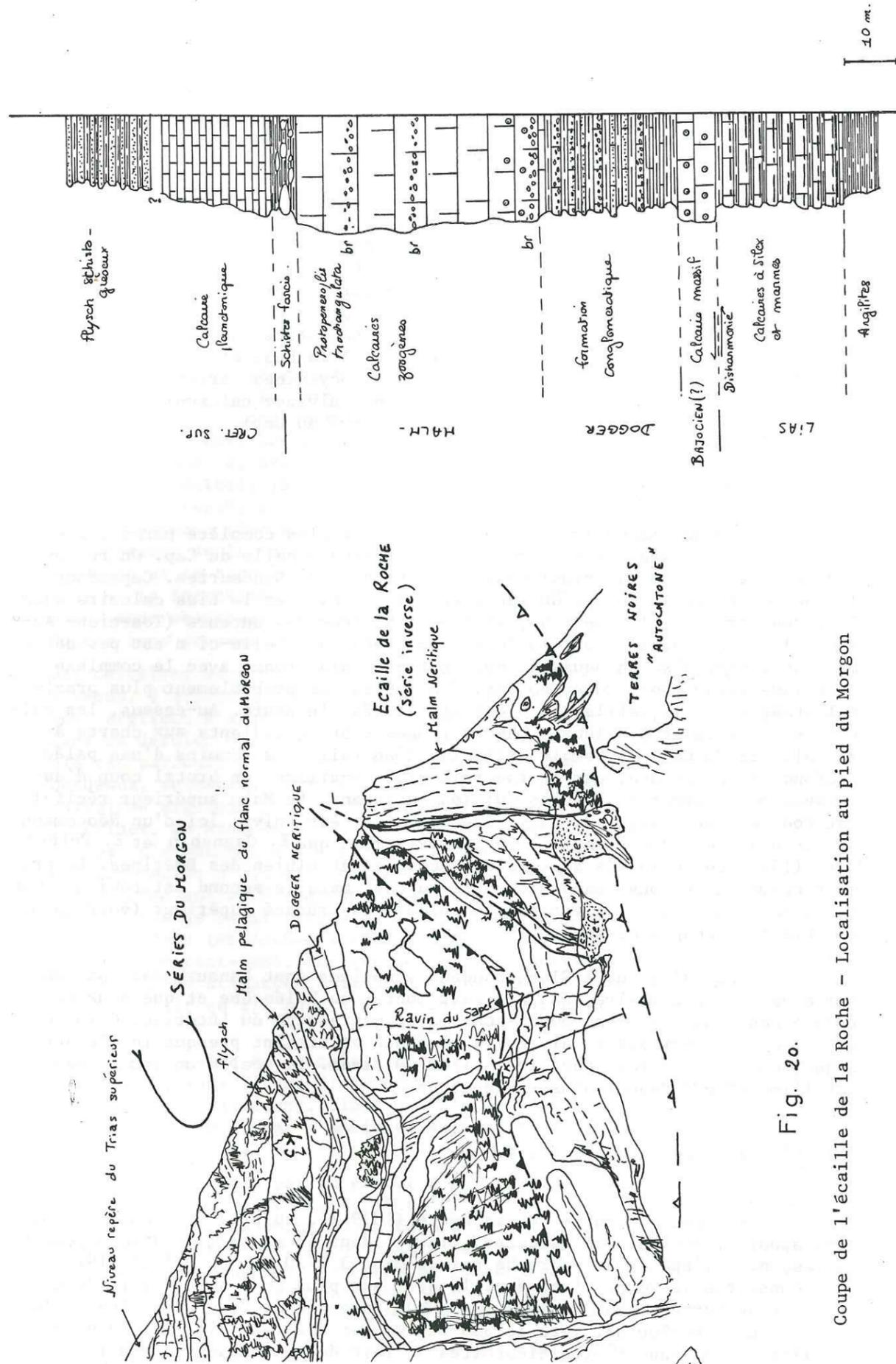
Commentaires.

Quoique lacunaire, cette coupe est la plus complète parmi les unités à faciès Séolanes et demande à être comparée à celle du Cap. On reconnaît à sa base les dolomies triasiques, le Rhétien et le Sinémurien. Cependant, les dolomies hettangiennes du Cap sont ici absentes et le Lias calcaire a une épaisseur très faible. De plus, le Lias schisteux des auteurs (Toarcien-Aalénien) est absent ici sous la formation brêchique. Celle-ci n'est pas datée mais doit être mise en équivalence, peut-être diachrone, avec le complexe brêchique bathono-oxfordien du Cap. Son faciès est probablement plus proximal étant donné la taille des blocs et leur faible usure. Au-dessus, les calcaires argileux et noduleux à cherts rouges sont équivalents aux cherts à Radiolaires du Cap. Il semble difficile d'en faire des témoins d'une paléoprospeur importante, car il faudrait alors envisager un brutal coup d'ascenseur pour passer aux faciès qui les encadrent. Le Malm supérieur récifal est tout à fait typique du faciès Séolanes. Il est suivi ici d'un Néocomien à Aptychus puis d'un complexe schisteux sombre que E. Gagnebin et E. Peterhans (1927) ont comparés aux faciès néocomien et albien des Préalpes. Le premier terme se retrouve sans ambiguïté au Cap, mais le second est toujours d'attribution douteuse car c'est peut-être déjà du Crétacé supérieur (voir coupe Des Lièvres, coupes Morgon).

Les calcaires à Globotruncana sénoniens sont banaux, mais passent ici à un flysch calcaire, qui pourrait monter au Paléocène et que nous retrouverons dans d'autres coupes sous la transgression du Lutétien. Celui-ci est discordant sur divers niveaux de Crétacé et atteint presque ici le Jurassique, comme il le fait dans les unités voisines. Il scelle un remaniement sur l'importance duquel nous reviendrons.

2-2.5. L'ECAILLE DE LA ROCHE (fig. 20).

A l'Est des ruines de La Roche (1039 m), au pied occidental du Morgon, apparaît une falaise calcaire, claire, dont le maximum de développement correspond à l'éperon de la roche qui culmine à 1770 m sous Malcol (1917 m). Elle constitue le corps d'une écaille qui, sur plus de 2 Km, se suit depuis le ravin de Serre-Chiriel au Nord jusqu'à la retombée du Poivre, au Sud de la cascade de Roche-Rousse. Vers le Sud-Sud Est et dès le ravin de l'Enduchet, ses limites deviennent plus aléatoires du fait de la disparition de la



Coupe de l'écaille de la Roche - Localisation au pied du Morgon

Fig. 20.

falaise majeure. Ainsi, elle n'est plus représentée que par quelques lames de calcaires spathiques (Lias) à planctoniques (Crétacé supérieur) qui disparaissent totalement à la latitude de Champcontier.

Tectoniquement, cette écaille, dite de La Roche, est principalement en série inverse et chevauchée par le Trias du flanc normal du Morgon. Elle repose tectoniquement sur le complexe d'écailles de Roche Rousse qui serait à rattacher à l'Unité subbriançonnaise des Trois Evêchés. Dans le détail, la présence d'accidents verticaux majeurs, sur N 170, avec stries horizontales, de même que de replis d'axe E-W dans les formations en rive droite du ravin de l'Enduchet, rend illusoire une restitution rigoureuse des formations constitutives de l'écaille.

La coupe de la branche nord du ravin du Claret, dans une portion de l'écaille peu troublée par la tectonique évoquée plus haut, permet de proposer la succession suivante qui, restituée en série normale, montre l'enchaînement des ensembles lithologiques suivants:

1. Une masse tectonique de cargneules et d'argilites colorées, associées localement à des niveaux lumachelliques (Trias-Rhétien). Il n'est pas possible d'attribuer avec certitude cet ensemble au flanc normal du Morgon ou à la série de La Roche.
2. Une formation litée où alternent des calcaires spathiques noirs, à lits de silex, et des marnes noires. Elle renferme des Belemmites, des Lamellibranches et des Pentacrines (épaisseur: 30 m) et est attribuée au Lias.
3. Un ensemble calcaire (6 m) faisant une barre bien nette dans la morphologie. C'est un calcaire gris-clair à la patine, plus sombre à la cassure, où à l'oeil nu on distingue sans peine une structure oolithique (Oosparite à rares bioclastes). Il renferme une microfaune de Foraminifères composée de petites Trocholines, de Textularidés et de Protopénéroplis (*P. striata*). Cette faune n'a pas de réelle signification stratigraphique. Toutefois, le faciès comme la faune observée, associés à la position dans la succession des ensembles lithologiques, permettent de proposer une équivalence avec la formation néritique du "Bajocien".
4. Un ensemble à dominante détritique (5 à 20 m). Il s'agit d'une vire sombre, d'épaisseur très variable du fait de la tectonique, où l'on distingue une alternance irrégulière de bancs calcaires graveleux à bréchiques et de niveaux silteux. Les microfaciès sont très variables. On y distingue des brèches et microbrèches polygéniques à éléments d'origine sédimentaire (dolomie jaune, verte à blanche (Trias ?)), ainsi que des calcaires spathiques sombres (Lias ?), mais aussi des grainstones à oolithes (faciès reconstitué ?). La rare microfaune préservée montre de petits Protopénéroplis (*P. striata*). Par comparaison à la coupe du Cap, un intervalle "bathono-oxfordien" est proposé.
5. Un ensemble calcaire massif faisant falaise dans la morphologie. C'est un calcaire massif, gris-clair à la patine comme à la cassure. Si le contact avec l'ensemble 4 n'est plus originel (rejeux tectoniques), la formation débute néanmoins par un conglomérat qui n'est pas sans rappeler celui que l'on observe localement au Cap. Le faciès, comme le microfaciès, est assez homogène pour toute la barre, perturbé localement par des passées de microbrèches à éléments de dolomie jaune. Dans l'ensemble, les calcaires sont à structure grainstone (oosparite à bioclastes (clairement représentés) dès la base de la série (oolithes, agrégats, Bryozoaires dans les premiers décimètres. La microfaune est assez abondante et montre les organismes suivants: *Conicospirillina basiliensis*, *Milioles*, *Nautiloculines*, *Tubifites*, nombreux *Lagenides* et au moins dans la moitié supérieure: *Protopeneroplis trochangulata*. La macrofaune montre principalement des Polypiers (débris), des Lamellibranches et aussi des Algues.

Cet ensemble peut être considéré comme un équivalent du "Malm" des Séolanes.

- 6. Un ensemble silteux, lenticulaire (observable en longeant la base de la falaise majeure au Nord de la cascade du Claret). Il se compose de schistes noirs légèrement gréseux qui renferment des olistolites calcaires clairs bioclastiques à Algues (Dasycladacées) (parfois plus d'un m³). Un échantillon d'un bloc a livré une microfaune de *Protopeneroptis trochan-gulata* et de Calpionelles (*C. alpina*) (Tithonique-Berriasien). La matrice schisteuse, elle, n'a pas livré de microfaune. Cet ensemble pourrait être medio-crétacé par comparaison au Cap où un phénomène équivalent est décrit.
- 7. Un ensemble de calcaires planctoniques. Reposant sur l'ensemble 6, mais aussi plus fréquemment sur l'ensemble 5, il se compose de calcaire gris-clair à crème, à pâte fine (mudstone à Foraminifères). La présence de *Globotruncana*, complètement recristallisées, permet une attribution au Crétacé supérieur sans plus de précision. Cet ensemble souffre d'une répartition très irrégulière du fait de la superposition de tectoniques pas toujours aisées à déchiffrer.
- 8. Au niveau du torrent du Sapet, affleure un dernier ensemble qui géométriquement peut appartenir à l'échelle de La Roche (le contact avec 7 n'est pas observable). Il se compose d'une alternance de grès micacés en lits centimétriques à pluridécimétriques et de lits schisteux sombres (faciès flysch nummulitique).

Commentaire et variations latérales.

La coupe du ravin de Claret montre un enchaînement de formations qui différencie nettement l'échelle de La Roche de la série normale du Morgon qui lui est superposée. Les faits les plus tranchants sont, rappelons-le:

- Un épisode détritique franc, que nous attribuons au Bathono-Oxfordien, et qui s'oppose à une ambiance de Terres-Noires dans le Morgon.
- Un Malm de plate-forme transgressé directement par les formations du Crétacé supérieur alors que dans le Morgon, le Malm est pélagique et se poursuit par les calcaires à *Aptychus* et *Belemnites* attribués au Crétacé inférieur.

Ces remarques justifient et confirment ce que les anciens auteurs avaient déjà proposé, à savoir le rattachement de cette échelle à la famille de faciès des Séolanes.

La base stratigraphique de cette échelle, qui n'est pas fondamentale pour l'attribution de cette échelle à l'unité des Séolanes, appelle quelques remarques surtout pour les niveaux bréchiens.

D. Schneegans cite en rive droite du Rieou-Perounelle une accumulation des formations liasiques où il distingue sous les calcaires oolithiques du Dogger:

- un complexe de marno-calcaires à *Cancellophycus* et *Fucoïdes* associés à des brèches et des calcaires à *Pentacrines* (1938, p. 60), attribué au Toarcien par la présence d'*Ammonite* (s ?) *Harpoceras striatulum*.
- Le Sinémurien serait représenté par des calcaires gris à silex. Ces observations l'amenaient à faire débiter l'épisode bréchié dès le Lias (Toarcien) pour cette série.

Il me semble après avoir revu rapidement ces affleurements que seuls les niveaux bréchiens inclus dans les calcaires à *Pentacrines* sont attribuables au Lias.

Les arguments sont les suivants:

- Sur le Poivre entre 1340 et 1430 m affleure une formation bréchié qui, restituée en série normale, serait à la base du Malm récifal. Elle se présente sous la forme d'une alternance de calcaires gréseux à silex et de niveaux schisto-gréseux. Les bancs calcaires sont fréquemment bréchiés à microbréchiés, à blocs essentiellement sédimentaires (dolomie jaune, verte, blanche, calcaire spathique). Les silex se présentent en lits plus ou moins continus, épais de 4 à 5 cm. Bien que légèrement différente des brèches de la formation 4 par l'abondance des niveaux siliceux, cette formation est bien l'équivalente de celle qui est encadrée par les deux formations néritiques. (J'ai observé au Peisséou des accidents siliceux de nature tout à fait comparable dans les replis du Bathono-Oxfordien au niveau des Crouses entre Peisséou et Tête de Louis XVI).
- Vers 1300 m, les variations de pendages font qu'il est possible d'observer dans les niveaux schisteux qui se débitent en plaques, des *Cancellophycus* et des *Belemnites*.
- Vers 1120 m, toujours sur le Poivre, on observe le faciès classique du Lias schisteux, alternance de calcaires gris sombres et de marnes noires, calcaires rouilles sans passées bréchiées notables.

Sur la base de ces quelques remarques, je pense qu'il convient d'attribuer la formation calcareo-grése-bréchié de la Croupe du Poivre au Dogger-Malm plutôt qu'au Lias.

2-3. EXTENSION SEPTENTRIONALE: LES FACIES "MORGON"

2-3.1. PRESENTATION DU MORGON.

C'est le massif montagneux, qui en rive droite de l'Ubaye, domine la vallée du Lauzet ainsi que la retenue de Serre-Ponçon. Cette "amande", allongée sur près de 14 Km pour 6 Km de large, admet pour limites au SW et au S, l'Ubaye, au NE l'alignement des vallées de Boscodon, au N, et du Rioclar, au S.

Géologiquement, ces falaises majestueuses ont de tout temps attiré le regard du géologue, tant pour l'étrangeté de l'empilement que pour la position de "vaisseau flottant sur les Terres-Noires". A la suite des nombreuses études dont celles, magistrales, de D. Schneegans et de C. Kerckhove, il est possible de distinguer, dans le massif même, trois groupes d'unités:

- Le groupe inférieur (flysch des infrastructures de C. Kerckhove).

On y distingue au minimum deux flyschs:

- un flysch attribué à la nappe de l'Autapie (flysch à *Helminthoïdes*),
- un flysch tertiaire (à lentilles riches en Nummulites) d'aspect parfois très chaotique, auquel s'associe parfois une formation olistostromique.

- Le groupe médian (Echelles subbriançonnaises).

Elles forment le corps du massif du Morgon. C'est un ensemble d'échelles élémentaires aux séries stratigraphiques condensées, parfois très complètes. Contrairement aux Séolanes, les falaises sont ici liasiques, voire crétacées. D. Schneegans, qui en a étudié les moindres recoins, a proposé des relations harmonieuses pour ces échelles élémentaires sur des critères stratigraphiques et tectoniques. Ceci ne doit pas cacher la complexité tectonique du massif où, en fait, seul le dispositif synclinal couché vers le SW, à axe NW-SE, est clairement exprimé dans le Nord du massif.

- Le groupe supérieur (flysch des superstructures de C. Kerckhove).

- On y distingue, comme pour le groupe inférieur, plusieurs flyschs:
- le flysch de la Gypière, ultime témoin de l'avancée de la nappe du "Parpaillon" (flysch à Helminthoïdes),
 - le wildflysch du Joug de l'Aigle, qui correspond, selon C. Kerckhove, au faciès dissocié et à écailles de la nappe de l'"Autapie" (flysch à Helminthoïdes).

Avant de compléter cette présentation par des données plus détaillées sur la partie subbriançonnaise du Morgon, il faut noter que:

- le substratum de l'ensemble est hétérogène;
- au NW, l'unité subbriançonnaise du Morgon repose sur des Terres Noires attribuées à la série "autochtone" d'Embrun;
- au SE, cette même unité repose sur un ensemble de flysch, soit déjà subbriançonnais, soit plus "interne" (flysch de l'Autapie)
- Il y a entre le parautochtone et les nappes internes des intercalations de Terres Noires (lame de Costeplane-Champcontier) (style diapirique, selon C. Kerckhove). Comme cela a déjà été souligné en introduction, l'"autochtone" lui-même n'est pas homogène. Il est complet au SW de Dormillouse, alors qu'au NW, sous les nappes, on ne retrouve que les Terres Noires.

Le but proposé pour cette étude était de prolonger vers le NW les faciès du Peisséou. Nous nous sommes donc attachés plus spécifiquement aux écailles subbriançonnaises (groupe médian) de la partie SE du massif. Ici, il se compose des écailles suivantes (fig.):

- L'écaille de Dramonasq.
- Les écailles de la Tête de Louis XVI et de Roche Juan.

2-3.2. L'ÉCAILLE DE DRAMONASQ.

2-3.2.1. Présentation.

Dans la partie méridionale du massif, nous avons décrit l'unité du Cap-Peisséou qui s'enfile sous le flanc oriental des écailles de la Tête de Louis XVI. En même position, mais sous le flanc occidental, apparaît l'écaille de Dramonasq dans laquelle on est tenté de voir la réapparition de l'unité du Cap-Peisséou. Cela ne peut être démontré géométriquement car le passage se fait uniquement par des affleurements de flysch et peut être interprété de façons diverses. Par contre, les faciès sont tout à fait comparables à ceux du Peisséou comme l'avait signalé D. Schneegans et la coupure tectonique éventuelle entre les deux ne peut donc être majeure. C'est donc par l'étude de cette écaille de Dramonasq que nous passerons des faciès Cap-Peisséou aux faciès Morgon.

2-3.2.2. La coupe du ravin de Bouchier (fig. 21).

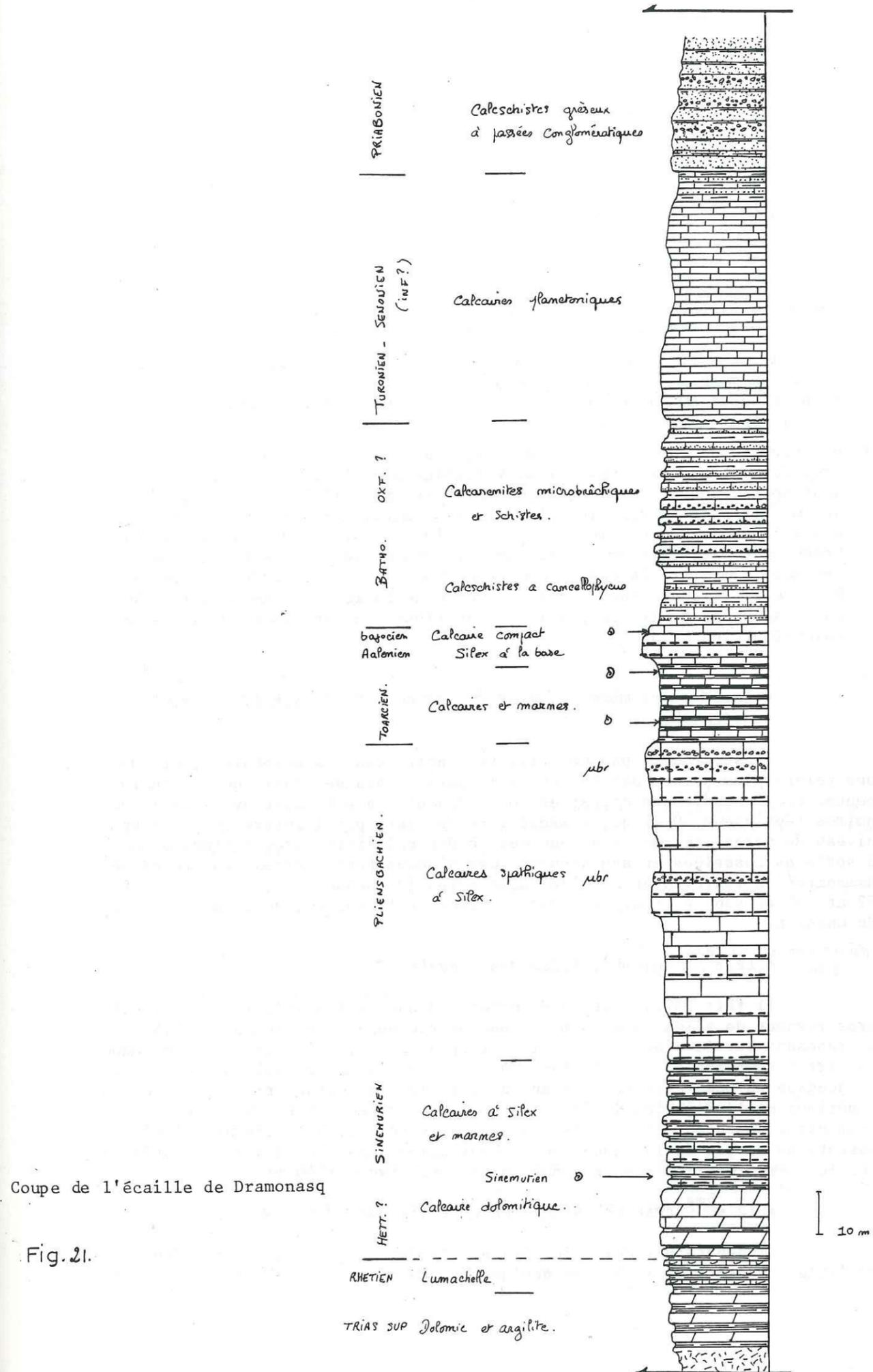
Cette coupe s'effectue en empruntant le chemin qui va de Costeplane à la Gourette. Elle débute dans les niveaux triasiques dès le ravin de l'Ey-guestre (vers 1430 m, il est possible d'abandonner le chemin pour emprunter la branche méridionale du ravin de Bouchier et ce jusqu'à 1640 m sous "Les Barres" où apparaît l'écaille de La Lauze).

Elle nous montre une série décomposable en 5 ensembles principaux, qui sont:

- * Le 1^{er} ensemble à dominante carbonatée.

Il débute par les niveaux repères du Trias-Lias. On y observe de bas en haut:

1. Des cargneules, des dolomies litées, fétides, parfois cargneulisées, alter-



nant avec des niveaux argileux jaunes.

2. Les argilites, rouges à la base, devenant jaunes avec des nuances rous-sâtres.
3. Une alternance de calcaire à patine rousse et de schistes gris (6 m).
4. Des calcaires dolomitiques jaunes, alternant avec des niveaux plus tendres à la base qui passent à des dolomies jaunes à grises (plus de 15 m).
5. Des calcaires gris-verdâtre, dolomitiques, lités avec un banc compact épais vers le haut.

Des niveaux 1 à 5, seul le niveau 3 est fossilifère. C'est la lumachelle à *Avicula contorta* caractéristique ici par son faciès du Rhétien.

Après ces niveaux "colorés", on passe à la série calcaire proprement dite qui forme dans la morphologie une série de gradins.

6. Des calcaires lités alternant avec des marnes à la base, devenant plus calcaires en montant. Ils sont riches en silex. Les niveaux marneux renferment de nombreuses Ammonites dont des *Arietites* du Sinémurien (Zone à *A. Bucklandi*) (épaisseur plus de 30 m).
7. Un ensemble de calcaires à silex toujours lités où les niveaux plus tendres forment parfois deux vires. Variables dans le détail, ces calcaires sont noirs, souvent spathiques, remplis de silex lités en bancs de 10 à 40 cm. Ils sont souvent fossilifères avec Belemnites, Brachiopodes, Lamellibranches. Cet ensemble de plus de 100 m renferme des niveaux microbréchiques dans le tiers supérieur. D. Schneegans cite de cet ensemble: *Gryphaea cymbula* à la base, *Aegoceras* et *Amaltheus margaritatus* dans la base du tiers supérieur. Par équivalence de faciès avec les niveaux du Ravin de Chasset, il est possible d'attribuer cet ensemble au Pliensbachien-Toarcien basal.

* Le 2^{ème} ensemble à dominante marneuse "Lias schisteux des auteurs".

Il se traduit par une vire très nette dans la morphologie et aussi une teinte plus sombre par rapport à la petite falaise claire qui le caractérise. On y observe des calcaires noirs spathiques alternant avec des marnes noires (épaisseur 20 m) qui passent vers le haut, par l'intermédiaire d'un niveau de marnes noires très indurées, à des calcaires marneux finement lités à surfaces bosselées et schisteuses. Ces niveaux fossilifères renferment des Ammonites du Toarcien et de l'Aalénien moyen (D. Schneegans, 1938, p. 60-61-72 et 73) et sont équivalents, par la faune et le faciès, au 2^{ème} ensemble du Chasset.

* Le 3^{ème} ensemble à dominante carbonatée.

Il fait falaise et se décompose en une partie inférieure, litée, à gros rognons de silex (6 à 10 m) et une partie supérieure compacte (0,5 à 2 m) reposant sur la précédente, soit par un diastème, soit par un hard-ground. La partie compacte est fossilifère au niveau de la coupe. Elle a livré à D. Schneegans un nombre impressionnant de fossiles qui caractérisent l'Aalénien supérieur et le Bajocien inférieur. Ce niveau est constant dans l'écaillage de Dramonasq. Cependant, son faciès est variable. Ainsi, des niveaux oolitiques, absents au niveau de la coupe, sont observables, associés à des microbrèches, sur le chemin qui mène de Dramonasq à la Lauze (vers 1340 m).

* Le 4^{ème} ensemble à dominante détritique. (Fig. 22.)

Il débute par des calcschistes légèrement gréseux à Cancellophycus, au litage discret. On y observe quelques empreintes d'Ammonites indétermina-

bles vers la base. J'y ai récolté un fragment de gros Inocérame qui ressemble au sous-genre *Mytiloides* (fréquent dans le Jurassique) ainsi que des petits Lamellibranches à fines côtes radiales (indéterminables). Les calcschistes se chargent progressivement en bancs de grès. Cet ensemble, qui avoisine les 50 m, est envahi dans la moitié supérieure par des calcarénites microbréchiques. On observe alors une alternance irrégulière de bancs détritiques d'épaisseur très variable (un gros banc d'environ 2 m est facilement repérable et subit lui-même des variations d'épaisseur) et de niveaux schisteux. On y observe aussi, dans une position tout à fait analogue à la coupe du Peisséou un niveau qui prend une couleur rouille, qui se charge en nodules de pyrite-chalcopyrite associé à des niveaux noirâtres plus ou moins sphériques, énigmatiques quant à leur nature (niveaux charbonneux de D. Schneegans, 1938, p. 101) (?). Comme l'avait déjà souligné cet auteur (p. 102, op. cité), ce faciès est équivalent en tous points à celui du Peisséou. Ceci nous permet de proposer le même âge bathono-oxfordien.

* Le 5^{ème} ensemble à dominante carbonatée puis détritique.

La suite de la coupe nous montre une falaise qui se compose de calcaire planctonique gris-clair. On y observe de bas en haut:

1. Calcaire à patine jaune, gris-clair à la cassure, alternant avec des schistes et donnant un aspect "lenticulaire" à l'affleurement. Les niveaux schisteux disparaissent progressivement pour donner (quelques dm à 5 m):
2. Un niveau calcaire planctonique, clair à la cassure comme à la patine. Ce niveau donne une épaisseur d'environ 50 m (l'existence de replis éventuels n'a pas été démontrée au niveau de la coupe).
3. 6 m de calcschistes gréseux emballant des lentilles plus calcaires. A ce niveau succède:
4. Calcschistes à Globigérines à test épineux. Il y a des passées bréchiques polygéniques avec, remaniés, des éléments de calcaire à Calpionelles et Aptychus (6 à 10 m).
5. Une alternance de grès fins à patine brune et de schistes noirs, apparemment sans fossiles (plus de 20 m).

Les niveaux 1 et 2 sont attribués au Crétacé supérieur par leur microfauve. L'âge le plus probable par les associations observées (dét. G. Glaçon) serait Turonien pour la base à Coniacien pour les niveaux élevés.

Les niveaux 3 à 5 sont attribuables au Tertiaire. Le niveau 4 est attribuable au Priabonien (*Turborotalia*, dét. G. Glaçon.).

Les grès lutétiens sont ici absents et en l'absence de ce marqueur fossilifère, il n'est pas toujours aisé de terminer avec précision la sédimentation du Crétacé supérieur.

2-3.2.3. Variations latérales.

- L'ensemble liasique (ensemble 1 à dominante carbonatée et 2 à dominante marneuse).

Il semble assez constant dans le faciès. Sur le chemin qui va de Champcontier à la Gourette, il est possible de retrouver ce qui vient d'être décrit pour la coupe du Bouchier. On peut y observer, en plus, les particularités suivantes:

Dans le ravin de La Combe, le Trias débute par des niveaux dolomitiques lités, à cassure et patine gris-clair; qui alternent avec des argiles

dolomitiques colorées en jaune-rouge et riches en cubes de pyrite. Ces argiles dolomitiques sont représentées sur 20 m et se terminent par des niveaux bréchiques à éléments de dolomie grise (blocs de plus de 10 cm). La série se poursuit par des calcaires dolomitiques lumachelliques, lités, à faciès de Rhétien.

- L'ensemble à dominante carbonatée.

Complet, on y observe très bien les calcaires détritiques et spathiques (vers 1260 m) qui terminent cet ensemble. L'ensemble à dominante schisteuse y est représenté indéniablement, mais présente des complications où il est difficile de faire la part de la tectonique, d'une discordance ante-bajocienne plus que probable. Un deuxième argument en faveur d'une discordance est donné par le ravin Petit au NE de Costeplane. Là, la barre bajocienne, épaisse de 3 à 8 m, ravine les calcaires lités à silex et les niveaux triasiques qui soulignent la base de la série sont à 70 m plus bas, ce qui fait une réduction considérable de la série.

- Le 2^{ème} ensemble à dominante carbonatée.

Comme nous l'avons précédemment signalé, il est constant dans la morphologie mais pas dans le faciès. Ainsi, les niveaux à silex de la base de cet ensemble (coupe du Bouchier) sont absents au ravin Petit. De plus, dans les niveaux bréchiques qui y sont localement représentés, on observe, remaniés, des éléments de calcaire spathique (Lias), de calcaire argileux et spathique, de calcaire marneux à spicules (Lias schisteux) et aussi des galets de roche volcanique (rhyolite ?) (feldspath alcalin dans une mésostase hyaline).

- L'ensemble à dominante détritique.

Il est plus ou moins bien préservé sous le Crétacé supérieur du fait de l'importance des érosions qui précèdent la sédimentation planctonique. C'est aussi le cas du Malm-Néocomien qui n'affleure que sporadiquement à la base du Crétacé supérieur. Il y en a une lentille dans le ravin de la Blache (vers 1400 m) avec le faciès des calcaires micritiques à Calpionelles. On n'observe pas le contact avec la formation détritique et il est même possible que ce soit un olistolithe baignant dans le flysch.

Un faciès plus surprenant est celui des blocs (plusieurs m³) observés sur le chemin de Dramonasq à la Gourette. Ces blocs sont emballés dans le sommet de la formation bréchique (bathono-oxfordien) et présentent un micro-faciès de résédiments néritiques du Malm avec *Protopenneroplis trochangulata* et des Algues. (fig. 23)

D. Schneegans invoquait des phénomènes de disharmonie pour expliquer ce type d'affleurement (p. 211, op. cité). Il n'est pas exclu que la cause soit sédimentaire et que, dès la fin du Malm, des blocs de calcaire à faciès néritique aient pu glisser, à la faveur d'un contraste morphologique, dans le bassin pour venir s'y envaser. Il est aussi probable que la matrice soit crétacée et que les blocs participent à un olistostrome ante-Crétacé supérieur. Ceci est d'autant plus plausible que le phénomène est connu dans la demi-fenêtre d'Argentière, plus au Nord.

- L'ensemble calcaire planctonique (Crétacé supérieur) - flysch.

Il pose, dans la série de Dramonasq, le problème de la transition entre les deux faciès. La base de la transgression a été échantillonnée dans toute l'échelle et jamais les niveaux inférieurs au Turonien n'ont été mis en évidence.

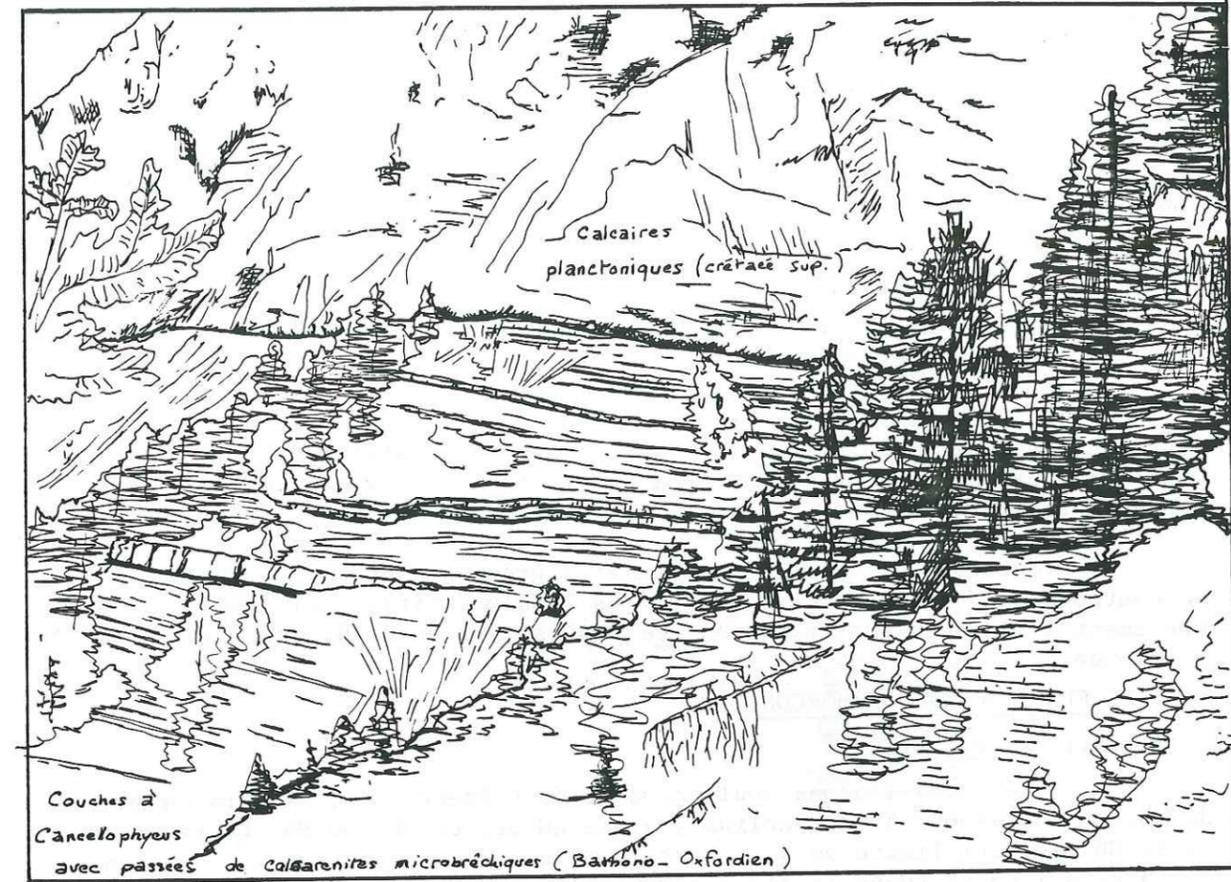


Fig. 22 Le contact calcaires planctoniques-formation à dominante bréchique (Bathonien-Oxfordien) dans l'échelle de Dramonasq depuis la rive gauche du ravin de Bouchier. (vers 1470m)

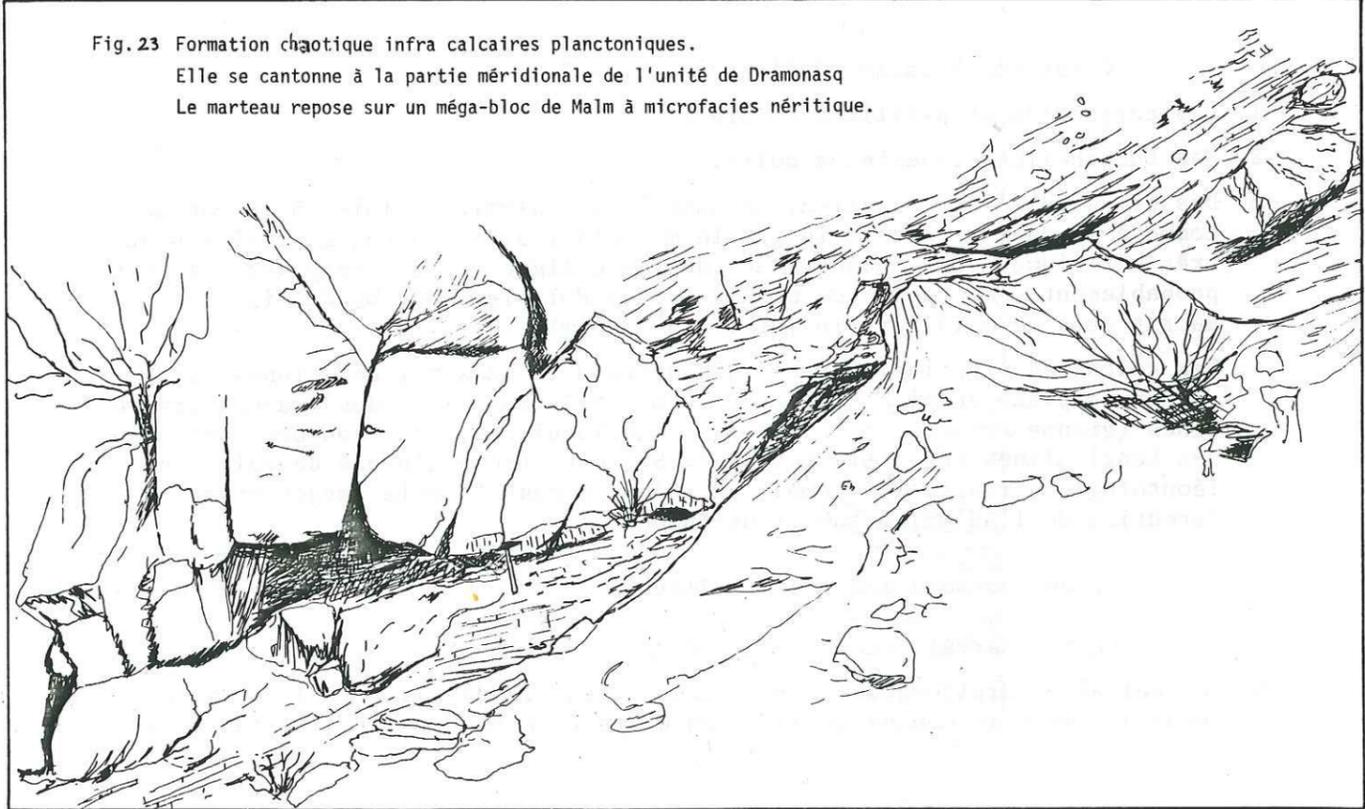


Fig. 23 Formation chaotique infra calcaires planctoniques. Elle se cantonne à la partie méridionale de l'unité de Dramonasq. Le marteau repose sur un méga-bloc de Malm à microfaciès néritique.

Il est fort probable que le Crétacé supérieur soit beaucoup plus complet vers le haut avec une transition complète avec le Paléocène.

2-3.2.4. Commentaires.

Ainsi décrite, la série de Dramonasq présente des analogies lithologiques, avec le Nord de l'unité Cap Peisséou, telles que pour les sédiments du Lias-Dogger, il est possible de comparer parfois des détails au sein de certains bancs.

Sur ces arguments, l'idée émise par D. Schneegans, qui fait de cette écaille la réplique du Peisséou côté Morgon, doit être conservée.

En toute rigueur, il n'est pas possible de la situer plus précisément dans un schéma plate-forme - bassin puisque ce dernier est essentiellement basé sur la présence du Malm qui dans cette écaille est fort peu représenté et toujours dans des situations hypothétiques.

Toutefois, l'absence de Tertiaire gréseux à grandes Nummulites qui se cantonne dans notre secteur aux unités à Malm récifal, fait que c'est probablement l'ambiance bassin, permanente depuis le Bathonien, qui doit lui être attribuée.

2-3.3. LE FLANC NORMAL DU MORGON.

2-3.3.1. Présentation.

Comme nous l'avons souligné dans la présentation, le Nord du massif du Morgon correspond à un synclinal, d'axe NW-SE, couché au SW. Le ravin de erre Chiriél qui limite au N le glissement de Morta permet d'accéder aux terrains qui constituent le flanc normal.

2-3.3.2. La coupe de Serre Chiriél (Trias-Néocomien). (fig. 24)

La morphologie y individualise trois ensembles. De bas en haut, on y distingue:

1) *Un ensemble à dominante carbonatée.*

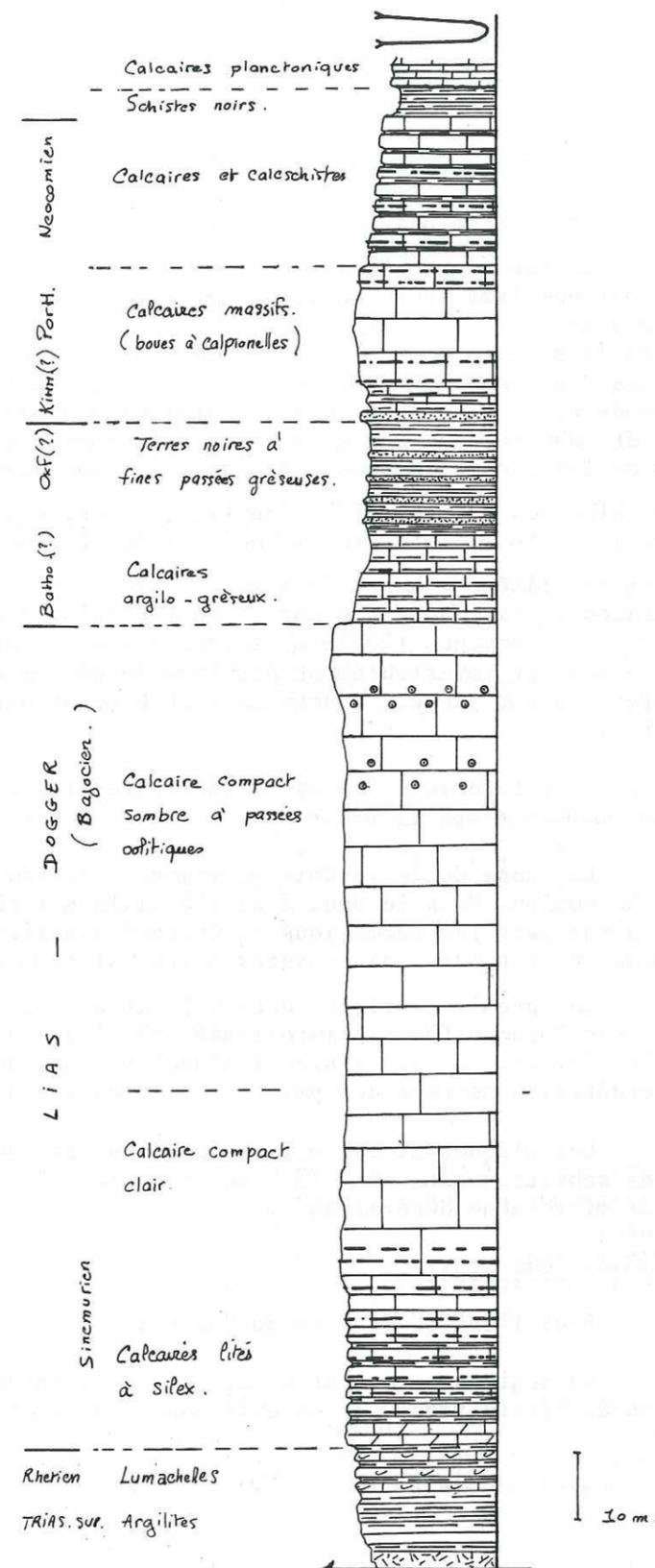
C'est une falaise où l'on distingue à la base:

1. Des cargneules et argilites colorées.
2. Des Lumachelles et schistes noirs.
3. Des calcaires lités, à silex, passant à des calcaires clairs à lapatine comme à la cassure. Le faciès et le microfaciès des calcaires clairs sont très néritiques. On y observe des débris d'Algues et des Polypiers. Il est probablement comparable au "Sinémurien" à Polypiers que W. Killian avait décrit dans ce massif (1910-1911) (25 à 40 m).
4. Des calcaires à patine claire, mais noirs à la cassure, oolitiques et graveleux de place en place (plus de 70 m). Ils renferment des grandes Trocholines (groupe *palastiniensis*), des Nautiloculines, des Pseudocyclamines et des Lenticulines (dét. E. Fourcade). Si cette faune n'a pas de valeur paléontologique réelle, il semble que dans le massif, elle caractérise la formation de l'Aalénien supérieur-Bajocien.

2) *Un ensemble à dominante argileuse.*

On y observe:

5. Des calcaires argilo-gréseux mal lités. C'est le faciès typique à *Cancellophycus*, mais le manque de débit en dalle ne permet pas l'observation de



Coupe du flanc normal du Morgon

Fig. 24.

ces organismes (25 m).

6. Des argiles sombres gris métallique présentant de fines intercalations gréseuses. C'est le faciès Terres-Noires (15 m).

D. Schneegans cite des Ammonites au Bathonien à 1 Km au NW dans la formation 5. L'ensemble est attribuable au Bathono-Oxfordien.

Il convient de noter ici l'absence des calcarénites au sein du Bathono-Oxfordien telles qu'elles ont été observées à Dramonasq ou au Peisséou.

3) Un nouvel ensemble à dominante calcaire.

Dans cette barre morphologique se succèdent:

7. Des calcaires argileux, noduleux, nuancés de jaune-rouge, qui débutent ici par une lame brune de 1,2 m (Argovien à radiolarites de D. Schneegans. (4 à 6 m).

Cette lame brune semble être un grès calcaire et n'a pas, en tout cas, le faciès des radiolarites du Cap qui, elles, ont livré de vrais Radiolaires. Cependant, on peut noter que des niveaux gréseux tout à fait équivalents ont été observés au Lan à la base de la formation détritique (ils n'y sont pas en lames mais composent la matrice d'une partie des niveaux noduleux).

8. Des calcaires à silex et à pâte fine, lités, devenant compacts vers le haut (+ de 30 m) (micrites à Radiolaires et Tintinoïdiens).

9. Calcaires lités en bancs de 3 à 20 cm à patine et cassure gris-clair. Quelques silex y apparaissent et on y distingue une macrofaune de Belemnites et d'Aptychus (20-30 m) (micrite à Radiolaires). Ce faciès est invariablement attribué au Néocomien, les essais de nannoflores n'ayant pas été fructueux probablement par suite de recristallisation.

Seul le niveau 8 a livré une faune significative de Calpionelles avec Saccocomas d'âge tithonique.

La coupe de Serre-Chiriel ne montre pas de terrains plus récents que le Néocomien. Vers le Sud, dans l'échelle qui chevauche celle de la Roche, apparaissent les formations du Crétacé supérieur, par l'intermédiaire de niveaux plus tendres de schistes noirs, silteux et légèrement pyriteux.

Les premières récurrences calcaires dans les schistes noirs renferment des Foraminifères planctoniques spécifiquement indéterminables (Hedbergelles ?). Les calcaires planctoniques francs, qui prennent ici une couleur verdâtre, admettent des passées de brèches sédimentaires.

Les plaques minces effectuées dans les récurrences calcaires au sein des schistes noirs et à la base des calcaires planctoniques n'ont pas livré de microfaune déterminable.

2-3.3.3. Commentaires.

Pour l'épisode-repère du "Malm":

La sédimentation est fine, pélagique (micrite à Calpionelles) en position de bassin franc, ce qu'elle conserve au Crétacé inférieur.

L'infra-"Malm" est, lui, beaucoup plus singulier par rapport à ce qui a été décrit dans le reste du massif.

Les argiles silteuses à rares passées gréseuses de la partie supérieure du Bathono-Oxfordien sont en faveur d'une position distale par rapport à l'épisode conglomératique qui est grossier au Cap et déjà plus fin au Peisséou comme à Dramonasq. Ceci est en faveur d'une polarité du Sud vers le Nord pour le détritisme (polarité qui serait conservée au Malm). Cette polarité doit être discutée. Il existe au Nord de la Durance dans le Massif de Piolit, qui prolonge morphologiquement au Nord le massif du Morgon, un épisode détritique franc à la limite des couches à Cancellophycus et des Terres Noires (Brèche du Jas Cerisier; P.Y. Chenet, 1978) qui n'apparaît pas sur la coupe de Serre Chiriel. Il est possible que les reliefs ayant alimenté Piolit soient autres que ceux qui ont alimenté le Sud du Massif (les arguments directionnels mesurés à Piolit par P.Y. Chenet sont, de l'avis même de cet auteur, difficilement utilisables).

Pour le Lias-Dogger, et en raisonnant sur les faciès, il y a superposition de deux épisodes néritiques, un au Lias inférieur (Sinémurien ?), l'autre au Dogger inférieur. Il y a aussi une lacune totale des formations du Lias schisteux. Le Dogger inférieur, probablement Aalénien-Bathonien basal, est ici très épais par comparaison avec Dramonasq et remet en cause une proposition de D. Schneegans (1938, p. 28) qui distinguait les écaillés internes, des écaillés externes, par un Lias peu épais, l'absence de niveaux marneux et un épaississement du Dogger inférieur.

Ces constatations montrent que la paléogéographie du Lias est complexe, avec apparemment une polarité inverse par rapport à ce qui est connu au Malm, c'est-à-dire du néritique franc au NW à des platiers à crinoïdes plus marneux au Sud-Est (signalons ici qu'un Lias néritique a déjà été décrit en Maurienne, plus au Nord, et comparé par W. Killian au Lias néritique du Morgon).

Pour finir, il faut remarquer la rapidité du passage de faciès. En moins de 4 Km, on passe d'une série "Dramonasq" à une série "Morgon s. stricto", avec une nuance par rapport à ce qui a été décrit entre Cap et Peisséou: ici on ne suit pas le "Mésozoïque", mais on compare des séries d'"écaillés" en position tectonique identique sous un flysch commun. Les mouvements anteflysch peuvent très bien juxtaposer des unités aux faciès variés.

2-3.4. LES ECALLES DE LA TETE DE LOUIS XVI.
(Tête de Louis XVI-Roche Juan-La Lauze).

2-3.4.1. Présentation (fig. 25).

Au sens strict, les écaillés de la Tête de Louis XVI correspondent à l'empilement d'écaillés qui reposent structurellement sur la couverture tertiaire de l'unité Cap-Peisséou. Elles possèdent une série stratigraphique dominée par un ensemble calcaire (Lias-Dogger inférieur), qui forme les falaises du Caire et de la Tête de Louis XVI (2407,4 m), et des niveaux plus tendres de couches à Cancellophycus et de calcschistes à Globotruncana (faciès Couches Rouges).

Au sens large, il est possible de prolonger ces écaillés avec une argumentation à la fois structurale et stratigraphique. Comme l'a proposé D. Schneegans (1938, p. 30). Les écaillés de Roche Juan offrent des séries stratigraphiques comparables de même qu'une logique structurale équivalente aux écaillés de la Tête de Louis XVI.

Le raccord avec ce qui est connu au Morgon peut être proposé avec

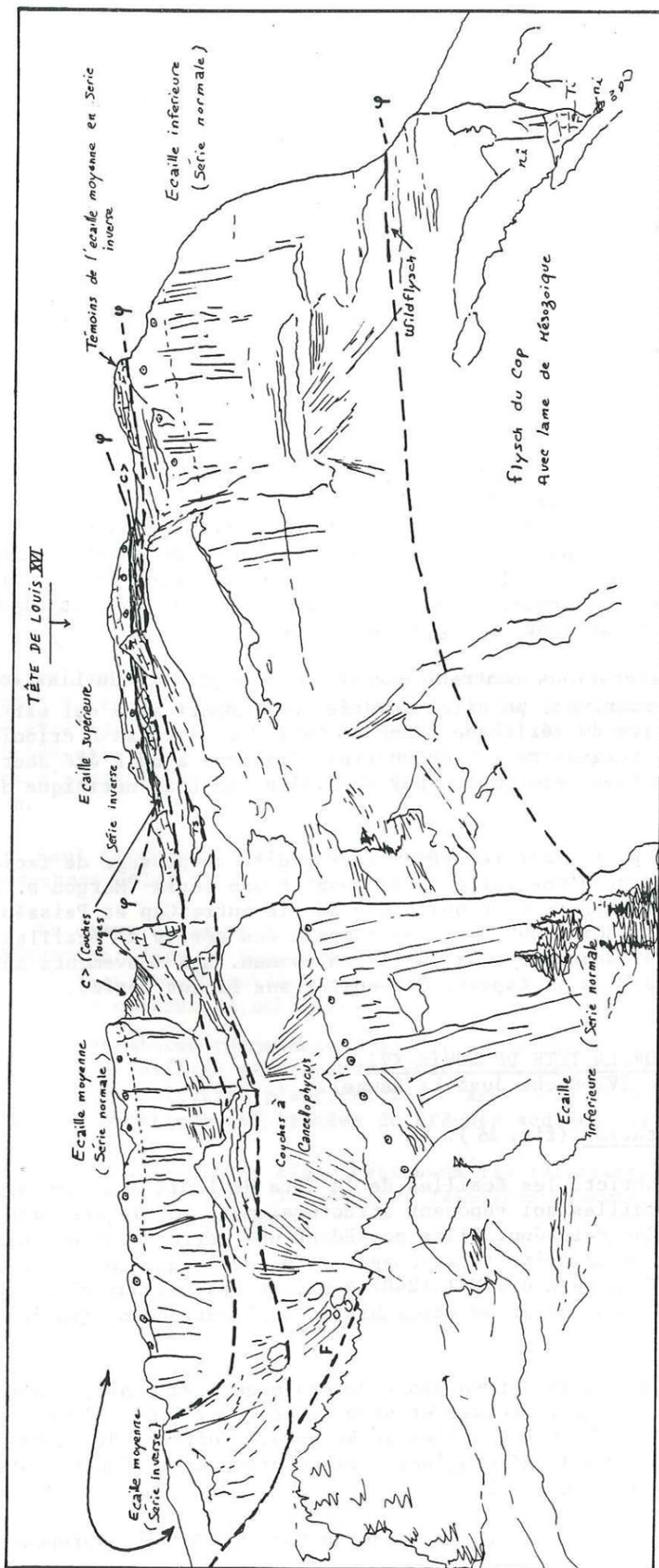


Fig. 25 Les écaïlles de la Tête de Louis XVI depuis le col du mont Rond.

l'écaïlle de la Lauze où subsiste toutefois le problème du flysch de Dramonasq que l'on ne sait pas bien raccorder, au SE, avec celui du Cap.

2-3.4.2. Les écaïlles de la Tête de Louis XVI (s. stricto).

Reposant sur les ultimes niveaux du flysch du Cap (ici, l'olistostrome terminal), la série de la falaise inférieure présente la succession des ensembles lithologiques suivants:

1) Un ensemble à dominante carbonatée (Rhétien-Dogger inférieur).

On y distingue les unités lithologiques suivantes, dans l'ordre stratigraphique:

- a. Des calcaires sombres, lumachelliques, bien lités, alternant avec des schistes noirs. Ces calcaires, légèrement dolomitiques, renferment des *Avicula contorta* (Rhétien).
- b. Un ensemble dolomitique jaune à vert, à interlits schisteux, parfois très bien lité, parfois en gros bancs. Il passe par une petite vire plus schisteuse à un calcaire dolomitique compact qui se termine par des niveaux franchement oolithiques (oomicrosparite à rares bioclastes). Le calcaire dolomitique est "flammé" d'horizons plus jaunes. Par encadrement, le niveau b. est attribué à l'Hettangien (plus de 15 m).
- c. Des calcaires compacts à lits de silex, alternant avec des marnes noires. Ils renferment ici des petites Gryphées. En montant la série, ces niveaux perdent progressivement la fraction marneuse pour devenir spathiques et plus compacts (100 à 120 m). L'âge de la base est sinémurien (il y a dans l'écaïlle de la Tête de Louis XVI un niveau à *Arnioceras semicostatum* (dét. Ab. Mouterde) dans un faciès équivalent). La partie plus compacte et spathique pourrait être pliënsbachienne.
- d. Des calcaires noirs compacts, à patine grise, oolithiques à micro-oolithiques de place en place. Ils reposent sur c. par un diastème. Le mimétisme des patines fait qu'il n'est pratiquement pas possible de cerner le passage de c. à d. Ce sont essentiellement des oobiomicrites à microsparites, qui renferment de rares grains de quartz. La microfaune de Foraminifères benthiques se compose surtout de grandes Trocholines, de Nautiloculines et de Lagenas (faciès Dogger inférieur).

2) Un ensemble à dominante marneuse (Bathonien-Oxfordien ?).

Il débute par un calcaire argileux sans stratification (quelques mètres), puis évolue vers un faciès mieux lité avec une augmentation de la fraction silteuse. Dans ce faciès, quand les conditions sont favorables, ce qui est le cas sur la corniche SW de la Tête de Louis XVI, on observe de magnifiques empreintes de *Cancellophycus*.

C'est fréquemment avec cet ensemble que prend fin la série de l'écaïlle inférieure de la Tête de Louis XVI.

3) Variations latérales et compléments à la coupe de l'écaïlle majeure.

Dans l'écaïlle moyenne de la Tête de Louis XVI, qui affleure en série inverse entre Roche Juan et la Tête de Louis XVI, on observe en succession stratigraphique normale, à la suite d'un ensemble Trias-Lias équivalent au précédent:

- a. Des calcaires noirs oolithiques, compacts (équivalent de d. précédemment décrit).
- b. Des calcaires argileux, légèrement silteux, à *Cancellophycus*.

Ils s'enrichissent en bancs de grès et passées de brèches sédimentaires polygéniques où on y distingue des éléments de dolomie jaune à crème (Trias), des calcaires noirs spathiques (Lias ?) et de rares galets de calcaire noir, compact, oolithique (Bajocien ?).

Dans cette série, j'ai récolté, associé à des Belemnites et des Cancellophycus un fragment d'Ammonite non déterminable spécifiquement mais dont les caractéristiques permettent de proposer un âge Oxfordien-Kimméridgien (dét. R. Enay et C. Mangold).

L'épaisseur de b. est voisine de 80 m, mais elle est tectonique comme l'attestent les changements de polarité des figures sédimentaires et les microplis (plurimétriques mais rarement visibles).

2-3.4.3. Extensions latérales.

(Les écaïlles de Roche Juan-l'Ecaïlle de La Lauze).

1) Les écaïlles de Roche-Juan.

Avec la même logique structurale, le système d'écaïlles de Roche Juan prolonge à l'W celui de la Tête de Louis XVI avec une série stratigraphique tout à fait comparable. Si elle n'apporte pas d'informations post-Crétacé supérieur, elle montre que ce dernier peut reposer par un contact stratigraphique sur différents niveaux de la série du Jurassique moyen, parfois par un conglomérat de base remaniant le niveau transgressé (entre 1620-1650 m sur le Chemin des Clots à Roche Juan).

2) Les écaïlles de La Lauze. (Fig. 26.)

Cette écaïlle se superpose à celle de Dramonasq. Elle présente une série plus complète que ce qui a été observé dans la série d'écaïlles de la Tête de Louis XVI. Toutefois, elle ne se raccorde aux écaïlles de Roche-Juan que par son Crétacé supérieur et non par le Mésozoïque tout entier.

On observe dans l'ordre stratigraphique:

1. Des argilites rouges et jaunes associées à des cargneules en situation tectonique. Ces niveaux sont surmontés par des calcaires dolomitiques, lumachelliques, à patine jaune à verte, en bancs de 10 à 30 cm en alternant avec des schistes noirs (Trias supérieur-Rhétien) (ces niveaux affleurent parfaitement en rive gauche du ravin de La Gourette).
2. Des calcaires à silex, compacts, à cassure noire et spathique, attribuables au Lias inférieur.
3. Des calcaires compacts, gris-sombre, sans litage apparent, à patine gris-clair. Le faciès et le microfaciès de ce calcaire, ainsi que sa position stratigraphique, permettent de l'attribuer au Dogger inférieur.
4. Une alternance de calcarénites, en bancs de quelques cm à 40 cm, et de calcaires marneux offrant le faciès des couches à Cancellophycus.
5. Des calcaires à pâte fine, très clairs, où le litage est souligné par une alternance de niveaux clairs et sombres (plus argilosilteux). Ils affleurent en lentilles sous les calcaires planctoniques du Crétacé supérieur et ont livré, en plaque mince, des Saccocomas (Kimméridgien-Tithonique).
6. Des calcaires planctoniques à pâte très fine et parfois très colorée (jaune-gris-vert). En lame mince, ces micrites à Foraminifères renferment une abondante microfaune de Globotruncanas. Dans la partie supérieure, la microfaune se compose de Globorotalias (Eocène inférieur ?).

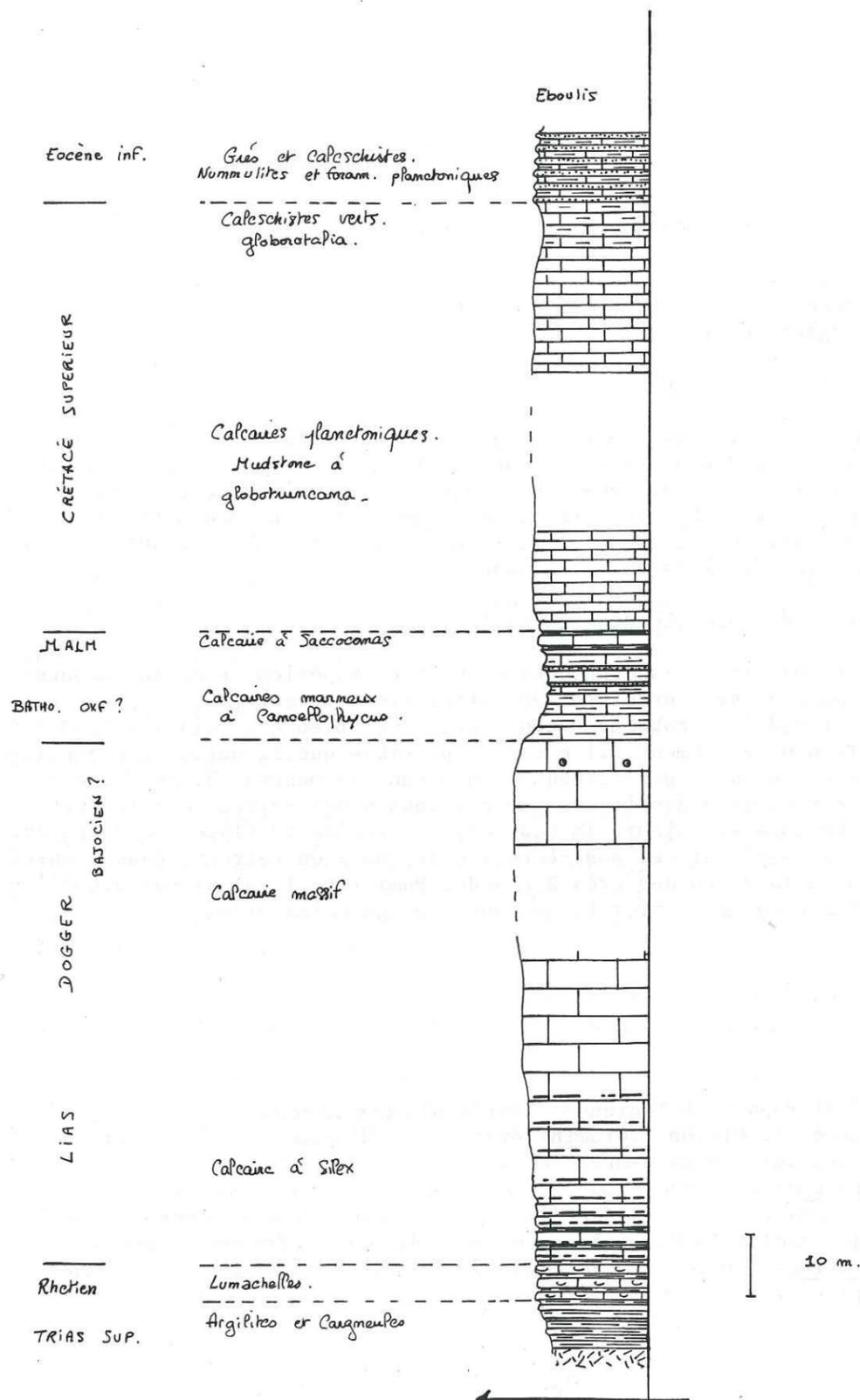


Fig 26. La série de la Lauze.

7. Après une zone éboulée qui cache la transition, on observe une alternance de calcschistes planctoniques et de lits de grès granoclassés offrant un faciès de flysch calcaire. En lame mince, ce faciès a livré une microfaune de Nummulites, spécifiquement indéterminables (bancs de grès), mais qui, associée aux Globigérines et aux Globorotalias (calcschistes planctoniques) serait d'âge Eocène inférieur. (*)
 J'ai retrouvé ce faciès de flysch calcaire avec des associations faunistiques de même âge dans le flanc inverse du Morgon (Série du Vallon) au Nord du torrent de la Blache vers 1700 m.

2-3.4.4. Commentaires.

1) *L'ensemble carbonaté du Lias-Dogger inférieur.*

Il se distingue des écaillés sous-jacentes (Dramonasq-Cap-Peisséou) par une absence du Lias schisteux, absence à mettre sur le compte de mouvements ante-Dogger inférieur.

2) *Les niveaux Dogger supérieur-Néocomien.*

Mal conservés sous une transgression du Crétacé supérieur, ils n'ont été mis en évidence que d'une façon épisodique. Le Malm de l'écaillé de La Lauze présente un faciès inhabituel, peut-être qualifiable de "réduit" comme celui décrit par C. Kerckhove dans la coupe de la Tête Ronde (1969, p. 48). Cet auteur a d'ailleurs reconnu (*ibidem*, note infrapaginale, p. 88) un faciès "réduit" dans les écaillés de Roche Juan.

3) *L'ensemble Crétacé-Tertiaire.*

Les calcaires planctoniques du Crétacé supérieur semblent débiter dans le Turonien et se poursuivre sans transition évidente par un premier flysch, calcaire, d'âge probable Eocène inférieur. Bien que cela n'ait pas été démontré paléontologiquement, il est fort possible que la série soit continue, ce qui donne un cas de figure presque connu dans la mesure où, en Ubaye méridionale, C. Kerckhove a décrit des associations d'âge Paléocène à la suite d'une série Crétacé supérieur. En tout cas, ce faciès de flysch calcaire est à dissocier de celui qui est post-Lutétien et que l'on retrouve dans l'unité Cap-Peisséou (à la suite des grès à grandes Nummulites), ainsi que dans l'écaillé de Dramonasq où la microfaune donne un âge Priabonien.

* Précisions micropaléontologiques d'après plaques minces.

Déterminations G. Glaçon (foraminifères planctoniques), A. Blondeau et J. Butterlin (foraminifères benthiques).

Série de la Lauze: *Morozovella* sp., *Acarinina* (rares), *Camerinidae* *Discocyclinidae*, *Nummulites* sp. (1 spécimen présente une chambre centrale de 0,3 à 0,4 mm qui exclut le Paléocène, voire l'Ilerdien). Eocène inférieur.

Série du Vallon: *Morozovella* sp., *Amphistegina*, *Rotaliidae*, *Nummulites* sp. Eocène inférieur.

3- ESSAI DE SYNTHÈSE SUR L'ORGANISATION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA LIAISON "SEOLANE-MORGON".

Pour reconstruire l'organisation paléogéographique ante-tectonique, D. Schneegans admettait une série de zones isopiques parallèles aux directions structurales majeures, c'est-à-dire se succédant d'Est en Ouest. C. Kerckhove a montré, au contraire, que les directions paléogéographiques du Subbriançonnais étaient fortement obliques sur la direction structurale actuelle. Ceci est particulièrement net pour l'unité Cap-Peisséou dans laquelle on peut suivre, pas à pas, les changements de faciès. Ils se font du Nord au Sud et non pas d'Est en Ouest. Lorsqu'on cherche à étendre ce résultat à un groupe d'unités tectoniques, il faut bien entendu prendre en compte les incertitudes sur le déplacement relatif qui a pu s'opérer d'une unité à l'autre. Dans le cas présent, on voit que les Séolanes, situées immédiatement au Sud du Cap-Peisséou, en prolongent les faciès méridionaux, tandis que les unités Dramonasq et Morgon, situées immédiatement au Nord, en prolongent les faciès septentrionaux. On peut donc admettre que les déplacements relatifs n'ont pas sérieusement modifié l'ordre ante-tectonique et bâtir un schéma paléogéographique de base sur cet ensemble d'unités. Il existe, dans le massif des Séolanes comme dans celui du Morgon, des unités dont la position ante-tectonique est discutable:

Dans le massif des Séolanes, nous considérons le Lan comme une partie intégrante de cet ensemble par sa communauté de faciès avec la partie méridionale du Cap-Peisséou.

Dans le massif du Morgon, les écaillés de la Tête de Louis XVI, qui reposent à la fois sur Cap-Peisséou et Dramonasq, et l'écaillé de la Roche, à faciès Séolane, mais située au pied W du Morgon, sans transition avec les unités voisines, sont délicates à positionner dans le schéma de base. Nous discuterons leur signification, après l'établissement du schéma de base qui sera analysé étape par étape.

Nous avons adopté un découpage sur la base de 4 étapes majeures, au sein desquelles un découpage plus fin, période par période, est proposé.

Les séries généralement les plus complètes sont dans le Morgon. Nous y prendrons les types lithologiques que nous suivrons vers le Sud, en passant par l'Unité Cap-Peisséou, jusqu'aux Séolanes, en soulignant les variations de faciès et les lacunes.

3-1. L'ÉTAPE TRIAS-LIAS MOYEN.

Nous y avons distingué deux périodes: Trias-Rhétien et Lias "calcaire".

3-1.1. LA PERIODE TRIAS-RHETIEN.

Dans le Morgon, la série est la suivante, avec de bas en haut:

- Dolomies et argilites.
- Lumachelles litées.

L'alternance de dolomies et argilites évoque des faciès du Carnien de la zone briançonnaise; ici, la seule datation correspond aux Lumachelles du Rhétien. Cette période correspond à la sédimentation d'un niveau-repère qui, variable dans le détail, montre une homogénéité indéniable.

On les retrouve à la base de l'unité Cap-Peisséou, associés à des Cargneules et parfois du gypse. Dans l'unité des Séolanes, on a retrouvé ces niveaux au Lan et à la Grande Séolane. La variabilité pour cette période consiste surtout en l'épaisseur du "Rhétien".

3-1.2. LA PERIODE LIAS CALCAIRE (HETTANGIEN (?) - PLIENSBACHIEN).

Elle correspond à l'instauration d'un premier système de plates-formes carbonatées. Dans le massif du Morgon, on a distingué les ensembles lithologiques suivants:

- Calcaires dolomitiques, flammés et parfois oolithiques.
- Calcaires à silex, spathiques et marnes à Céphalopodes.
- Calcaires à silex et Crinoïdes, compacts, se terminant par des niveaux microconglomératiques.

La sédimentation débute par des dépôts de domaine restreint (supratidal à intertidal), avant de passer à des dépôts marins francs (calcaires à Céphalopodes) qui vont se stabiliser avec l'instauration de plates-formes à Crinoïdes. Cette période se termine par des microconglomérats qui marquent une instabilité tectonique.

Dans le massif du Morgon, à son extrémité nord, cette période se singularise par des niveaux franchement néritiques. Plus au Nord encore, dans l'unité de Piolit, la présence d'un Lias calcaire reste énigmatique (P.Y. Chenet, 1978). Si ce dernier correspond aux calcaires massifs et spathiques qui surmontent le Trias à Rouanne Basse, il est tout de même moins complet qu'au Morgon et apparemment sans Céphalopodes.

Dans l'unité Cap-Peisséou, le Lias calcaire est homogène et comparable à celui de Dramonasq. Par contre, dans l'unité des Séolanes, il n'y a qu'au Lan qu'est représenté un Lias calcaire certain, encore y est-il réduit en épaisseur. La lacune du Lias ou son intense réduction semble être le fait de la superposition de périodes d'érosions qui ont précédé les épisodes conglomératiques du Bathono-Oxfordien et la sédimentation néritique du Malm.

3-2. L'ÉTAPE LIAS SUPÉRIEUR-OXFORDIEN.

Cette étape est le siège de paléotectoniques à l'échelle des Alpes où vont se différencier, par rifting, les différentes marges du craton briançonnais. Nous y avons distingué 3 périodes:

- Période Lias schisteux (Toarcien-Aalénien).
- Période Calcaire médio-jurassique (Bajocien).
- Période Calcaire à *Cancellophycus*-Terres Noires (Bathonien-Oxfordien).

3-2.1. PERIODE LIAS SCHISTEUX (TOARCIEN-AALENIEN).

Elle se cantonne à une partie du Morgon (partie méridionale) et à l'unité Cap-Peisséou. Quand elle est représentée, elle succède aux platiers à Crinoïdes par des marnes à Céphalopodes reposant sur un hard-ground qui souligne le changement de paléoenvironnement.

Il n'est pas possible de caractériser d'éventuelles variations latérales, puisqu'il n'y a pas de preuve paléontologique de l'existence de cette période sous un autre faciès.

3-2.2. PERIODE CALCAIRE MEDIO-JURASSIQUE (AALENIEN SUPERIEUR-BAJOCIEN).

Elle correspond au dépôt de calcaires de plate-forme, qui reposent sur différents termes de la série liasique avec parfois une discordance angulaire appréciable.

Dans le massif du Morgon, ces calcaires se composent des ensembles lithologiques suivants (Dramonasq):

- Calcaires à silex, spathiques et à spicules.
- Calcaires oolithiques à bréchiques.
- Calcaires à Céphalopodes.

Le dépôt de ces calcaires débute dès la fin de l'Aalénien, couvre probablement le Bajocien pour se terminer au Bathonien inférieur par un hard-ground.

La lithologie y est assez diversifiée, avec fréquemment des apports d'oolithes qui traduisent la proximité des platiers.

Dans le reste du massif, ils montrent de grandes variations dans les épaisseurs (70 m à la coupe de Serre Chiriel, 6 à 10 m dans l'écaille de Dramonasq), de même que dans le faciès:

- Milieu de chenaux (calcaires de Serre Chiriel, graveleux).
- Milieu de barrière (calcaires à oolithes).
- Milieu de lagon (calcaires à *Mytilus* du Ravin des Enfers, D. Schneegans, 1938).

Le plus délicat à interpréter serait l'apparition de niveaux à Céphalopodes vers le sommet de ces calcaires qui traduirait des incursions plus franchement marines ou déjà une résédimentation partielle vers un domaine marin plus profond avec reconstitution du faciès de plate-forme.

Dans l'unité Cap-Peisséou, les calcaires médio-jurassiques sont représentés d'un bout à l'autre de l'unité, dans la même situation stratigraphique, d'ailleurs équivalente à celle de Dramonasq.

L'ambiance de plate-forme peu profonde est ici très nette avec des Gastéropodes (Nérinées), des Polypiers et des Foraminifères benthiques (*Lituolidés*, *Protopenelopis striata*) qui traduisent un milieu plutôt calme proche de zones plus agitées où se forment les oolithes. L'abondance des micro-faciès grainstone, ainsi que la micritisation fréquente des clastes, montrent que l'énergie du milieu pouvait être assez forte. Cet épisode de plate-forme n'existe que dans la portion septentrionale de l'unité des Séolanes.

Au Lan, qui possède une des séries les plus complètes, aucun calcaire de plate-forme de cet âge n'a pu être observé (lacune stratigraphique ou tectonique ?).

A la Petite Séolane, il est fort probable que la lacune soit stratigraphique et imputable aux érosions ante-Malm récifal.

3-2.3. PERIODE CALCAIRE A CANCELLOPHYCUS-TERRES NOIRES ET BRECHES (BATHONIEN- OXFORDIEN).

A la suite des calcaires de plate-forme médio-jurassiques, vient une période d'approfondissement génératrice de pentes et de reliefs.

Dans le massif du Morgon, à son extrémité septentrionale, on distingue les types lithologiques suivants:

- Calcaires marneux à silteux (à Cancelliphyucus).
- Terres Noires à fines intercalations de turbidites gréseuses.

Plus au Sud, dans l'écaille de Dramonasq, la lithologie change et si on trouve les calcaires marneux à silteux à Cancelliphyucus, ceux-ci sont surmontés par un ensemble détritique lité où les microbrèches remanient des éléments qui sont connus dans la série-même.

Le faciès de Dramonasq a été retrouvé intégralement dans la partie nord de l'unité Cap-Peisséou. Dans la partie sud de cette même unité, le détritisme devient très grossier. Ainsi présentée, cette organisation pour le détritisme est en faveur de zones d'apport méridionales, les sédiments du Morgon étant en position distale par rapport à la source de détritisme.

Dans le massif des Séolanes, les données du Lan sont en faveur d'une proximité de la source de détritisme. Dans le reste du massif, et surtout à la Petite et à la Grande Séolane, l'existence-même de ces brèches a été mise en doute. Les données recueillies sont en faveur de la transgression directe du Malm sur un substratum érodé, par endroit, jusqu'au Trias. On est en droit de se demander si on n'a pas au moins dans une partie des Séolanes, l'origine du détritisme qui caractérise l'unité Cap-Peisséou.

En faveur de cette hypothèse, nous avons:

- Une polarité apparente du Sud vers le Nord (les épendages distaux étant vers le Nord). Cette polarité peut apparaître simpliste en l'absence de mesures directionnelles. Elle a cependant l'avantage de rendre compte de la répartition des faciès détritiques. De toutes façons, des mesures de directions dans ces unités aux tectoniques polyphasées, de modalité discutée et à vergence multiple, sont peu significatives.
- La nature du détritisme qui rappelle fréquemment les unités lithologiques qui constituent les séries subbriançonnaises du Morgon et de l'unité Cap-Peisséou.
- La fossilisation des reliefs, au Sud, qui ont alimenté les brèches.

Ces reliefs méritent d'être discutés. Dans le contexte de "rifting" par distension (pure ou coulissante?) la création de pentes et de reliefs est compatible avec le jeu de failles normales. Ces failles normales sont synonymes d'approfondissement. Dans le cas du Subbriançonnais, il semble que les reliefs responsables du détritisme des Séolanes n'aient pas la même valeur que ceux qui sont à l'origine du détritisme de Piolit. Dans ce dernier cas, les reliefs à l'origine des brèches sont probablement dans un bassin déjà assez profond. Dans le cas des Séolanes, ceci est peu probable, surtout vis à vis des sédimentations ultérieures.

3-3. L'ÉTAPE MALM-NÉOCOMIEN.

L'étape précédente a montré un mouvement de subsidence généralisée, accompagnée de paléotectoniques. C'est sur un fond sous-marin accidenté que va s'instaurer un nouveau système de plate-forme carbonatée comprenant, pour l'ensemble Séolanes-Morgon, un bassin au Nord, une plate-forme néritique et récifale au Sud. Ce système paléogéographique du Malm va être relayé au Néocomien par des dépôts de boues carbonatées à Radiolaires préservés essentiellement dans la partie bassin du système carbonaté du Malm.

Nous y avons distingué trois périodes:

- La période "Argovienne".
- La période calcaire fini-Jurassique.
- La période calcaire Néocomien.

3-3.1. LA PERIODE "ARGOVIENNE".

Dans le Subbriançonnais, cette période caractérise les sédiments qui reposent sur les Terres Noires et qui sont à la base des calcaires massifs du "Malm". Il ne faut pas y voir le sous-étage Argovien de l'Oxfordien, mais plutôt un faciès de transition à la base des calcaires massifs du Malm.

Dans le massif du Morgon, à l'extrémité nord, on observe les types lithologiques suivants:

- Calcaire schisteux à lames siliceuses rousses.
 - Calcaire schisteux, se débitant en amygdales, nuancé de jaune-rouge.
- Il est probable que le débit en amygdales traduise une instabilité du sédiment.

Dans l'unité Cap-Peisséou, la base de la barre du Malm est diversifiée.

Dans le Nord de l'unité, la base de la barre massive est soulignée par des niveaux rubéfiés, siliceux, à passées conglomératiques.

Dans le Sud de l'unité, la barre massive repose par un conglomérat à joints schisteux rouge-vert sur des lames de vraies radiolarites.

Dans l'unité des Séolanes, au Lan, on trouve, associées à des accidents siliceux à faciès de radiolarites, de fausses brèches à ciment vert-bleuté à rouge.

Ces lithologies, variées à la base de la barre calcaire, montrent la diversité des faciès qui ont précédé le système carbonaté franc de la période suivante. La présence de radiolarites à la base d'une formation néritique ne nécessite pas forcément de grandes profondeurs. Elles peuvent exister dans une faible tranche d'eau (voir à ce sujet E.F. Mc Bride et R.L. Folk, 1979), ce qui est compatible avec les différentes interprétations des calcaires amygdalaires qui peuvent se former depuis la limite d'action des vagues jusqu'à 3000 m de profondeur (Rosso Ammonitico Symposium, 1980).

3-3.2. LA PERIODE CALCAIRE FINI-JURASSIQUE.

Les faciès qui constituent ces calcaires sont variés. Ils témoignent d'une paléogéographie fortement contrastée où on a distingué un bassin au Nord et une plate-forme néritique au Sud.

Dans le Morgon, ce sont des calcaires fins, à cherts, qui se terminent par des micrites à Calpionelles.

Dans l'unité Cap-Peisséou, nous avons suivi l'évolution depuis le bassin vers des dépôts de barrière avec les premiers faciès construits. Le changement d'ambiance sédimentaire s'accompagne d'un épaissement de la barre vers les faciès néritiques.

Plus au Sud, dans l'unité des Séolanes, n'existent que les faciès de barrière, barrière interne et de plate-forme interne.

Dans cette étape, la contemporanéité des faciès est certaine pour au moins une partie de la barre (Portlandien).

Ces faciès scellent une morphologie contrastée avec des zones hautes au Sud. Cette polarité est équivalente à celle de l'étape bathono-oxfordienne. Elle explique aussi la diversité des faciès de l'Argovien, puisqu'avec une morphologie de ce type, coexistent des faciès argoviens de faible tranche d'eau au Sud, avec des faciès argoviens de bassin vers le Nord.

La prise en compte de l'unité des Séolanes, du fait qu'elle se lie au Morgon et à ses faciès de bassin, remet en cause le schéma d'approfondissement généralisé du Subbriançonnais au Malm pour atteindre des profondeurs importantes, sous la C.C.D. pour les bassins les plus profonds (P.Y. Chenet, 1978). Il semble au contraire qu'il y ait une symétrie entre la bordure ardéchoise qui limite au NW le bassin dauphinois, et le subbriançonnais des Séolanes qui ferait partie de la bordure sud. Cette symétrie est telle qu'une transition de faciès au Malm sur la bordure ardéchoise (P. Bernier, 1969) montre une logique équivalente à celle des Séolanes vers le Morgon, la différence majeure étant, bien sûr, la polarité de la transition. Ceci n'interdit pas que les parties distales, par rapport à la transition, soient sous des tranches d'eau considérables.

3-3.3. LA PERIODE CALCAIRE NEOCOMIEN

Cette période correspond à la sédimentation des calcaires lités, alternant avec des niveaux argileux d'épaisseur réduite. Les dépôts se cantonnent à la partie bassin de l'étape précédente.

Au Morgon, la lithologie montre une alternance de micrites à Radiolaires, avec Aptychus et Belemnites, et de calcschistes. Cette finesse dans la sédimentation poursuit celle du Malm avec une légère augmentation de la fraction argileuse.

Dans l'unité Cap-Peisséou, la lithologie est équivalente avec, en plus, une augmentation des apports détritiques sous forme de microbrèches, de calcarénites et de niveaux spathiques probablement totalement resédimentés.

Aux Séolanes, ces niveaux sont rarement représentés, à l'exception du Lan où ils sont sous le faciès des micrites à Radiolaires alternant avec les calcschistes. Dans les autres écailles de cette unité, ils ne sont pas représentés sous le Tertiaire transgressif, ni sous le Crétacé supérieur à la Petite Séolane.

Cette période n'est pas très favorable à une interprétation en termes de plate-forme-bassin. Ici, nous n'avons que la partie bassin avec, à la rigueur, des resédiments spathiques vers le Sud, mais il n'y a pas d'arguments paléontologiques pour confirmer l'existence de platiers à Crinoïdes au Néocomien.

Si les conditions de sédimentation évoluent peu par rapport à la période précédente, la tranche d'eau semble augmenter pour que l'unité des Séolanes passe d'un faciès néritique au faciès pélagique des micrites à Radiolaires.

3-4. L'ÉTAPE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR-TERTIAIRE.

".. Un faciès d'une rare uniformité...", c'est par cette remarque que D. Schneegans abordait l'étude du Crétacé supérieur pour la zone pennique externe (1938, p. 118), et c'est un peu ce qui est devenu classique dans les idées: une sédimentation qui uniformise par son faciès les disparités précédentes et que l'on retrouve aussi bien dans les marbres en plaquettes du "Briançonnais" que dans les couches rouges des Alpes suisses (op.cit., p.119).

Dans le secteur subbriançonnais qui nous intéresse, cette étape marque un bouleversement paléogéographique profond. Cependant, elle est loin d'être homogène et semble répondre à des mouvements complexes, parfois très localisés. Nous y avons distingué les périodes suivantes:

- La période schistes médio-Crétacé.
- La période planctonique.
- Le bouleversement du Tertiaire.

3-4.1. LA PERIODE SCHISTES MEDIO-CRETACE.

Les événements paléotectoniques du milieu du Crétacé ont eu, pour résultat, la réapparition du détritisme terrigène et aussi la création de relief pour former le complexe schisteux medio-Crétacé, parfois à olistolithes.

Dans le massif du Morgon, on a attribué à cette période les niveaux schisteux qui surmontaient les calcaires néocomiens.

Dans l'unité Cap-Peisséou, ces mêmes niveaux renferment dans la partie sud de l'unité, des olistolithes de calcaire blanc (Malm probable). La partie supérieure des schistes présente des intercalations calcaires d'âge Crétacé supérieur (Cénomaniens?).

C'est ce qui semble être le cas au Lan, seule écaille de l'unité des Séolanes où les schistes medio-Crétacé sont conservés sous les calcaires planctoniques du Crétacé supérieur.

Dans d'autres écailles subbriançonnaises que Séolanes et Morgon, les schistes médio-Crétacé prennent un aspect chaotique traduisant des reliefs vigoureux. A Piolit, au Nord de Morgon, ces schistes emballent des blocs de roches sédimentaires dont les tailles s'échelonnent du cm³ au m³. Les formations remaniées couvrent toute la série mésozoïque et même l'Albien (P. Y. Chenet, 1978). Dans l'unité subbriançonnaise de l'Argentièrre, apparaissent, en plus de tout le cortège des roches sédimentaires, des quartzites de la base du Trias et des roches cristallines. Au niveau de l'ensemble Séolanes-Morgon, on n'a plus d'opposition de faciès entre le Nord et le Sud avec ces schistes noirs qui ne sont jamais aussi détritiques qu'à Piolit ou l'Argentièrre. L'origine du détritisme reste énigmatique. Les blocs de calcaire blanc attribuable au Malm pourraient appartenir à la partie méridionale des Séolanes où le Crétacé supérieur repose directement sur le Malm récifal. Les blocs du complexe chaotique de l'Argentièrre évoquaient à J. Debelmas (1955) des faciès de type Peisséou, avec un Malm d'ambiance peu profonde. Cependant, si le Crétacé supérieur est fréquemment discordant dans le Morgon sur divers niveaux de la série jurassique, le niveau d'érosion ne semble pas vouloir descendre plus bas que dans le Dogger. Il serait aussi surprenant que tous les affleurements du médio-Crétacé du Morgon soient en position d'interchenal

et qu'on n'y observe pas des blocs de grande taille peu remaniés. Cette tectonique synsédimentaire est localement très active, avec des reliefs vigoureux (répercussion de la tectogenèse en compression du domaine piémontais). Il n'est pas possible de préciser la nature des mouvements, si ce n'est que la composante verticale pourrait être de l'ordre de l'épaisseur de la série subbriançonnaise de Peisséou (plus de 200 m).

3-4.2. LA PERIODE PLANCTONIQUE.

A la suite des schistes du médio-Crétacé, se déposent dans le subbriançonnais des Séolanes et du Morgon, des calcaires planctoniques assez homogènes dans l'ensemble mais présentant des particularités locales qui ne s'accordent pas avec cette simplicité apparente.

Au Morgon, le Crétacé supérieur repose sur un substratum varié. D'apparence homogène, il n'a pas été possible d'y mettre en évidence tous les étages du Crétacé supérieur sur une même coupe. Ceci n'est peut-être que le fait d'un échantillonnage pas assez serré. Cependant, la base de la transgression n'a jamais montré de Cénomaniens. Les premières faunes caractériseraient le Turonien-Coniacien. Le faciès lui-même est celui de micrites à Foraminifères avec rares passées détritiques, faciès qui ne correspond pas à un milieu de sédimentation précis.

Ce type de sédimentation empiète, dans les coupes les plus complètes, dans le Paléocène avec l'apparition de Globorotalidés. Elle se termine par un faciès de flysch calcaire précoce puisqu'il a été daté en deux endroits différents de l'Eocène inférieur.

Dans l'unité Cap-Peisséou, les calcaires planctoniques ont été très malmenés par l'histoire géologique (fortement tectonisés au Nord, mal préservés au Sud sous les grès à Nummulites transgressifs); la coupe du Ravin des Lièvres a montré que le Crétacé supérieur pouvait empiéter sur le Tertiaire (sous la transgression des grès à Nummulites), ce qui est assez en accord avec une poursuite de la sédimentation dans le Tertiaire inférieur entrevue au Morgon.

Dans l'unité des Séolanes, le Crétacé supérieur est fort peu représenté et n'est connu qu'en deux localités, au Lan et à la Petite Séolane. Dans cette dernière localité, la transgression débute dès le Vraconien, ce qui est déjà plus tôt qu'au Morgon. Le faciès est celui de calcaires planctoniques à Foraminifères, localement à Pithonelles, et présente une oxydation différentielle qui n'a pas été retrouvée ni au Lan ni au Morgon.

Au Lan, la série est peut-être plus complète que ce qui était admis classiquement avec la présence d'un faciès de flysch calcaire sous la transgression du Nummulitique.

La période planctonique montre par son uniformité apparente que l'opposition Nord-Sud n'existe plus au Crétacé supérieur. Les complications de détail montrent que la paléotectonique n'a pas cessé pour autant, surtout avec l'apparition de flyschs précoces.

Quand on prend en considération d'autres unités subbriançonnaises, force est de constater que l'homogénéité du Crétacé supérieur est bien aléatoire dans le temps comme dans l'espace.

Les faciès flysch sont fréquents, Sénonien inférieur à Piolit (P. Y. Chenet, 1978), Maestrichtien paléocène à Pelat (C. Kerckhove, 1969), et ils intéressent aussi les unités valaisannes (P. Antoine, 1972). Le Crétacé supérieur est donc le siège de tectoniques qui génèrent des reliefs et des

pentés pour l'alimentation de ces flyschs. La paléogéographie résultante n'est pas simple. Il s'agit peut-être de petits bassins très localisés qui se relayent dans le temps (le flysch de Piolit est totalement avorté) et aussi dans l'espace.

3-4.3. LE BOULEVERSEMENT DU TERTIAIRE.

Curieusement, c'est avec le Tertiaire que réapparaît l'opposition Nord-Sud entre Séolane et Morgon. Dès le Lutétien (supérieur) apparaît, cantonnée aux Séolanes, la sédimentation des grès à grandes Nummulites et cette sédimentation disparaît vers le Nord dès qu'on dépasse le Ravin des Lièvres. L'idée classique faisait de l'unité des Séolanes, un bassin précoce par rapport au Morgon. Il est possible aussi que ce soit un problème d'écologie et de morphologie. L'unité des Séolanes a été émergée au Tertiaire (conglomérat continental à *Microcodium* à la Petite Séolane et à Méolans (?), sidérolithique de Méolans). Dans le Morgon, il n'y a aucune trace de cette émergence, ce qui pourrait être lié à une réactivation des contrastes morphologiques antérieurs. Quand la mer à Nummulites s'installe sur les Séolanes, la tranche d'eau est peut-être trop grande au Morgon pour que ces Foraminifères subsistent. Dans ce cas, une partie du flysch calcaire du Morgon (différent du flysch Eocène inférieur) est un équivalent latéral des grès à grandes Nummulites.

Dans le détail aussi, et parfois au sein d'une même unité, le flysch peut montrer une grande variabilité (C. Kerckhove, 1969) - la transition Crétacé-Eocène étant parfois fort discrète - . Dans les lambeaux de couverture Crétacé-Tertiaire au SW de la Séolane des Besses, qui dépendent probablement de l'unité du Pelat, le passage des calcaires planctoniques au flysch calcaire se fait par un banc décimétrique de brèches et microbrèches à grandes Nummulites. Dans l'unité des Séolanes, il y a parfois 50 m de grès à passées conglomératiques pour souligner la transition.

Pour le bouleversement tertiaire, il est préférable de s'en tenir aux faits suivants:

- Existence d'une phase tectonique dans le Subbriançonnais (structures scellées aux Séolanes) et aussi dans des zones plus internes pour fournir le détritisme.
- Une variabilité de détail qui fait place à une homogénéisation apparente en fin de sédimentation avec l'apparition d'une formation olistostromique sommitale (C. Kerckhove, 1969).

Le qualificatif d'apparent est nécessaire pour souligner, en fait, la diversité des olistolithes dans certains cas (l'olistostrome polygénique de l'Aupillon, qui clôt la trilogie autochtone, n'est pas comparable à celui de l'unité des Trois Evêchés qui se compose de plus de 80% de blocs de flysch à Helminthoïdes de l'Autapie). Ces problèmes vont être abordés avec l'histoire tectonique de la région.

L'organisation paléogéographique en quatre étapes a montré l'instauration d'une paléogéographie contrastée autour d'une zone d'articulation qui est l'unité Cap-Peisséou (étape 2 et 3). Cette paléogéographie s'estompe au cours de la 4^{ème} période où le début de la structuration en compression dans les zones internes semble interdire l'instauration d'une paléogéographie stable et durable.

Dans cet essai, les écaïlles aux positions vraiment douteuses ont été écartées de l'argumentation. Il est possible de leur proposer une place dans le cadre palinspastique à titre d'hypothèse.

L'écaïlle de La Roche.

Sa position peut s'interpréter de 3 façons pour simplifier:

- Une interprétation stratigraphique en ferait une récurrence récifale dans la partie bassin. Ce type de phénomène est déjà connu et a été illustré par B. Beaudoin (1975) dans sa reconstruction palinspastique de la bordure provençale. On y observe de petits îlots de calcaires néritiques déjà dans le bassin.
- Une première interprétation tectonique ferait de l'écaïlle de La Roche un lambeau de l'unité des Séolanes originellement proche du Cap, mais amenée en bordure du Morgon par la zone décrochante de L.E. Ricou (1980). Sa position de décalage apparent dextre pourrait être liée à un décalage, puis relais d'accident décrochant senestre.
- Une autre interprétation tectonique ferait intervenir les phases cassantes dextres sur N 140 qui affectent les nappes mises en place; cependant il n'y a pas de trace flagrante, sur le terrain, d'accident plurikilométrique de ce type.

En fait, il peut y avoir une multitude d'explications en faisant intervenir aussi les phases anciennes. Comme aucune n'est vraiment satisfaisante, il est préférable de se contenter de l'interprétation stratigraphique.

Les écaïlles de la Tête de Louis XVI.

Leur position actuelle est une position post-flysch du Cap ou de Dramonasq. Une position palinspastique est délicate à proposer. Les faciès un peu aberrants du Malm seraient en faveur d'une position de haut-fond (Malm réduit à Saccocomas) ou de pente (Malm néritique glissé). Cependant, les faciès du Lias-Dogger inférieur les rapprochent plus du flanc normal du Morgon que des séries de Dramonasq ou du Peisséou. C'est probablement au Nord-Nord-Est de l'alignement Dramonasq-Peisséou qu'il convient de situer ces écaïlles, plutôt qu'à l'Est ou au NE du Peisséou.

3-5. CONCLUSION SUR L'ORGANISATION DES FACIÈS DE LA TRANSITION SÉOLANE-MORGON (Fig. 27).

Etape par étape, on peut retracer l'histoire comme suit:

- Au Trias-Lias calcaire, la flexure ne semble pas exister. La paléogéographie semble oblique par rapport aux directions E.W. qui vont apparaître ultérieurement.
- Au Lias supérieur-Dogger inférieur, la région s'envoie, mais il n'est pas possible de préciser si la flexure est née.
- Au Bajocien s'installe une première plate-forme carbonatée qui uniformise les faciès précédents.
- Au Bathonien-Oxfordien apparaît clairement le dispositif de la

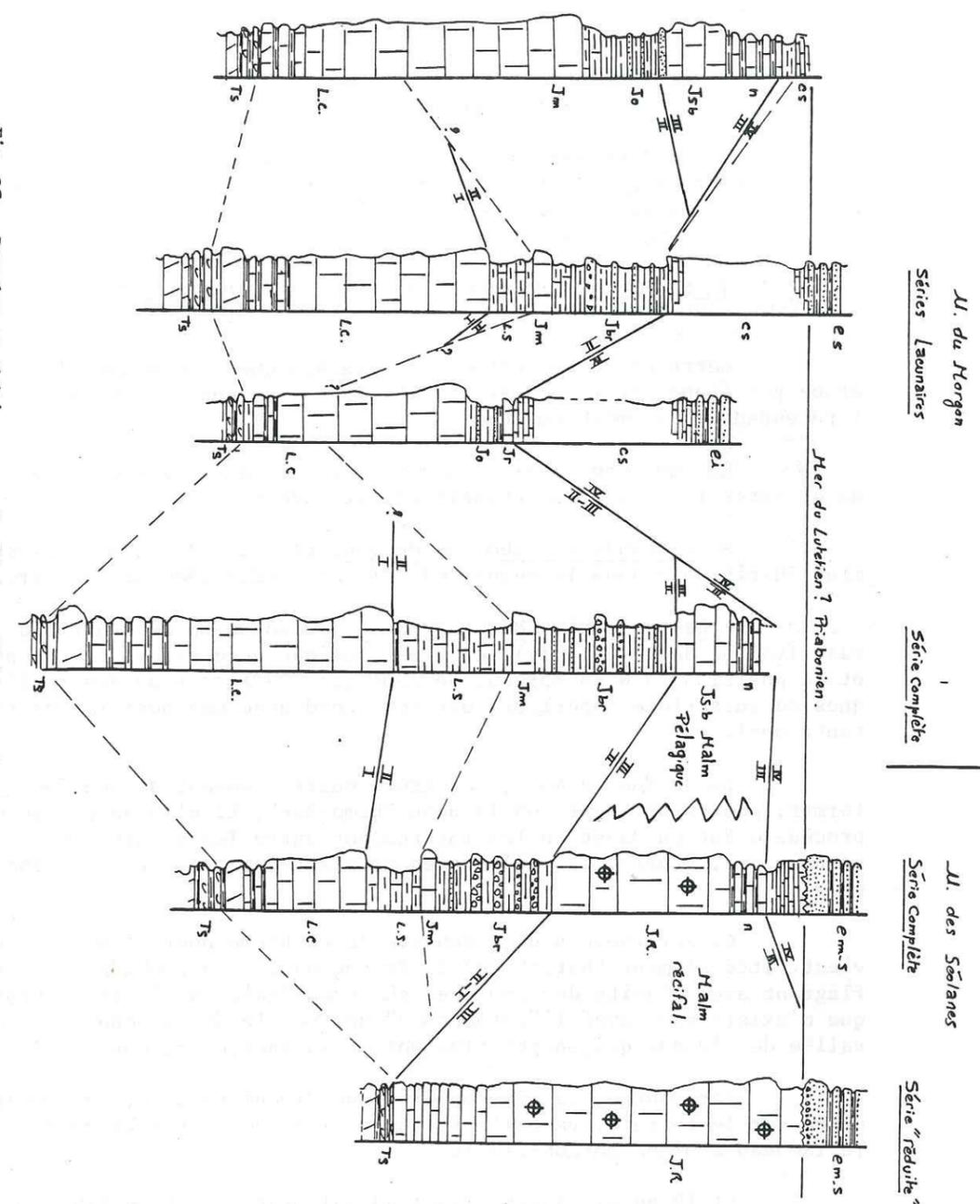


Fig. 27 Données synthétiques sur la liaison Séolanes - Morgon.

Ts. Trias supérieur (Rhétien compris); Lc. Lias calcaire; Ls. Lias schisteux;
 Jm. calcaire medio-jurassique; Jo. Bathono-oxfordien type bassin; Jbr. Bathono-oxfordien à brèches; Jsb. Jurassique supérieur type bassin; JR. Jurassique supérieur type récifal; Jr. Jurassique supérieur type réduit; N. Néocomien; Cs. Crétacé supérieur; E1, Eocène inférieur; Em-s. Eocène moyen - supérieur.

— correlation étapes par étapes; - - - correlations lithologiques
 Les chiffres en caractère romain renvoient aux 4 étapes principales.

flexure avec une intense activité tectonique qui va créer une morphologie contrastée. Les zones hautes méridionales fournissent probablement les éléments détritiques.

- Au Malm, la sédimentation calcaire s'installe et fossilise la morphologie créée à l'étape précédente. L'enchaînement latéral des faciès est ici le plus net pour l'interprétation de la flexure.

- Au Crétacé inférieur, le bassin gagne du terrain sur la plate-forme. Il existe quelques indices ténus de zone de plate-forme plus vers le Sud, mais les érosions ultérieures en ont enlevé les preuves.

- Dès l'épisode des schistes du médio-Crétacé, les paléotectoniques effacent toute trace de flexure qui va disparaître sous une sédimentation plus homogène de calcaires planctoniques.

3-6. ÉLARGISSEMENT À L'ENSEMBLE DU SUBBRIANÇONNAIS.

Cette histoire tectono-stratigraphique, qui vient d'être proposée étape par étape, mérite d'être resituée dans un contexte paléogéographique intéressant l'ensemble du Subbriançonnais.

En reprenant le schéma de C. Kerckhove (Fig. 3), il est possible de discuter la valeur des transitions proposées.

- La transition Séolane-Morgon. Elle est de loin la plus évidemment justifiable dans la mesure où elle est préservée sur le terrain.

- La transition Morgon-Piolit. Bien que n'existant pas sur le terrain (vallée de la Durance), elle est logique avec ce qui est connu au Morgon et sa position au N du Morgon, de même que l'affirmation des faciès pélagiques au Jurassique supérieur, est en accord avec une position de bassin septentrional.

Si, du Sud au Nord, ces trois unités peuvent s'enchaîner jusqu'à former, pour simplifier, un lambeau "homogène", il n'en va pas de même si on procède d'Est en Ouest en les intercalant entre les domaines externe et briançonnais. Là, apparemment, plus rien ne vient justifier cette situation comme originelle.

C. Kerckhove a déjà soulevé le problème pour l'unité de Piolit qui vient littéralement "buter" sur le Briançonnais. Le problème est encore plus flagrant avec l'unité des Séolanes où aucun indice de liaison stratigraphique n'existe tant avec l'"autochtone" qu'avec le Briançonnais de la haute vallée de l'Ubaye qui, en position palinspastique, devraient lui être liés.

Par contre, la liaison Giordano-Piconiera-Salé, au demeurant tectonique sur le terrain, rappelle fortement l'agencement entrevu en Ubaye avec le lambeau Séolane-Morgon-Piolit.

Et là aussi, autant longitudinalement il est possible de retrouver le motif plate-forme-bassin entrevu en Ubaye, autant transversalement il est impossible de justifier par ces unités, des transitions entre les domaines externe et briançonnais.

A la suite de ces quelques remarques, il est possible d'adopter deux types de raisonnement.

Il y a dans le Subbriançonnais, du Pelvoux à l'Argentera, répétition d'un motif paléogéographique au niveau de certaines unités.

- Cette répétition est accidentelle, au sein d'un couloir tectonique synsédimentaire, auquel cas il n'y a pas lieu d'essayer de raccorder les différents motifs.

- Cette répétition est tectonique, auquel cas il devient nécessaire

- 1) d'essayer de raccorder ces motifs,
- 2) d'analyser la ou les tectoniques qui ont décalé ces motifs,
- 3) de voir comment, à plus grande échelle, il est possible de donner une plus grande unité au Subbriançonnais.

Pour cela, la première démarche consiste à comparer les trains d'unités "Séolane-Morgon-Piolit" et "Salé-Piconiera-Giordano" sur la base du découpage tectono-sédimentaire adopté pour la liaison Séolane-Morgon.

Pour donner une image plus complète de cette notion de décalage tectonique, la littérature montre qu'il est possible de trouver des zones de transition analogues tant dans les Préalpes que dans l'autochtone des Alpes maritimes franco-italiennes.

C'est donc l'analyse de ces motifs paléogéographiques, essentiellement à des fins de comparaison avec le Subbriançonnais de l'Ubaye, qui va faire l'objet du chapitre suivant.

DEUXIEME PARTIE
COMPARAISONS

1. LES PREALPES MEDIUMES.

1-1. PRESENTATION SOMMAIRE DE L'ENSEMBLE PREALPIN (Fig. 28.).

Avant d'aborder la partie "Médianes" des Préalpes, il convient de présenter, en quelques lignes, l'ensemble préalpin (Colloque C 7 in Géologie alpine, 1980, t. 56, p. 42-47). On y distingue cinq ensembles structuraux principaux, qui sont, dans l'ordre normal de superposition:

1) *Les Préalpes inférieures.*

C'est un ensemble chaotique de terrains mésozoïques, possédant parfois un Tertiaire discordant, emballés dans un flysch éocène.

2) *La Nappe du Niesen.*

Uniquement Romande, cette nappe se compose d'un flysch très détritique d'âge essentiellement Maestrichtien, transgressif sur quelques témoins du Jurassique (faciès détritiques) et même du Paléozoïque.

3) *Les Préalpes médianes.*

Elles retiendront notre attention par la suite. Notons, ici, qu'elles possèdent des séries stratigraphiques du Trias à l'Eocène, que vers l'extérieur (NW), elles ont des affinités subbriançonnaises par opposition à l'intérieur où elles sont typiquement briançonnaises (Trias moyen carbonaté, etc.). Interprétativement, on les considère comme la couverture de la zone houillère du Briançonnais.

4) *La nappe de la brèche.*

D'origine plus interne (prépiémontaise), cette nappe se caractérise par des niveaux bréchiques depuis le Lias supérieur jusqu'au Malm.

5) *Les Préalpes supérieures (Nappe du Gurnigel, Nappe des Dranses, Nappe de la Simme).*

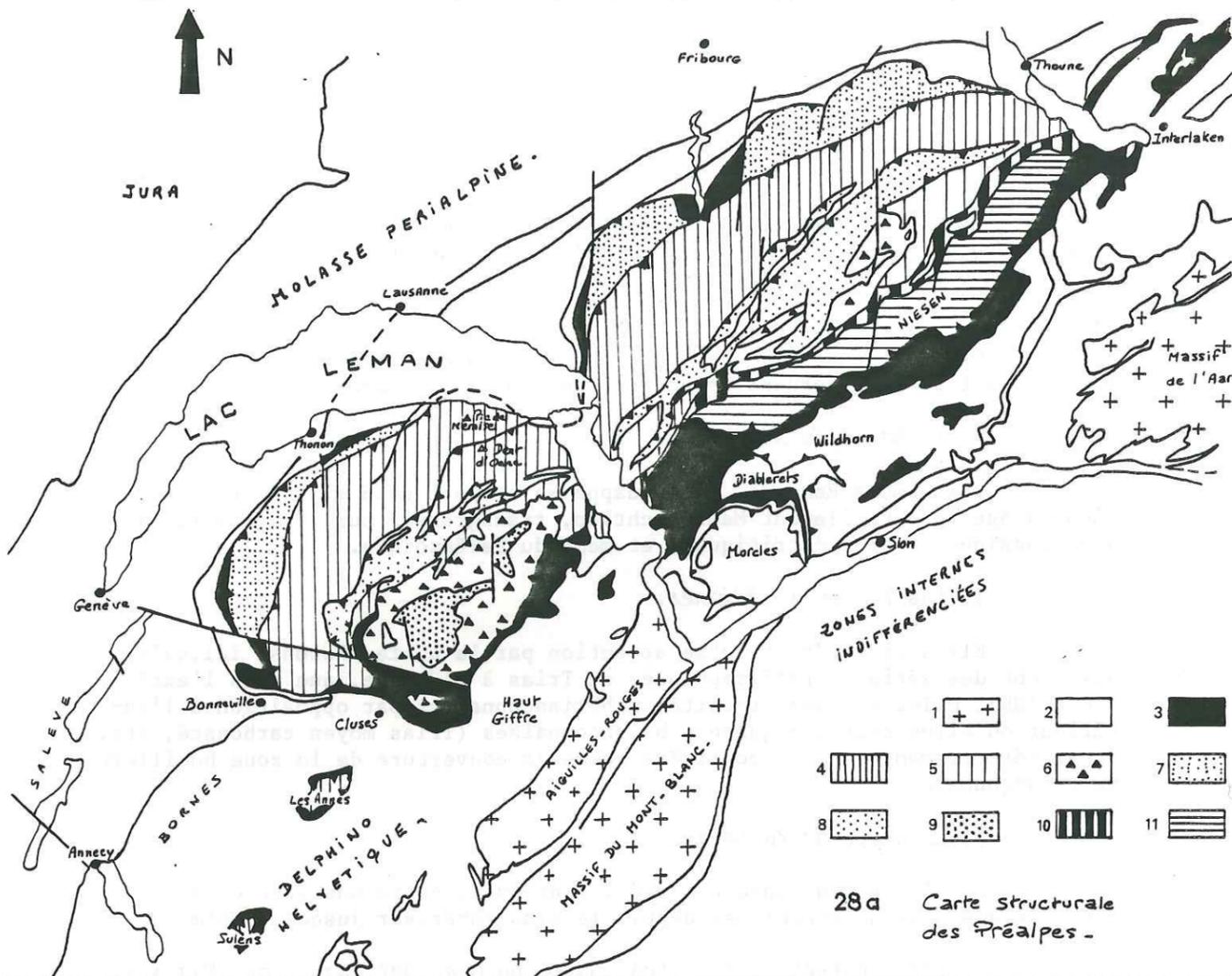
Les séries qui les composent sont constituées essentiellement de flysch, parfois à Helminthoïdes. Retenons, ici, l'origine interne "piémontaise" de ces séries.

1-2. LA CHARNIERE SUBBRIANÇONNAIS-BRIANÇONNAIS AU SEIN DES MEDIUMES.

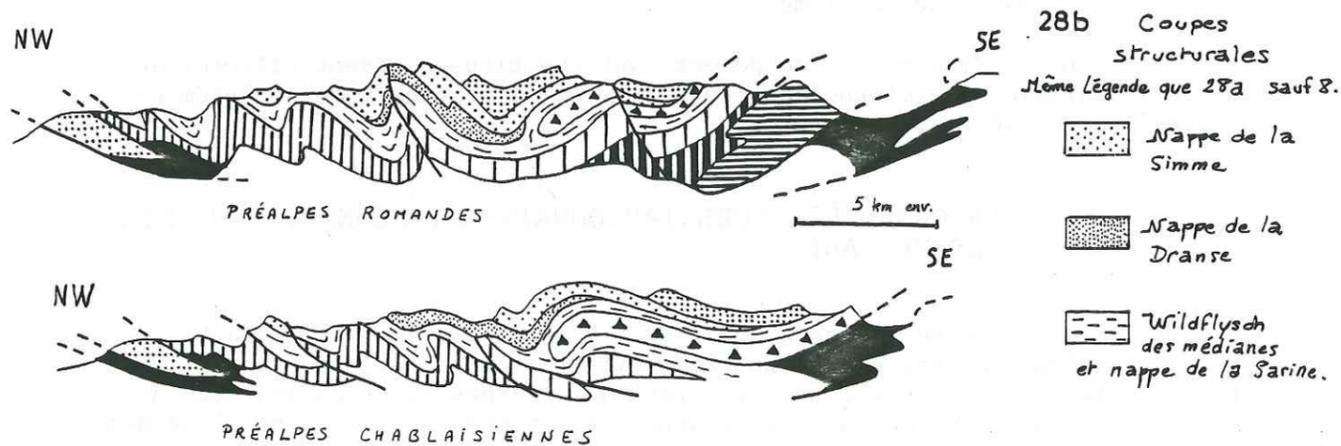
De cet ensemble de nappes, la bibliographie, aussi abondante en quantité qu'en qualité, nous a montré qu'il était nécessaire de focaliser notre attention sur les problèmes de relations internes aux Préalpes Médianes. En effet, le dépliage des unités et structures tectoniques a permis à de nombreux auteurs de proposer un schéma palinspastique où on observe le passage continu de séries à caractère briançonnais au S.E à des séries qualifiées de

Fig. 28. Présentation de l'ensemble des Préalpes.

Légende: 1. Massifs cristallins externes; 2. Delphino-Helvetique et molasse périalpine; 3. Wildflysch à matériel ultra; 4. Préalpes médianes plastiques; 5. Préalpes médianes rigides; 6. Nappe de la Brèche; 7. Nappe du Gurnigel; 8. Nappe de la Simme et de la Dranse; 9. Nappe des Gets; 10. Zone Submédiane (Valaisan?); 11. Nappe du Niesen. (Valaisan).



28a Carte structurale des Préalpes.



subbriançonnaises au NW. Ici, le sens "tectonique" disparaît au profit d'un sens paléogéographique qui se retrouve aussi bien dans les Préalpes Romandes que dans les Préalpes Chablaisiennes, soit sur une distance d'environ 100 km sur un axe NE-SW.

Le tableau qui suit récapitule la terminologie classique pour cette région:

Nomenclature	PRÉALPES INFERIEURES	PRÉALPES MÉDIANES	PRÉALPES SUPERIEURES
Structurale	Orientation moyenne NW SE Dépliage de 50 km proposé en solution minimale.		
Paléogéographique	SUBBRIANÇONNAIS		BRIANÇONNAIS ← limite proposée au bathonien.
Lithologique	Médianes plastiques		Médianes rigides
	Plastiques externes	Plastiques internes	Rigides Externes Rigides internes
D'après M. Septfontaine 1979. - A. Baud et M. Septfontaine 1980.			

La limite paléogéographique Subbriançonnais-Briançonnais proposée (A. Baud, 1972), correspond à la bordure septentrionale du domaine paléogéographique, qui, dans l'espace, fait transition entre un bassin "permanent" à Cancellophycus au NW et une mer confinée à "Mytilus" transgressant sur un substratum érodé à divers degrés au SE (fig. 30.). Dans le temps, elle se situe au "Dogger" et apparaît plus clairement au Bathonien où il y a contemporanéité certaine des faciès à Mytilus et à Cancellophycus.

Le but que nous proposons dans les quelques pages qui suivent est d'essayer de caractériser cette zone de transition de faciès pour la série mésozoïque, afin d'esquisser une comparaison avec la logique des faciès enregistrés entre Séolanes et Morgon.

Pour ce faire, nous avons adopté la démarche suivante:

- Présentation, sur la base d'une coupe NNW-SSE (Mémise-Dent d'Oche), des différentes formations et faciès où l'on met en évidence l'évolution paléogéographique, suivant un découpage étape par étape inspiré de celui proposé par A. Baud et M. Septfontaine (1980) et qui correspond d'ailleurs au découpage obtenu en Ubaye.
- Discussion, en guise de conclusion, relative aux comparaisons entre les Préalpes Médianes et les données de l'Ubaye (et du Briançonnais *sensu lato*).

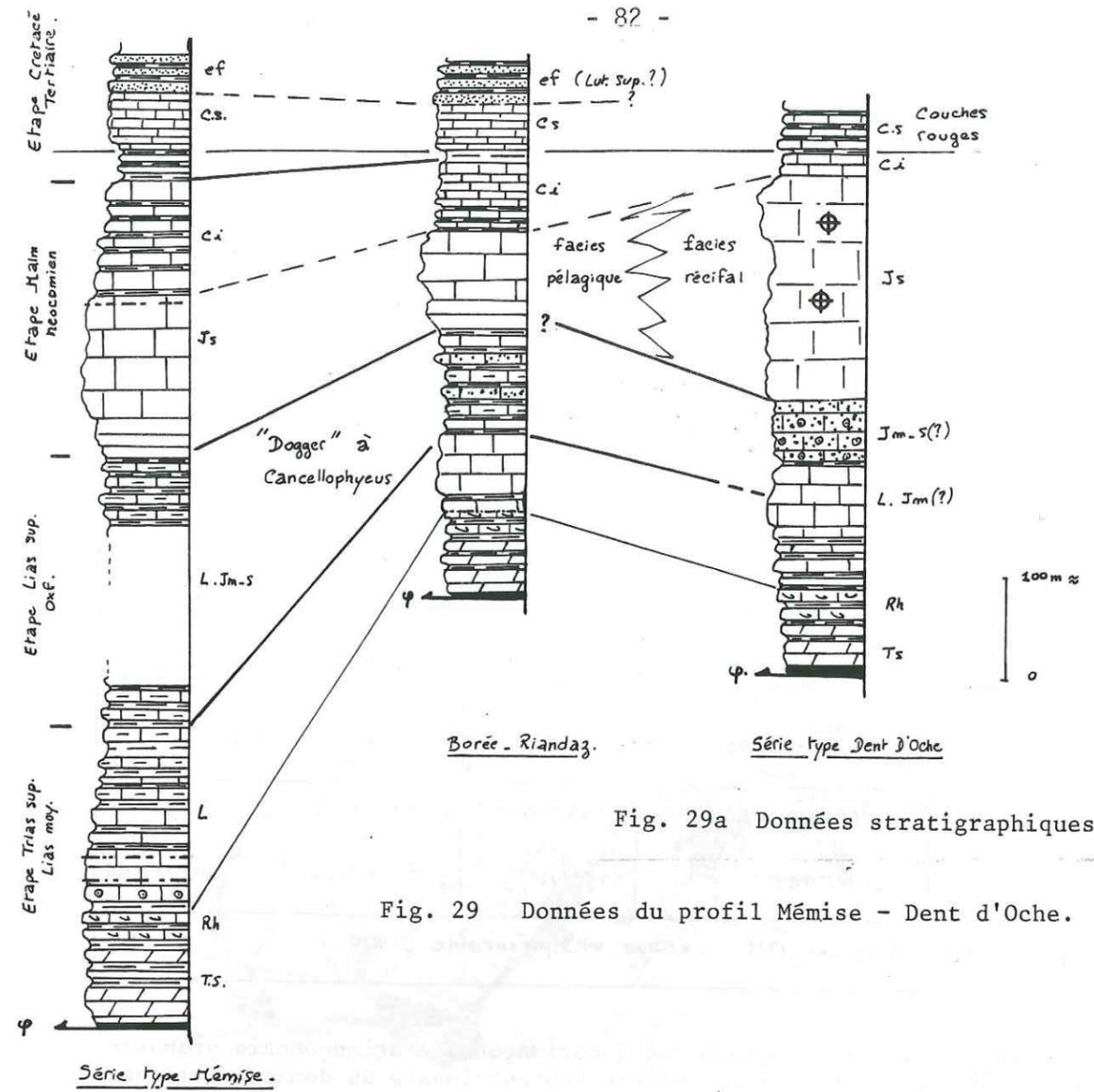


Fig. 29a Données stratigraphiques.

Fig. 29 Données du profil Mémise - Dent d'Oche.

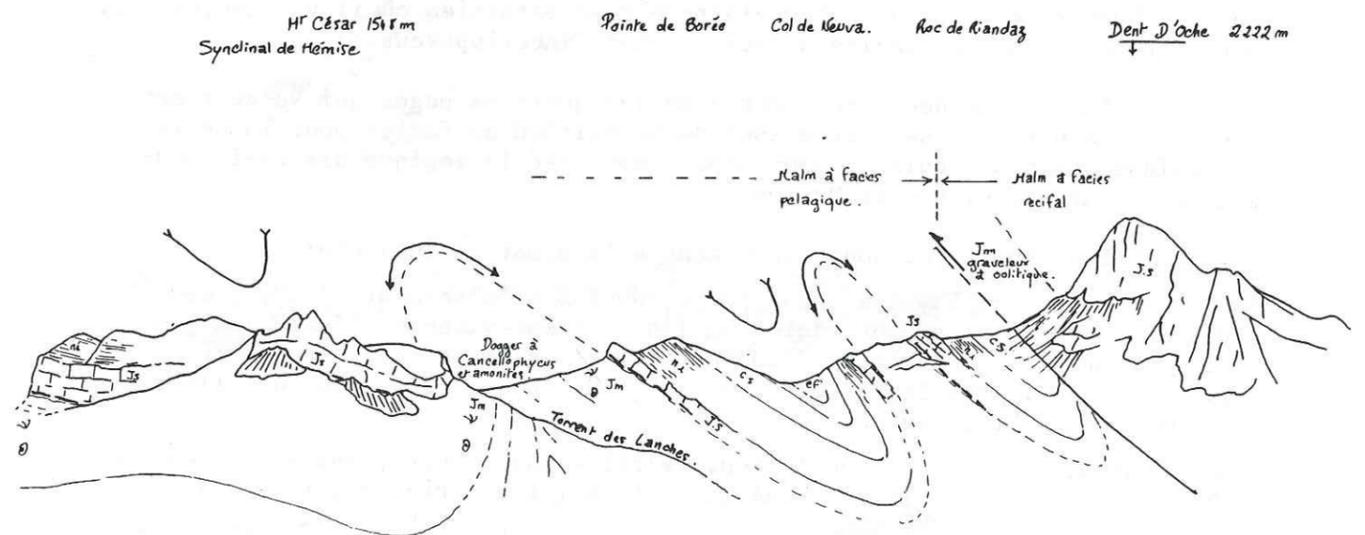


Fig. 29b. Panorama des Préalpes médianes depuis Bernex.

Là contraste morphologique entre la Dent d'Oche et Roc de Riandaz accompagne le passage des faciès récifaux à pélagiques au Malm.

1-3. CARACTÉRISTIQUES DE LA ZONE DE TRANSITION DE FACIÈS, À PARTIR D'UN PROFIL MÉMISE-DENT D'OCHÉ.

L'histoire stratigraphique de cette transition se décompose en 4 étapes principales: Trias-Lias moyen; Lias supérieur-Oxfordien; Malm-Néocomien, Crétacé-Tertiaire. (fig. 29.)

1-3.1. L'ETAPE TRIAS SUPERIEUR-LIAS MOYEN (JUSQU'AU PLIENSBACHIEN).

1-3.1.1. Présentation.

Sur l'axe Mémise-Dent d'Oche, on observe après un calme relatif au Trias-Lias inférieur, l'instauration d'un système plate-forme - bassin, du Nord vers le Sud (Sinémurien-Lotharingien), suivi d'un renversement de la polarité (Pliensbachien ?), le bassin s'instaurant de façon permanente au Nord.

A la suite de H. Badoux et C.H. Mercanton (1962), on observe la superposition de 5 formations dont les types, pris sur la coupe de Mémise, la plus complète, sont:

1. Des dolomies blondes azoïques à interlits d'argilites colorées surmontant à la base des niveaux de cargneule et gypse ainsi que, de place en place, des grès verts et des schistes noirs à *Equisetum mythaxum* "Carnien-Norien".
2. Une formation caractéristique où alternent des marnes plus ou moins dolomitiques, des calcaires lumachelliques (*Avicula contorta* d'âge Rhétien) et des niveaux gréseux roux.
3. Les niveaux suivants débutent par des marnes dolomitiques bigarrées qui passent à des niveaux de grès glauconieux, puis à une alternance de calcaires argileux et de marnes. L'ensemble devient plus calcaire, s'éclaircit et se charge de niveaux oolithiques.
4. La formation suivante corrode le banc oolithique et consiste en une alternance de calcaires spathiques à silex et de schistes à *Ammonoites* (*Ammonoites semicostatum* du Sinémurien), puis les niveaux schisteux ainsi que les silex s'estompent pour laisser uniquement le faciès spathique.
5. Vient ensuite une épaisse formation (plus de 200 m au Mont Benant) de calcaires siliceux foncés, un peu spathiques. Compacts à la base, ils s'enrichissent en délits schisteux siliceux vers le sommet (Ammonoites du Pliensbachien (Carixien ?)-Domérien).

1-3.1.2. Conditions de sédimentation.

Pour les formations 1 à 4, la mer n'est jamais profonde (de la zone intertidale à la zone néritique). Au Lias, après un court épisode saumâtre, s'instaure dans un premier temps une plate-forme à oolithes (tranche d'eau de quelques mètres), puis dans un deuxième temps, une plate-forme où abondent les Crinoïdes. L'ambiance néritique disparaît avec la formation 5 où la position bassin se traduit par une importante subsidence et une sédimentation plus fine.

En progressant vers le SE, ces formations présentent des variations notables de faciès à l'exception des formations 1 et 2 qui présentent une grande uniformité à l'échelle des Préalpes Médianes (H. Badoux et C.H. Mercanton, 1962, p.144). La formation 3, mal préservée à la suite d'érosions et de complications tectoniques n'est conservée que dans la partie W du synclinal de la Dent d'Oche. Plus au Sud, on lui attribue un faciès dolomitique, mais ici à silex, qui repose directement sur les dolomies blondes du Trias (contamination éventuelle par migration du magnésium selon H. Badoux et C.H. Mercanton). La formation 4

suit la même logique, peu évidente jusqu'à la Dent d'Oche, elle prend l'aspect, au Sud, d'une alternance de calcaires sombres et de schistes siliceux datés par Ammonites du Sinémurien et du Lotharingien. Cette organisation, plate-forme à Crinoïdes au Nord, bassin au Sud, s'articule autour de l'axe de la Dent d'Oche, qui présente déjà de nombreuses lacunes et des traces d'érosion précoce. Cette polarité s'inverse au Pliensbachien (Formation 5) (H. Badoux et C.H. Mercanton, 1962, p.153) avec l'instauration d'une plate-forme à Crinoïdes sur l'ancien bassin méridional, à laquelle s'ajoute une variation d'épaisseur de la Pointe de Borée (60 m) au Nord, à la Dent d'Oche (10 m) au Sud. Au Sud, les érosions ante-formation à Mytilus et ante-"Malm" ont fait disparaître les sédiments post Sinémurien-Lotharingien (si ces derniers se sont déposés).

1-3.1.3. Comparaisons avec l'Ubaye.

Comparée à l'Ubaye, cette étape semble présenter une organisation plus claire.

Le Trias est ici daté par des niveaux de base qui sont absents (ou hypothétiques) en Ubaye. L'alternance de dolomies azoïques et d'argilites est un faciès comparable à celui d'une partie du Morgon avec apparemment moins d'argilites dans les Préalpes.

Les lumachelles du Rhétien montrent une uniformité comparable au Trias, ce qui est aussi le cas de l'Ubaye.

La mer de l'Hettangien montre ici des niveaux de faible tranche d'eau (oolithes) qui sont parfaitement enregistrés au Morgon.

La mer du Sinémurien au Pliensbachien s'organise en une plate-forme au Nord et un bassin au Sud, cette polarité s'inversant au Pliensbachien.

Les faciès enregistrés sont tout à fait compatibles avec ceux du Morgon ou des Séolanes où le cortège des calcaires spathiques à silex avec marnes à Céphalopodes et Gryphées à la base est fréquent. Cependant, il n'y a pas d'organisation paléogéographique possible avec ce qui y est décrit. Le renversement de paléogéographie des Médianes au Pliensbachien correspond peut-être à la paléotectonique qu'enregistre la partie sommitale du Lias calcaire (microbrèche de Dramonasq et du Cap-Peisséou).

L'absence de sédiments liasiques vers le Sud peut s'expliquer par les mêmes hypothèses dans les Séolanes (Ubaye) comme au Sud de la Dent d'Oche (Préalpes).

Contrairement à l'Ubaye, la zone de flexure existe déjà très tôt dans les Préalpes (Hettangien) où la taille des affleurements se prête mieux à des interprétations paléogéographiques.

1-3.2. ETAPE LIAS SUPERIEUR (TOARCIEN)-OXFORDIEN.

Cette étape couvre les trois "Dogger" au sens de A. Jeannet (1918), qui sont, rappelons-le, du N au S, les couches à Cancellolophycus, la formation intermédiaire, les couches à Mytilus.

1-3.2.1. Présentation.

Pour notre coupe, on observe du NW au SE:

- A Mémise, c'est une formation épaisse et monotone (400-500 m) où alternent des calcaires argileux et des marnes beiges. Elle renferme des Cancellolophycus

phycus ainsi que d'abondantes Ammonites qui ont permis d'y distinguer les étages du Toarcien au Callovien. En fait, cette monotonie est troublée par des niveaux gréseux glauconieux riches en Belemnites (Callovien). Ce dernier faciès évoque une ambiance néritique, peut-être totalement resédimenté dans le bassin à Cancellolophycus (notons que ce faciès est comparable à celui observé à Tanay entre le Lias et le Malm, au Sud des limites admises pour le bassin à Cancellolophycus).

- A Boré-Riandaz, les épaisseurs sont moindres (tectonique ?) et le faciès évolue avec l'apparition d'intercalations de calcarénites graveleuses. L'aboutissement de cette évolution, en position méridionale pour le bassin à Cancellolophycus, est localement représenté en Suisse (La Chaumeny ; H. Badoux, 1962) par les "couches de Vervine". C'est une alternance de calcarénites oolithiques et de niveaux marneux sur une épaisseur considérable (100 à 200 m).

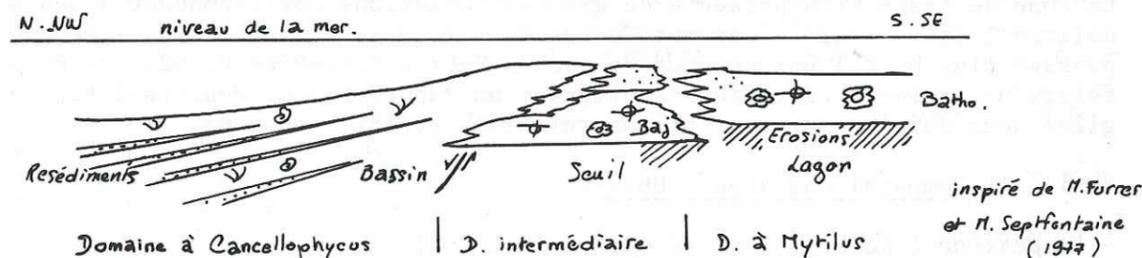
- A la Dent d'Oche, qui appartient à la même structure que la Chaumeny, on observe des calcaires spathiques, parfois grossiers, parfois à débris dolomitiques attribués au Toarcien-Aalénien, puis environ 30 m de calcaires graveleux, sans niveaux schisteux, parfois franchement oolithiques. Le détritisme semble uniquement d'origine sédimentaire et la taille des gravillons excède rarement le centimètre. Cette formation qui fait la base de la paroi de la Dent d'Oche se distingue de cette dernière par une couleur plus brune (détritique coloré en jaune-orange). Les quelques plaques minces effectuées n'ont pas livré de microfaune significative (Textularides, Serpules, Lenticulines, Bryozoaires; dét. E. Fourcade).

- Plus au Sud encore, existe une étroite zone (Grammont-Pelluaz) où le "Malm" repose directement sur le Lias, puis apparaissent les couches à Mytilus, d'âge délicat à cerner à cause de la faune "de faciès" et de l'hétérochronie certaine de la formation. Il ressort que la transgression s'est effectuée du NW au SE (M. Septfontaine, 1979) sur un substratum basculé et pénéplané.

1-3.2.2. Commentaires et variations latérales.

Les relations entre les trois formations principales de cette étape sont en discussion.

Le schéma classique est le suivant (Fig. 30):



Les relations entre ces différentes formations peuvent être résumées de la façon qui suit:

Les intercalations oolithiques et graveleuses dans la partie méridionale des couches à Cancellolophycus annoncent, si ce n'est le rivage, au moins des platiers à oolithes. Les couches de Vervine passent donc latéralement à au moins une partie des couches à Cancellolophycus et ceci doit être aussi le cas du calcaire graveleux de la Dent d'Oche (même structure tectonique). Cependant, il n'y a pas de confirmation paléontologique.

Au NE, en Suisse:

J.P. Spicher (1965, p. 694) interprète la variation de sédimentation (localisation: Massif des Bruns, partie W) au Bathonien entre la partie NW

de son secteur (couches argilo-gréseuses à *Lytoceras* et *Cancellophycus*) et la partie SE (alternance de niveaux oolithiques et de niveaux argileux) par la proximité au SE d'un domaine néritique générateur d'oolithes.

Ce schéma est adopté par différents auteurs dont M. Furrer (1979) et M. Septfontaine (1979), pour qui le passage du Subbriançonnais au Briançonnais dans les Préalpes Romandes (Suisse) correspond, au Bathonien, à la transition entre un bassin avec turbidites au NW et une plate-forme (calcaires graveleux) d'ambiance néritique au SE (couches de Langel).

Les relations des couches à *Mytilus* et du calcaire graveleux sont aussi discutées. Au Château d'Oche, G. Chamot (1961) a décrit un calcaire graveleux reposant sur des lambeaux de formation à *Mytilus* qui débute ici par un conglomérat à galets siliceux (conglomérat callovien du Château d'Oche), M. Septfontaine, (1979). Ce même auteur proposait un âge Séquanien pour ce calcaire graveleux.

Dans le Sud des Préalpes où les médianes se singularisent de différentes manières, M. Septfontaine et A. Lombard (1976) ont décrit des calcaires graveleux au sein-même des couches à *Mytilus* et souvent au-dessus.

Ces auteurs notent alors que le calcaire graveleux serait plutôt postérieur à la formation à *Mytilus*, au lieu d'en être l'équivalent latéral (M. Septfontaine et A. Lombard, 1976). Il est possible de compliquer cette histoire en notant que la base de la barre du Malm moyen-supérieur présente de grandes variations et souvent un faciès graveleux (H. Badoux et C.H. Mercanton, 1962, p. 162), tant et si bien que certains faciès graveleux (A. Gross, 1965, p. 781: "...calcaire graveleux à la base du Malm ..") d'âge Bajocien-Oxfordien" ont été confondus avec le Malm néritique en l'absence d'étude des microfaunes (M. Septfontaine et A. Lombard, 1976; M. Septfontaine, 1979).

Ce qu'il faut retenir ici, c'est l'importance de l'activité paléotectonique qui engendre des variations de faciès caractéristiques et qui, malgré l'imprécision des relations entre formations, montrent une opposition nette entre un bassin permanent au N.NW et une mer peu profonde, tardive par rapport au bassin qui envahit progressivement vers le SE un soubassement "basculé" vers le NW (M. Septfontaine, 1979; A. Baud et M. Septfontaine, 1980). La zone de transition présente de grandes variations correspondant à des modalités locales (Turbidites abondantes dans le bassin à *Cancellophycus* ou passage plus brutal par un saut de faciès Dent d'Oche-Boré Riandaz avec toutefois un accident tectonique soulignant un rapprochement peut-être trop négligé pour saisir correctement les relations stratigraphiques.

1-3.2.3. Comparaisons avec l'Ubaye.

- La période Lias schisteux (Toarcien-Aalénien).

Elle correspond à des sédiments de bassin, avec une fraction argileuse importante en Ubaye et peut être comparée avec le dépôts des couches à *Cancellophycus* de même âge et de même logique à Mémise. C'est la seule comparaison possible d'ailleurs, puisque macroscopiquement, les faciès sont quand même différents: les calcaires argileux et les marnes beiges des Préalpes ne sont jamais aussi sombres ni aussi spathiques qu'en Ubaye.

- La période des calcaires médio Jurassique.

Ces calcaires n'apparaissent pas sur le profil Mémise-Dent d'Oche, occasionnant par là même une différence profonde entre les deux secteurs. Cette différence devient moins fondamentale quand on prend en compte les données du Chablais occidental (A. Lombard et M. Septfontaine, 1976), puisqu'on y trouve une formation d'âge aalénien supérieur à bajocien, sous un faciès néritique et qui, transgressive sur le Trias, se cantonne aux Plastiques

internes. Ce jalon permet peut-être de mieux raccorder le Subbriançonnais de l'Ubaye et les Préalpes Médiannes. Dans ces deux régions, existe la preuve de mouvements paléotectoniques à la base du Dogger qui ont permis l'instauration d'une première plate-forme carbonatée sur différents niveaux de la série triasico-liasique.

On peut concevoir l'enchaînement des faciès de la façon suivante: au Bajocien, le Briançonnais qui est émergé borde en position méridionale un bassin avec un domaine marin néritique en bordure (calcaires de plate-forme médio Jurassique). Plus au Nord, prédominent les conditions de bassin à *Cancellophycus* (ce que nous ne trouvons pas pour le train d'écaillés Séolanes-Morgon-Piolit).

- La période des calcaires à *Cancellophycus*, des brèches et des Terres Noires (Bathonien-Oxfordien).

Cette période va se prêter beaucoup mieux à des comparaisons. Dans les Préalpes, cette période continue la précédente à Mémise avec des faciès de bassin et cela jusqu'à l'Oxfordien. C'est ce qui se passe au Morgon, surtout dans sa partie nord où l'ambiance bassin persiste pendant toute cette période, l'épisode Terres Noires y étant fortement marqué. Les domaines à *Cancellophycus* sont synchrones et situés au Nord, dans les deux régions. En Ubaye, nous avons montré que la source du détritisme avait sa place au Sud et que l'ensemble de la progradation au sein des couches à *Cancellophycus* et Terres Noires se faisait vers le Nord.

Ces sédimentations sont de même logique, progradantes dans le même sens, et montrent des faciès qui peuvent y être comparables.

(M. Septfontaine a décrit des Foraminifères se rapprochant de *Conicospirulina basiliensis* dans le domaine intermédiaire. En Ubaye, cet organisme a été retrouvé dans les calcarénites du Peisséou).

Nous avons vu aussi qu'en Ubaye, les sédiments de cette période devenaient fortement lacunaires vers le Sud, dans les Séolanes. Dans les Préalpes, la similitude est remarquable et dès la Dent d'Oche, il n'est pas possible de mettre en évidence un Dogger-Oxfordien sur toute une zone d'érosion où le Malm repose sur différents niveaux de la série mésozoïque.

Dans les Préalpes, le faciès à *Mytilus* apparaît au Bathonien (en fait le faciès est hétérochrone). Il n'y a pas son équivalent dans le Subbriançonnais de l'Ubaye que nous avons abordé.

En conclusion, cette étape présente de très nombreuses similitudes dans l'organisation des faciès, la répartition des domaines paléogéographiques et des zones d'érosion. Un essai de comparaison, proposé par M. Septfontaine (1979, p.33) montrait déjà les problèmes liés à la répartition des domaines paléogéographiques quand on comparait une transversale dans les Préalpes (NS) et une transversale dans les Hautes Alpes (EW).

Les analogies se résumaient ainsi:

Préalpes	Hautes Alpes
Domaine à <i>Cancellophycus</i>	Bassin dauphinois
Domaine intermédiaire	Calcaire de la Rouanne, de Vallouise (Subbriançonnais)
Domaine à <i>Mytilus</i>	Couches à <i>Mytilus</i> de Briançon

Elles devaient être restreintes au Bajocien puisque le Bathonien subbriançonnais est à *Cancellophycus*, là où est pris comme référence.

En progressant du S au N dans le Subbriançonnais, nous avons montré au contraire que le domaine intermédiaire correspondrait à la zone de transition de faciès des Séolanes vers le Morgon, ce domaine intermédiaire étant,

d'ailleurs, intimement lié aux phases paléotectoniques de la limite Dogger-Malm (lacunes-niveaux bréchiqes des Séolanes...) enregistrées au même moment dans les Préalpes et aussi à des niveaux voisins par rapport à la zone de transition de faciès.

La phase d'approfondissement de l'Oxfordien moyen des Préalpes est aussi enregistrée en Ubaye, mais sans grande signification tant que l'étape ultérieure ne sera pas prise en compte.

En résumé, on retrouve dans le Subbriançonnais au niveau de la liaison Séolane-Morgon des analogies presque totales avec les Médianes Plastiques au niveau de la liaison Plastiques Internes-Plastiques Externes, avec les mêmes certitudes et aussi les mêmes imprécisions.

1-3.3. ETAPE MALM-NEOCOMIEN.

1-3.3.1. Présentation.

Au synclinal de Mémise de même qu'à la Pointe de Boré et à Riandaz, on observe le même type de sédimentation: à la base, des niveaux, fréquemment colorés en rouge, de calcaires noduleux parfois à interlits argileux (50 m à Mémise, 10-15 m à Boré); ils sont surmontés de calcaires compacts, à pâte fine, de couleur crème, remplis de joints stylolithiques à faunes de *Saccocomidæ* et Calpionelles. Ils s'enrichissent en silex vers le sommet puis se litent pour donner par alternance avec des niveaux plus marneux le faciès néocomien. En fait le Néocomien existe déjà dans la barre massive à silex (*Tintinoporella carpathica*; dét. J. Azéma), la parallélisation faciès-lithologie restant toutefois un critère commode sur le terrain. La base "Argovienne" est datée par *Sowerbyceras tortisulcatum* (in notice Thonon-Chatel 1 / 50 000). Les faciès de calcaires micritiques, fréquemment à Radiolaires, évoquent des dépôts de bassin. Le faciès "Argovien" est plus singulier: latéralement, ces faciès passent au marbre de la Vernaz. Il s'agit d'un calcaire noduleux (probablement totalement resédimenté), mais qui, d'après la faune qui y est décrite (Lamellibranches, Brachiopodes, Crinoïdes, Bryozoaires) correspondrait à une ambiance originellement néritique (voir au paragraphe 1-3.3.2, ce qu'on observe en Suisse).

En passant par l'accident de la base de la Dent d'Oche, on aborde une tout autre sédimentation. Au-dessus des couches de Vervines, on ne trouve pas de faciès argovien, mais un calcaire parfois oolithique, blanc, compact, qui renferme des Polypiers abondants, des articles d'Oursins, des Bryozoaires, etc..., en fait, toute une faune qui caractérise une ambiance récifale.

Ce faciès de calcaire clair fait la majeure partie de la barre de la Dent d'Oche (H. Badoux et C.H. Mercanton, 1962, p. 162) et ce n'est que vers le sommet que la pâte devient plus fine (oolithes à Calpionelles) et que réapparaîtrait le faciès néocomien, calcaires lités à silex, mal préservé, sous la transgression des couches rouges.

La barre massive Malm-Néocomien montre une belle variation de faciès avec une ambiance néritique, peu profonde, au Sud, passant au N de la Dent d'Oche à une ambiance plutôt pélagique tant par la finesse des dépôts que par la faune. Au Néocomien, le bassin semble gagner sur la plate-forme puisque les faciès fins du "Néocomien" se retrouvent à la Dent d'Oche. Cependant le rivage néocomien ne devait pas être loin puisqu'il est préservé en dépit d'une érosion active ante-Crétacé supérieur sous l'aspect de calcaires spathiques colorés (Région de Tanay-"SE de la Chaumeny", 1962, p. 168, *op.cit.*).

1-3.3.2. Commentaires et variations latérales.

Sur le territoire suisse, J.P. Spicher (1965, p. 719-722) note aussi l'interférence des faunes néritiques (*Clypeina*) et pélagiques (*Saccocoma*) au sein de la barre du Malm et l'interprète par l'action de courants turbides au Kimméridgien-Portlandien basal.

A. Gross (1965, Fig. 12 à 15) propose un schéma palinspastique général, opposant des calcaires pélagiques au NW avec d'importantes resédimentations (exemple: coupes du Courcys, p.778) à des calcaires graveleux à oolithiques au SE (exemple: coupe de la Sarse, p. 781), et cela pour un âge pas toujours très précis, mais qui couvre le Kimméridgien et le Portlandien.

Il faut retenir de toutes ces considérations que:

- Il y a une coïncidence non fortuite entre les variations de sédimentations du "Dogger s.l." et celles du "Malm s.l."
- Le Briançonnais des Médianes n'est pas le Briançonnais de Briançon. C'est au Malm un haut-fond néritique à récifal qui sépare le bassin des plastiques Externes d'un Briançonnais "classique" en position palinspastique. C'est avec ce haut-fond que nous allons établir une partie des corrélations avec l'Ubaye.
- L'approfondissement semble se cantonner à la partie subbriançonnaise du bassin:
 - . turbidites d'alimentation parfois néritiques,
 - . faune pélagique de *Saccocoma*, Calpionelles et Aptychus.

On retrouve avec ce profil la morphologie contrastée qui permet l'évolution latérale des faciès. Il faut noter le parallélisme avec la sédimentation du "Dogger" guidée par des mouvements de blocs et des paléofailles et que l'on retrouve dans les Préalpes suisses comme françaises (plus de 80 Km).

1-3.3.3. Comparaisons avec l'Ubaye.

Cette étape est subdivisée en 3 périodes: l'épisode Argovien et les périodes calcaires du Malm et du Néocomien.

- *L'épisode argovien.*
La première période distinguée en Ubaye concernait l'épisode argovien et on y trouvait de grandes difficultés à en interpréter les faciès. Dans les Préalpes, les analogies suivantes peuvent être proposées: Au Sud de la zone de transition, l'argovien "noduleux" est fréquemment absent de la base de la barre des calcaires massifs du Malm. Au niveau de la zone de transition, des resédiments d'origine néritique sont enregistrés dans une position déjà bassin au sein-même de cet Argovien (Marbre de la Vernaz - Notice de Thonon Chatel, 1/50 000, "Argovien" des Crouses- Coupe de Chasset, p. 26).
Ces remarques au niveau des Préalpes sont en faveur de ce que nous proposons pour la liaison Séolane-Morgon, à savoir des niveaux de resédimentation certains, mais pas forcément de forte profondeur du moins pour les zones de plate-forme plus ou moins permanentes.
- *La période calcaire fini-Jurassique (Oxfordien ?) - Portlandien*
Dans les Préalpes, les faciès qui constituent ces calcaires massifs témoignent d'une paléogéographie contrastée avec une plate-forme au Sud, à dépôts néritiques et récifaux et au Nord, un bassin à dépôt pélagique à Calpionelles. Ce dispositif se calque sur celui de l'étape Bathono-Oxfordien, avec la même polarité. Ces caractéristiques sont aussi celles du Malm dans le Subbriançonnais de la liaison Séolane-Morgon.

Un argument de plus en faveur d'une similitude de l'évolution est la nature du substratum. Dans le bassin, quand la barre est sous un faciès pélagique, le substratum est complet. Au niveau du domaine intermédiaire et plus au Sud, le substratum devient fortement lacunaire.

Au niveau de la zone de Château d'Oche-Corbeyrier (Sud de la Dent d'Oche, le Malm néritique repose sur des dolomies blondes du Trias (A. Baud et M. Septfontaine, 1980) et ce n'est pas sans rappeler ce qui a été proposé pour les Séolanes en Ubaye, à savoir un substratum d'âge rhétien (Grande Séolane) au Lias inférieur (Siolane des Besses).

On retrouve pour cette étape, dans ces deux régions, la même logique de faciès et aussi une répartition des aires d'érosion équivalente.

- La période des calcaires du Néocomien.

Dans les Préalpes, ces dépôts sont cantonnés à la partie du bassin permanent. Quand on s'approche de la zone de transition, ces sédiments annoncent des hauts-fonds, voire des zones de faible tranche d'eau. C'est aussi ce que l'on observe quand on passe du Morgon aux Séolanes par le Cap. Au Sud du Cap, donc de la zone de transition, ces niveaux sont rarement préservés sous la transgression du Crétacé supérieur.

L'étape Malm-Néocomien montre des similitudes entre les Médianes et le Sub-briançonnais Séolane-Morgon qui ne peuvent être l'oeuvre du hasard.

1-3.4. L'ETAPE CRETACE-TERTIAIRE.

1-3.4.1. Présentation.

Cette période est dominée par deux ensembles principaux: les "couches rouges" qui débutent fréquemment par des niveaux schisteux sombres, et le flysch schisto-gréseux.

La planche (Fig.31) qui résume les variations de ces ensembles sur la transversale Mémise-Dent d'Oche montre que la sédimentation des calcschistes planctoniques n'enregistre plus la morphologie Malm-Néocomien.

Si on compare les coupes les plus complètes de Mémise et de Dent d'Oche, on observe des séries qui débutent à l'Albo-Cénomaniens et montent dans le Paléocène par un hiatus souligné par un hard-ground qui sépare les couches rouges paléocènes (*Globorotalia*) d'un Crétacé souvent incomplet Campanien à Mémise, Turonien à Neuva et même Néocomien au Blanchard.

Le flysch schisto-gréseux occupe le coeur des synclinaux. Il consiste en une alternance de marnes sombres et de grès calcaires riches en figures sédimentaires (stratification entrecroisée, granoclassement fréquent). Curieusement, les descriptions semblent vouloir montrer un passage continu Paléocène-Eocène malgré le changement de lithologie et de faune. Il faut souligner que la faune du Col de Corbier (H. Badoux et C.H. Mercanton, 1962, p. 176) est d'âge Lutétien supérieur et que si cette formation monte dans le Priabonien, cela n'a pas encore été démontré paléontologiquement.

Ce flysch est coiffé par une nappe de flysch à Helminthoïdes en position de pseudo-couverture. Ce caractère tectonique auquel s'ajoute des critères de sédimentologie a permis à C. Kerckhove (1969, p. 128) de paralléliser cette nappe de flysch (Simme s.l.) avec la nappe de l'Autapie de l'Embrunais-Ubaye.

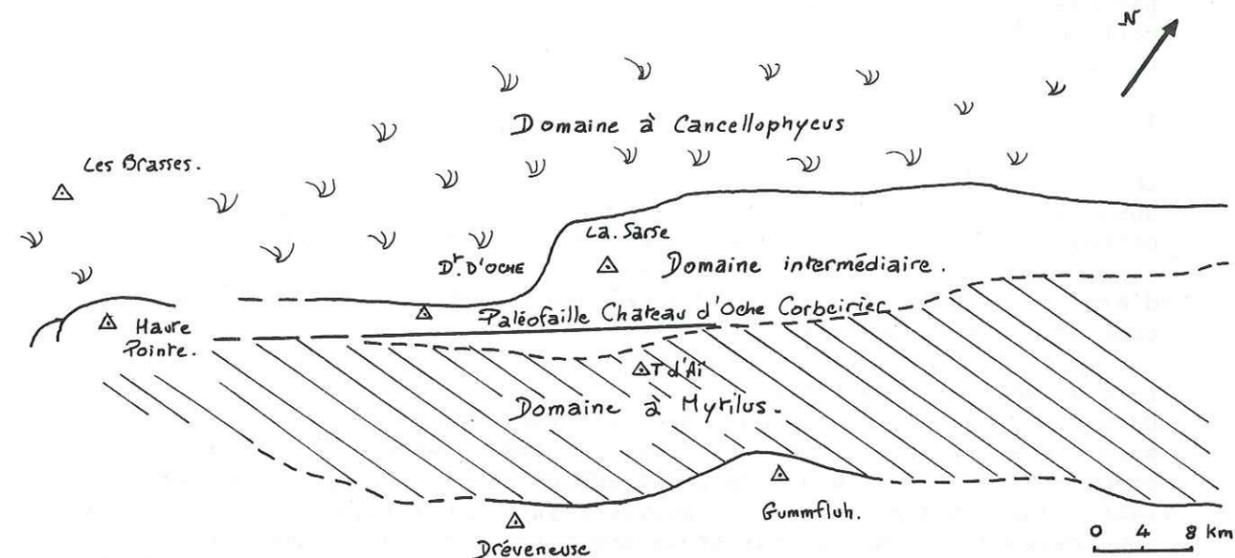


Fig. 30. Carte palinspastique des médianes - bordure N. Briançonnaise - au Bathonien. D'après M. Septfontaine 1979 (légèrement modifié)

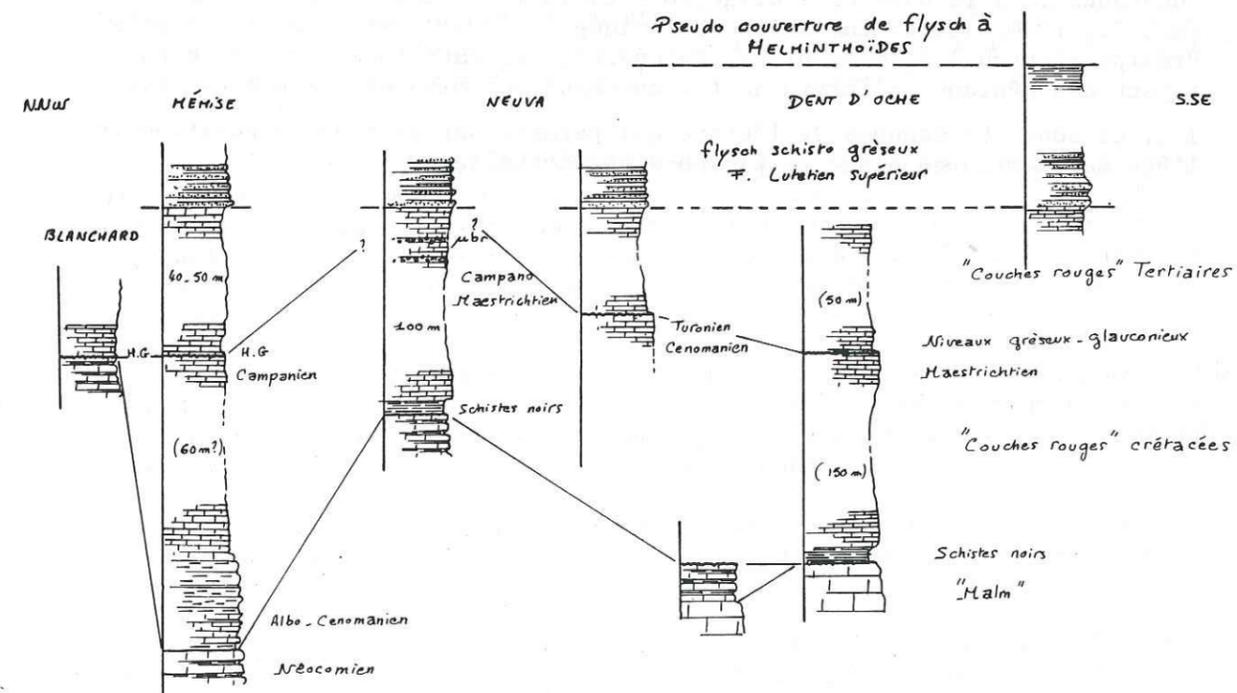


Fig. 31 Correlations lithologiques illustrant la variabilité des "Couches rouges" - D'après H. BADOUX & C.H. MERCANTON (1962) - Carte THOMAS-CHATEL 1/50000 (1965) -

1-3.4.2. Comparaisons avec l'Ubaye.

- *La période schistes médio-Crétacé.*

Les phases planctoniques que nous avons envisagées en Ubaye pour expliquer le violent détritisme de certaines unités de l'Ubaye (Piolit) ont eu pour effet, dans les Préalpes, la réapparition du détritisme terrigène, avec des passées de grès glauconieux. Il n'y a pas de conglomérats polygéniques pour cette période dans les Préalpes Médiannes. Cependant, nous avons vu qu'en Ubaye, c'est essentiellement les unités en position bassin qui étaient touchées par le détritisme grossier dans les Préalpes Médiannes; le raccord paléogéographique septentrional n'est pas conservé.

- *La période planctonique.*

Aussi bien en Ubaye que dans les Préalpes, cette période montre des calcaires planctoniques à faciès "couches rouges" qui se déposent sans tenir compte des paléogéographies antérieures. On trouve aussi les mêmes niveaux d'érosion vers le Sud où le Jurassique supérieur sert de substratum aux couches rouges (Petite Sèolane en Ubaye).

- *Le bouleversement du Tertiaire.*

Dans les Préalpes, le flysch d'âge essentiellement éocène moyen montre une accordance avec le Paléocène à faciès couches rouges. L'histoire est ici bien différente de l'Ubaye où le flysch des Sèolanes scelle des structures tectoniques. L'arrivée de la nappe de flysch à Helminthoïdes va redonner aux Préalpes Médiannes un caractère subbriançonnais où la position de flysch à Helminthoïdes en pseudo-couverture est connue (Unité des Trois Evêchés; C. Kerckhove, 1969). Le problème de l'âge du flysch schisto-gréseux des Préalpes Médiannes et surtout celui de l'arrivée de la nappe de l'Autapie(?) - Simme n'est pas sans conséquences sur l'histoire tectonique du Subbriançonnais et des Préalpes.

Les interprétations classiques proposent une mise en place des flyschs allochtones vers la base de l'Oligocène (Evolution géol. de la France, p.250 in C.7., 1980) qui exclue toute tectonique "priabonienne" pour l'ensemble Préalpes-flysch à Helminthoïdes. Cependant, les datations obtenues dans le flysch des Médiannes n'interdisent aucunement une mise en place plus précoce.

Ici, ce sont les données de l'Ubaye qui permettront de prendre position sur l'âge de la mise en place du flysch à Helminthoïdes.

2. LE SECTEUR GESSO-STURA (SUBBRIANCONNAIS ITALIEN).

2-1. PRÉSENTATION (Schéma structural, Fig.32 ; d'après B. Franceschetti, 1967; M. Gidon, 1972).

Le deuxième secteur de comparaison que nous proposons est emprunté au Subbriançonnais italien. Avec ces terrains, nous retrouvons un Subbriançonnais plus conforme à sa définition puisqu'il se présente, structuralement, entre un autochtone et des terrains briançonnais. Le schéma structural présente, au Nord de la partie ancienne du massif cristallin de l'Argentera, trois bandes de terrain orientées WNW-ESE.

La plus méridionale correspond à la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque de l'Argentera-Mercantour qui fera l'objet du chapitre suivant. Ici elle présente des séries très complètes du Trias au Tertiaire, se terminant par un flysch d'Annot couronné par un olistostrome terminal, comme en Ubaye. Ce terrain autochtone se replisse fortement à l'approche du contact des nappes subbriançonnaises (flexure à vergence NE) et dont l'ampleur semble croissante vers le SE où réapparaît, en fenêtre, une unité de flysch attribuée au Subbriançonnais (unité d'Aisone-Demonte).

La bande médiane consiste en un empilement d'unités, qualifiées de subbriançonnaises, dont les principales sont, du NW au SE, l'unité du Mont Giordano, l'unité de la Cima Piconiera et l'unité du Mont Salé-Mont Savi. Ces unités sont structurées en plis couchés et en écaillés avec une particularité au niveau de l'ensemble puisqu'elles montrent un système de relais "en festons" illustré par la Fig.33a

Vers le SE, la bande méridionale disparaît momentanément mettant alors directement en contact la couverture sédimentaire du massif de l'Argentera et la bande septentrionale. On n'attribue plus à la bande médiane que quelques lambeaux mésozoïques ainsi qu'une masse de flysch qui réapparaît sous la couverture du massif qui a glissé (flysch en fenêtre d'Aisone-Demonte).

Elle réapparaît plus au Sud, en rive droite de la Stura, avec l'unité du Col de Tende (M. Lanteaume, 1958), unité qui se structure aussi en plis couchés (Barres de Boaires - Cimes de Pépin) et qui a la particularité d'être à la fois subbriançonnaise et parautochtone.

Comparée à la bande précédente, on observe ici de grandes variations sédimentaires pour les séries mésozoïques sur lesquelles nous nous attarderons pour en comprendre la logique.

La bande septentrionale est caractérisée par une sédimentation de type briançonnais et aussi par un socle cristallin qui fait toujours défaut dans la bande médiane.

Les différents schémas structuraux consultés pour cette région varient légèrement d'un auteur à l'autre pour la limite Subbriançonnais-Briançonnais. En fait, comme le souligne très justement M. Gidon (1972), la subdivision en unités structurales sur des critères géométriques, qui reflètent

Au Mt. Salé -Mt. Savi.

La coupe la plus complète montre un ensemble inférieur à dominante carbonatée, où on observe de bas en haut:

- Des dolomies sombres litées qui passent à des dolomies schisteuses jaunâtres à nuances verdâtres en lits de 10 à 30 cm (épaisseur tectonique, mais pas inférieure à 10 m).
- 2 à 4 m d'alternance irrégulière de calcaire gris-bleuté à vert, lumachelique, et de niveaux argileux de couleur bronze, très écrasés (c'est le faciès typique du Rhétien).
- Des niveaux dolomitiques crèmes avec des rubans grisâtres qui deviennent plus massifs vers le sommet où ils sont remplis alors de fentes de quartz (8 à 10 m) (attribués à l'Hettangien).
- Vient ensuite un calcaire compact à cassure noire avec de petites taches jaunes. Il est fossilifère à la base avec une faune abondante de Lamellibranches et de Brachiopodes. On y observe aussi des lames siliceuses noires à rouilles (épaisseur de 10 à 15 m). Au niveau de la coupe, cette formation s'achève par des niveaux de calcaires dolomitiques blancs et noirs, localement rubéfiés (hard-ground sommital?) (l'ensemble est attribué au Lias).

Dans l'unité du col de Tende, plus au Sud, on trouve à la base de la série un ensemble de formations d'âge Trias-Lias inférieur qui sont:

- des cargneules;
- des schistes à Equisetum et des calcaires dolomitiques;
- des niveaux lumacheliques (Rhétien);
- des calcaires dolomitiques, puis spathiques, à Gryphées (Sinémurien).

La barre massive attribuable au "Dogger-Malm" ravine ces niveaux triasico-liasiques.

2-2.1.2. Comparaisons avec l'Ubaye.

L'unité du Mt. Salé-Mt. Savi montre, à sa base, des niveaux comparables à ceux des Séolanes en Ubaye, avec les lumachelles rhétiennes et les dolomies attribuées à l'Hettangien.

Le Lias calcaire n'a pas, en Italie, un développement aussi important qu'en Ubaye où les falaises peuvent dépasser 100 m.

Il n'y a pas une explication unique, puisque cette réduction peut être liée à une érosion ante-Dogger (J. Reau, 1977, Fig. 32) et/ou une érosion ante-formation bréchique (M. Gidon, notice de Larche, 1977).

Nous avons vu, en Ubaye, ces deux cycles d'érosion et aussi d'importantes variations d'épaisseur, apparemment inexplicables (passage de Dramonasq à la Lauze, par exemple).

2-2.2. ETAPE LIAS-OXFORDIEN.

2-2.2.1. Présentation.

Cette étape permet une première corrélation, puisque des terrains de cet âge sont connus dans les trois unités.

Au Mt. Giordano (M. Gidon, 1972).

La série débute par des calcaires massifs, bleutés et fétides à la cassure (attribués au Dogger), et se poursuit par des niveaux de schistes à lits gréseux (10 à 50 m), puis par des schistes noirs à passées silteuses

(attribués au Callovo-Oxfordien).

A la Cima Piconiera:

On observe au-dessus des dolomies bréchiques:

- Un calcaire jaunâtre, à cassure sombre, se débitant en plaques (tectonique?) où on observe des tests d'organismes (bivalves essentiellement) complètement aplatis et étirés. En plaque mince, les rares bioclastes déterminables sont des articles de Crinoïdes et des sections de Lamellibranches (attribués au Dogger).
- Un calcaire plus argileux qui fait une vire morphologique entre le calcaire jaunâtre et la barre plus massive du "Malm". Au versant sud de la Piconiera, on peut distinguer des intercalations plus calcaires à la base et une passée franchement bréchique (plus de 2m) à environ 10m de la base de la barre massive. Cependant, ces niveaux n'ont malheureusement pas de grande continuité latérale. Ils pourraient correspondre à un épisode "Terres-Noires" (?) d'ailleurs cartographié comme tel dans le prolongement NW de la Piconiera.

Au Mt. Salé-Savi:

La coupe la plus complète (J. Réau, 1977, Fig. 32) montre au Mt. Savi:

- 15 m de calcaires schisteux, formant une vire à la suite du Lias calcaire.
- Une masse calcaire, sombre, faisant un léger relief dans la morphologie (plus de 10 m) (attribuée au "Dogger").
- Environ 10 m de niveaux calcaires schisteux noirâtres (faciès à Cancellophycus) attribués au Callovien.
- Une épaisse formation de calcaires bréchiques, microbréchiques et gréseux sur plus de 100 m. Elle semble perdre son détritisme avant d'aborder la barre massive; elle est attribuée au Callovo-Oxfordien. Cette formation n'est pas datée précisément et je rappelle que S. Franchi (1933) la place plutôt dans le Lias et que M. Gidon la place dans le Crétacé (1972) avant de lui proposer un âge argovien (1977, Notice de Larche).

Dans l'unité du Col de Tende:

Aucun sédiment de la tranche de temps considérée n'a été mis en évidence dans cette unité. Il semble que la barre du "Malm" soit directement transgressive sur le Trias-Lias inférieur.

D'autres auteurs, dont F. Carraro *et al.* (1970) pensent que le Dogger est peut-être présent sous le même faciès que le "Malm" à la base de la barre.

2-2.2.2. Commentaires relatifs à l'étape Lias supérieur-Oxfordien et comparaisons avec l'Ubaye.

Malgré le manque de précision dans les corrélations, dû à l'absence de données paléontologiques, on peut souligner que du SE vers le NW, on observe successivement:

- Un domaine où le Lias-Dogger est pratiquement absent sous le "Malm" (unité de Tende).
- Un domaine où une partie du Dogger-Malm est fortement détritique (paléotectonique active), après un épisode probablement peu profond (calcaires à Lamellibranches et Crinoïdes du Dogger (unité du Salé-Savi)). Il est possible de préciser que:

- . le faciès, comme le microfaciès, de la barre du Dogger est assez comparable aux calcaires jaunâtres de la Cima Piconiera;
- . l'épisode des calcaires lités bréchiqes, parfois granoclassés, est comparable, tant pour le faciès que pour la place dans la colonne stratigraphique, aux brèches du pli du Cap. Cette ressemblance avait déjà été soulignée un peu plus au NW par D. Schneegans (1933). Cette comparaison est en faveur de l'encadrement "Callovo-Oxfordien" proposé par J. Réau (1977).
- Un domaine où on n'observe plus cet important détritisme, mais où domine une sédimentation plus calme et apparemment plus profonde (faciès Terres-Noires à Servagno - unité Piconiera - et au Giordano).

Tout comme en Ubaye, ces variations semblent intéresser un Dogger supérieur-Malm inférieur par opposition au "Dogger inférieur" qui semble plus uniforme par son faciès peu profond.

Il en ressort une logique comparable à la transition Séolane-Morgon:

- au NW, un bassin, plutôt profond à partir du Dogger supérieur;
- au centre, un domaine de resédimentation de brèches qui annonce un seuil;
- au SE, un domaine érodé qui est probablement la source des brèches de la partie méridionale du bassin.

2-2.3. ETAPE MALM-NEOCOMIEN.

2-2.3.1. Présentation.

Cette étape montre clairement au "Malm" une opposition radicale entre deux types de faciès:

- au NW, des faciès très fins, peu épais avec des faciès noduleux à la base (Mt. Giordano - Cima Piconiera);
- au SE, un faciès de calcaires et dolomies d'ambiance récifale formant une barre épaisse (plus de 100 m par endroits).

Au Mt. Giordano:

On observe, au-dessus des schistes noirs:

- 10 à 50 m de calcaires argileux, parfois avec des intercalations plus calcaires, parfois avec des niveaux de plaquettes vertes ou rouges, attribués à l'"Argovien";
- quelques mètres à 20 m de calcaire gris à beige où le litage est fréquemment souligné par des lits de silex à la base comme vers le sommet. Cette formation est attribuée au "Kimmeridgien-Portlandien" et peut être déjà Berriasien (M. Gidon, 1972, p. 89);
- des calcaires gris, à patine fine, en petits bancs alternant avec des niveaux de marno-calcaires très discrets. Le passage continu de la barre massive à ce faciès, de même que la présence de quelques Aptychus, fait que cette formation est à rapporter au "Néocomien". L'épaisseur dépasse souvent les 50 m.

A la Cima Piconiera.

A la suite des calcaires argileux (Dogger-Oxfordien (?)), on observe directement:

- des calcaires argileux fortement schistosés, d'abord crèmes, puis passant à des niveaux rougeâtres (4 à 6 m) (Argovien ?);
- une barre plus compacte de calcaire marmoréen gris sombre à gris clair, légèrement siliceuse à la base (15 à 20 m);

- un calcaire plus argileux que la barre, légèrement verdâtre (quelques mètres), (comparable probablement au niveau à Belemnites de la coupe de Y. Gubler-Wahl, 1955).

Ces deux dernières formations sont attribuables au "Malm" (Kimmeridgien-Tithonique), les niveaux à Belemnites pouvant toutefois évoquer des restes de "Néocomien", où ces fossiles sont souvent abondants, préservés sous une formation attribuable au Crétacé supérieur.

Au Giordano comme à la Piconiera, c'est une sédimentation fine qui est de règle avec des niveaux colorés à la base. Ces deux unités sont à placer en position bassin, tant par les corrélations avec d'autres unités telles que "Morgon" que par la finesse de la sédimentation.

Au Mt. Salé - Mt. Savi.

Au-dessus de la formation bréchiqie, on observe:

- un calcaire blanc massif, parfois dolomitisé, sur plus de 100 m, qui débute au niveau de la coupe par des niveaux marmoréens rouges;
- quelques mètres à 20 m de calcaires en plaquettes, attribués au Néocomien, sont préservés sous les niveaux de calcschistes planctoniques.

Cette variation d'épaisseur est liée au changement radical de faciès où, quand la dolomitisation ou la déformation ne sont pas trop intenses, il est possible d'observer une ambiance péri-récifale à récifale (D. Schneegans, 1938, p. 240) qui se développe encore plus clairement au Sud dans l'unité du Col de Tende.

Dans cette unité, F. Campanino Sturani (1967) a décrit une faune de Nérinées, Madréporaires, Diceratides, Lamellibranches, Echinodermes et Clypeinas, d'âge Kimmeridgien-Tithonique, qui est comparée à celle de l'autochtone dans le faciès provençal (*sensu auctori*). Pour cet auteur, cette attribution s'applique, au minimum, aux 2/3 supérieurs de la barre massive.

2-2.3.2. Commentaires et comparaisons avec l'Ubaye.

Pour cette étape, nous avons distingué en Ubaye, trois périodes (Période argovienne - Période calcaires du Malm, puis du Néocomien).

- La période argovienne.

Des terrains attribués à cette période montrent une réduction d'épaisseur non négligeable du NW vers le SE. Au Salé, la base des calcaires compacts est un marbre argileux rouge. Dans l'unité du col de Tende, ces niveaux sont absents. On retrouve, ici, la même logique qu'en Ubaye, à savoir une base du Malm fortement diversifiée pour son faciès.

- Les calcaires du Malm.

Si l'équivalence stratigraphique de ces calcaires semble admise à l'heure actuelle, leur positionnement palinspastique vis à vis de ce qui les entoure, c'est-à-dire la couverture autochtone et le Briançonnais, pose problème.

On se rend compte que la grande difficulté à passer d'un faciès à l'autre, et, par extension, d'une série à l'autre, passe par des accidents majeurs. Au contraire, en progressant longitudinalement dans le Subbriançonnais, du NW vers le SE, on suit l'évolution d'une série de type bassin, à sédimentation fine (Giordano et Piconiera) à une sédimentation de type plate-forme, néritique à récifale, avec dolomitisation partielle et surtout faune caractéristique (Mt. Salé - Mt. Savi - Unité du col de Tende). C'est exactement la logique de l'Ubaye: même enchaînement de faciès, même polarité apparente plate-forme - bassin, même structuration dans le subs-



tratum au niveau de cette étape (séries complètes au NW, érodées vers le SE).

- La période des calcaires du Néocomien.

Elle confirme ce qui vient d'être énoncé pour le Malm. Ces calcaires sont présents dans la partie bassin quand ils n'ont pas été enlevés par les érosions ante-Crétacé supérieur. Ils deviennent lacunaires vers le SE, surtout dans l'unité du col de Tende où le Tertiaire ravine fréquemment le Jurassique supérieur.

Ces caractéristiques n'avaient pas échappé aux anciens et fréquemment dans la littérature, les faciès néritiques du Malm ont été rattachés aux faciès "Provençaux" de même que l'unité du Salé a été comparée aux Séolanes (D. Schneegans, 1933).

2-2.4. ETAPE CRETACE-TERTIAIRE.

2-2.4.1. Présentation

Là encore, la tectonique et le léger métamorphisme ont rendu indéterminable la microfaune des calcschistes planctoniques. Soulignons qu'il n'y a plus d'opposition plate-forme bassin entre Salé et Piconiera-Giordano, pour le Crétacé supérieur, et que tout ce domaine est le siège de mouvements tectoniques scellés par l'Eocène moyen-supérieur.

Au Giordano:

A la suite de la formation "néocomienne", on observe en concordance une accumulation de schistes noirs argilo-micacés, parfois pyriteux, attribuables à un Aptien-Albien.

Le Crétacé supérieur est absent de cette unité et la série se termine par des niveaux de "flyschs noirs", parfois discordants sur une structuration plicative précoce.

A la Cima Piconiera:

La série, beaucoup plus complète, nous montre au-dessus de la barre massive:

- Une épaisse formation (plus de 50 m) de calcaires planctoniques, ponctués, sériciteux; vers le sommet, s'intercalent des niveaux de calcarenites gréseuses à petites Nummulites et Orthophragmines (sur une dizaine de mètres).
- Cette formation est transgressée par un ensemble conglomératique (50m) qui ravine la formation sous-jacente. On y observe, surtout à la base, des niveaux de Nummulites et Discocyclus dont *N. millecaput* (Y. Gubler-Wahl, 1955, p. 84).
- Le flysch schisto-gréseux qui termine la série est en relation discutable avec les niveaux bréchiques (discontinuité structurale soulignée par un chapelet d'écailles selon C. Kerckhove - continuité probable (M. Gidon, 1972, p. 92).

Au Mt. Salé - Savi.

A la suite du "Malm-Néocomien", on observe:

- Une série de calcaires planctoniques, parfois calcschisteux avec débit en plaquettes, parfois mieux lités par intercalations de niveaux franchement calcschisteux. Cette formation est attribuable au Crétacé supérieur.
- Une formation de grès calcaires à grandes Nummulites plus ou moins discordante (10 m) qui passe à une série schisto-gréseuse qui termine la série (C. Kerckhove, 1969, p. 77).

Vers le Sud, dans l'unité du col de Tende, on observe très fréquemment une discordance angulaire entre un soubassement mésozoïque et le conglomérat de base à grandes Nummulites d'âge Lutétien (moyen-supérieur) avec localisation des niveaux versicolores gréso-conglomératiques à *Micranacodium*.

2-2.4.2. Commentaires et comparaisons avec l'Ubaye .

Les faciès attribués au Crétacé supérieur sont trop déformés ou lacunaires pour servir de support à une comparaison. Il ne semble pas, toutefois, que la limite de faciès entre les domaines de plate-forme et de bassin au Malm, se répercute dans la sédimentation crétacée.

Avec le Tertiaire, on retrouve une analogie tectonique avec l'Ubaye, à savoir une structuration apparemment scellée par le flysch Lutétien(?) - Priabonien au Giordano (M. Gidon, 1972).

A la Piconiera, c'est le conglomérat Lutétien supérieur qui a été comparé par Y. Gubler (1955) aux unités de l'Ubaye méridionale (unité du Pelat, selon C. Kerckhove, 1969). L'apparition de calcarénites à petites Nummulites au sommet des calcschistes planctoniques et sous le conglomérat n'est pas sans rappeler ce qui a été observé au Morgon (La Lauze - Série inverse du Vallon) et aussi en Ubaye méridionale au Mt. Pelat (C. Kerckhove, 1969, p. 77).

Au Mt. Salé-Mt. Savi, C. Kerckhove, M. Gidon et J. Rosset (*in* C. Kerckhove, 1969) ont mis en évidence la présence de calcaire gréseux à grandes Nummulites (faciès Séolanes) au Mt. Salé. Cependant, ce Tertiaire n'est pas aussi bien représenté qu'en Ubaye et ne nous renseigne pas sur une éventuelle tectonique ante-"calcaire gréseux". Dans l'unité du col de Tende par contre, le Tertiaire à grandes Nummulites, fréquemment conglomératique, à galets de roches sédimentaires et aussi cristallines, repose sur différents niveaux de la série (du Trias au Crétacé).

2-3. CONCLUSIONS SUR LE SECTEUR.

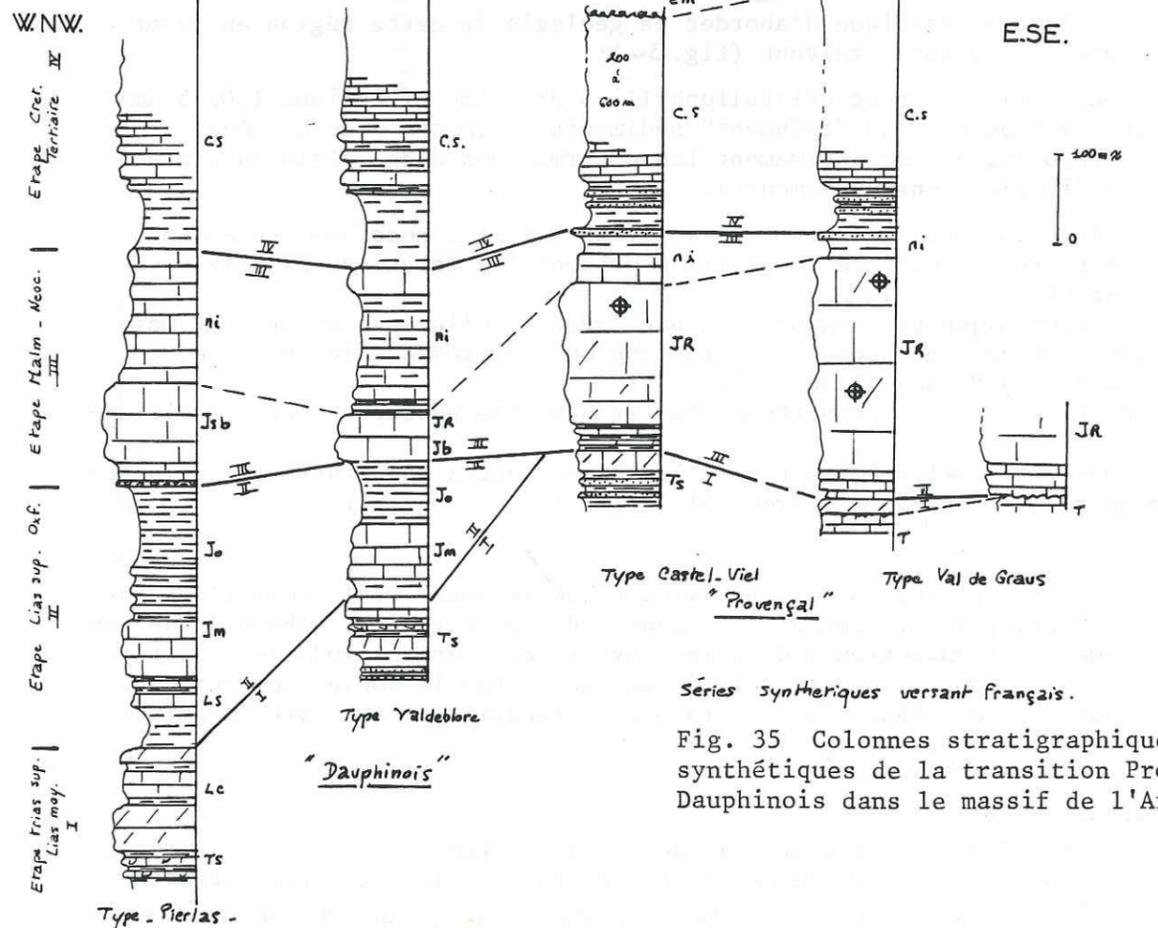
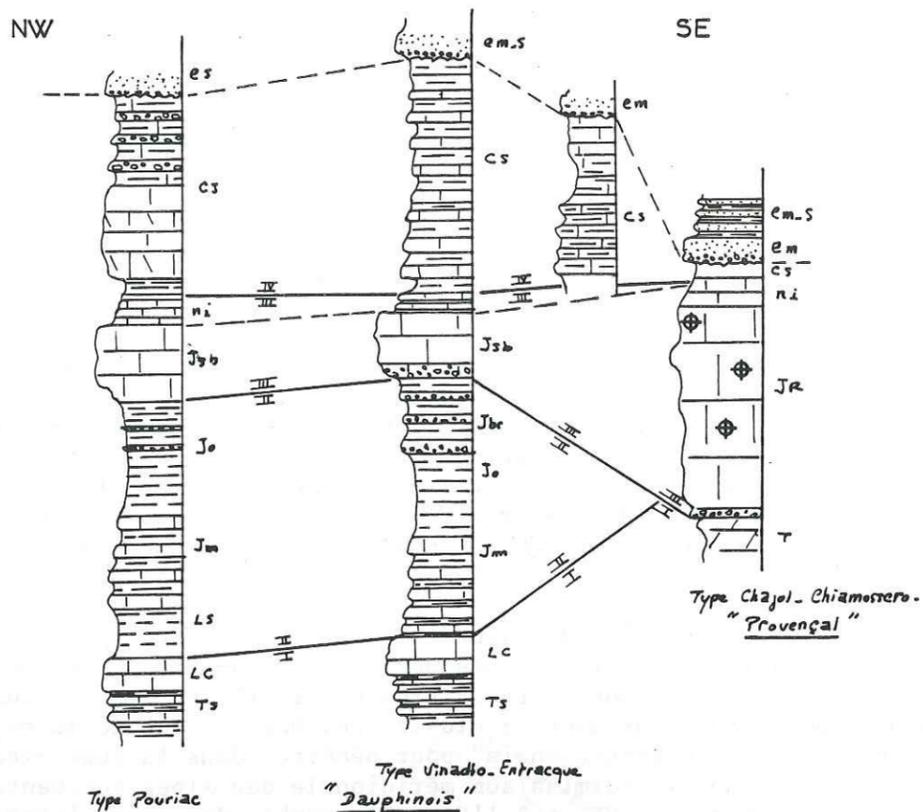
Le Subbriannonnais italien que nous venons d'analyser nous a montré, par comparaison de faciès, le motif observé en Ubaye autour de la liaison Séolanes-Morgon. Il se résume de la façon suivante:

- Une plate-forme au SE (érosions importantes, puis instauration d'un faciès récifal.
- Une pente vers le NW.
- Un bassin au NW, à caractère permanent et aux séries assez complètes.

Cet ensemble enregistre des pulsations paléotectoniques et montre des oppositions de faciès à des périodes comparables en Ubaye comme en Italie. Ce synchronisme se retrouve avec la tectonique "ante-Lutétienne" dont le rôle ne peut plus être négligé.

Ce motif est déformé par la tectonique et les relations, d'une unité à l'autre, sont toujours structurales. Cependant l'organisation relative bassin au NW, plate-forme au SE, est probablement originelle dans la mesure où elle se corrèle à ce qui est connu en Ubaye où la même organisation est justifiée en partie par une liaison stratigraphique.

Séries synthétiques versant italien



Séries synthétiques versant français.

Fig. 35 Colonnes stratigraphiques synthétiques de la transition Provence-Dauphinois dans le massif de l'Argentera.

3-2. CHARNIÈRE PROVENCE-DAUPHINOIS (s.l.) AU SEIN DE LA COUVERTURE DU MASSIF DE L'ARGENTERA.

Les grands traits de la géologie du massif de l'Argentera esquissés, voici maintenant un aspect de l'évolution sédimentaire de la couverture au niveau de la transition entre les deux grandes provinces paléogéographiques dauphinoise et provençale s.l. Il est bien connu qu'une transition ne s'effectue pas toujours au même endroit pour les différents ensembles lithologiques, de même qu'il existe souvent des faciès mixtes entre deux faciès clairement antagonistes. Toutefois, il est admis qu'au Sud-Est d'une ligne Roquebillière-Vernente (fig. 34), grossièrement perpendiculaire à l'allongement du massif, la sédimentation est à caractère "Provençal" avec des séries fréquemment lacunaires et d'ambiance de "plate-forme", alors qu'au Nord-Ouest de cette même ligne, les séries plus complètes et plus pélagiques d'ambiance "bassin" sont attribuées à la province dauphinoise.

Pour aborder cette zone de transition, le plus logique consiste à parcourir, parallèlement aux affleurements, la bordure italienne et la bordure française de part et d'autre de cette ligne.

- La bordure italienne montre ses faciès dauphinois jusqu'aux environs d'Entracque. Dans le détail, il faut remarquer que cette bordure italienne est coupée en deux par l'accident de la Stura avec au NW, une couverture relativement continue (Bersezio-Vinadio) et au SE tout le secteur d'Entracque où la tectonique à vergence "plaine du Pô" est très accentuée.

- Côté français, on sait, depuis A.F. Muret (1955), que les faciès dauphinois participent à toute la bordure SW du massif depuis le NW (col de Pouriac) jusqu'à Rimplas (Tinée). Entre la Tinée et la Vésubie, toute une zone transitionnelle est préservée avec, en rive gauche de la Vésubie, l'instauration des faciès de "plate-forme néritique" les plus typiques.

3-3. CARACTÉRISTIQUES DE LA ZONE DE TRANSITION DES FACIÈS.

Nous avons conservé pour cette description le découpage en 4 étapes principales (Trias-Lias moyen; Lias supérieur-Malm inférieur; Malm moyen-Néocomien; Crétacé-Tertiaire).

3-3.1. ÉTAPE TRIAS-LIAS MOYEN

Dans le massif de l'Argentera, la série de couverture mésozoïque débute par un Trias plus complet que dans le Subbriançonnais où généralement le décollement n'a préservé que le Trias supérieur.

Dans l'ensemble du massif, on observe:

1) Transgressif et discordant sur le Permien ou sur le socle, un ensemble détritique grossier de grès, quartzites à stratifications entrecroisées, et conglomérats, clairs sur 15 à 50 m en moyenne.

2) Par intercalations de plus en plus rapprochées, ce détritisme est relayé par une formation pélitique très colorée (rouge le plus souvent) pour une épaisseur de 15 à 20 m et qui s'enrichit dans les derniers mètres

en intercalations calcaro-dolomitiques jaunes.

Les ensembles 1 et 2 sont attribués par commodité au Werfénien, respectivement inférieur et supérieur.

3) Un niveau de décollement dénommé "cargneules inférieures". Il se compose de dolomie, de calcaire en plaquette jaune à lits schisteux verdâtres et de cargneules jaunes associées à de la dolomie vacuolaire. Vers l'Est (vallée de la Roya) apparaît une formation de calcaires recristallisés rosés, à passées noirâtres, en petits bancs, que l'on rencontre aussi en Haute Vésubie (épaisseur 50 m).

4) On observe ensuite une formation de calcaires et dolomies de puissance très variable (0 à 300 m). Ce sont des calcaires rubanés constitués de l'alternance millimétrique à plurimétrique de vases calcaires noires et grises, plus ou moins dolomitiques à pseudomorphes de gypse. Des passées de brèches intraformationnelles (chenaux, talus de failles ?) sont fréquentes et parfois grandioses. Ces niveaux ont livré des Dasycladacées probables de même que des petits Gastéropodes et Lamellibranches à tests fins. A la cime de Salante, A. Guillaume (1969) a découvert *Diplopora uniserialis* ainsi que des Lamellibranches et des Polypiers et a souligné la ressemblance de ce faciès avec ce qui est connu dans le Briançonnais classique au même niveau (voir les remarques de cet auteur: 1969, p. 534).

Dans la vallée de la Roya, ces calcaires se terminent, après une vire, par des calcaires et dolomies à *Myophoria goldfussi* (P. Fallot et A. Faure-Muret, 1957; M. Lanteaume, 1968; A. Guillaume, 1969) épisode connu aussi dans le Briançonnais classique et les Médianes (A. Baud et J. Mégard-Galli, 1975).

L'ensemble 4 est daté par sa faune et sa flore du Ladinien. Son étroite ressemblance, tant par la faune que par le faciès, avec le Ladinien briançonnais fait que l'Argentera est un des rares endroits du domaine externe ou le Trias ressemble tant à celui du Briançonnais. Notons, toutefois, l'absence du faciès des calcaires vermiculés (Briançonnais), remplacés ici par les calcaires marmoréens rosés.

A la suite de ce Trias moyen, on observe un deuxième niveau de décollement. Pour faciliter les comparaisons avec les autres secteurs, nous l'intégrons au découpage étape par étape précédemment proposé.

Côté italien, à la suite des cargneules supérieures, on observe des schistes argileux noirs luisants, non fossilifères et d'épaisseur tectonique, comparés au "faciès de Valdeblore" qui sont surmontés par une formation peu puissante de brèches à ciment pélitique et d'argiles versicolores apparemment constantes sur le versant italien (F. Carraro *et al.*, 1970).

Le Rhétien y est représenté par des calcaires et des marnes à Crinoïdes et Lamellibranches (dont *Dimyopsis emmerichi*), des calcaires oolithiques et dolomitiques, parfois des calcaires à silex. De Pouriac à Vinadio, on trouve au-dessus du Rhétien, une barre de calcaires organo-détritiques sombres passant à des calcaires argileux et se terminant par un banc plus dur surmonté d'un hard-ground. L'âge de cette barre calcaire pour le hard ground est sinémurien (*Arietites* et *Gryphaea*) à Lias moyen basal (C. Sturani, 1963).

Au SE, dans la région d'Entracque, le Lias calcaire correspondrait pour A. Guillaume (1969) à des calcaires jaunâtres à sombres, à patine blanche, avec Entroques et silex. A. Ascheri (1955) y aurait déterminé *Pentacrius basaltiformis*. Plus au Sud-Est, le Lias n'est plus connu dès le Caire di Porcera et, s'il est possible d'invoquer une cause tectonique, c'est pour une raison stratigraphique qu'il est absent au Mont Chajol où le "Dogger (?) - Malm" repose sur les calcaires rubanés ladinien.

Dans la région de Fontan, entre les cargneules supérieures et le Dogger (Bathonien daté), M. Lanteaume (1968) cite des calcaires dolomitiques crèmes à patine rosâtre pour une puissance de 20 à 25 m qui, selon lui, pourraient représenter l'infra-Lias.

Côté français, au niveau de la zone de transition, le Trias supérieur débute par un niveau jalonné de cargneules (cargneules supérieures) qui passe à environ 10 m de grès et schistes à *Equisetum mytharum* surmontés d'une alternance de calcaires dolomitiques et d'argilites vertes (5 m). Ce faciès, dit de Valdeblore (vallée de la Vésubie), passe latéralement vers le NW (St. Etienne de Tinée) à des marnes bariolées sur plus de 20 m, avec quelques passées de brèches calcaires, qui débute par des calcaires vert-rouge cristallins puis dolomitiques (8-10 m).

A l'Ouest de la Vésubie, on observe en continuité une alternance de calcaires lumachelliques à patine rousse, renfermant *Avicula contorta*, et de schistes noirs sur 4 à 5 m (Mont Raja). à Valdeblore, le même faciès y est représenté sur une épaisseur de 15 à 20 m.

A l'Est de la Vésubie, ces couches pourtant caractéristiques ne sont pas identifiées.

A la suite du "Rhétien", on observe un Lias calcaire qui débute quand il est complet par des calcaires en plaquettes, dolomitiques avec des argiles vertes plus ou moins sableuses. Le "Lias calcaire" se compose de calcaire sombre, organo-détritique, renfermant des Gryphées dont *Gryphaea arcuata* (Sinémurien) (Rimplas-Raja).

Ces niveaux connus depuis l'extrême Nord du massif se traduisent vers le Sud à quelques mètres de calcaire à Gryphées (Venanson) avant de disparaître au SE dans le vallon des Gruass où le Malm semble reposer directement sur le Trias.

Commentaire.

Les données recueillies pour cette étape ne sont pas suffisantes pour raisonner en paléogéographie par manque de contraste et surtout d'information dans le domaine provençal. Une prolongation hypothétique du haut-fond liasique du moyen Verdon (C. Tempier, 1961) vers l'Est est proposable. Cependant, il n'y a pas de dispositif clairement exprimé, si ce n'est la réduction des épaisseurs vers le Sud. Dans le domaine provençal, la présence des niveaux liasiques reste toutefois hypothétique (voir G. Dardeau, 1978).

3-3.2. ETAPE LIAS SUPERIEUR-MALM INFERIEUR.

Après ce découpage, nous nous intéresserons aux sédiments qui sont préservés sous la barre calcaire du "Malm".

En prenant comme référence le Nord-Nord Est du massif, on observe à la suite de C. Sturani (1963), au-dessus du hard-ground qui marque la lacune du Lias moyen:

- Des schistes marneux qui, par l'intermédiaire d'un banc plus calcaire, passent à 50-70 m de calcaires sombres lités, alternant avec des marnes et qui renferment des *Cancellophycus*, ainsi que des Céphalopodes (dont des formes bajociennes).
- Par enrichissement en argile, ces niveaux passent graduellement à des marnes noires (Terres-Noires des auteurs) sur une épaisseur de 200 à 300 m. Ce faciès monotone s'enrichit en intercalations de calcarenites micro-

bréchiqes à éléments de roches sédimentaires (dolomie triasique) dans la partie supérieure.

Les âges proposés sont Toarcien-Bathonien pour la formation à Cancelllophycus et Bathono-Oxfordien pour le faciès Terres-Noires (F. Carraro et al., 1970).

Sur le versant italien, ces faciès restent cohérents et relativement continus jusqu'à Vinadio. Au Sud-Est et surtout dans la région d'Entracque, il n'en est plus de même car des complications tectoniques, auxquelles s'ajoute un Quaternaire abondant, perturbent un tant soit peu la série stratigraphique.

Cependant, par profils fragmentaires et en se basant sur les faciès, il est permis de conserver un découpage équivalent à celui du Nord-Ouest, avec:

- Des calcaires sombres, lités à la base.
- Des schistes noirs où des intercalations de brèches semblent apparaître plus tôt dans les Terres-Noires, de même qu'elles y semblent plus grossières (F. Carraro et al., 1970). R. Malaroda (1957) y note, en plus du détritisme d'origine sédimentaire, des blocs de socle (granite, migmatite..).

Au SE d'Entracque, dès le Caire di Porcera, on aborde le domaine provençal. Ici, les couches à Cancelllophycus, de même que les Terres Noires, ne sont plus caractérisées, ni par la faune, ni par le faciès. Il faut descendre plus au Sud-Est, dans les environs de Fontan, pour que des formations soient attribuées à cette étape.

En rive gauche de la Roya, M. Lanteaume (1968, p. 51 à 58) observe au-dessus d'un Trias-Lias (?) très tectonisé:

- 30 à 40 m de calcaire jaunâtre plus ou moins carié.
- 0 à 25 m de calcaire oolithique et zoogène plus ou moins dolomitisé. Cette dernière formation est séparée des calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur par une zone de brèches tectoniques.

Bien que n'ayant pas livré de microfaune caractéristique, ces formations sont attribuées au Bajocien (?) - Bathonien, par comparaison avec des faciès décrits un peu plus au Sud (St. Laurent, Barbonnet...) où le Dogger, alors daté au moins du Bathonien (*Meyendorffina bathonica*), repose sur un Lias tout à fait basal.

Un autre exemple est donné par la coupe du Mont Ciajol où la base de la barre principale, qui est attribuable essentiellement au Jurassique supérieur, montre:

- 1 à 2 m de conglomérat de base, à éléments de Trias calcaro-dolomitique;
- 8 à 10 m de calcaire et dolomie sombres;
- 2 à 3 m de calcaire et marno-calcaire lités à débris de bivalves, attribués avec prudence à l'Argovien (A. Faure-Muret et P. Fallot, 1959).

Pour M. Lanteaume, qui reprend ces descriptions (op. cit., p. 59), l'ensemble pourrait être Bajocien-Bathonien au vu de ce qui a été décrit à Fontan et plus au Sud.

Du côté italien, il est possible de retenir les faits suivants:

En prenant le Bathonien comme référence, le domaine dauphinois est à "Cancelllophycus et Ammonites", par opposition à une partie du domaine provençal où il est calcaro-dolomitique à oolithes (vrai surtout pour la

partie méridionale du domaine provençal).

Entre ces deux domaines existe une zone où il n'est possible de raisonner que par hypothèses:

1) La barre massive du Malm serait systématiquement décollée aux abords du domaine provençal, auquel cas les sédiments du Lias supérieur-Malm inférieur sont absents par lacune tectonique.

2) La barre attribuée au Malm par les auteurs renfermerait déjà, sous un même faciès, des sédiments du Dogger voire du Lias. La convergence des faciès entre les calcaires dolomitiques de barrière-lagon du Dogger et ceux du Malm est en faveur de cette hypothèse. Cependant, au niveau de la transition entre les deux domaines, non seulement aucun argument paléontologique ne vient la confirmer, mais encore, cela ne fait que repousser au NW le problème de la transition qui n'en serait que plus brutale.

3) Une troisième hypothèse consisterait à invoquer une zone d'érosion, entre le bassin dauphinois et la plate-forme provençale, qui aurait supprimé au moins partiellement les faciès de transition. C'est probablement celle qui s'accorde le mieux avec les observations:

- Il y a indéniablement une lacune du Lias moyen-supérieur sur une partie de la plate-forme provençale (Bathonien transgressif sur le Rhétien dans l'arc de Nice; E. Colombo, 1966) (voir aussi M. Lanteaume, 1968, p. 97).
- Il y a à la marge sud-est du domaine dauphinois, un épisode détritique au sein des Terres Noires et de la base du Malm qui nécessite une source d'alimentation. Pour les auteurs italiens (F. Carraro et al., 1970), la source proviendrait d'une cordillère séparant le bassin de la future unité du Col de Tende, de celui des Terres Noires de la couverture de l'Argentera. Plutôt que d'invoquer une cordillère hypothétique, une autre solution consiste à synchroniser l'élaboration de zones-hautes méridionales avec une pente dirigée au Nord-Nord Ouest où vont s'accumuler les produits de l'érosion des zones-hautes. Le résultat final serait la création de la morphologie contrastée: plate-forme au Sud, bassin au Nord, scellée ensuite au Malm moyen supérieur.

Côté français, l'organisation plate-forme-bassin semble correspondre à la superposition de deux systèmes de direction. L'un, orienté NW-SE individualise le bassin du Barrot au seuil de la Tinée (G. Dardeau, 1978). L'autre, plus classique, admet une direction "provençale", soit grossièrement Est-Ouest. Dans le cadre plus vaste du bassin du Sud-Est de la France, le résultat est un ensemble de "bassins disjoints" subméridiens qui passe vers le Sud au système provençal E-W (B. Beaudoin, 1975).

Les faciès du Nord de l'Argentera, décrits avec le côté italien, vont varier suivant que l'on se trouve sur la zone de seuil (Rimplas, par exemple) où dans le bassin (Pierlas), ce qui implique de se déplacer aussi bien d'W en E, que du N au S.

On peut dire, toutefois, que le bassin du Barrot enregistre une subsidence quasi-continue du Lias supérieur à l'Oxfordien moyen, avec des dépôts épais et des faciès identiques pour une même époque (G. Dardeau, 1978). A Pierlas, cette étape montre la superposition suivante:

1. Au-dessus des calcaires bioclastiques à Entroques (Carixien ?), un ensemble de marnes et marno-calcaires.
2. Une formation de calcaires lités fins, à silex, Cancelllophycus et Cado-mites.
3. Des calcaires fins micritiques lités devenant de plus en plus marneux.

4. Par enrichissement progressif, on obtient le faciès classique des Terres Noires.

Les formations 2 à 4 sont attribuées au Bajocien-Oxfordien et l'ambiance de bassin subsident est constante.

En se déplaçant vers l'Est, parallèlement à la bordure provençale, on aborde, dans les environs de Rimplas, la zone de seuil. Au-dessus du "Lias calcaire", ici très réduit, on observe:

1. Un calcaire sombre graveleux (2 m), surmonté d'un banc calcaire fossilifère qui a livré une faune de Lamellibranches, Brachiopodes et Ammonites de la base du Bajocien (G. Dardeau, 1980).
2. Environ 20 m de calcaire bioclastique (biomicrite à Entroques) se terminant par des niveaux durcis.
3. Des calcaires fins à microfilaments et Cancellophycus s'enrichissant en argile vers le haut. (Près de Valdeblore, G. Dardeau cite la présence d'Ammonites du Bathonien inférieur dans le niveau 3).

Un peu plus à l'Est encore, le Mont Raja et la région de Venanson montrent, à la suite d'un Lias calcaire plus complet (Sinémurien-Lotharingien) auquel appartiennent peut-être déjà les niveaux glauconieux à oolithes ferrugineuses, la succession des couches suivante:

1. Des calcaires à patine rousse (10 m) renfermant des Ammonites de l'Aalénien inférieur.
2. Des calcaires noirs à patine grise (40 m).
3. Des calcaires argileux à microfilaments, Cancellophycus et Cadonites indéterminables (40-50 m).
4. Des calcaires marneux en petits bancs, à débris esquilleux (90-100 m) sans fossiles décrits.

Au niveau de cette coupe, on note l'absence des faciès graveleux qui marquent l'Argovien.

En redescendant vers le Sud-Est, cette étape n'est plus mise en évidence avec certitude en rive droite de la Vésubie.

En rive gauche de cette rivière, ni le Lias, ni le Dogger n'ont été identifiés et c'est le Jurassique supérieur qui repose directement sur le Trias au Vallon des Grauss.

Comme cela a déjà été souligné avec l'étude du versant Est du massif, ce n'est que dans le Val de la Roya que des formations sont attribuées au Bajocien-Bathonien sous un faciès de calcaire de plate-forme.

Commentaire.

Ce qui est retenu du côté italien est entièrement applicable au côté français. On peut, de plus, y préciser les faits suivants:

- Les séries réduites du Lias et les faciès bioclastiques bajociens traduisent des paléomorphologies que la direction classique E-W n'explique pas bien; aussi, convient-il d'y ajouter tout un système de paléomorphologie subméridienne.
- Ces variations enregistrées dans le Lias-Dogger inférieur et leur interprétation sont peut-être la clé des problèmes de la sédimentation de cette époque dans le Subbriannonnais des Séolanes et du Morgon où d'importantes variations dans le Lias-Dogger inférieur, avec surtout des réductions de

séries, s'effectuent apparemment sans liaisons avec ce qui se passe ensuite au Malm.

3-3.3. ETAPE "MALM MOYEN-NEOCOMIEN".

C'est peut-être cette étape qui enregistre le plus clairement l'opposition entre la plate-forme et le bassin, c'est d'ailleurs par les sédiments qui s'y sont déposés qu'il est le plus facile de distinguer la province provençale. La sédimentation y est essentiellement de type calcaire.

Du vallon de Pouriac au NW à Vinadio, on observe dans la morphologie une barre de 60 à 100 m où C. Sturani (1963) distingue 3 niveaux, à la suite des Terres Noires:

- Calcaires micritiques lités, parfois avec des passées microbréchiques (Radiolaires et Aptychus dont *Laevaptychus* (Notice de Larche au 1/50 000^e) (Oxfordien supérieur à Kimméridgien).
- Un calcaire plus compact, micritique, avec une base conglomératique peu différente des niveaux détritiques au sein des Terres Noires. Il renferme des Calpionelles (Tithonique).
- 0 à 50 m de calcaire micritique sombre en strates décimétriques avec niveaux à silex et qui renferme des Aptychus ainsi que des Belemnites d'où l'appellation de Néocomien à Céphalopodes (absence de faune caractéristique).

Des schistes marneux sombres, luisants avec de rares Belemnites, Ammonites indéterminables et nodules pyriteux font suite à cette barre. Ils sont comparés par leur faciès aux marnes noires Aptien-Albien et peut-être d'une partie du Cénomaniens (Larche 1/50 000^e). Ces niveaux d'ambiance bassin deviennent localement incomplets. C'est le cas dans les environs des Barri-cates où les marnes noires, de même que le Néocomien, sont absents sous le Crétacé supérieur pour des causes inconnues (C. Sturani, 1963).

On retrouve les faciès du NE de l'Argentera dans le secteur d'Entracque. Là, la barre du Malm dessine dans la morphologie les barres du Mt. Lausea et de la Punta Stramondin (Nord de Trinita) passant au Sud à la falaise du Pian dei Funs.

On y distingue des formations équivalentes à ce qui a été décrit plus au Nord avec toutefois, de l'avis des géologues italiens, une plus grande abondance du détritisme dans la partie inférieure de la falaise.

A la suite de ce "Malm" calcaire, on trouve au sommet des falaises Funs-Uglia, des calcaires renfermant parfois de vraies Lumachelles de Belemnites rentrant par ce fait dans la description du Néocomien à Céphalopodes.

Il est surmonté par une dépression morphologique où apparaissent des schistes associés à des marno-calcaires et des grès verdâtres glauconieux (A. Guillaume, 1969).

Dès le Caire di Porcera, qui marque le début du domaine provençal, et jusqu'au Mont Chiamossera, on observe une barre morphologique, mais cette fois-ci sous un faciès radicalement différent. Il s'agit d'une épaisse formation de calcaires blancs massifs, très fréquemment dolomitisés (250 à 300 m), dans un faciès récifal renfermant au moins pour les 150 à 200 derniers mètres les fossiles suivants: Nérinées, Diceratides, Lamellibranches, Echinodermes, Madreporaires, Clypeines, etc..... (F. Campanino-Sturani, 1967). Certaines formes de Nérinées étant d'âge tithonique, on a bien contempora-

néité des faciès pour au moins la partie à Calpionelles connue au NW.

Le problème de l'âge de la base de cette formation n'est pas élucidé; indirectement on peut l'approcher par les remarques suivantes:

- Un faciès néritique est connu dans le Bajocien-Bathonien, celui-ci existerait à la base de la barre du "Malm", auquel cas l'opposition de faciès avec la série d'Entracque serait encore plus nette.
- Toute la barre est d'âge "Kimméridgien-Tithonique", auquel cas il y a une lacune stratigraphique poussée sous cette barre. Les arguments en faveur de cette hypothèse sont les suivants:
 - . Détritisme important dans les Terres-Noires d'Entracque qui doit bien venir de quelque part, peut-être du Sud, avec notamment des blocs du Trias.
 - . Le changement de faciès correspond à une morphologie fortement contrastée qui correspond à une zone-haute au Sud.
 - . Côté français, existe un secteur où le Malm calcaire et dolomitique repose stratigraphiquement sur le Trias (Val des Grauss).

P. Fallot et A. Faure-Muret (1954) avaient proposé déjà d'attribuer au Malm seul cette formation calcaire et dolomitique, en mettant en doute la présence de tous les termes du Jurassique sous un même faciès.

Côté français, depuis le vallon de Pouriac et jusqu'aux environs de Pierlas, règne l'ambiance bassin avec les dépôts marno-calcaires à calcaires pélagiques.

Dans les environs de Pierlas, on observe à la suite de A. Faure-Muret (1955), au-dessus des Terres Noires:

1. Quelques mètres de marno-calcaires glauconieux renfermant des Ammonites de la zone à *Transversarium* (Argovien).
2. 30 m de calcaires à passées marno-calcaires.
3. Des calcaires fins, lités, 100 à 150 m.

Les niveaux 2 et 3 sont attribués au Kimméridgien-Tithonique. J.P. Bertrand (1975), qui a proposé une coupe pour le domaine entre Barrot et Argentera, insiste sur la multiplicité des niveaux de brèche de remaniement au sein des calcaires du Malm et l'interprète par une sédimentation de pente ou de glacis.

4. 30 m de calcaires lités en petits bancs renfermant des Tintinoïdiens du Valanginien inférieur à Moyen.
5. 200 à 300 m de marno-calcaires à intercalations calcaires devenant plus compacts vers le sommet par diminution de la fraction argileuse (Céphalopodes du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien).
6. Des calcaires à Radiolaires présentant un horizon glauconieux au sommet avec un hard-ground sommital à débris d'Ammonites dont les formes évoquent le Barrémien (50 m).

Les niveaux 4 à 6 représentent le Néocomien sous un faciès beaucoup plus marneux qu'au NE de l'Argentera et aussi plus épais.

Quand on passe en rive gauche de la Tinée et jusqu'à la Vésubie, les affleurements orientés grossièrement E-W sur plus de 10 Km montrent:

1. Un horizon très variable en épaisseur de calcaire marneux à cassure esquilleuse (0 à 30 m).
2. Des calcaires grumeleux alternant avec des marno-calcaires verdâtres

glauconieux et renfermant des Ammonites de la zone à *Transversarium* (30-50 m) (Argovien).

3. Des calcaires lités en gros bancs avec des horizons à Polypiers vers le sommet (100 à 250 m) auxquels un âge tithonique est attribué.

Cette incursion zoogène dans le faciès dauphinois donne un cachet de faciès intermédiaire pour cette série. Pour le Néocomien, que l'on suit depuis Pierlas et jusqu'à Venanson, on observe des faciès comparables à ceux de Pierlas, avec toutefois d'importantes variations en épaisseur (100 à 300 m), surtout sensibles au niveau de la fraction marno-calcaire médiane du Néocomien (A. Faure-Muret, 1955).

Aux abords de la Vésubie, on passe du faciès intermédiaire au vrai faciès calcaro-dolomitique provençal.

A Castel-Viel, et malgré des structures chaotiques, A. Faure-Muret (1955) a mis en évidence les niveaux noduleux et glauconieux de l'Argovien qui sont, ici, surmontés de niveaux calcaro-dolomitiques renfermant des Polypiers et des Nérinées d'âge Kimméridgien-Portlandien.

A la suite de ces calcaires massifs et zoogènes, on observe:

4. Une vingtaine de mètres de calcaires lités en petits bancs, à silex.
5. Quelques mètres à 10 m de calcaires marneux.
6. Un banc de 0,5 à 2 m de calcaire glauconieux avec hard-ground à Ammonites du Barrémien.

Les niveaux 4 et 5 sont attribués au Néocomien par encadrement. En deux kilomètres, le faciès calcaro-marneux a fait place à un faciès réduit, calcaire et glauconieux.

En rive gauche de la Vésubie, le faciès provençal s'affirme. Au vallon des Grauss, on observe directement sur le Trias, un ensemble calcaro-dolomitique qui se compose de:

1. Dolomie grise ou blanche, plus ou moins pulvérulente.
2. Des calcaires lités à silex noirs.
3. Un horizon discontinu de dolomie pulvérulente.
4. Des calcaires clairs massifs et zoogènes renfermant des Polypiers, Pachyodontes, Nérinées ...

Le niveau 2 serait d'affinité argovienne (Ammonites), les niveaux 3 et 4 sont Kimméridgien-Tithonique.

A la suite de ce Malm récifal et reposant sur ce dernier par un horizon de ravinement:

5. 10 à 15 m de calcaire un peu marneux, légèrement glauconieux à la base.
6. Un banc assez massif de calcaire glauconieux comparable par le faciès au Barrémien.

Ces deux dernières descriptions (Castel-Viel, Val des Grauss) nous montrent les principales caractéristiques du domaine provençal. Ce sont:

- Une sédimentation de type plate-forme (barrière-lagon) pour le Kimméridgien-Portlandien qui s'oppose, par la lithologie comme par la faune, au faciès dauphinois. Rappelons que la contemporanéité d'au moins une partie des deux faciès est certaine: Polypiers, Nérinées et Calpionelles du Portlandien.

- Un soubassement très lacunaire (Trias au Vallon des Grauss). Le degré d'érosion et/ou de non-dépôt est imputable à plusieurs causes dont les principales sont:

- . Les mouvements ante-Dogger à Mytilus qui apparaît dans la région de Fontan.
- . Une morphologie contrastée pour le Bathonien.
- . Les mouvements ante/syn-"Argovien", puisque celui-ci est préservé entre le "Malm" et le Trias.

Pour le Crétacé inférieur, le changement est radical en ce qui concerne la lithologie et l'épaisseur des séries. Cependant, il n'a pas été mis en évidence de faune néritique ou côtière, ce qui aurait permis de proposer une sédimentation de plate-forme pour le faciès réduit et glauconieux par opposition à un faciès de talus pour le faciès compréhensif.

Les données de M. Lanteaume (1968), plus au Sud, ne permettent pas de trancher définitivement. Il confirme la notion de Néocomien peu épais et glauconieux qui peut reposer localement sur des niveaux lacustres à saumâtres (Characées), évoquant le "Purbeckien". Néanmoins la tranche d'eau pour le Néocomien reste incertaine.

Curieusement, A. Faure-Muret a décrit, bien au Nord, la présence d'Entroques, apparemment non résédimentées, dans ce qui serait pour nous le bassin (1955, p. 255).

Commentaires.

Ces quelques réflexions relatives au Néocomien ne doivent pas cacher le rôle majeur que joue cette étape pour la définition d'un repère paléogéographique.

1) Le fait que l'on recoupe la limite des faciès en passant par le revers italien et par le revers français implique l'obliquité des zones paléogéographiques par rapport aux directions tectoniques. Ce n'était pas si évident côté français où de Pierlas au Vallon des Grauss, en passant par la Tinée puis la Vésubie, la progression se faisait d'Ouest en Est.

2) Si la zone de passage du Malm néritique au Malm pélagique est un repère indéniable, la présence d'un Malm néritique sur un soubassement érodé jusqu'au Trias semble avoir une place bien précise dans la paléogéographie. Cette zone semble pouvoir border, au Nord, le domaine où se superposent le Malm néritique et la formation à "Mytilus". On ne peut pas savoir, dans l'Argentera, comment s'effectuait alors la transition entre la formation à Mytilus et celle à Cancellophycus.

3) Dans les Alpes maritimes, on a déjà parlé du Trias moyen à faciès briançonnais (Ladinien). On a parlé aussi de faciès à Mytilus (Bathonien daté) au Sud-Sud-Est de la zone de transition et avec cette étape, on y superpose un "Malm" de plate-forme peu profonde. En anticipant un peu sur les conclusions ultérieures, notons que la série des Préalpes médianes plastiques internes a une évolution faciologique comparable.

3-3.4. ETAPE CRETACE SUPERIEUR-TERTIAIRE.

Cette étape correspond, ici, à deux cycles parfaitement distincts.

3-3.4.1. Le cycle Crétacé supérieur.

Il se dépose après un remaniement paléogéographique qui efface

l'opposition Nord-Sud. Sa base souligne parfois une lacune importante.

La partie NE du massif montre, pour un secteur Sambuco-Vinadio, à la suite des schistes marneux sombres attribués à l'Aptien-Albien:

- Une série calcaire épaisse (C. Sturani, 1963), litée, souvent calcaro-dolomitique, renfermant des Madréporaires, des petits Gastéropodes et des Hippurites (Coniacien-Santonien).
- Des calcschistes plus tendres (50-100 derniers mètres) avec des passées graveleuses et, au milieu de ce niveau, des niveaux franchement conglomératiques à galets de cristallin (rhyolites, granites...)(F. Carraro *et al.*, 1970).

Cet ensemble est transgressé par la formation à *Microcodium*. L'âge proposé est Turonien-Santonien supérieur et pouvant monter dans le Campanien-Maestrichtien (Globotruncana) aux Barricades.

De l'avis des auteurs italiens (F. Carraro *et al.*, 1970), ce faciès est un des traits les plus particuliers du côté italien, par rapport à l'Ouest et au Sud-Ouest du massif où les calcaires du Crétacé supérieur sont en bancs décimétriques séparés par des interlits argileux, faciès aussi monotone que compréhensif.

Le faciès-même pose quelques problèmes quant à l'origine propre du matériel cristallin qui viendrait peut-être du massif de l'Argentera (R. Marlaroda 1963) alors que C. Sturani le place dans une zone comprise entre l'unité du Col de Tende et l'Argentera. Il en pose aussi quant au faciès. Les Rudistes ne semblent pas former de vrais biostromes (F. Carraro *et al.*, 1970, p. 595); on ne sait donc pas où se trouve exactement la plate-forme à Rudistes en place.

Ce faciès d'ambiance néritique se dilue vers le SE pour ne donner aux environs d'Entracque que des calcschistes ardoisiers, avec comme succession:

1. Schistes marno-calcaires à la base (dépression de 30-40 m), liés à des grès brunâtres ou verdâtres (glauconie ?) (Albo-Cénomaniens).
2. Calcaires schisteux lités.
3. Calcschistes marneux.
4. Niveaux plus calcaires pour clore la série (peut-être à Belemnites).

Plus au SE encore, et dès le Caire di Porcera, le Nummulitique repose soit sur le Jurassique, soit sur le Néocomien (à l'exception de quelques lambeaux de Crétacé supérieur préservés au Chiamossero (C. Guillaume, 1969).

Il faut aller du côté de Tende pour réattribuer au Crétacé supérieur une formation dans le faciès de type "marbre en plaquettes". Toujours plus au Sud, dans la vallée de la Roya, aux abords de Tende, J.F. Toussaint a décrit (1965), à la suite de niveaux ligniteux (Purbeckien ?), un conglomérat à ciment versicolore qui passe à des calcaires à faciès de Néocomien puis à des calcschistes. Le conglomérat a livré des Globotruncanas d'âge Turonien.

Ces faciès variés, côté Est, montrent que si le Crétacé supérieur ne calque pas les paléogéographies antérieures, il n'en possède pas moins sa paléogéographie propre où la grande variété des faciès du côté italien, par opposition à l'homogénéité du côté français, est l'indice de paléotectoniques probables qui ont affecté préférentiellement les domaines initialement à l'Est du massif.

3-3.4.2. Le cycle tertiaire.

Ce cycle transgressif correspond à un ensemble de faciès homogènes qui, pour une épaisseur de plus de 500 m, termine l'histoire sédimentaire du massif. Classiquement, on y distingue la superposition des différents ensembles lithologiques suivants:

1) *Le conglomérat à Microcodium.*

C'est un ensemble conglomératique, à éléments d'âge Jurassique supérieur à Santonien, associé à des niveaux argilo-gréseux versicolores, qui affleure de façon discontinue à la base de la transgression tertiaire. Localement s'y superposent des couches à Cerithes et Pulmonés, d'ambiance saumâtre, incluses dans des calcaires noduleux microconglomératiques.

2) *Les calcaires biodétritiques.*

Ces calcaires fossilifères présentent des niveaux de conglomérats qui se différencient des précédents par des éléments de roches cristallines (rhyolites, rhyodacites, granites, gneiss, migmatites, andésites) dont la provenance se situerait dans l'hypothétique cordillère tendasque. La teneur croissante en argile annonce l'influence marine pélagique de la formation qui lui fait suite.

3) *Les faciès marneux.*

Ces marnes bleues sont des biomicrites silteuses qui renferment une abondante microfaune benthique et pélagique.

4) *Le complexe détritique.*

Cette formation correspond aux classiques grès d'Annot qui peuvent varier des faciès typiquement "flysch" (exemple: Peira-Cava) à des faciès plus grossiers et conglomératiques. Ce faciès est fréquemment sans discontinuité avec les niveaux marneux. Il se termine en bordure des zones internes par une formation de wildflysch interprétée comme annonciatrice des nappes d'origine interne.

Il faut retenir de ce cycle tertiaire les faits suivants:

- Le Paléogène débute par des formations telles, qu'il est nécessaire de concevoir la présence de socle à l'affleurement (cordillère tendasque ou cristallin de l'Argentera, suivant les auteurs).
- Les formations calcaires biodétritiques, marneuses, et le complexe détritique reflètent une certaine homogénéité. Cependant, et cela a été clairement montré par R. Campredon (1975), toutes ces formations sont hétérochrones (le problème de l'hétérochronie de l'olistostrome terminal est délicat à présenter, car l'interprétation de la formation fait qu'il est obligatoirement hétérochrone, mais il peut être instantané à l'échelle des temps géologiques).

3-4. CONCLUSIONS SUR LE SECTEUR.

La transition de faciès entre les provinces provençale et dauphinoise (s.l.), dans le SE de l'Argentera, présente une logique comparable à ce qui a été décrit dans le secteur-repère de l'Ubaye. Après une étape de sédimentation de plate-forme carbonatée, peu différenciée, s'instaure l'opposition entre un bassin permanent septentrional et une plate-forme méridionale (étapes 2 et 3). La zone d'articulation, abstraction faite des indentations de détail et des décalages tectoniques postérieurs, montre une quasi perpendicularité au front tectonique des zones internes. Si l'étape 4 ne montre plus d'opposition entre la plate-forme et le bassin (disparition de la flexure), la paléogéographie demeure contrastée, opposant des plates-formes à Rudistes à des calcschistes planctoniques. Après un épisode continental (poussé à *Microcodium*), la mer du Nummulitique revient par le SE, fossilisant par son conglomérat de base un épisode tectonique cantonné à la bordure interne du massif.

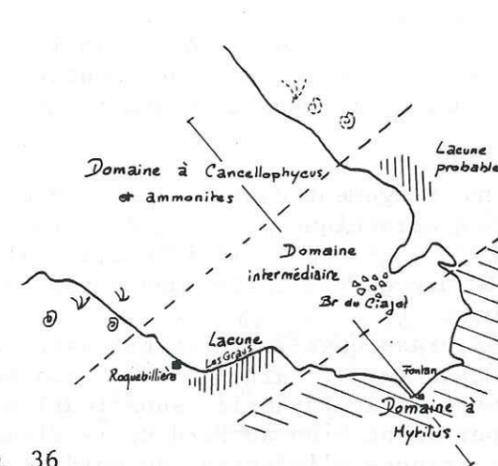
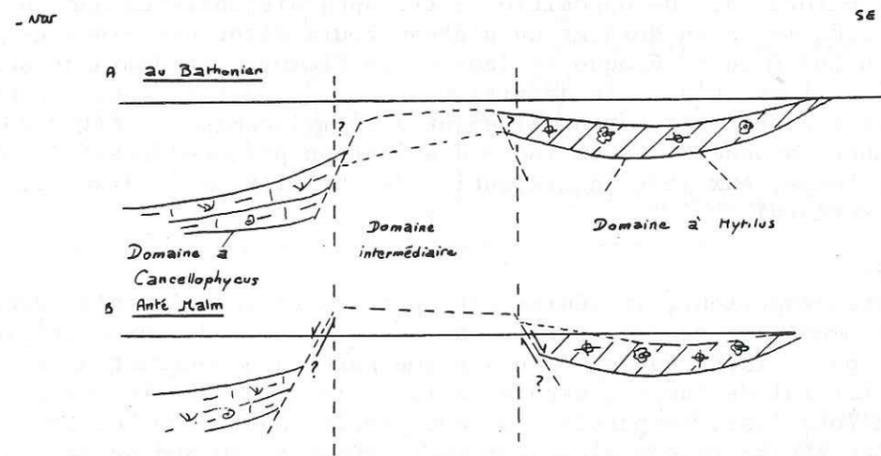


Fig. 36



Repartition schématique des zones de sédimentation au Bathonien

- Zone NW d'ambiance bassin (faune pélagique)
- Zone SE d'ambiance neritique à confinée

Le domaine intermédiaire n'est pas préservé à la suite des mouvements du Dogger-Halm

4 CONCLUSIONS SUR LES 4 SECTEURS-REPERES.

En adoptant un découpage en quatre étapes majeures définies en Ubye, nous avons retrouvé dans les trois autres secteurs une organisation des faciès similaire, de part et d'autre d'une zone de transition, avec la même logique évolutive, dans le temps comme dans l'espace. Les étapes 2 et 3 sont de loin, les plus significatives pour cette comparaison. La revue des faciès proposée permet d'établir un schéma commun aux 4 secteurs, qui synthétise la zone de transition. (Fig. 37)

ETAPE 1:

Au Trias-Lias moyen, la flexure ne semble pas exister. Après une période remarquable par son homogénéité de sédimentation lagunaire à marine de faible tranche d'eau (Trias supérieur-Hettangien), la sédimentation marine franche mais jamais profonde s'instaure. (calcaires de plate-forme)

ETAPE 2:

Dès le Lias supérieur, un changement dans la lithologie accompagne un premier bouleversement paléogéographique. Le bassin marin franc et permanent s'installe au Nord et s'oppose à des zones méridionales mal préservées des érosions ultérieures. La flexure naît à cette époque mais ne conditionne pas l'intégralité de la sédimentation.

L'épisode calcaire médio-jurassique (Bajocien pro parte), qui transgresse un soubassement érodé à divers degrés, fait la transition entre les zones émergées méridionales (recouvertes au Bathonien supérieur) et le bassin septentrional à caractère permanent bien au Nord de la flexure. Il montre aussi que des récurrences néritiques s'indentent au Nord de la zone de flexure suivant une direction sub-méridienne. L'interférence des deux systèmes de direction donne une organisation en bassins disjoints subméridiens limités au Sud par la zone de flexure. (B. Beaudoin 1975, G. Dardeau 1978)

Au Bathono-Oxfordien, une opposition nette apparaît entre un bassin à argilites et résédiments au Nord et un plateau fournissant des éléments détritiques au Sud. A cette époque, le jeu de la flexure est dominant sur les autres directions. L'épisode détritique grossier, dit des brèches du "Télégraphe" se concentre préférentiellement à l'emplacement du futur couloir tectonique subbriançonnais. Cette individualisation précoce serait à rattacher à titre d'hypothèse, aux jeux en distension des bassins Nord Médiannes. (domaine valaisan des auteurs)

ETAPE 3:

Au Malm moyen-supérieur, la sédimentation calcaire se réinstalle avec un cycle d'envoyement qui se caractérise par des niveaux noduleux d'origines variées, puis par l'instauration d'un système carbonaté montrant un bel enchaînement latéral de faciès, depuis le lagon jusqu'au bassin. Cette sédimentation fossilise, en partie, la topographie contrastée héritée de l'étape précédente. Les sédiments néocomiens, rarement préservés au Sud de la zone de flexure, présentent un faciès de bassin, au Nord, qui n'apporte pas de précision sur la zone de flexure.

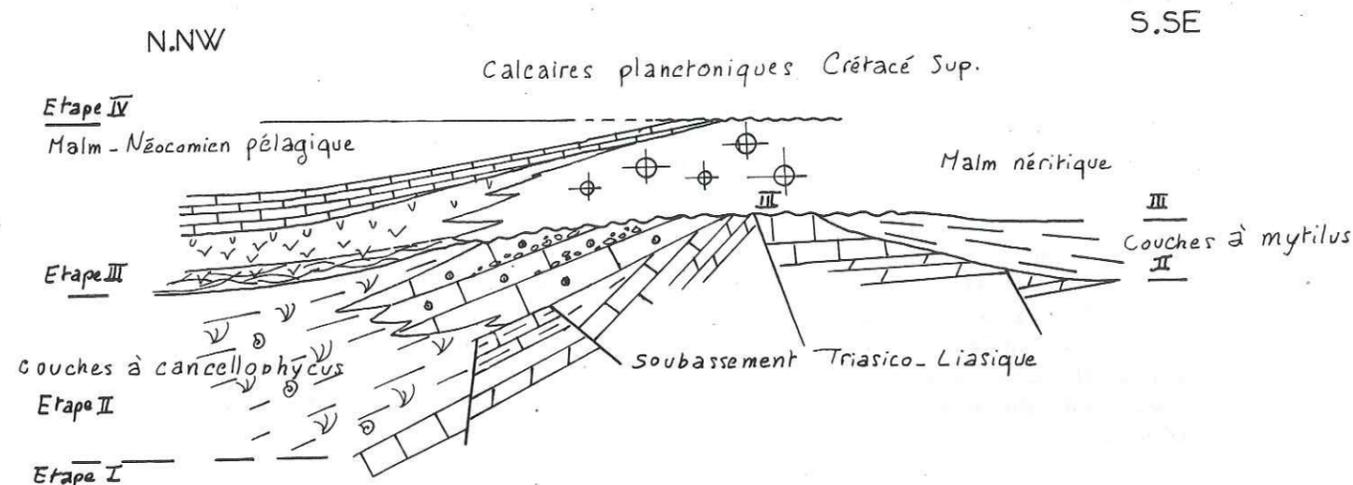


Fig. 37 - Organisation des faciès mésozoïques commune aux quatre secteurs.

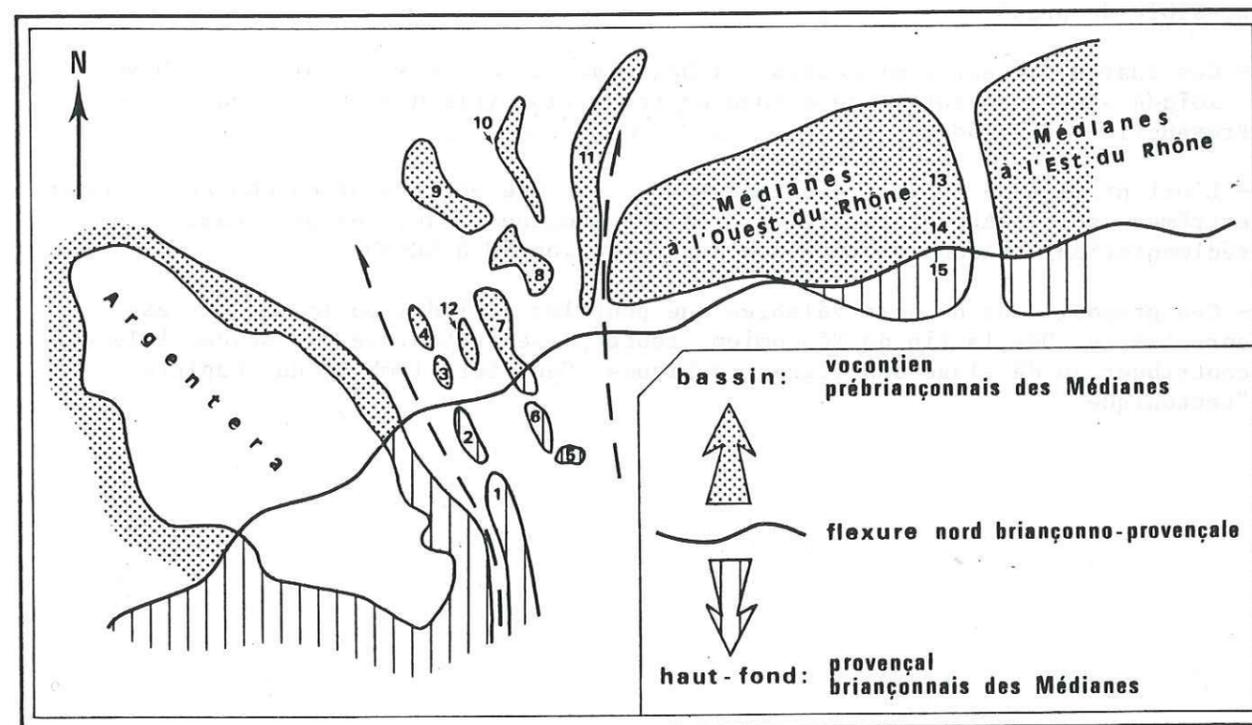


Fig. 38 - Schéma d'organisation palinspastique au Jurassique.

- 1: Unité de Tende- 2: Salé- 3: Piconiera- 4: Giordano- 5: Grande Séolane- 6: Séolanes- 7: Cap-Morgon- 8: Vallouise- 1 l'Argentière- 9: Piolit-Petit Galibier- 10: Lauzet-Roche Olvera- 11: Perron des Encombres-Moenda- 12: Pelat- 13: Mémise- 14: Borée-Neuva- 15: Dent d'Oche.
Les flèches indiquent la place du futur décrochement sub-briançonnais qui entrainera les Médiannes vers le Nord.

ETAPE 4:

A l'aurore du Crétacé supérieur (Barrémien-Aptien-Albien), la flexure pourrait être marquée par l'opposition entre le bassin marin à argilites (au Nord) et le domaine marin à glauconie (au Sud). En fait, il faut surtout retenir l'importance des paléotectoniques. Là encore, un violent détritisme se cantonne dans le couloir subbriançonnais dont l'individualisation se confirme. Il est possible d'invoquer une réponse des bassins Nord Médianes vis à vis des premières tectoniques compressives dans les zones internes.

Au Crétacé supérieur, la flexure disparaît sous une sédimentation de calcaires planctoniques à l'homogénéité douteuse. C'est un nouveau système paléogéographique qui s'installe, guidé par des paléotectoniques imparfaitement élucidées.

Ces considérations sont en faveur du décalage d'un même repère paléogéographique et par rapport aux hypothèses énoncées précédemment, il est possible de prendre les positions suivantes:

- Ces quatre secteurs, dispersés à l'heure actuelle, étaient voisins au Mésozoïque et situés sur la même zone de transition (flexure Nord-Briançonna-Provençale)- Fig. 38 -
- L'orientation de cette flexure peut être estimée en prenant en compte les deux extrêmes, soit l'Argentera et les Préalpes médianes. Dans les deux cas, la sédimentation est conditionnée par des directions EW à NE-SW.
- Ces propositions ne sont valables que pour les périodes où la flexure est enregistrée. Dès la fin du Néocomien, toute phase tectonique est susceptible de contribuer au décalage des lignes isopiques. Ceci fera l'objet du chapitre "tectonique".

TROISIEME PARTIE

DEVELOPPEMENT TECTONIQUE

PRESENTATION DES DONNEES TECTONIQUES.

Dans une première partie, nous nous sommes proposés de caractériser un repère paléogéographique, d'âge mésozoïque, emprunté au Subbriançonnais de l'Ubaye: la liaison Séolane-Morgon. Nous y avons distingué des périodes-clés où le repère était le plus significatif et nous avons mis aussi en évidence des périodes où ce repère n'existait pas. Comparé à trois autres repères paléogéographiques distants de plus de 200 Km à l'heure actuelle il a été possible de retrouver dans tous les cas, étape par étape, une évolution comparable tant par l'enregistrement des faciès que par celui des paléophases tectoniques. Ceci nous a conduit à proposer pour le Mésozoïque, un schéma palinspastique où la transition de faciès de la "Provence" au "Dauphinois", telle qu'elle s'observe dans le SE du massif de l'Argentera-Mercantour, se prolonge avec la transition de faciès des plastiques internes aux plastiques externes, telle qu'elle s'observe au sein des Préalpes Médiannes, par l'intermédiaire d'une zone où prennent place les unités du Subbriançonnais italien et la liaison Séolanes-Morgon. Pour passer de cette organisation mésozoïque, dominée par des directions isopiques EW à NE-SW (Fig. 38.), à l'état actuel, L.E. Ricou (1980) a proposé deux étapes essentielles qui se résument de la façon suivante:

- Une étape à valeur décrochante senestre dont la conséquence majeure est la formation d'une zone tectonique, à la limite des futurs domaines externe et interne, dont les lambeaux constitutifs vont marquer le déplacement relatif entre les Préalpes et l'Argentera.
- Une étape dominée par les charriages, qui, pour les unités de l'Ubaye, se traduit par un charriage vers l'W ou le SW, et qui amène à la configuration classique de l'arc alpin.

Comparée aux interprétations plus anciennes, celle-ci implique une étape "précoce" de formation du Subbriançonnais puisque celui-ci n'a pas de valeur paléogéographique le long de l'arc alpin.

C'est par le biais de l'Ubaye que vont être abordés les problèmes tectoniques liés à la création du Subbriançonnais. Cette région a été choisie pour deux raisons majeures:

- 1) Il y a eu indéniablement, en Ubaye, la succession d'une étape à valeur décrochante, puis d'une étape à valeur de charriage.
- 2) L'Ubaye est un des berceaux de la tectonique et la somme des travaux qui y ont été effectués fait que son évolution tectonique y est bien connue tant d'un aspect "géologie générale" (C. Kerckhove, 1969) que d'un aspect analyse structurale (P. Tricart, 1980; O. Merle, 1982). C'est avec cette évolution tectonique que la nouvelle interprétation du Subbriançonnais doit être confrontée.

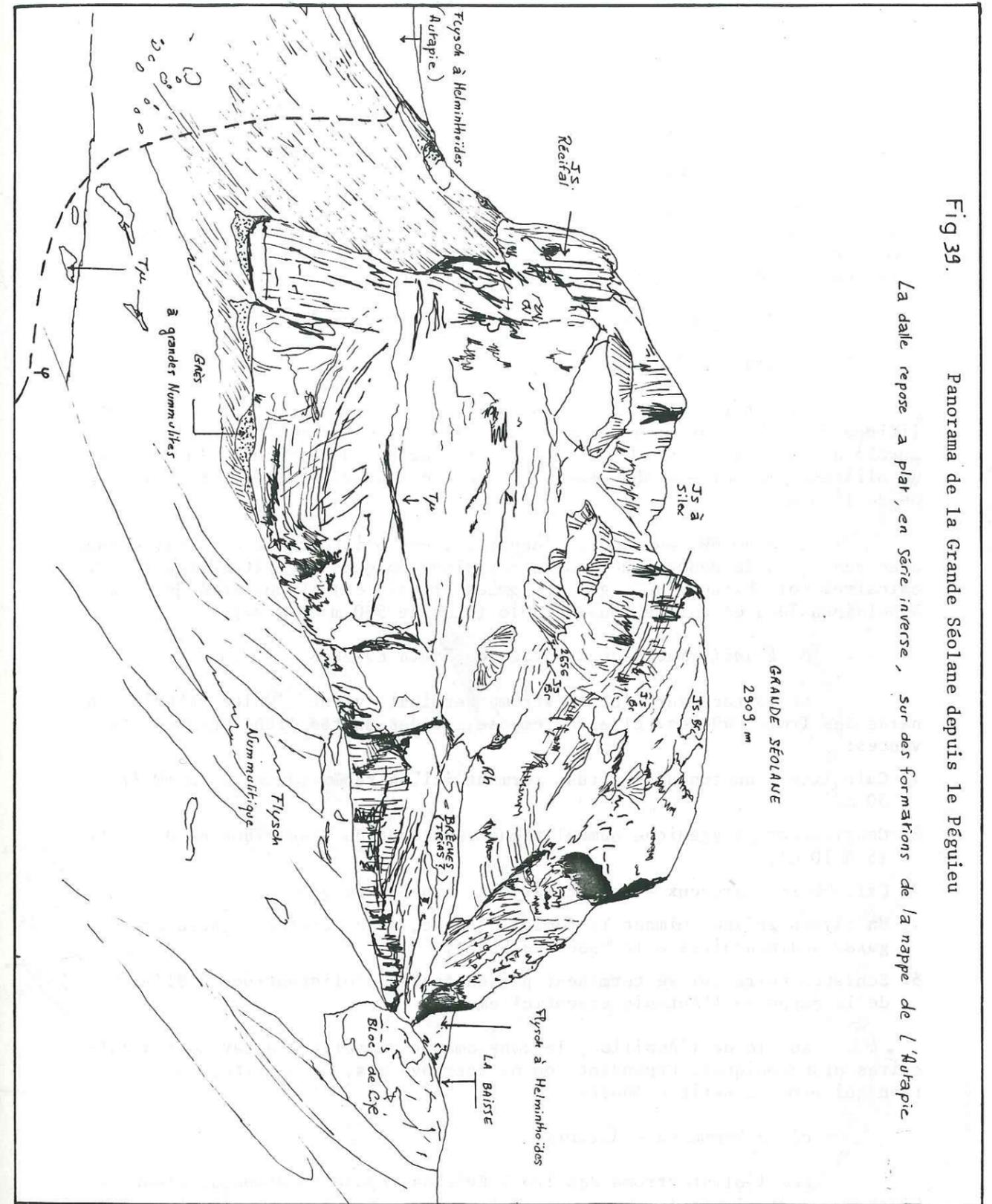


Fig 39. Panorama de la Grande Séolane depuis le Réguien
La dalle repose à plat, en Série inverse, sur des formations de la nappe de l'Autapie

1. ANALYSE DES STRUCTURES DES SEOLANES AU MORGON.

1-1. DONNEES STRUCTURALES AU SUD DE L'UBAYE.

1-1.1. Coupe Plan bas - Grande Séolane - l'Enjouve. (fig. 39 et 40.)

Cette coupe fait intervenir les terrains à valeur d'autochtone ainsi que ceux du groupe médian. Elle illustre trois types de relations mises en évidence par C. Kerckhove (1969):

- Les relations autochtone-Groupe médian.
- Les relations Subbriançonnais - Flysch de l'Autapie au sein du groupe médian.
- La position de l'unité des Séolanes par rapport à l'ensemble.

Du S vers le NE, on observe les unités structurales suivantes:

a) L'autochtone.

Il est représenté, ici, par le dernier terme de la trilogie nummulitique (Grès d'Annot) qui descend de la Tête de Chabrière, en dalle structurale de pendage moyen 40° au NE. Il est couronné au niveau de la coupe par un olistostrome qui englobe essentiellement des blocs attribuables à la nappe de l'Autapie.

2 Km au NW, au Pic de l'Aupillon, cet olistostrome est polygénique avec des blocs de Mésozoïque (calcaires planctoniques de Crétacé supérieur, calcaires oolithiques du Dogger, dolomies triasiques) et une lame de flysch à Helminthoïdes de taille considérable (plus de 500 m de long).

b) L'unité Subbriançonnaise des Trois Evêchés.

En contact sur l'olistostrome terminal, vient l'unité subbriançonnaise des Trois Evêchés. Elle se compose ici des unités lithologiques suivantes:

1. Calcaires planctoniques lités, formant ici un repli (déversé du NW ?) - 50 m.
2. Conglomérat polygénique nummulitique remaniant du Mésozoïque et du socle (5 à 10 m).
3. Calcschistes gréseux à intercalations de bancs de grès.
4. Un flysch gréseux mimant le faciès d'Annot, avec de très nombreuses figures sédimentaires à la base des bancs.
5. Schistes noirs qui se terminent par un faciès d'olistostrome à éléments de la nappe de l'Autapie essentiellement.

Au Pic de l'Aupillon, le conglomérat nummulitique ravine les calcaires planctoniques. Cependant, on ne retrouve pas, à sa suite, la formation qui mime la série d'Annot.

c) La Nappe de l'Autapie.

Sur l'olistostrome des Trois Evêchés repose la Nappe de l'Autapie. C'est une série litée (en bancs de quelques cm à plus de 2 m) où alternent des calcaires silteux, parfois à Helminthoïdes et des schistes noirs et parfois des bancs plus détritiques (grès, microbrèches, brèches).

Cette série débute ici par des niveaux où la stratification est anarchique et très discontinue (faciès dissocié de C. Kerckhove).

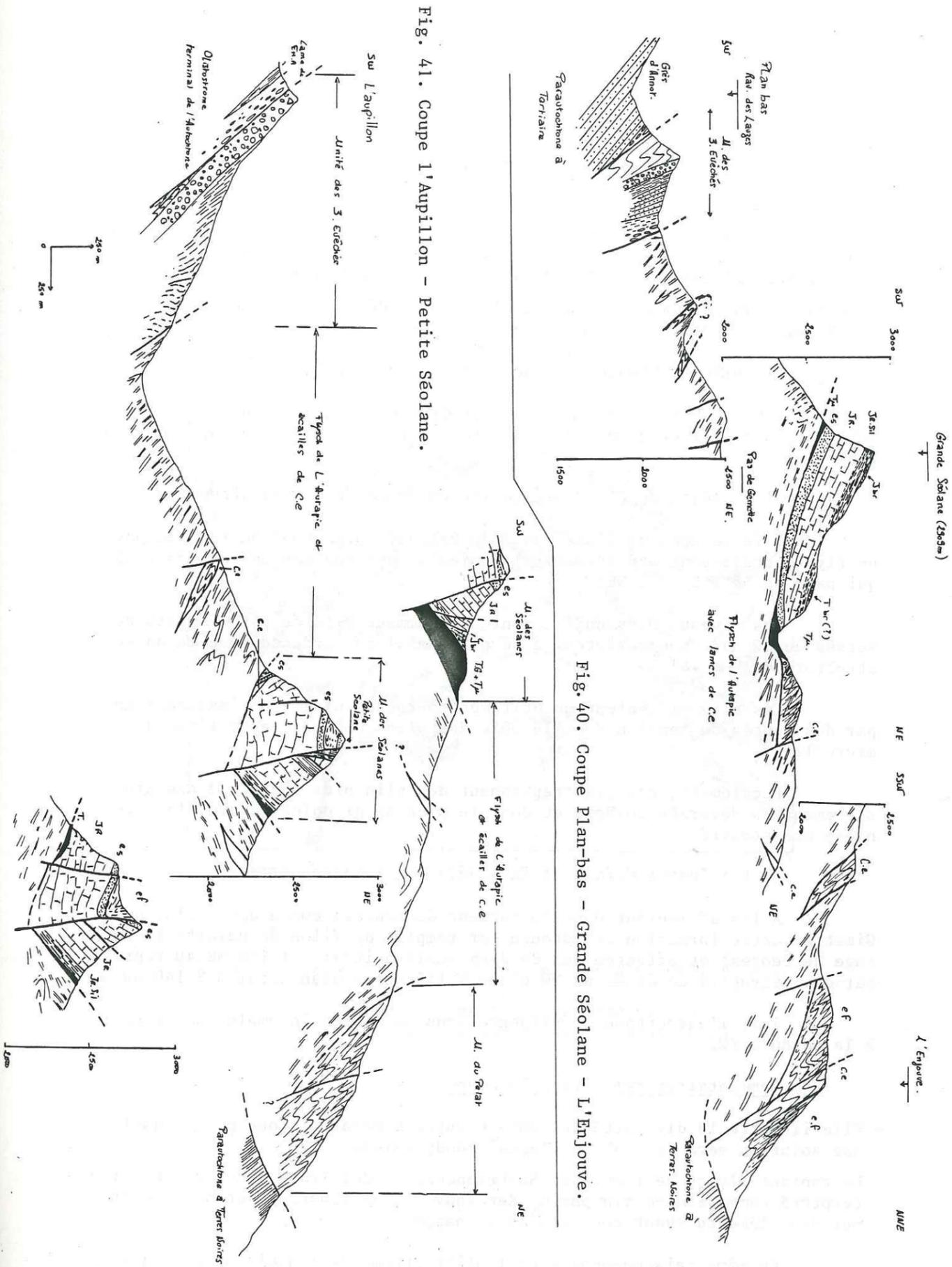


Fig. 41. Coupe l'Aupillon - Petite Séolane.

Fig. 40. Coupe Plan-bas - Grande Séolane - l'Enjouve.

Fortement replissée, la nappe de l'Autapie est parcourue d'accidents que jalonnent parfois des lames de calcaire planctonique (Est de Le Château, vers 1750 m) associé à des lames de flysch nummulitique (replat au N de la Tête de la Sestrière)

d) La Grande Sèolane (Subbriançonnais).

C'est une dalle monoclinale (1,5 Km sur 1 Km) qui repose, en série inverse, sur la nappe de l'Autapie par l'intermédiaire d'un coussin discontinu de Trias à faciès fluidal. Elle présente deux singularités:

- au col des Thuiles, les grès à Nummulites ravinent la barre récifale à moins de 50 m des niveaux à silex de la base stratigraphique, alors qu'au SW, le ravinement s'effectue à plus de 300 m de ces mêmes niveaux.
- La discordance du Nummulitique scelle, au SE de la dalle, une petite faille N-S qui est enduite de Trias à faciès fluidal.

e) Entre la Grande Sèolane et la barre de l'Enjoue:

On observe des écaillés de Crétacé et de flysch (attribués au Subbriançonnais) imbriqués dans différentes formations de la Nappe de l'Autapie.

f) La série de l'Enjoue (Unité du Pelat de C. Kerckhove).

Elle se compose d'une masse de calcaire planctonique ravinée par un flysch grés-conglomératique priabonien et dessine une dalle structurale qui pend de 40 à 60° au NE.

Les niveaux flyschoïdes sont abondamment plissés par des plis déversés au SW avec une schistosité de plan axial concordante avec la dalle structurale. (fig. 42)

Ces plis présentent un étirement perpendiculaire à l'axe souligné par des fentes de tension dont le pôle des plans coïncide avec l'axe des microplis.

Localement, ces plis reprennent des plis plus anciens à axe grossièrement EW déversés au Nord et dont le plan axial coïncide avec la dernière schistosité.

g) Les Terres Noires de la fenêtre de Barcelonnette.

Elles affleurent dans le torrent du Langail comme dans celui de la Gimette. Cette formation schisteuse est remplie de filon de calcite (remplissage de fentes) et affectée ici de deux schistosités: S 1 140 NE 40 reprise par des microplis déversés au NW d'axe N 145 et de plan axial S 2 140 SW 60.

Ici, l'autochtone se présente sous un faciès incomplet par rapport à la bordure SW.

Commentaires relatifs à la coupe.

- Elle illustre la diversité du contact autochtone-allochtone pour laquelle une solution sera proposée à l'essai géodynamique.
- Le contact flysch de l'Autapie-Subbriançonnais des Trois Evêchés a été interprété comme sous-marin par C. Kerckhove, l'olistostrome étant alimenté par des éléments avant-coureurs de la nappe.

Un même raisonnement pour l'olistostrome de l'Aupillon fait que la nappe de l'Autapie n'explique pas à elle seule l'olistostrome et qu'il con-



Fig. 42 Style de plissement dans le flysch nummulitique de l'Enjoue. Il faut noter le parallélisme topographie-schistosité, de même que le déversement au SW.

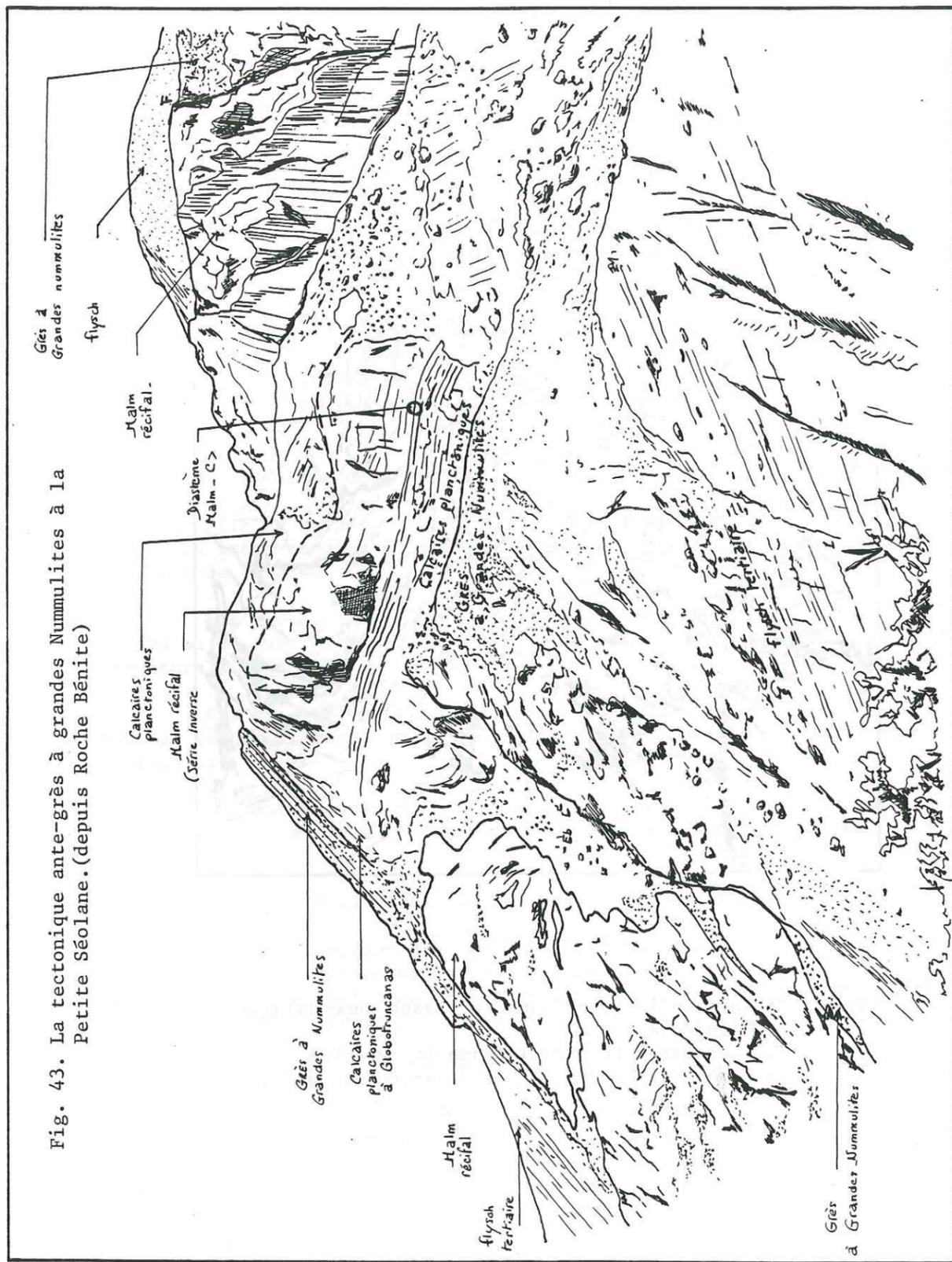


Fig. 43. La tectonique ante-grès à grandes Nummulites à la Petite Séolane. (depuis Roche Bénite)

vient d'y ajouter des unités briançonnaises ou subbriançonnaises.

S'il y a un bassin olistostromique commun aux domaines externe, subbriançonnais, briançonnais, le flysch de l'Autapie seul n'en explique pas l'alimentation. Ces considérations seront aussi développées dans l'essai géodynamique.

1-1.2. Données structurales de la Petite Séolane. (Fig. 41)

Cette écaille repose, tout comme la Grande Séolane, sur la nappe de l'Autapie. Elle montre la superposition d'au moins deux structurations majeures, dont une est scellée par la transgression des grès à grandes Nummulites.

1) *La structuration ante-grès à Nummulites.*

Elle est illustrée par le panorama pris depuis Roche-Bénite (Fig. 43).

Sur la gauche, la dalle du Rembert (calcaires zoogènes), qui pend structuralement au SW, est ravinée par les grès à Nummulites. On suit le contact de ravinement en progressant le long de l'arête et dès la première zone ébouluse, ce sont les calcaires planctoniques du Crétacé supérieur qui forment le substratum des grès. Sur la croupe qui monte depuis le col des Séolanes vers la Petite Séolane, les grès à Nummulites sont en contact ravinant (conglomérat de base à galets de calcaire planctonique) sur les couches crétacées.

La barre calcaire, qui sépare la dalle du Rembert de la paroi nord de la Petite Séolane, repose sur la formation planctonique par l'intermédiaire d'un diastème (Photo), avec un pendage actuel 45 SE 45. Cette structuration en série inverse est scellée au Nord par les grès calcaires.

Au niveau du Col 2740 et sur le replat entre la dalle précédemment décrite et la paroi nord de la Petite Séolane, réaffleure la formation planctonique affectée ici de plis N 30 à N 90 déversés apparemment au NW et admettant une schistosité de plan axial à pendage SE. Ces plis sont repris par la phase à vergence SW qui admet une schistosité à pendage NE.

Ces microstructures montrent l'orthogonalité des deux structurations.

2) *La structuration post-grès à Nummulites.*

Le flysch nummulitique qui couronne la klippe est affecté de plis déversés au SW avec schistosité de plan axial 140 NE 60. Cette structuration n'est pas unique et à l'Est du point côté 2547, on observe des plis concentriques métriques axés sur N 60.

La fracturation.

Elle est polyphasée et affecte l'ensemble de la série mésozoïque et tertiaire. Deux types de mouvements sont enregistrés:

- Failles verticales entre N 140 et N 180 à jeu horizontal (pitch des stries de 0 à 30°) dextre (rejet indéterminable).
- Failles de même direction et pratiquement verticales à jeu vertical normal se surimposant au jeu précédent.

(Localement, on observe des failles NS, à jeu dextre, qui recouper

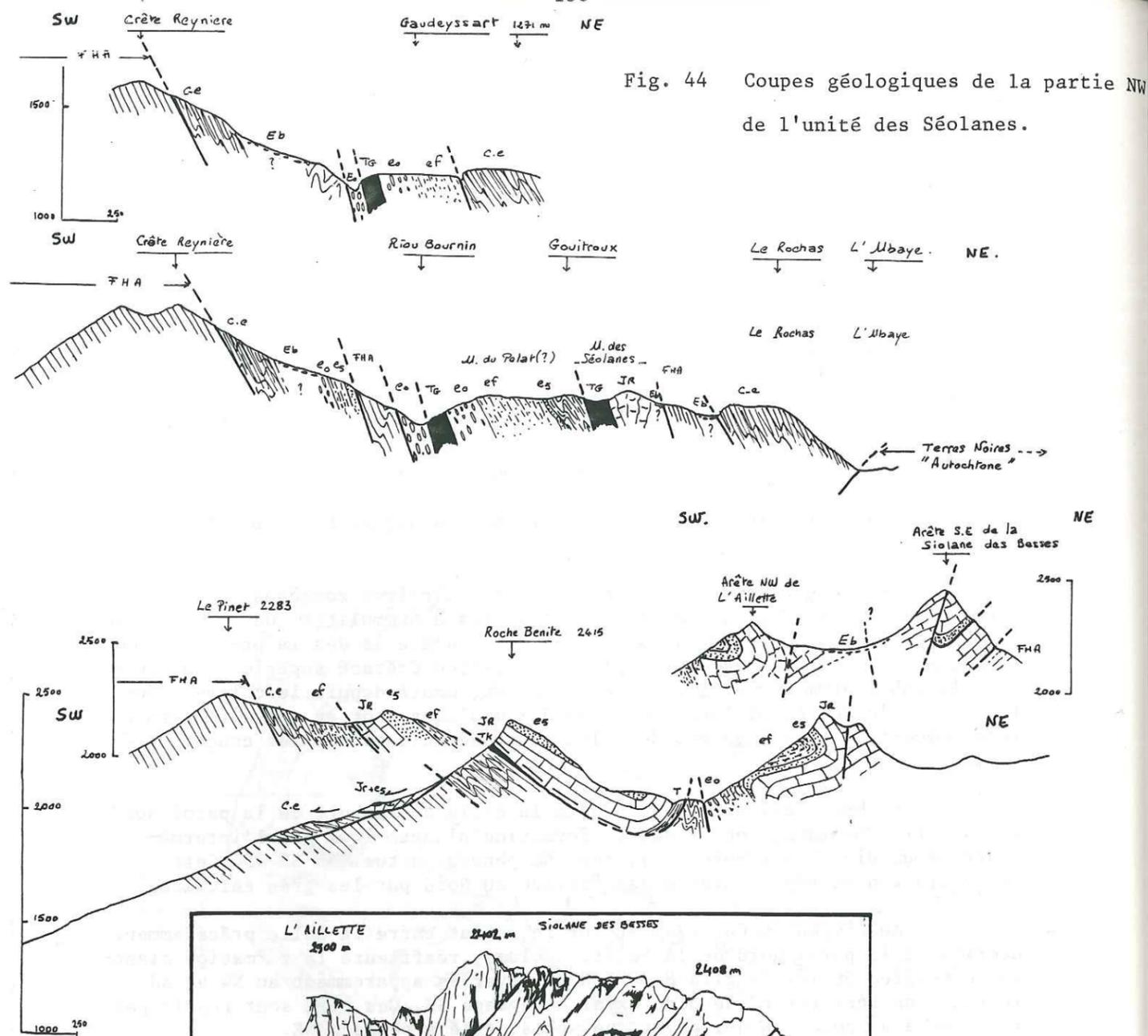


Fig. 44 Coupes géologiques de la partie NW de l'unité des Séolanes.

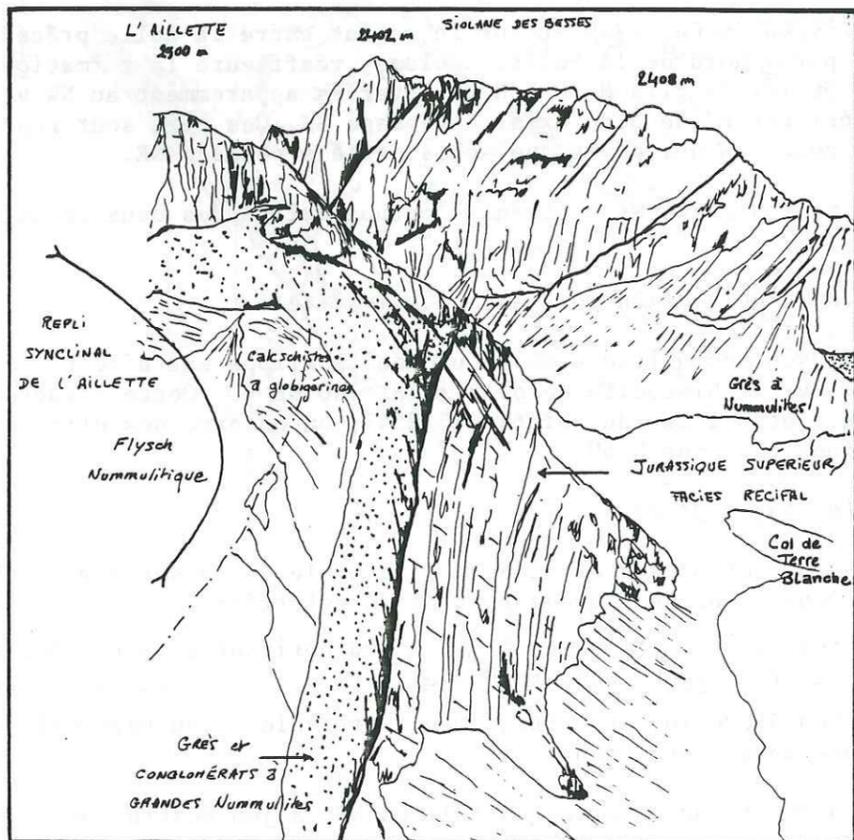


Fig. 45 Le repli synclinal de l'Ailette.

les plis à vergence SW dans le Crétacé supérieur).

1-1.3. Roche Bénite - L'Ailette - La Siolane des Besses. (fig. 44 et 45)

- Roche Bénite.

C'est une dalle en série normale dont la surface structurale pend au NE de 45°. Elle repose sur le flysch à Helminthoïdes du Pinet par l'intermédiaire d'une écaille de Crétacé supérieur-flysch éocène qui se prolonge sous Roche Bénite. Elle se suit jusqu'à l'accident du Bournin où on retrouve les formations de flysch affectées de plis N 160.

- L'Ailette.

La structure de l'Ailette montre plusieurs particularités.

Au niveau du sommet même de l'Ailette (2500 m) et à l'Est, la série mésozoïque est à pendage WNW sous le Lutétien et conserve cette orientation en direction du Col des Terres Blanches.

Par contre, au sommet même, on observe les grès à Nummulites et la barre récifale qui se renversent pour former le flanc inverse qui plonge vers le Sapet.

La faille de l'Ailette a probablement eu un jeu important avant les dépôts des grès à Nummulites.

Cette structure montre que le débit en dalle s'accompagne aussi de plissement.

Le Nummulitique de l'Ailette est affecté d'une schistosité qui accompagne le plissement de la dalle et, plus localement, d'une deuxième schistosité apparemment plus ancienne (et basculée ?) qui confirmerait les microstructures nummulitiques autres que la phase à vergence WSW.

- La Siolane des Besses.

Ce n'est qu'à sa partie méridionale que sa structure est interprétable. On y observe l'intercalation d'une lame de grès à Nummulites qui appartient aux calcaires récifaux de la lame supérieure. Ces grès réapparaissent à l'W sous la cote 2368 où ils sont clairement ravinants sur le Jurassique supérieur.

La Siolane des Besses est ceinturée d'éboulis, si bien que sa base structurale est incertaine.

On observe une accumulation de gypse, au Nord des Charbonnières, bordant à l'W les derniers témoins de la retombée septentrionale de la Siolane (Rochers des Fustiers). A l'Est de cette même retombée, c'est un faciès de la nappe de l'Autapie qui est au contact du Jurassique de la Siolane.

1-1.4. Données des écailles subbriançonnaises autres que les Séolanes.

Au Sud de l'Ubaye, ces écailles se composent essentiellement de calcaires planctoniques et de flyschs parfois olistostromiques et sont rattachées pour la plus grande part à l'Unité du Pelat (C. Kerckhove, 1969).

Ces écailles possèdent une lithologie beaucoup plus compétente que l'unité des Séolanes et elles montrent des plis beaucoup plus nombreux. Elles se structurent essentiellement par des plis déjetés à déversés au SW et dont

le plan axial oblitère fréquemment la stratification. Sur le chemin qui descend du Clot du Roi (1972 m) aux Thuiles, on constate que le pendage de la dalle au NE est donné par le débit suivant les plans axiaux (140 NE 45) de petits plis déversés au SW soulignés localement par des lits centimétriques à décimétriques de grès (voir C. Kerckhove, p. 141, 1969).

A l'W de la Siolane des Besses, les lames de calcaires planctoniques qui passent à un faciès flysch par quelques dm de conglomérat à Nummulites sont probablement à rattacher à l'Unité du Pelat ou des Trois Evêchés.

En rive gauche du Bournin, c'est probablement encore le cas, plutôt qu'une prolongation du flysch de Dramonasq (envisagée par C. Kerckhove - 1969, schéma structural -) dont les limites au Nord de l'Ubaye restent hypothétiques.

Ce même torrent du Bournin est parcouru par une puissante faille inverse (150-160 E 75) dont le jeu est défini par de très nombreuses fibres de calcite. Son rejet n'est pas quantifiable mais contribue à abaisser l'empilement d'écaillés situé en rive gauche du Bournin (Ecaille de Roche Bénite comprise), par rapport au reste des Séolanes en rive droite. Ce jeu est indiscutablement post-écaillage et pourrait se prolonger par l'accident dans le flysch de l'Autapie au SW de la petite Séolane où un jeu inverse est repris par des jeux horizontaux.

1-1.5. Bilan structural.

Analysée klippe par klippe, la structuration au Sud de l'Ubaye a montré la superposition des déformations suivantes:

- Une phase de déformation ante-"grès à Nummulites" qui ne doit plus être négligée. Son caractère local (la majeure partie des affleurements des Séolanes montre un Tertiaire presque concordant avec les calcaires zoogènes du Malm) et son intensité (plis, failles, écaillages) sont en faveur d'une interprétation en tectonique de coulissement. Dans ce type de tectonique, le maximum de déformation se concentre au niveau des couloirs de failles préservant des domaines de toute déformation intime.
- Une structuration post-grès à Nummulites. Les écaillages post-grès à Nummulites, de même que les plis à vergence SW, correspondent à une phase majeure en Ubaye. Générale dans le Subbriançonnais, elle ne peut être interprétée en terme de coulissement comme la phase précédente. La phase à vergence N post-grès à Nummulites, délicate à cerner parce que la schistosité associée est transposée dans la phase à vergence SW, a probablement une importance plus grande que les maigres indices mis en évidence ne le laisseraient supposer.

Les phases cassantes ne sont pas négligeables. Celle qui est méridienne sur N 160 à N 180 avec un jeu horizontal dextre affecte l'empilement de nappes et est clairement post-plis à vergence SW. Une interprétation en termes de contraintes n'a pas ici beaucoup de sens du fait du polyphasage des déformations, des modalités particulières de certaines déformations et aussi du manque d'homogénéité du matériel.

Dans tous les cas évoqués entre l'Ubaye et la Grande Séolane, nous avons vu que l'unité des Séolanes répondait à la même logique structurale: elle repose en permanence sur des formations de la nappe de l'Autapie. L'aspect en dalle à plat de la Grande Séolane n'est pas un argument définitif pour lui attribuer une arrivée tardive ou plutôt, si son arrivée est tardive, c'est aussi le cas des autres klipptes de l'unité des Séolanes. Sa situation en dalle inverse peut être liée à la tectonique d'écaillage (post-Nummulitique) qui précède le plissement et que l'on observe à la Siolane des Besses et aussi à l'état d'ébauche à la Petite Séolane.

1-2. DONNEES STRUCTURALES AU NORD DE L'UBAYE.

1-2.1. Coupe Le Martinet-Cap. (fig. 46)

La coupe structurale montre du SW au NE la succession des unités tectoniques suivantes:

a) *Une formation de flysch attribuée à la nappe de l'Autapie.*

Elle est structurée par des plis déversés à couchés au SW (axe N 140) et aussi par des plis précoces d'axe probable E-W déversés apparemment au Nord (C. Kerckhove *et al.*, 1978).

b) *Une zone d'écaille soulignée par une lame de calcaire planctonique et une pincée synclinale de grès à grandes Nummulites, à passées conglomératiques.*

Cette zone, très discontinue, est bordée à l'Est par une masse de cargneules et de gypse qui a probablement la même signification que la lentille de gypse qui réaffleure au milieu des éboulis au Nord de Chaudon.

c) *L'unité Cap-Peisséou.*

Elle est représentée par la structure anticlinale du Cap dessinée dans la morphologie par la barre du Malm ainsi que par le Tertiaire à Nummulites.

Les données du Sud de l'Ubaye ont montré qu'il fallait, dans la mesure du possible, dissocier les structures mésozoïques des structures tertiaires.

c.1. *Les structures mésozoïques.*

Dans la morphologie, la barre du Malm dessine parfaitement la structure anticlinale et souligne aussi ses particularités.

Le flanc normal, peu épais et souligné par l'absence de végétation, se suit sans grandes difficultés malgré le réseau de failles très intense qui le parcourt. La charnière est parfaitement marquée et dégagée, en partie, par le torrent de Chaudon. Le flanc inverse est plus singulier. Comme l'avait déjà souligné D. Schneegans, il est recoupé par un réseau de faille dont une a permis, au NE de Chaudon, l'étude du coeur de la structure et l'autre un peu plus à l'Est fait réaffleurer les couches du Bathono-Oxfordien ici à radiolarites.

Le coeur de la structure présente les particularités suivantes:

- Dédoublement du noyau triasique (cf. carte géologique), le noyau supérieur mettant sérieusement en cause la continuité d'un flanc normal complet.
- La polarité des barres du Lias-Dogger. Le coeur de la structure est souligné par une barre calcaire (Lias inférieur à moyen) où la polarité stratigraphique montre que la série est inverse. Le noyau triasique le plus élevé serait concordant avec la série inverse qui fait falaise au coeur de la structure. La polarité stratigraphique est en accord avec ces remarques (pour la partie SE).

Ceci est aussi confirmé par un argument structural. Vers 1600 m, au Nord du Col du Cap et dans les couches à *Arnioceras semicostatum* qui sont au sommet de la falaise calcaire, le pendage de la stratification est supérieur à celui de la schistosité.

L'anticlinal du Cap présente donc la superposition de deux flancs inverses avec un flanc normal réduit qui ne reprend son développement que

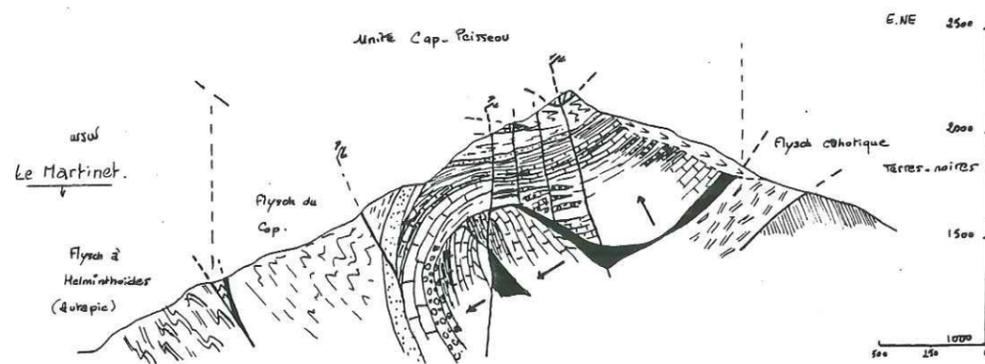


Fig. 46 Coupe le Martinet-Cap.

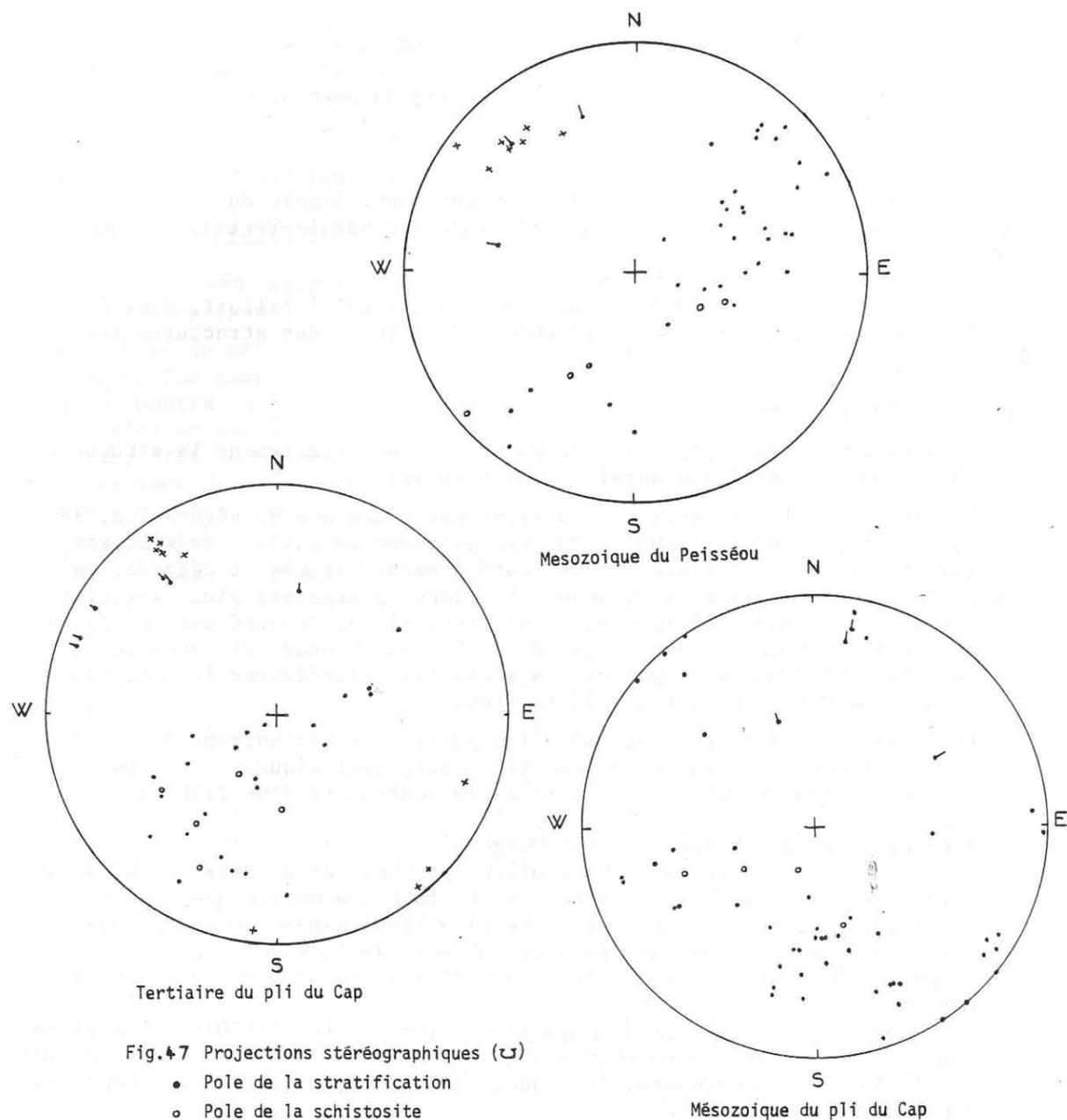


Fig. 47 Projections stéréographiques (σ)

- Pole de la stratification
- Pole de la schistosité
- ↘ Axe de microplissement
- × Pole de plan de débit perpendiculaire aux axes de microplissement

vers le NE sous la Tête de Louis XVI.

Les causes de la complexité de la structure mésozoïque sont de trois ordres:

- La lithologie très variable avec le passage des faciès néritiques au Sud à pélagiques au Nord.
- L'existence d'au moins 4 niveaux de décollement potentiel:
 - Argilites du Trias.
 - Lias schisteux.
 - Niveaux tendres du Bathono-Oxfordien.
 - Schistes medio-Crétacé
- Le polyphasage de la structuration tel qu'il a été étudié aux Séolanes et qui ne doit pas être absent au Nord de l'Ubaye.

Il est impossible dans ce pli d'attribuer toutes les structures observées à la phase sur N 140-160:

- Dans la coupe du ravin au Nord du Chaudon, la stratification est à pendage Nord à NW (jeu de la faille senestre?).
- Dans l'encoche au SE où réapparaissent les niveaux à radiolarites (bathono-Oxfordien), l'intersection schistosité-stratification montre une linéation parallèle à des microplis sur N 60. Repositionnée à l'endroit (rotation autour d'un axe N 140-160), on retrouve une structuration comparable à la pincée du Crétacé supérieur de la Petite Séolane (mais aussi comparable à la direction précoce post-grès à Nummulites).
- Dans le coeur-même du pli, des traces de banc sur banc au niveau de couches verticales^{N100} montrent des stries à 40° W (?) ce qui ne s'accorde pas bien avec un phénomène de disharmonie sur N 140-160.

Le noyau de Trias le plus élevé apparaît, semble-t-il, à la faveur d'un système de faille EW penté au Nord et à stries orientées W 50 (même logique que le banc sur banc observé dans le Lias).

c.2. La structure tertiaire.

Le Tertiaire du Cap dessine, comme le Malm, une enveloppe anticlinale. Les mesures de pendage et de schistosité reportées sur canevas (Fig. 47) montrent l'importance de la structuration sur N 140-160 ainsi que le pendage axial au NW de 10 à 30° (la schistosité mesurée s'accorde bien avec cette phase). Il est affecté d'un réseau de fractures non ouvertes dont le pôle moyen des plans coïncide avec la direction axiale de la phase à N 140-160. Cette observation serait en faveur d'un étirement perpendiculaire à l'axe du pli (C. Kerckhove, 1969, avait déjà cité l'existence de plusieurs schistosités dans le Nummulitique du Cap). La présence d'une phase précoce post-flysch n'est pas ici démontrée, la dispersion des pôles de la stratification dans le flysch pouvant être due à la multitude d'accidents cassants qui affectent le flysch, ou pouvant refléter les complexités du Mésozoïque.

c.3. La fracturation dans le Cap.

C'est un réseau très dense aux jeux multiples qui affecte la structure mésozoïque et tertiaire. Le réseau subméridien à rejeu dextre horizontal est responsable du débit en grands pans verticaux. Le rejeu reste modeste puisqu'il ne trouble pas trop la continuité du flanc normal. Plus singulière est la faille du ravin au NE de Chaudon. Le plan de stries est orienté 55 N 70 et les pitchs des canelures pendent à 45° au SW (en structure actuelle). Le décalage de la limite calcaires récifaux-formation bathono-oxfordienne donne un rejeu senestre (elle semble plus ancienne que le réseau à stries horizontales).

d) Une formation de flysch attribuée à la nappe de l'Autapie.

La structure du Cap est bordée à l'Est par une formation assez cahotique de calcaires parfois très gréseux à cassure noire attribuée au faciès dissocié de la nappe de l'Autapie (C. Kerckhove, 1969).

Au niveau de St. Jacques et vers la Fresquière, cette formation est en contact très redressé avec les écailles de Méolans (cf. carte géologique). En montant au NNW, on observe le contact de cette formation avec différents niveaux du Tertiaire et du Mésozoïque du Cap. A la petite cabane sur le replat à l'Est du Col du Cap, le flysch de l'Autapie est en contact direct avec le dernier élément du Jurassique récifal du flanc inverse. Un peu plus au NW, en rive droite du ravin des Lièvres, c'est avec les niveaux du Trias-Lias que le contact se fait.

e) Les Terres Noires de la fenêtre de Barcelonnette.

Le chemin qui monte de St. Jacques à la Chananche Haute recoupe plusieurs fois le contact entre le flysch de l'Autapie et les Terres Noires.

Cette coupe est d'une logique comparable à celle du Sud de l'Ubaye: l'unité du Cap-Peisséou occupe le coeur d'un synclinal de nappe (flysch de l'Autapie) qui repose sur un autochtone fortement différencié.

1-2.2. Coupe Les Herbez-Le Peisséou. fig. 48.

Cette coupe illustre les relations entre le système d'écailles de la Tête de Louis XVI et son soubassement, l'unité Cap-Peisséou. En progressant du SW vers le NE, on observe:

a) Le flysch des Herbez.

C'est une alternance de calcschistes silteux et de bancs de grès bruns rouilles qui prolonge au NW le flysch du Cap. Ces niveaux sont plissés par la phase à N 140-160 qui développe une schistosité à pendage NE. Ce flysch est couronné par un olistostrome polygénique (au N des Herbez).

b) Les écailles de Roche Juan.

Entre le Mont Rond et les Herbez, le flysch des Herbez est recouvert par le système d'écailles de Roche Juan qui se compose ici de deux synclinaux, à ossature liasique et coeur de Crétacé supérieur, déversés à l'W. Ces écailles reposent sur le flysch soit par l'intermédiaire du Trias, soit par le Rhétien.

c) Les écailles de la Tête de Louis XVI.

A l'Est du Mont Rond, qui correspond à une accumulation de cargneules et d'argilites triasiques, on observe l'empilement des écailles de la Tête de Louis XVI:

- L'écaille inférieure est homogène et repose par son Trias ou son infra-Lias sur le flysch du Cap (localement sur l'olistostrome terminal). Elle se suit depuis le Mont Rond jusqu'à l'Est de la Tête de Louis XVI, sur le versant oriental.
- Sur les calcaires à Cancellophycus de l'écaille inférieure repose, en série inverse, une deuxième écaille, complète à l'Est du Mt Rond (série du Trias au Bathono-Oxfordien). Elle se réduit rapidement à des copeaux de Trias-Lias basal qui affleurent de façon discontinue depuis le Nord de la cote 1028 jusqu'au Caire.
- Cette deuxième écaille peut être considérée comme le flanc inverse de

Fig. 48 Coupe les Herbez-Péissieou.

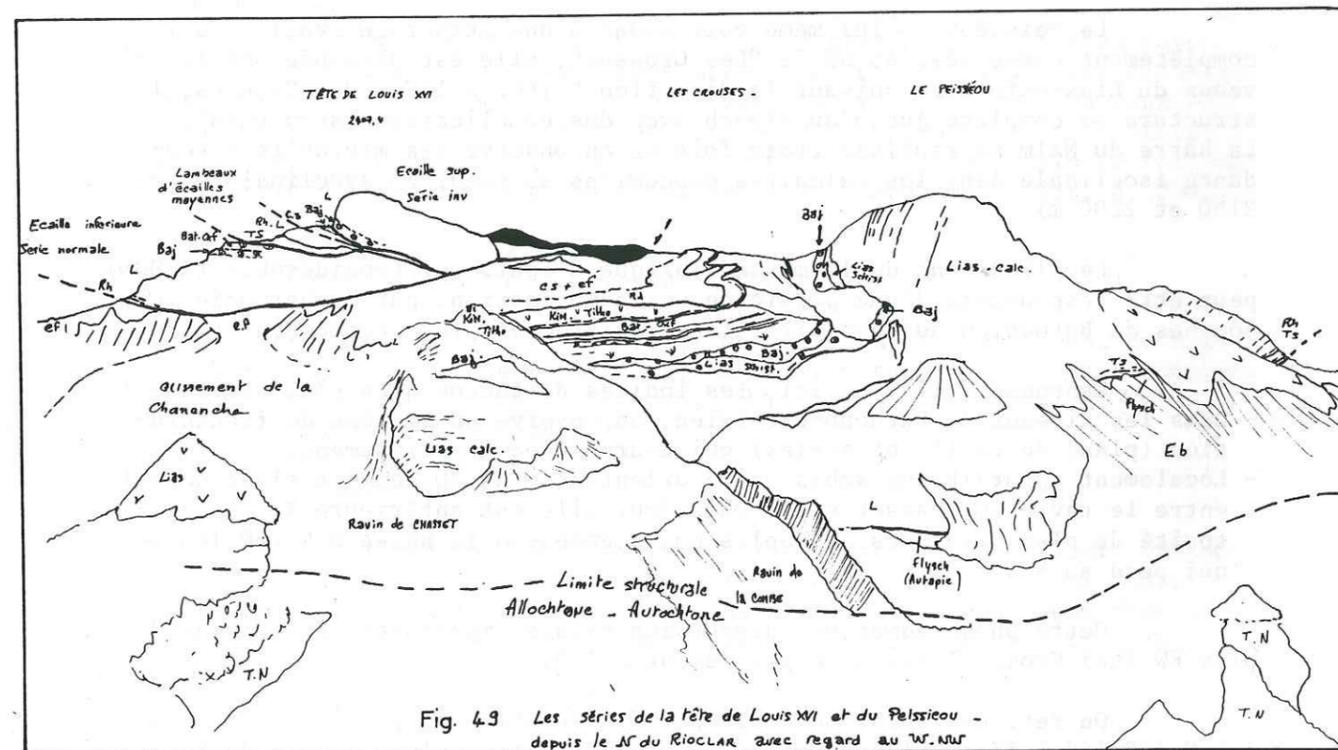
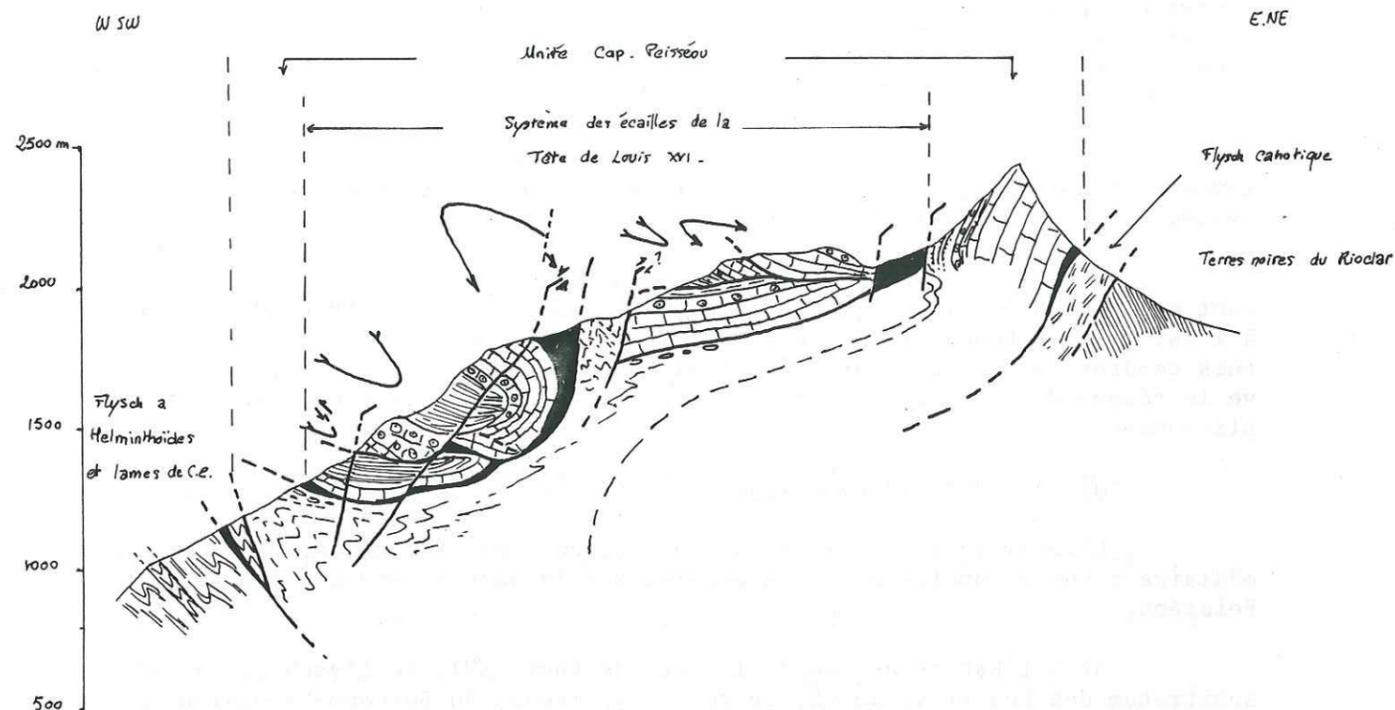


Fig. 49 Les séries de la tête de Louis XVI et du Peisséou - depuis le N du Rioclar avec regard au W.NW

l'écaïlle suivante qui forme le versant occidental de Le Vallon (la zone de charnière pourrait correspondre aux affleurements de Trias-Rhétien qui pointent au Sud des cabanes cotées 1918 m). En série normale comme le confirme la stratigraphie (répartition des calcaires oolithiques bajociens et des quelques vestiges de calcaires à Cancellophycus), cette écaïlle se complète par une formation de Crétacé supérieur repliée en synclinal (répétition d'un niveau repère de schistes noirs et d'un banc de calcaire micritique à Radio-laires) et qui se suit jusque sous la Tête de Louis XVI où il marque le sommet d'une série inverse. Cette série inverse forme la partie haute de Le Vallon et culmine à la Tête de Louis XVI.

Cette imbrication d'écaïlles est perturbée par le réseau de fractures verticales à jeu horizontal dextre sur N 160 et qui n'est autre que le système qui hache l'anticlinal du Cap.

Les microstructures plicatives qui accompagnent cette imbrication sont des plis N 140-160 déjetés à déversés au SW (dans le Bathono-Oxfordien à l'Est du Mont Rond) et à pendage axial d'environ 20° au NW. Dans ces couches tendres mais aussi dans les calcaires compétents du Bajocien, on retrouve le réseau de fracture très dense dont le pôle moyen coïncide avec l'axe du plissement.

d) La structure du Peisséou. - fig. 43.

L'ensemble des écaïlles de la Tête de Louis XVI repose par l'intermédiaire d'une accumulation de cargneules sur la partie nord de l'unité Cap-Peisséou.

Si à l'Est et au Sud de la Tête de Louis XVI, le flysch du Cap est substratum des écaïlles, au NE, ce sont les niveaux du Bathono-Oxfordien en série renversée, qui ont ce rôle.

Le Peisséou en lui-même correspond à une structure synclinale incomplètement conservée. Au NE de "Les Crouses", elle est dessinée par les niveaux du Lias-Oxfordien suivant la direction N 160. A l'Est des Crouses, la structure se complète jusqu'au flysch avec des complications structurales. La barre du Malm se replisse trois fois et on observe des microplis à tendance isoclinale dans les calcaires néocomiens au coeur du synclinal (entre 2150 et 2200 m).

Le plissement de la masse liasique d'épaisseur considérable (+200m) peut être responsable d'une partie de ces complications par disharmonie. Les couches du Bathonien au Tertiaire étant visiblement plus incompétentes.

Cependant, il y a, ici, des indices de tectoniques plus anciennes:

- Dans les niveaux du Bathono-Oxfordien, on observe un système de fracturation (plans de faille et stries) qui tourne avec le plissement.
- Localement apparaît une schistosité orientée 30 NW 30 dans le flanc normal entre le ravin du Chasset et le Peisséou. Elle est antérieure à la schistosité de plan axial des microplis qui accompagne la phase à N 140-160 et qui pend au NE.

Cette phase admet une dispersion axiale importante et on passe de plis EW (Les Crouses) jusqu'au plissement N 160.

On retrouve aussi un débit par fracturation perpendiculaire à un axe N 140-160 à léger plongement au NW et qui montre qu'une partie de la structuration a son équivalent dans le flysch du Cap comme dans les écaïlles de la Tête de Louis XVI.

e) Le flysch de l'Autapie.

Localement, au milieu des éboulis, on observe sous le Trias du Peisséou un coussin de flysch équivalent à celui qui borde à l'Est la structure du Cap et qui appartiendrait à la nappe de l'Autapie (sous la Clochuille, ce flysch mime la formation, à blocs, monogénique).

f) Les Terres Noires de Rioclar (Fenêtre de Barcelonnette).

Au ravin du Chasset comme sous la Chanenche, on retrouve le soubassement des nappes avec le faciès Terres Noires et calcaires à Cancellophycus du Bathono-Oxfordien.

Commentaires.

On retrouve dans le système d'écaïlles de la Tête de Louis XVI et dans son soubassement de flysch comme de Mésozoïque la même logique structurale:

- la phase plicative à N 140-160 (plongement NW),
- le réseau de fracturation, perpendiculaire à l'axe de ce plissement.

La chronologie la plus logique est de faire un écaillage post-flysch et de plisser l'ensemble sur N 140-160 avec un étirement parallèle à l'axe de cette phase. L'ensemble est repris tardivement par le réseau de fracturation à jeu horizontal subméridien (jeu dextre essentiellement).

Cette présentation ne doit pas cacher les complexités qui subsistent:

- A quoi correspond cet emboîtement structural dont on ne voit pas la correspondance dans le flysch et l'unité Cap-Peisséou ?
- Quelle est la signification des structures obliques à la phase N 140-160? Au NW de la Combe du Vallon apparaît une de ces structures, à coeur de Néocomien complètement broyé, avec une orientation NE-SW (malheureusement les relations entre l'emboîtement structural et ces structures obliques sont cachées par l'abondance des pâturages). Le raccord entre la deuxième écaïlle de la Tête de Louis XVI, de part et d'autre du Ravin des Enfers, avec les écaïlles de Roche Juan en rive droite de ce même ravin se fait par une structure anticlinale d'axe NE-SW (voir D. Schneegans, 1938, p. 208).

1-2.3. Coupe Dramonasq - Gourette - Gypièrre. fig 50.

Cette coupe illustre les relations structurales au niveau du massif du Morgon dans un secteur où l'empilement structural est le plus complet.

Du SW au NE, on observe:

a) L'autochtone.

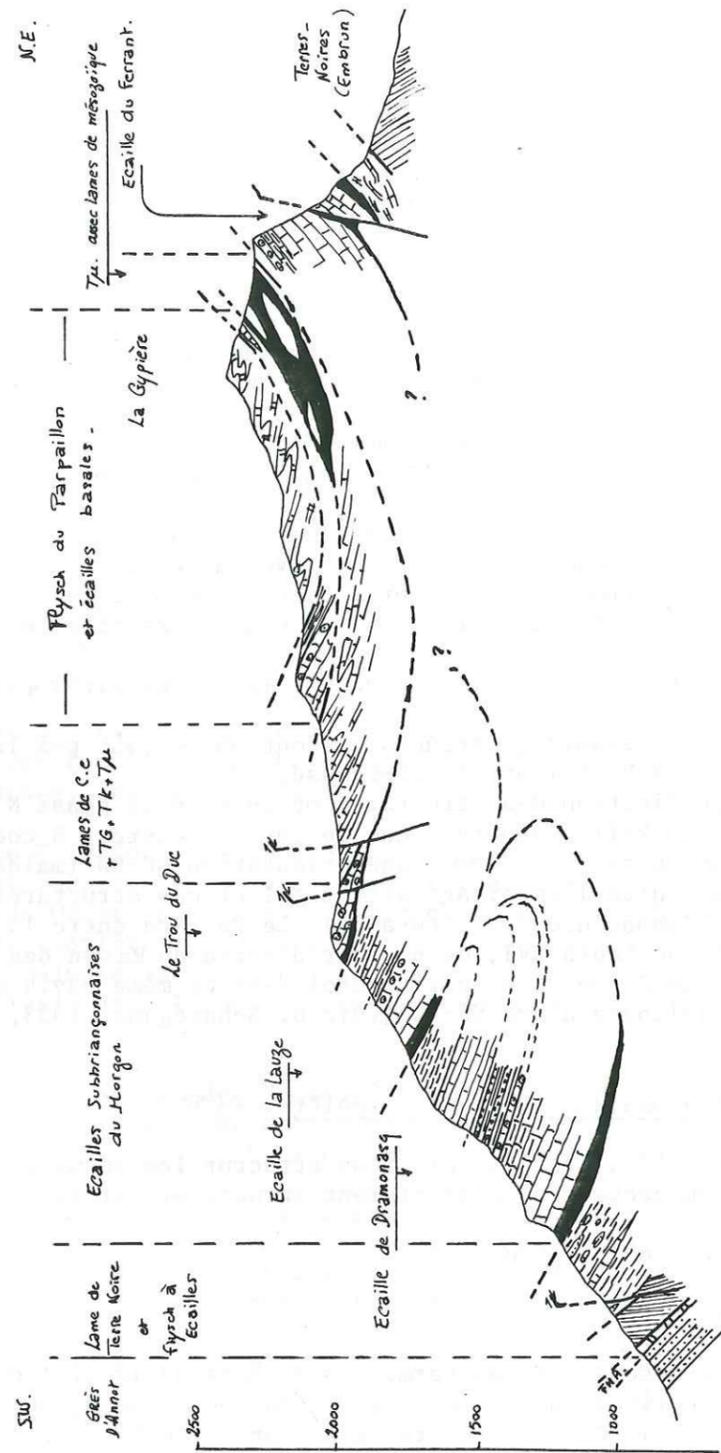
Il est représenté par les termes inférieurs de la trilogie priabonienne (calcaires à petites Nummulites à l'Est du Pont Romain, puis calc-schistes à Globigérines). Ces niveaux reposent sur un soubassement diversifié: Malm, au Pont-Romain, Crétacé au Lauzet (C. Kerckhove *et al.*, 1978).

b) Une lame de Terres-Noires.

Entrevue initialement par D. Schneegans, puis C. Kerckhove, cette lame se suit depuis Champcontier jusqu'au Sud de Dramonasq, soit sur plus de 3 km et pour une épaisseur estimée à 150 m au maximum.

Sous Champcontier, entre ces Terres-Noires et la trilogie priabo-

Fig. 50 Coupe Dramonasq-Gourette-Gyprière.



nienne ici complète (grès d'Annot et flysch olistostromique sommital) s'intercale une lame de flysch à Helminthoïdes (faciès Autapie) dont la position structurale est équivalente à la lame de flysch à Helminthoïdes de l'Aupillon. Cette lame présente à côté de Costeplane la superposition des deux phases de plissement, la phase à N 160 reprenant des microplis N 70 à très fort plongement axial.

c) Une masse de flysch olistostromique.

Faisant un ressaut dans la morphologie, cette formation consiste en un flysch olistostromique polygénique avec des olistolithes de grès à Nummulites, de calcaires planctoniques et aussi d'éléments du flysch de l'Autapie. Ce caractère olistostromique est parfaitement illustré sur le chemin qui va de Costeplane à Folalo et surtout dans le wildflysch sous Dramonasq à éléments de Mésozoïque (cf. D. Schneegans, 1938, p. 209) et lames de flysch à Helminthoïdes.

Cette masse de flysch est couronnée par une lame de calcaire planctonique discontinue (présente aux Granges de Folalo, elle n'existe plus au Ravin Petit 750 m au NW).

d) Les écailles du Morgon.

d.1. L'écaille de Dramonasq.

Elle repose sur le flysch olistostromique comme sur les calcaires planctoniques par le Trias de sa série normale. Structuralement, elle se comporte comme sur une série monoclinale à pendage moyen de 20 à 30° au NE. On y observe dans les niveaux tendres une schistosité de même direction mais de pendage plus fort (35 à 40°).

d.2. L'écaille de La Lauze.

Elle chevauche à son tour, et en série normale, le flysch de l'écaille de Dramonasq. La présence de terrains mésozoïques en lentilles discontinues à la base du contact sont interprétées comme la trace d'un flanc inverse laminé par D. Schneegans. Autant l'écaille de Dramonasq est continue, autant celle de La Lauze est laminée, le maximum de perturbation s'effectuant entre le ravin du Bouchier et celui de La Blache.

Cette écaille est recouverte d'une accumulation de cargneules qui marque un accident majeur sous le glacière de La Gourette. Au NW du Ravin du Bouchier, apparaît, superposé à l'écaille de La Lauze, le système des écailles du Trou du Duc (Trias-Crétacé avec lacune du Malm-Néocomien) dont la correspondance avec une partie des écailles de Roche Juan en rive droite du ravin des Enfers est proposable (cette hypothèse est figurée sur la dernière édition de la carte de Gap au 1/80 000e).

e) Un flysch olistostromique.

Le replat de La Gourette laisse apparaître localement un faciès de wildflysch à lames de Crétacé, de Mésozoïque et à lentilles de gypse. Une partie des écailles de Mésozoïque s'organise à la base de l'unité structurale suivante en un chapelet d'écailles (vers 2100-2150 m), le reste du flysch étant attribué par C. Kerckhove au faciès à écailles de la nappe de l'Autapie (1983. Guide géologique des Alpes du Dauphiné).

f) La nappe du Parpaillon.

Couronnant l'édifice structural, on observe une klippe de flysch à Helminthoïdes attribuée à la nappe du Parpaillon. Elle représente le témoin le plus occidental de la nappe du Parpaillon (C. Kerckhove, 1969). A l'arrière de cette klippe apparaît la zone d'écailles en partie tectonique

emballée par du flysch et du Trias à faciès schisteux et fluidal.

g) Les écaillés du Morgon.

Sous la Gypière et le Ferrant apparaissent les séries du Ferraut et du Ferrant continues du Trias au Bathono-Oxfordien et dont les faciès sont comparables aux écaillés du Peisséou et de Dramonasq (D. Schneegans, 1938).

h) Le soubassement.

Ces écaillés reposent sur les formations de la demi-fenêtre d'Embrun, soit par l'intermédiaire de lentilles de flysch (comparable dans ce cas à ce qui se passe au Peisséou) attribuables aux formations de l'Autapie, soit directement sur le faciès Terres-Noires de l'autochtone relatif.

Cette coupe montre les relations suivantes:

- Les nappes du groupe inférieur reposent au NE sur les Terres Noires et au SW sur un Tertiaire incomplet, l'autochtone étant lui-même écaillé (lame de Terres-Noires).
- L'unité du Morgon repose sur l'autochtone par l'intermédiaire de flyschs olistostromiques et aussi sur des formations de la nappe de l'Autapie. Elle est structurée en écaillés imbriquées affectées d'une schistosité cohérente avec le plissement sur N 140-160. Les terminaisons de ces écaillés posent des problèmes d'interprétation: le Mésozoïque au SE de Dramonasq dessine un repli fragmentaire à axe EW et semble se raboter sur la tranche. Les couches du Gros Ferraut au NE de la Gypière sont aussi à pendage sud.

1-2.4. Bilan structural.

Au Nord de l'Ubaye, dans le massif du Morgon, ont été mis en évidence:

- Des indices tectoniques en faveur de phases plus anciennes que la phase majeure à N 140-160 ont été évoqués. A l'échelle du Morgon, ces indices sont omniprésents.
- Dans la série inverse du Vallon, entre 1700 et 1740 m, le faciès de flysch calcaire (Eocène inférieur) est affecté de microplis orientés 35 NE 25.
- Le coeur-même du synclinal du Morgon est perturbé par des microplis orientés NE-SW. A ce sujet, D. Schneegans (1938, p. 167) évoquait des imbrications antérieures à la structuration en synclinal couché au SW (là superposition Malm-Néocomien se succédant deux fois en série normale au coeur du synclinal d'axe NW-SE).

On est tenté d'attribuer les complications tectoniques à la superposition des phases anciennes obliques à la phase majeure. Cependant, en l'absence d'un marqueur stratigraphique qui scelle une structuration, cette attribution reste précaire dans la mesure où la superposition tectonique peut être engendrée par une même phase sous des modalités particulières.

- Une structuration post-flysch.

Cette phase majeure en Ubaye correspond au Morgon à une imbrication d'écaillés suivie du plissement de l'ensemble, en plis déjetés à déversés au SW. Une partie des mégasstructures classiques de cette région (synclinal du Morgon, anticlinal du Cap) est à rapporter à cette phase.

Les phases cassantes sont ici comparables à ce qui est connu au Sud de l'Ubaye. Le réseau subméridien affecte l'ensemble de la pile de nappes et son soubassement. Son rejeu reste modeste (horizontal dextre fréquent). Il

est postérieur à tout un réseau NE-SW à EW dont le jeu correspondrait à un mouvement différentiel senestre du Morgon par rapport aux Séolanes.

En progressant du SE vers le NW, le soubassement du Subbriançonnais (Cap-Peisséou et Morgon) a montré une grande variabilité. La nappe de flysch de l'Autapie disparaît à la latitude de Dramonasq mettant le Subbriançonnais du Morgon en contact avec une formation olistostromique remaniant du Nummulitique ou directement avec les Terres Noires de la demi-fenêtre d'Embrun.

2. ESSAI D'EVOLUTION GEODYNAMIQUE.

PLACE DU DECALAGE DES LIGNES ISOPIQUES DANS LE CADRE DE L'UBAYE. (Fig. 51)

Pour cet essai, nous allons sortir du cadre restreint du Subbriançonnais pour y adjoindre les autres unités structurales qui participent à l'élaboration de l'Ubaye.

L'inventaire en est le suivant:

- un autochtone (relatif),
- des lames et nappes "d'autochtone" (Plateau du Basset, Terres-Noires de Champcontier),
- des unités subbriançonnaises,
- des unités briançonnaises (sous forme d'écaillés),
- deux nappes de flysch à Helminthoïdes (Autapie et Parpailon).

Pour caractériser le décalage, il est nécessaire de se caler dans le temps. Pour cela, nous proposons deux limites:

- Une limite supérieure qui situe la mise en place en Ubaye du repère subbriançonnais. Cette mise en place est postérieure aux derniers sédiments déposés sur l'autochtone, c'est-à-dire post-olistostrome terminal du domaine externe. Ce dernier n'est jamais daté directement. Il est soit Priabonien supérieur, soit Oligocène inférieur (les derniers terrains datés dans l'autochtone correspondent à la base de la trilogie priabonienne datée en Ubaye du Priabonien inférieur).
- Une limite inférieure peut se situer avec la sédimentation de l'étape Malm-Néocomien par laquelle nous avons obtenu des corrélations claires pour les quatre secteurs et qui est remarquable par son calme tectonique.

Entre ces deux limites s'étale une période de 70 MA et toute phase tectonique de cet intervalle est susceptible de contribuer au décalage des lignes isopiques subbriançonnaises.

2-1. LES MOUVEMENTS ANTE-MISE EN PLACE DES NAPPES DU GROUPE INFÉRIEUR.

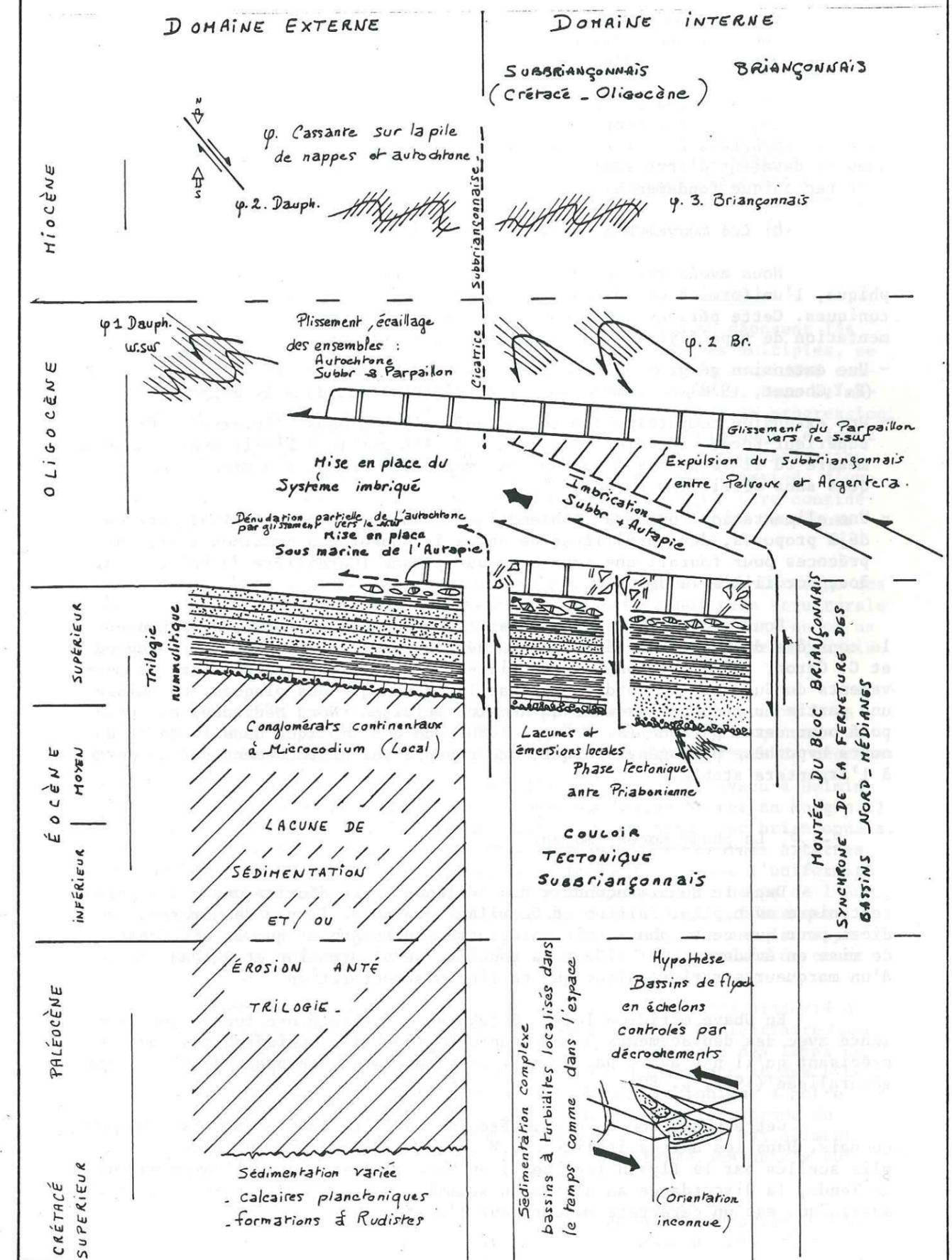
2-1.1. Les phases Crétacé-Eocène inférieur.

a) Les mouvements ante-Crétacé supérieur (Vraconien).

Dans le Subbriançonnais, d'une façon générale, ces mouvements sont soulignés par des conglomérats et des discordances.

- Les conglomérats sont polygéniques et impliquent par la nature de leur blocs, des rejets de faille qui amènent le socle à l'affleurement (Unité de Piolit et de l'Argentière).
- Les discordances sont nettes. Cartographiquement, un même faciès de calcaire planctonique arrive à reposer sur une série complète ou sur une

Fig. 51 Essai de tableau synthétique des événements tectoniques à la limite des domaines externes et internes depuis le Crétacé.
(La chronologie des Phases plicatives est reprise de P. Tricart 1980)



série réduite (Lias-Dogger). Localement, la discordance angulaire est appréciable (Ecaille de Roche Juan).

Hors du cadre du Briançonnais, cette phase tectonique intéresse les zones internes (Briançonnais-Piémontais) et aussi le Pennique externe connu au NE du Pelvoux (Zone Valaisane).

Il n'y a pas à l'heure actuelle d'arguments satisfaisants pour traduire ces indices de tectonique en termes de coulisement ou autres. Classiquement rapportées à la fermeture de la Téthys, ces manifestations tectoniques se devaient d'être soulignées car elles marquent un premier bouleversement tectonique fondamental.

b) *Les mouvements Crétacé supérieur-Eocène inférieur.*

Nous avons mis en doute, lors de l'essai de synthèse paléogéographique, l'uniformité de la sédimentation des calcaires et calcschistes planctoniques. Cette période est, en fait, caractérisée par la présence de sédimentation de type flysch ayant comme caractéristiques:

- Une extension géographique modeste. Le flysch sénonien inférieur de Piolit (P.Y.Chenet, 1978) ne semble pas avoir d'équivalent dans le Morgon.
- Une extension temporelle limitée et qui se place dans l'intervalle Crétacé supérieur-Eocène inférieur. Le flysch de l'Aiguille à Piolit avorte dans la mesure où il se poursuit par une sédimentation de calcschistes planctoniques sans détritisme notable.
- Une alimentation toujours problématique. Dans les schémas palinspastiques déjà proposés, des cordillères de socle jalonnent ces domaines à flyschs précoces pour fournir une source au détritisme (Cordillère du Pelat, d'Allos, Cordillère Tendasque).

Pour traduire ces données stratigraphiques en termes de mouvement, le contrôle de bassins en échelons par décrochement est proposé (P. Homewood et C. Caron, 1982). De toute façon, il est nécessaire d'enregistrer les mouvements du Sud vers le Nord donnés par la tectonique des plaques. En Suisse, une partie du raccourcissement du domaine Valaisan (Nord Médianes) est proposé pour cette période (R. Trümpy, 1980), ce qui implique dans le cadre de notre hypothèse paléogéographique, une réponse par décrochement par rapport à l'Argentera stable.

2-1.2. La phase Eocène moyen.

Dans le Subbriançonnais des Séolanes a été décrite une vraie phase tectonique avec plis, failles et écaillage probable. Il y a de nombreux indices pour que cette phase soit enregistrée au Morgon et que la difficulté de mise en évidence soit liée à la modalité de déformation et à l'absence d'un marqueur stratigraphique qui scelle la structuration.

En Ubaye méridionale, C. Kerckhove a envisagé une tectonique violente avec des déplacements à composante horizontale considérables, tout en précisant qu'il n'y avait pas de correspondance avec une phase de plissement généralisée (1969, p. 80).

Cette phase tectonique intéresse, en fait, tout le couloir subbriançonnais. Dans les unités italiennes, M. Gidon (1972) a mis en évidence des plis scellés par le flysch (Eocène ?) au Mont Giordano. Dans l'unité du Col de Tende, la discordance angulaire du Nummulitique sur les termes de la série mésozoïque est un caractère majeur pour l'unité.

Par contre, dans les Préalpes, ce n'est plus le cas et le flysch lutétien termine la sédimentation des couches rouges crétacées à tertiaires (H. Badoux et C.H. Mercanton, 1962).

Une phase tectonique précoce, ante-Nummulitique, ne peut qu'évoquer pour le géologue alpin, la phase arvinche de R. Barbier dans le domaine dauphinois interne, actuellement à l'Est du Pelvoux.

Cette phase ne fait pas l'unanimité des auteurs, cependant, la coïncidence avec ce qui est connu dans le Subbriançonnais est peut-être loind'être fortuite. Il en va de même pour les domaines Nord Médianes (Valaisan des auteurs) dont la disparition amorcée au Crétacé supérieur serait synchronique des mouvements coulissants à l'Ouest.

2-1.3. Les mouvements Eocène supérieur.

Dès la fin du Lutétien et au début du Priabonien se déposent les formations nummulitiques. Ces séries, aux variations latérales multiples, se terminent généralement par un olistostrome que C. Kerckhove a considéré comme commun aux domaines externes subbriançonnais et briançonnais. Pour ce même auteur, cet olistostrome est la conséquence sédimentaire de la progression, sous l'eau, de la nappe de flysch à Helminthoïdes de l'Autapie dont le front d'érosion alimente le bassin dans lequel elle glisse. Cette homogénéisation par un olistostrome commun aux différents domaines ainsi que l'arrivée d'une nappe en pseudo-couverture pour le Subbriançonnais ne doit pas être considérée comme la fin de l'histoire coulissante qui décale les lignes isopiques entre Préalpes et Argentera.

La relation de pseudo-couverture n'est pas discutable. La coupe des Trois Evêchés, la composition des schistes à blocs et la position structurale de l'Autapie par rapport au Subbriançonnais des Trois Evêchés, font qu'on ne peut dissocier l'histoire du flysch de l'Autapie de celle du Subbriançonnais dès le Priabonien.

Quand on se place au Priabonien et qu'on essaye de répondre à la question suivante: "y-a-t-il du flysch de l'Autapie et du Subbriançonnais autrement qu'en relations de pseudo-couverture?" on obtient deux types de réponse:

- a) L'Olistostrome tertiaire autochtone emballe des lames de flysch à Helminthoïdes (au Pic de l'Aupillon, sous la lame des Terres Noires au Morgon..) et aussi des lames de terrains mésozoïques subbriançonnais et briançonnais. En cas de synchronisme des olistostromes terminaux des domaines externes et subbriançonnais, les lames de Mésozoïque mettent en cause l'uniformité d'un olistostrome alimenté par le seul démantèlement de la nappe de l'Autapie. Il est possible aussi que les olistostromes soient suffisamment diachrones pour que celui du domaine externe soit alimenté par la nappe de l'Autapie et un soubassement subbriançonnais et briançonnais en cours de structuration.
- b) Dans le flysch de l'Autapie, C. Kerckhove a défini un faciès dissocié à écailles qui fait intervenir des lames de Mésozoïque et de Tertiaire (sous la Montagnette au NE du Peïsséou, on observe ce faciès avec des lames de grès à Nummulites). La genèse de ce faciès reste énigmatique et, des hypothèses proposées par C. Kerckhove, celle du mélange tectonique a notre faveur. Pour cela, un argument indirect est donné par l'olistostrome du flysch des Aiguilles d'Arves qui pour Bravard *et al.* (1982) est alimenté au cours du Priabonien par une zone mobile qui intéresse des unités subbriançonnaises et briançonnaises.

Pour concilier les relations de pseudo-couverture Subbriançonnais-Autapie et les relations tectoniques avec leur environnement (Domaine externe

Fig. 52 Les formations en faveur d'une tectonique syn-Priabonien.

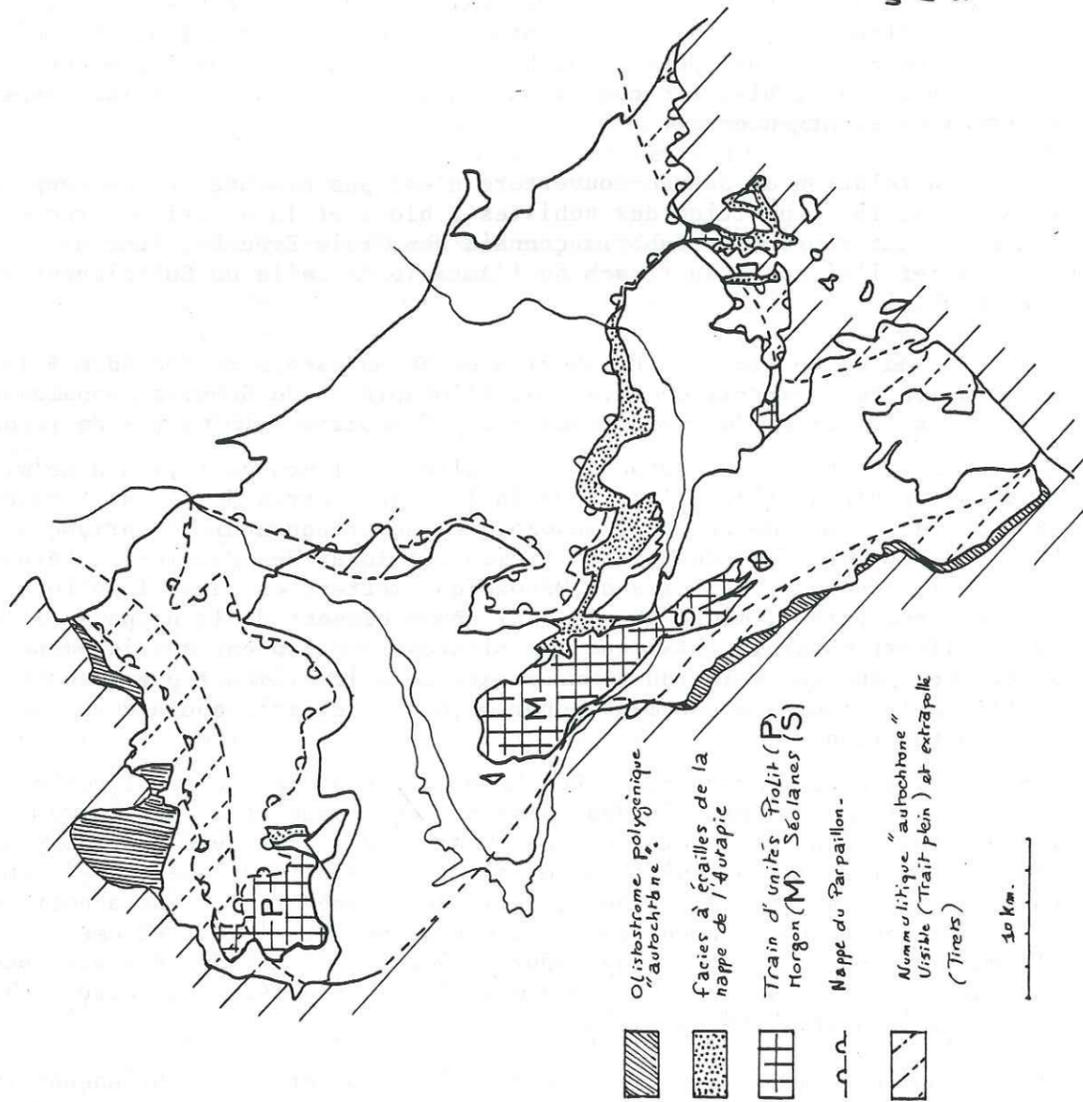


Fig. 52a. Répartition cartographique actuelle.

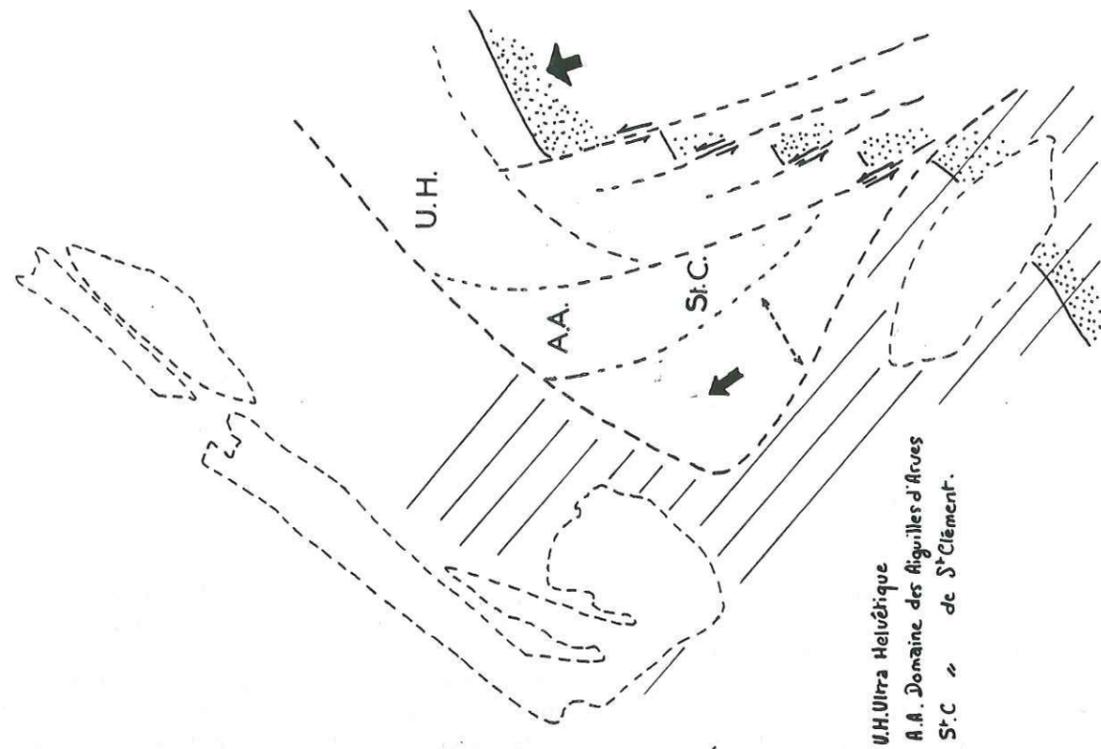


Fig. 52b Schéma hypothétique au Priabonien.

Domaine des Aiguilles d'Arves), il faut mettre en place la nappe de l'Autapie sur une zone subbriançonnaise en cours de structuration dont le jeu proposé est de nature coulissante.

Schématiquement, dans une zone coulissante, on a la juxtaposition de zones peu perturbées par opposition à des zones intensément tectonisées. On peut faire correspondre les zones perturbées (mega-lambeaux tectoniques) aux zones de pseudo-couverture conservée. L'unité des Trois Evêchés serait de ce type.

Les zones inter-lambeaux correspondent à des zones de mélanges maximum, mélanges d'autant plus facilités que la teneur en eau des olistostromes subbriançonnais et une de la nappe de l'Autapie devait être élevée.

Par cette synchronisation de mouvements coulissants à la limite domaine externe-Briançonnais et de la mise en place d'une nappe sous-marine de flysch à Helminthoïdes, on peut rendre compte de la nature hétérogène des olistostromes des zones externes (coulissement et mise en place de nappe gravitaire n'ont pas de raison d'être incompatibles dans la mesure où ils obéissent chacun à des mécanismes indépendants).

Ces hypothèses peuvent rendre compte aussi de certaines aberrations dans l'olistostrome du Cap où on trouve une à deux lames de Malm récifal qui impliquent pratiquement une auto-alimentation.

A la fin de l'Eocène, le domaine externe compris entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera est bordé à sa partie orientale par une zone structurée dont l'élaboration est le fruit de la superposition de mouvements qui se sont succédés depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène. S'il semble illusoire de vouloir estimer le degré de structuration de cette zone pour chaque pulsion tectonique, il est toutefois raisonnable de proposer comme conséquence à ces phases précoces, le décalage des lignes isopiques définies dans le Subbriançonnais et dont la composante en coulissement est d'amplitude hectokilométrique.

Ces phases précoces présentent des implications géodynamiques. Le décalage enregistré implique qu'il existe au moins un domaine en position frontale par rapport aux Préalpes médianes qui va se raccourcir précocement et/ou de façon plus intense que son entourage. Ces domaines sont à rechercher dans l'Ultraselvétique ou dans la zone Valaisane de P. Antoine.

2-1.4. Le paroxysme Eocène-Oligocène: Fin de l'histoire décrochante senestre.

La zone tectonique subbriançonnaise, domaine charnière entre Dauphinois et Briançonnais va changer totalement de comportement à la limite Eocène-Oligocène.

A cette période, nous avons vu que le domaine externe se préparait à accueillir les nappes (sans phase de pli synschisteuse généralisée). Dans le domaine Briançonnais ainsi que dans ceux des brèches de Tarentaise et des Aiguilles d'Arves, il n'en est pas de même:

En domaine Briançonnais, P. Tricart a défini pour cette période un mière orogénèse pour laquelle le Subbriançonnais peut être considéré comme une pre-structure de relai. Cette tectonique en "nappes à plat" est synschisteuse et de vergence discutée. Une partie de la solution est peut-être dans la zone des Brèches de Tarentaise (domaine supposé Nord-Médianes) où J. Andrieux et J.C. Lancelot (1980) ont décrit des structures (plis et linéations) en faveur d'un transport parallèle à la chaîne pour une partie des unités. Dans la même

phase de déformation, ici post-Priabonien, il y aurait un premier transport vers le SW (la chronologie des transports peut être inversée en fonction de l'interprétation des plis et linéations). C. Bravard (1982) propose dans la zone des Aiguilles d'Arves une phase post-flysch et à vergence NW précoce (le calendrier proposé par cet auteur est d'ailleurs très comparable à celui du Subbriançonnais de l'Ubaye avec une phase précoce anté-flysch).

La zone subbriançonnaise aurait sa première structuration à vergence W-SW à la suite des mouvements décrochants senestres vers le Nord.

Un serrage légèrement oblique par rapport à l'allongement de la zone décrochante (proposé par P. Tricart, 1980, chap. XVII) serait à même de rendre compte de la structure de relai en "chevrons", structure post-mise en place de l'Autapie puisque l'unité des Trois Evêchés et sa pseudo-couverture de flysch, répondent à cette structure. Le système de relai en chevrons illustre le fait qu'une même unité soit en contact successivement avec les zones externes puis internes en progressant du Nord au Sud (ce système se retrouve à l'échelle d'une seule unité). Il expliquerait aussi le pendage axial des plis, au NW (10 à 30°) pour la phase à N 140-160 (pour accentuer le problème des écaillés de La Roche, on peut noter qu'un décalage apparent dextre pourrait avoir cette origine). Cette structure caractérise aussi le Subbriançonnais italien et ne peut donc être liée aux phases de serrage NS tardives.

Ce type de structuration admet une composante dextre qui inverse le sens apparent senestre des phases précoces.

Cette structuration est en partie responsable d'un début de mise en place du Subbriançonnais en Ubaye. Cependant, il n'est pas aisé de situer aussi bien le degré de recouvrement que la zone de relief ainsi créée.

2-2. LA PHASE DE MISE EN PLACE EN UBAYE.

2-2.1. Introduction.

Le chapitre précédent nous a permis d'inventorier l'ensemble des mouvements tectoniques qui ont affecté le Subbriançonnais dans sa zone de racine, c'est-à-dire dans le couloir tectonique qui bordait à l'Est le domaine externe.

Quand on analyse à l'heure actuelle les relations entre les domaines externes et internes entre Pelvoux et Argentera, on constate que la zone tectonique originelle n'y existe plus. Il faut aller au front de l'édifice de nappes pour y trouver l'ensemble d'écaillés qui faisait au Priabonien la transition déjà tectonique entre les domaines externes et internes. C'est l'histoire de cette mise en place que nous allons aborder maintenant avec les problèmes de chronologie et de modalités.

2-2.2. Limites relatives dans le temps.

a) La limite inférieure.

Elle est donnée par l'histoire de la surface qui accueille les nappes (Fig. 52).

Cette figure illustre le fait que l'autochtone est bien différent entre la position frontale et la position en fenêtre. Cette diversité du substratum a été interprétée dans un premier temps comme liée à une érosion post-olistostrome autochtone terminal (1969, op. cit.). Plus récemment, en analysant la composition du Complexe d'Orcières, C. Kerckhove *et al.* (1978) ont mis en évidence la présence de terrains priaboniens (à faciès autochtone) au

sein-même de l'olistostrome terminal: la nappe en série inverse du plateau du Basset.

Cette mise en place gravitaire et sous-marine se fait le plus probablement du SE vers le NW. La combinaison d'une dénudation en partie tectonique (à vergence NW), mais aussi par érosion, est probablement ce qui est le plus satisfaisant pour expliciter la surface qui accueille les nappes. Il ne faut pas oublier non plus que cette surface se surimpose à deux autres surfaces plus anciennes:

- En Embrunais et localement au pied du Morgon, le Crétacé supérieur repose sur les Terres-Noires (phase ante-Sénonienne).
- Au Sud du Pelvoux, le Nummulitique repose directement sur le socle (phase ante-Nummulitique).

L'ensemble de ces deux cycles d'érosions pourrait très bien expliquer l'abondance des Terres-Noires à l'affleurement, suite à la dénudation tectonique et érosive.

Cette époque de la dénudation est aussi le siège de plissements et de flexures. Le pli de Terre-Plaine est en partie de cette époque et la vergence Nord s'accorde avec la direction de mise en place de la nappe de Basset.

La flexure actuellement sous les Trois Evêchés pourrait avoir la signification d'un jeu coulissant par rapport à un glissement de couverture au Nord.

b) La limite supérieure.

Cette tectonique fait intervenir le dernier élément structural de l'Ubaye: la nappe du Parpaillon. Elle se compose d'une série rythmique de flysch à Helminthoïdes, avec passage d'un faciès calcaire au SE à un faciès de grès feldspathique au NW, reposant sur un complexe de base de schistes noirs à versicolores. Cette série, dont l'épaisseur est voisine du Km, est structurée en grands plis couchés déversés à l'WSW et dont les coeurs anticlinaux sont soulignés par des affleurements de complexe schisteux basal.

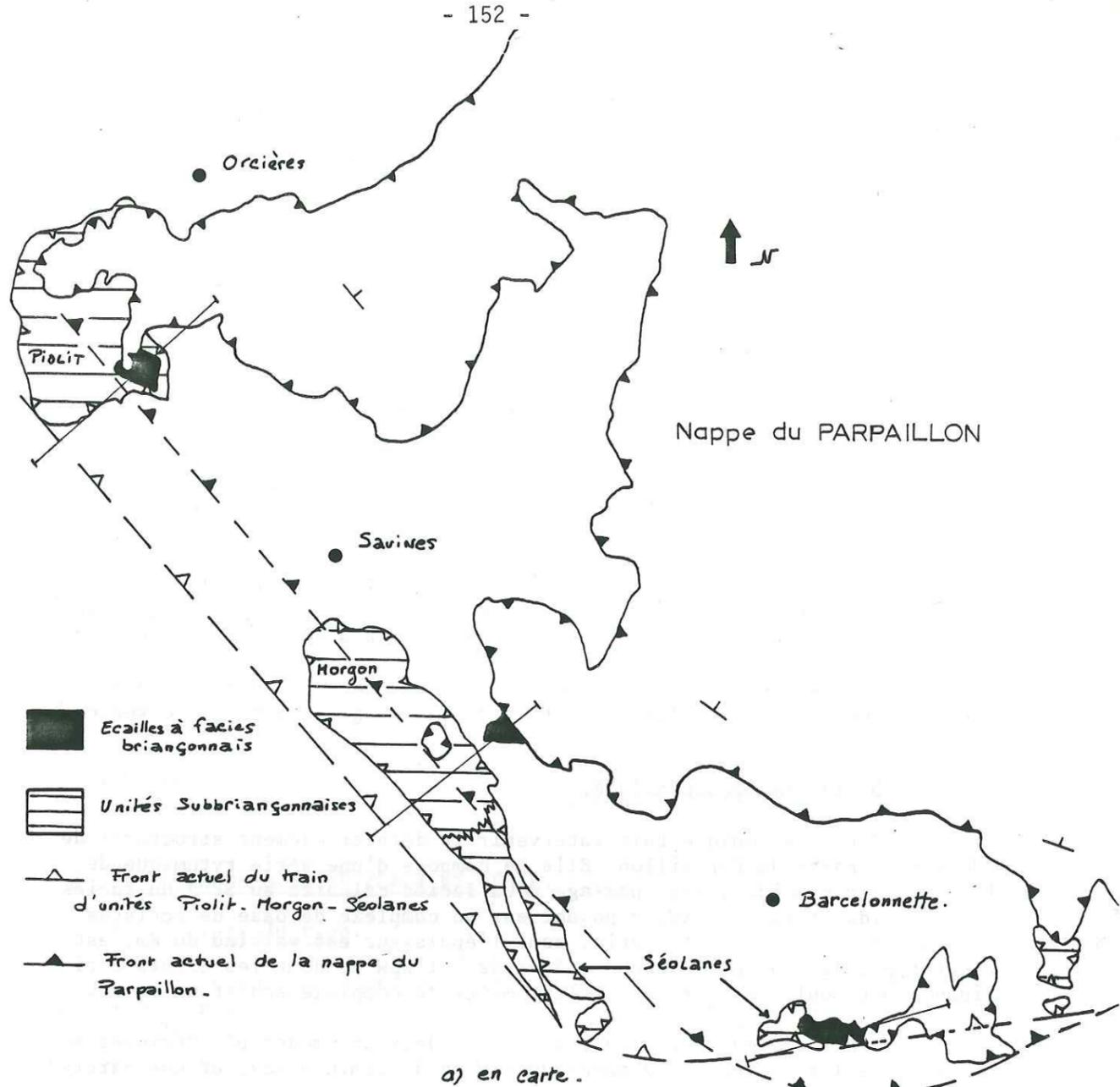
Vis à vis du Parpaillon, il existe deux arguments géométriques en faveur d'une liaison entre la nappe de flysch à Helminthoïdes et une partie du Subbriançonnais. (Fig. 53):

- En carte, le contour actuel du Parpaillon se parallélise au contour actuel du train d'écaillés Séolanes-Morgon-Piolit.
- En coupe, on observe le même dispositif structural au niveau de ces trois écaillés.

Intuitivement, il est difficile de dissocier les deux mises en place. Celle du Parpaillon est différemment interprétée par les auteurs (Fig. récapitulative des interprétations).

- C. Kerckhove, 1969, propose une mise en place tardive postérieure à une phase de plissement qui affecte les terrains externes et les nappes du groupe inférieur. La nappe du Parpaillon glisse sur une surface d'érosion et est déjà en partie structurée (phénomènes de rabotage basal).

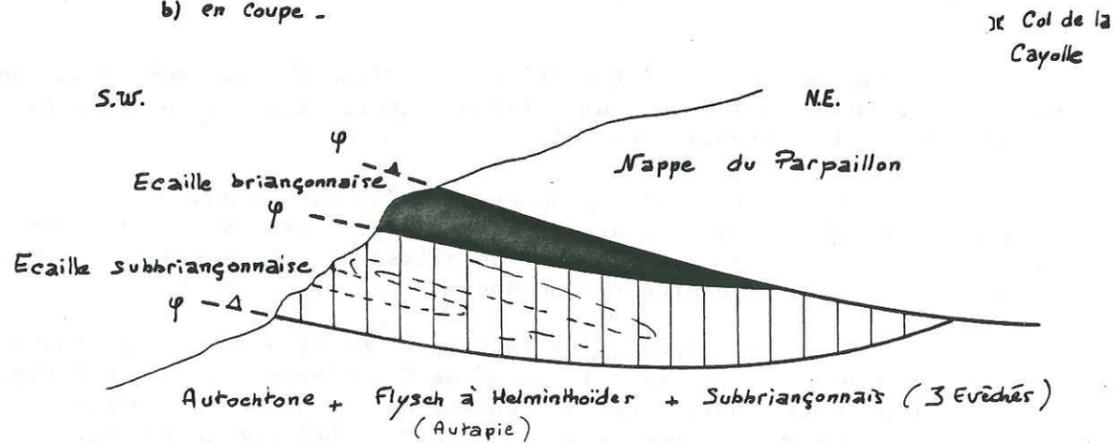
- P. Tricart propose, sur la base d'une transversale en Embrunais, une mise en place postérieure à la nappe de St. Clément (flysch cahotique subbriançonnais) mais antérieure aux phases de plissement qui affectent les terrains autochtones. Le contact de base serait pour cet auteur, synschisteux pour les phases du domaine externe.



a) en carte.

Fig 53 - Relations structurales entre la nappe du Parpaillon et le train d'unités subbriançonnaises Piolit - Morgon - Séolanes

b) en coupe.



- O. Merle propose une cinématique pluri-directionnelle avec une première cinématique vers le NW, suivie d'une mise en place gravitaire vers le SW. Pour rendre compte de problèmes structuraux au sein du flysch même, il met en place la nappe lors de la progression vers le Nord, à cheval sur la zone externe et la zone briançonnaise. La nappe du Parpaillon est alors scindée en deux unités aux comportements tectoniques différents: l'unité 1, en position externe, et l'unité 2, en pseudo-couverture briançonnaise. Lors de sa mise en place gravitaire vers le SW, l'unité 2 glisse successivement sur l'unité 1, puis sur l'autochtone. Les structures en grands plis déversés sont synchrones du glissement et s'effectuent par pure cinématique interne à la nappe.

Vis-à-vis des différentes interprétations, la place exacte du Subbriançonnais n'est pas clairement définie et nous nous garderons de prendre position autrement que par hypothèses. Il semble admis que la nappe du Parpaillon ait eu deux directions orthogonales de translation (vers le NW puis le SW). Les relations géométriques entre le train d'écaillles Piolit-Séolanes ne s'accordent qu'avec le glissement vers le SW. Au NE du front actuel du Parpaillon, le Subbriançonnais est réduit, voire absent sous la nappe du Parpaillon, de même que dans sa zone de racine pour le peu qu'elle en laisse voir (Ecaillles de Réotier à l'W de Mt. Dauphin).

Deux hypothèses de travail sont à soumettre:

- Le relief créé à la limite externe-interne est déjà en Embrunais-Ubaye au front du flysch de St. Clément (après être passé par dessus ou en position palinspastique ?) et il est repris lors du passage du flysch à Helminthoïdes, auquel cas le caractère de lambeau frontal pour le Subbriançonnais est tardif. Cette hypothèse reste cohérente vis-à-vis des trois interprétations puisque pour les trois auteurs, le Subbriançonnais est déjà, en partie, en place en Embrunais-Ubaye quand se met en place le Parpaillon.
- Une partie du Subbriançonnais est entraînée au front de l'unité 2 (sensu O. Merle) par dessus l'unité 1. Satisfaisante pour expliquer une arrivée tardive en Ubaye du train d'écaillles Piolit-Séolanes, cette hypothèse souffre de l'absence d'écaillles à faciès subbriançonnais à la base des klippes de l'unité 2 perchées sur l'unité 1.

Quelle que soit l'hypothèse, avec la nappe du Parpaillon s'arrête l'histoire décrochante du Subbriançonnais de l'Ubaye. Celui-ci va participer à l'empilement de nappes qui caractérise l'Ubaye avec toute une tectonique à vergence W-SW classique pour cette région.

CONCLUSIONS GENERALES.

L'hypothèse proposée par L.E. Ricou (1980) montre une bonne cohérence avec les résultats de la présente étude, tant d'un aspect stratigraphique (comparaison, étape par étape, des différentes unités entre elles - 1^è et 2^è partie) que d'un aspect structural (l'essai d'évolution géodynamique - 3^è partie - a montré que cette interprétation avait sa place dans un calendrier tectonique). Il en découle un nouveau modèle palinspastique qui mérite d'être comparé aux modèles précédents.

Nous avons retenu de ceux-ci, les modèles classiques de J. Debelmas (1975) et R. Trümpy (1980) (fig. 54). Pour ces deux auteurs, la limite zone externe-zone interne s'organise au Mésozoïque selon un dispositif arqué. Cependant, ils proposent une place pour les Préalpes Médiannes par rapport à la limite Provence-Vocontien qui diffère selon l'importance que l'on attribue au bassin Valaisan des auteurs.

Les Préalpes Médiannes se situent au N (J. Debelmas) ou au S (R. Trümpy) de la limite Provence-Vocontien. Dans le schéma de J. Debelmas, il subsiste un problème quant à la position des nappes helvétiques, ultra-helvétiques et du domaine Valaisan en position palinspastique. Dans celui de R. Trümpy, ce problème n'existe pas du fait de la large place accordée aux domaines Helvétique et Valaisan. Cependant, la prolongation de ce dernier au SE de la Provence s'oppose à un "enracinement" du Subbriançonnais par l'intermédiaire de l'unité du Col de Tende et n'explique pas les grandes ressemblances entre Provençé et Briançonnais Ligure soulignées par M. Lanteaume (1968).

La présente interprétation admet une position intermédiaire pour les Préalpes Médiannes qui viennent se placer en face de la limite Provence-Vocontien. De plus, elle donne une réponse aux contradictions exposées ci-dessus.

La première conclusion est que le terme de "Paléogéographie sub-briançonnaise" doit être abandonné car l'utilisation d'un même terme sous un sens paléogéographique et tectonique, est source de confusion. Il faut souligner que l'interprétation proposée ne doit pas être considérée comme nouvelle. Dès 1963, J. Goguel interprétait l'arc des Alpes Occidentales comme "... le contrecoup latéral d'un déplacement essentiellement vers le N dans les Alpes Centrales..." et suggérait de reprendre la répartition des zones de faciès dans le Subbriançonnais et le Briançonnais. L'exposé de J. Goguel montre bien à quel point, à un problème de tectonique local correspond souvent un problème d'échelle. En 1971, H. Laubscher proposait dans le cadre d'une palinspastie générale des Alpes, une solution identique et la démonstration proposée ici montre que le "décrochement diffus" de H. Laubscher est en fait un couloir bien défini.

A la suite de cela, on est en droit de se demander quel est la valeur paléogéographique des autres zones qui dessinent l'arc alpin (Briançonnais et Piémontais). Cette disposition est-elle fortuite ou obéit-elle à une logique similaire ? L.E. Ricou (1982) en a proposé une nouvelle approche et le débat est ouvert.

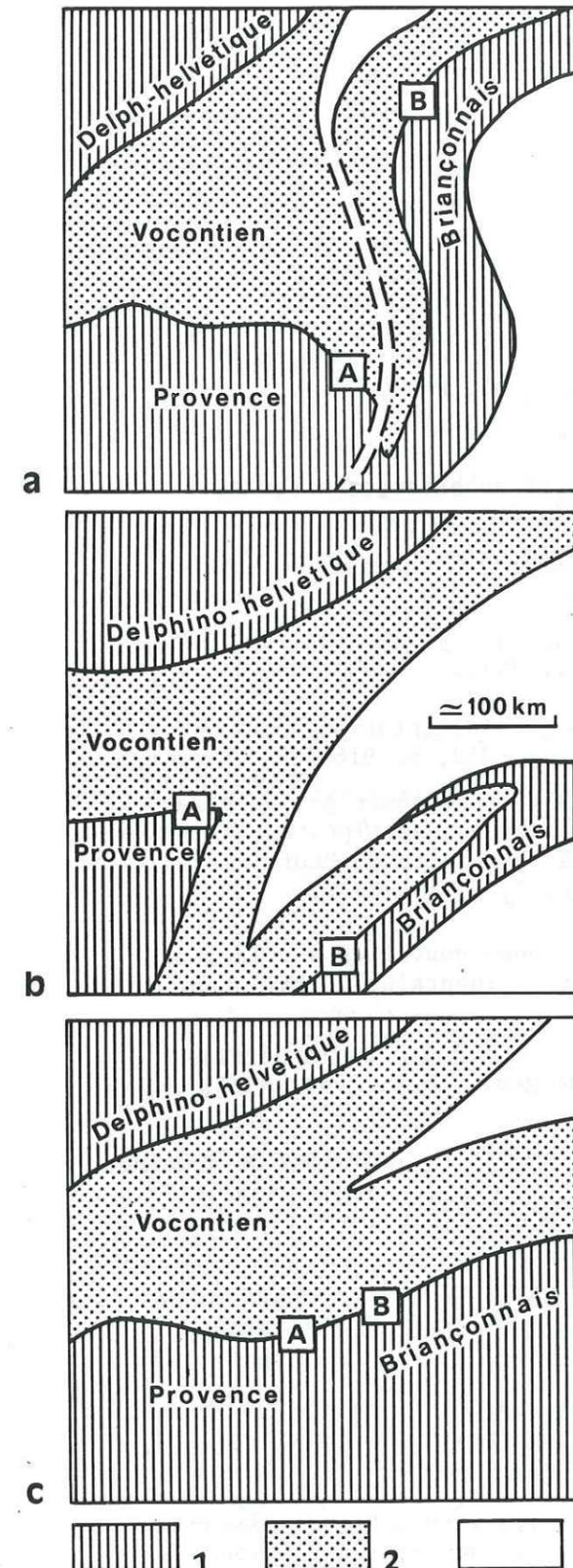


Fig. 54 Hypothèse sur l'organisation mésozoïque des Alpes occidentales.

a: d'après J. Debelmas, 1975;
 b: d'après R. Trümpy *et al.* (1980);
 c: la présente hypothèse;
 1: plate-forme; 2: bassin épicontinental;
 3: bassin à tendance océanique.

Les schémas classiques a et b diffèrent grandement sur la position attribuée aux Médiannes (B) que nous proposons de situer au voisinage de l'Argentera (A) (d'après P. Maury et L.E. Ricou, 1983).

ANTOINE P. (1968). - Sur la position structurale de la zone du Versoyen (Nappe des Brèches de Tarentaise sur les confins Franco-Italiens). Géologie Alpine, Grenoble, t.44, p. 5-26.

ANTOINE P. (1972). - Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint Maurice (Savoie) et la frontière Italo-Suisse (Bilan des connaissances actuelles sur ce secteur de la zone des brèches de Tarentaise). Géologie Alpine, 48, p. 5-40.

ASCHERI A. (1955). - Geologia della media Valle Gesso nella zona tra Valdieri, Entracque e Roaschia (Alpi Maritime). Como, S.A.G.S.A., 45 p.

BADOUX H. (1962). - Géologie des Préalpes valaisannes. Mater. Carte géol. Suisse 113.

BADOUX H. (1963). - A propos des Préalpes du Chablais. Livre Paul Fallot II. Mém. h. s. Soc. géol. Fr., 1963, p. 379-382.

BADOUX H. et MERCANTON Ch. - H. (1962). - Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. Eclogae geol. Helv., vol. 55, n° 1, p. 135-188.

BARBIER R. (1948). - Les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère. Mem. Serv. Carte Géol. Fr.

BARBIER R. (1951). - La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse. T.L.G.G., 29, p. 3-46.

BARBIER R. (1963). - La zone subbriançonnaise dans la région du Col du Galibier. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 39, p. 247-257.

BARBIER R. et DEBELMAS J. (1961). - Les domaines de sédimentation dans la zone subbriançonnaise. C.R. Acad. Sc., t. 252, p. 916-198.

BARBIER R., BLOCH J.-P., DEBELMAS J. et al. (1963). - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot. Mem. h. s. Soc. Géol. Fr., 1960-1963, t. 2, p. 331-377).

BARBIER R. et DEBELMAS J. (1966). - Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au N du Pelvoux (Alpes occidentales). Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 42, p. 97-107.

BAUD A. (1972). - Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. Eclogae geol. Helv., vol. 65/1, p. 43-55.

BAUD A. et MEGARD-GALLI J. (1975). - Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique: cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. IX Congr. Intern. Sédim., Nice, thème 5, p. 45-50.

BAUD A. et SEPTFONTAINE M. (1980). - Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. Eclogae geol. Helv., vol. 73-2, p. 651-660.

BAUDRIMONT A.F. et DUBOIS P. (1977). - Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin: le Sud-Est de la France. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf -Aquitaine, p. 261-308, 24 fig., 1 tabl.

BEAUDOIN B. (1975). - Le bassin subalpin au Jurassique. Evolution sédimentaire d'une zone mobile diversifiée. IX^e Congrès international de Sédimentation, Nice.

BERNIER P. (1968). - Le "Portlandien" de la bordure méridionale des Cévennes (Montagne de la Seranne - Montagne des Cagnasses). Geobios, Fac. Sc. Lyon, n° 1, p. 103-118, 8 fig., pl. 15-17.

BERTRAND J.P. (1975). - Données sur la sédimentologie du Jurassique français: Faciès de bassin et de plateforme dans le Sud-Est de la France. IX^e Congr. Internat. Sédiment., Nice.

BOGDANOFF S. et SCHOTT J.J. (1977). - Etude paléomagnétique et analyse tectonique dans les Schistes rouges permien du Sud de l'Argentera. Bull. Soc. géol. Fr., t. XIX, n° 4, p. 909-916.

BRAVARD Ch. (1982). - Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique de la zone des Aiguilles d'Arves au Nord du Lautaret. Géologie Alpine, t. 58, p. 5-13.

BRAVARD Ch., KERCKHOVE C. et BARBIER R. (1981). - Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc (Savoie, Alpes Occidentales). C.R. Acad. Sc., t. 29, série II, p. 531-533.

CABY R. (1973). - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales: implications pour la genèse de la chaîne alpine. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XV, n° 5-6, p. 624-634.

CAMPANINO STURANI F. (1967). - Sur quelques Nérinées du Malm des Alpes Maritimes (Couverture sédimentaire de l'Argentera et écaillés charriées du Col de Tende). Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. 8, 42, (6 f.), p. 527-529.

CARRARO G.V., DAL PIAZ G.V., FRANCESCHETTI B., MALARODA R., STURANI C. et ZANELLA E. (1970). - Note illustrative della carta geologica del massiccio dell'Argentera alla scala 1:50.000 Mem. Soc. Geol. It., vol. 9, p. 557-663.

CHAMOT G.A. (1961). - La nappe des Préalpes Médianes entre les Cornettes de Bise et le Col du Corbier (Chablais Français). Bull. Lab. Géol. Mineral. Géophys. Mus. Geol. Univ. Lausanne, 131.

CHENET P.-Y. (1978). - La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier. Thèse Dr. Ing. E.N.S. des Mines Paris, 385 p.

COLOMBO E. (1966). - Etude géologique de l'arc de Nice entre Drap et Ste Agnès (Alpes Maritimes). Thèse 3^e cycle, Besançon, n° 43, 122 p.

DARDEAU G. (1978). - Un dispositif seuil-bassin dans le Lias et le Jurassique des Alpes Maritimes prolongement vers le Sud-Est des structures du bassin de Gap-Digne. C. R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 4, p. 173-177.

DARDEAU G. (1980). - Le Lias et la base du Jurassique moyen de la bordure S de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes). Géologie Méditerranéenne, t. VII, n° 3, p. 211-216.

DARDEAU G., GAUTHIER H., MARCHAND D. et MONTENAT C. (1980). - Le Dogger et la base du Malm dans la partie Est de l'Arc de Castellane (région d'Aiglun - Alpes Maritimes). Précisions stratigraphiques et paléobiogéographiques. Géologie Méditerranéenne, t. VII, n° 3, p. 217-222.

DEBELMAS J. (1955). - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). Mém. Carte géol. Fr., 171 p.

- DEBELMAS J. (1960). - La zone subbriançonnaise entre Vallouise et le Monétier (Hautes-Alpes) (Feuille de Briançon au 50.000^e). Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. LVIII, n° 264, p. 271-286.
- DEBELMAS J. (1975). - Réflexions et hypothèses sur la paléogéographie crétacée des confins alpino-apenniniques. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XVII, p. 1002 - 1012.
- DEBELMAS J. et KERCKHOVE C. (1973). - Large gravity nappes in the French-Italian and French-Swiss Alps. in: Gravity and Tectonics, Wiley London, p. 189-200.
- DEBELMAS J. et KERCKHOVE C. (1980). - Les Alpes franco-italiennes. Géologie Alpine, t. 56, p. 21-58.
- FALLOT P. et FAURE-MURET A. (1957). - Feuilles Le Boréon, Viève, Saint-Martin-Vésubie et Tende au 1/50 000. Liaisons tectoniques et stratigraphiques. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. LV, n° 252 B, (C.R. Collab., 1956), p. 38-48.
- FAURE-MURET A. (1955). - Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mém. carte géol. Fr., 336 p.
- FAURE-MURET A. et FALLOT P. (1955). - Sur le Secondaire et le Tertiaire aux abords sud-orientaux du massif de l'Argentera-Mercantour. Bull. Carte géol. Fr., n° 241, t. LII.
- FAURE-MURET A., FALLOT P. et LANTEAUME M. (1957). - Sur les conglomérats lutétiens de la région de Tende et de La Brigue (Haute-Roya). C. R. Ac. Sc., t. CCL, p. 3497-3499.
- FRANCHI S. (1933). - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 90 Demonte. Roma, 1933.
- FURRER U. (1979). - Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes médianes. Eclogae geol. Helv., vol. 72/3, p. 623-672.
- FURRER U. (1979). - Faciès de bassin et de plate-forme (Domaine sub-briançonnais, briançonnais) au Dogger dans les Préalpes Médianes orientales (Suisse). Symposium "Sédimentation Jurassique W Européen"; A.S.F. Publication spéciale 1, p. 145-155.
- GAGNEBIN E. et PETERHANS E. (1927). - Les analogies des Préalpes romandes avec les nappes de l'Ubaye. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 56, 219, p. 265-283.
- GIDON M. (1972). - Les chaînons briançonnais et subbriançonnais de la rive gauche de la Stura entre le Val de l'Arma (province de Cuneo Italie). Géologie Alpine, t. 48, p. 87-120.
- GIGNOUX M. (1943). - Géologie stratigraphique. 3^{ème} édition, Masson.
- GIGNOUX M., MORET L. et SCHNEEGANS D. (1934). - Observations géologiques dans le bassin de la Haute-Durance entre Gap et la frontière Italienne. T.L.G., t. XVIII, p. 5-23.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1934). - Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises. Annales Géogr., n° 244.
- GIGOT P., GRANDJACQUET Cl. et HACCARD D. (1974). - Evolution tectono-sédimentaire du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XVI, p. 128-139.

- GOGUEL J. (1963). - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr., (7), V, p. 20-33.
- GROSS A. (1965). - Contribution à l'étude du Jurassique moyen et supérieur des Préalpes Médianes Vaudoises. Eclogae Geol. Helv., 58, 1-2, p. 743-788.
- GUBLER Y. (1928). - La Nappe de l'Ubaye au Sud de la vallée de Barcelonnette. Ed. Jouve Paris, 201 p.
- GUBLER-WAHL Y. (1955). - L'Eocène subbriançonnais au N.E. du massif de l'Argentera. C.R. Soc. géol. Fr., p. 82-86.
- GUBLER-WAHL Y. (1958). - Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes Françaises du Sud: formations détritiques de Barrême, flysch "Grès d'Annot". Eclogae Geol. Helv., 51/3, p. 942-977.
- GUILLAUME A. (1960). - Géologie des unités situées entre l'autochtone de l'Argentera et les couches triasiques du Monte Vecchio (province de Cuneo, Italie). Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. II, p. 951-960.
- GUILLAUME A. (1962). - Nouvelles données sur la géologie de la couverture du massif de l'Argentera-Mercantour, entre le Rio Chiesa et le Val Gesso (Alpes Maritimes). Conséquences paléogéographiques. Arch. Sc. Genève, 15, fasc. 3, p. 573-589.
- GUILLAUME A. (1962). - Nouvelles données sur l'unité du Col de Tende entre ce col et le Gesso. Archives des Sciences, vol. 15, fasc. 5, p. 591-615.
- GUILLAUME A. (1963). - Observations nouvelles sur le Trias des Alpes Maritimes et sur les Schistes Lustrés du revers N du Monte Bessimada (bassin de Cuneo). Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., fasc.1, p. 13-28.
- GUILLAUME A. (1969). - Contribution à l'étude géologique des Alpes Liguro-Piémontaises. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, n° 30, fasc. 1, p. 1-270.
- HAUG E. (1903). - Les grands charriages de l'Embrunais et de l'Ubaye. C.R. du IX^e Congrès géol. international, Vienne, p. 493-506.
- HAUG E. (1925). - Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr., 4^e série, t. 25, p. 97-243.
- HAUG E. et W. KILIAN (1897). - Notice géologique sur la vallée de Barcelonnette. Soc. Bot. France, Sess. extraordinaire de la Haute Vallée de l'Ubaye en Aout 1897, 8 p., 1 pl., Montpellier.
- HOMWOOD P. et CARON C. (1982). - Flysch of the western Alps. in: Mountain Building Process. Academic Press.
- HOMWOOD P. et WINKLER W. (1977). - Les calcaires détritiques et noduleux du Malm des Médianes Plastiques dans les Préalpes fri-bougeoises. Bull. Soc. Frib. Sc. Nat., vol. 66, fasc. 2, p. 116-140.
- JEANNET A. (1918). - Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes. Mat. Carte géol. Suisse. Livr. 34 (1912-1913) I et livr. 34 (1918) 2.
- KERCKHOVE C. (1965). - Structures du Massif du Pelat et des environs d'Allos. Problèmes de paléogéographie sub-briançonnaise au Sud de l'Ubaye. Basses Alpes). Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 41, p. 33-55.

- KERCKHOVE C. (1969). - La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, t. 45, p. 5-204.
- KERCKHOVE C.I., DEBELMAS J. & COCHONAT P. (1978). - Tectonique du soubassement parautochtone des nappes de l'Embrunais-Ubaye sur leur bordure occidentale, du Drac au Verdon. *Géologie Alpine*, t. 54, p. 67-82.
- KERCKHOVE C. avec la coll. de CARON C., CHAROLAIS J. et PAIRIS J.L. (1980). - Panorama des séries synorogéniques des Alpes occidentales. in *Evolutions géologiques de la France* éd. par A. Autran et J. Dercourt: 26° Congr. géol. int. colloque C7; *Mém. B.R.G.M., Fr.*, n° 107, p. 234-255.
- KILIAN W. (1889). - Nouvelles contributions à l'étude géologique des Basses Alpes. *C.R. Acad. Sc.*, V. CIX, p. 651-653.
- KILIAN W. (1898). - Feuille de Digne. *Bull. Serv. Carte géol. France*. C.R. Coll. campagne 1897, V, X, n° 63, p. 203-204.
- KILIAN W. (1911). - Découverte au Morgon (Hautes Alpes) de récifs coralligènes liasiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), XI, p. 159.
- KILIAN W. et HAUG E. (1892). - Sur la constitution géologique de la Vallée de l'Ubaye. *Bull. Soc. Statist. Isère*, (4), I, p. 670-672.
- LANTEAUME M. (1968). - Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco-italiennes. *Mém. carte géol. Fr.*, 405 p.
- LATREILLE M. (1956). - Cinématique de la mise en place des nappes de l'Embrunais entre Ubaye et Haut-Drac. *T.L.G.*, t. XXXIII, p. 49-59.
- LATREILLE M. (1961). - Les nappes de l'Embrunais entre Durance et Haut-Drac. *Mem. Carte géol. Fr.*, 205 p.
- LAUBSCHER H.P. (1971). - The large scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications. *American J. Sci.*, vol. 271, p. 193-226.
- LEBOUCHE-BERNET ROLLANDE M.C. (1972). - Etude stratigraphique du Rhétien du S.E. de la France. *Thèse Doct. Sciences, Univ. Paris Sud*
- LEMOINE M. (1972). - Rythme et modalités des plissements superposés. *Geol. Rundsch.* 61 (3), p. 975-1010.
- MALARODA R. (1957). - Studi geologici sulla dorsale montuosa compresa tra le basse Valli della Stura di Demonte et del Gesso (Alpi Maritime). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 20, 130 p.
- MALARODA R. (1963). - Les faciès à composante détritique dans le Crétacé autochtone des Alpes-Maritimes italiennes. *Geol. Rundschau*, B. 53, p. 41-57.
- McBRIDE E.F. et FOLK R.L. (1979). - Features and origin of Italian Jurassic radiolarites deposited on continental crust. *Jour. Sed. Petrology*, v. 49, n° 3, p. 837-868.
- MAURY P. et RICOU L.E. (1983). - Le décrochement subbriançonnais: une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes Franco-Italiennes. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 24, fasc. 1, p. 3-22.
- MEGARD-GALLI J. et BAUD A. (1977). - Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. B.R.G.M.* (2), IV, 3, p. 233-250.

- MERLE O. (1982). - Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye; Alpes occidentales). *Thèse 3° cycle, Rennes*, 147 p.
- MERLE O. et BRUN J.P. (1981). - La déformation polyphasée de la nappe du Parpaillon (flysch à Helminthoïdes). Un résultat de la déformation progressive associée à une translation non rectiligne. *C. R. Acad. Sc.*, t. 292, p. 343-346.
- PAIRIS J.L. (1965). - La demi-fenêtre d'Embrun (Hautes et Basses Alpes). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 41, p. 97-132.
- PAIRIS J.-L. (1968). - Nouvelles données sur le Massif du Lan (Chapeau de Gendarme) au Sud de Barcelonnette (Basses-Alpes). *Géologie Alpine*, t. 44, p. 323-328.
- PLANCHEREL R. (1976). - Essai d'interprétation de la dislocation transversale Bellegarde-Lac Noir (Préalpes Médiannes Fribourgeoises). *Eclogae Geol. Helv.*, 69/2, p. 461-469.
- PLANCHEREL R. (1979). - Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes Médiannes Plastiques entre Rhone et Aar. Implications cinématiques et dynamiques. *Thèse. Eclogae Geol. Helv.*, vol. 72/1, p. 145-214.
- REAU J. (1977). - Les zones briançonnaises et sub-briançonnaises dans le Vallone dell'Arma, Province de Cuneo, Italie. *Thèse de doctorat de spécialité, Univ. de Grenoble*.
- RICOU L.E. (1980). - La zone subbriançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. *C.R. Acad. Sc.*, t. 290, série D, p. 835-838.
- RICOU L.E. (1980). - La tectonique de coin et la genèse de l'arc égéen. *Rev. Géol. dyn. & Géogr. phys.*, vol. XXII, fasc. 2, p. 147-155.
- ROSSO AMMONITICO SYMPOSIUM PROCEEDINGS (1981). - Edit. by A. FARINACCI, S. ELMI. Edizioni Tecnoscienza, Roma.
- SCHNEEGANS D. (1933). - Observations sur les Racines de la Nappe de l'Ubaye dans la vallée de la Stura (Alpes Italiennes). *C.R. Soc. Géol. Fr.*, n° 15, p. 253-255.
- SCHNEEGANS D. (1936). - La stratigraphie du Lias de la nappe de l'Ubaye dans le massif du Morgon. *C.R. Acad. Sc.*, CCII, p. 1378-1380.
- SCHNEEGANS D. (1938). - La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. *Mém. carte géol. Fr.*, 337 p.
- SEPTFONTAINE M. (1979). - Interprétation paléotectonique de la bordure septentrionale du domaine briançonnais (Préalpes médianes) au Jurassique d'après des nouvelles données bio- et lithostratigraphique. *Note préliminaire. Notes du Lab. Paléont. Univ. Genève*, fasc. 5, n° 3, p. 25-34.
- SEPTFONTAINE M. et LOMBARD A. (1976). - Le Jurassique des Préalpes médianes dans le SW du Chablais (Haute Savoie, France): Cadre tectonique et lithostratigraphique. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 69/2, p. 425-460.
- SIDDANS A.W.B. (1979). - Arcuate fold and thrust patterns in the subalpine chains of Southeast France. *J. Struct. Geol.*, vol. 1, p. 117-126.
- SPICHER J.P. (1965). - Géologie des Préalpes Médiannes dans le massif des Bruns partie occidentale (Préalpes Fribourgeoises). *Eclogae Geol. Helv.* 58 1-2, p. 491-742.

- STURANI C. (1963). - La couverture sédimentaire de l'Argentera-Mercantour dans le secteur compris entre les Barricate et Vinadio (haute vallée de la Stura di Demonte, Italie). Trav. Lab. Géol. Grenoble, 39, p. 83-124.
- TEMPIER C. (1971). - Les faciès calcaires du Jurassique terminal en Provence. Thèse, Marseille, 361 p., n° C.N.R.S. AO 6234.
- TOUSSAINT J.F. (1965). - Nouvelles observations sur la stratigraphie des terrains jurassiques et crétacés de la couverture de l'Argentera au voisinage de Tende (Alpes Maritimes). C.R. Acad. Sc., t. 261, p. 5561-5563.
- TOUSSAINT J.F. (1966). - Tectonique de la couverture sud orientale du massif de l'Argentera-Mercantour entre Fontan et le Col de Tende (Alpes Maritimes). Thèse 3° cycle, Paris, 109 p.
- TRICART P. (1980). - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au S du Pelvoux. Thèse, Strasbourg, 407 p.
- TRICART P. (1981-1982). - Les marqueurs des mouvements verticaux du socle abords du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). Rev. Géol. Dyn. Géogr. phys., vol. 23, fasc. 4, p. 289-300.
- WILCOX R.E., HARDING T.P. et SEELY D. (1973). - Basic Wrench tectonics. Am. Ass. Petr. Geol. Bulletin, v. 57, n° 1, p. 74-96, 1§ figs., 1 tabl.
- TRÜMPY R. avec la coll. de BERNOULLI D., GRÜNENFELDER M., KÖPPEL V., MÜLLER St. et TROMMSDORFF V. (1980). - An outline of the geology of Switzerland. in "Geology of Switzerland, a guide-book", 26° Congr. géol. int. Paris, éd. par Schweizerische Geologische Kommission Wepf & Co. Publishers Basel-New York.



N.G.

Y

N.M.

ESQUISSE GEOLOGIQUE SEOLANE

1/2





LEGENDE

AUTOCHTONE RELATIF

- eo Wildflysch terminal.
- GA Flysch facies Annot
- e7 Calcschistes à Globigérines
- e6 Calcaires à Nummulites.(Priab.)
- T.N. Terres noires.
(Bath.- Oxf.)

ALLOCHTONE

GROUPE INFÉRIEUR

UNITES SUBBRIANÇONNAISES

UNITE DES TROIS EVECHES ET DU PELAT

- eo Wildflysch terminal
- eF Flysch schisto-gréseux.
- e6-7.G Flysch facies Annot.
- E5-6 Conglomérat Lut.-Priab.
- C-E Calcaire planctonique.

QUATERNAIRE

- Q Quaternaire indifferencié-
- E Eboulis
- G. Glaciaire
- A. Alluvions

UNITE DES SEOLANES

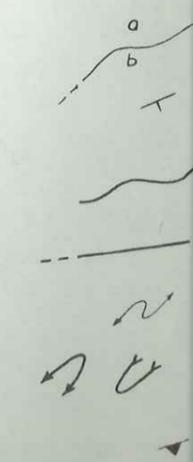
UNITE DU MORGON

- eo Wildflysch terminal.
- eF Flysch schisto-gréseux
- e6 Calcschistes à Globigérines.
- e5 Grès à grandes Nummulites (Lut.)
- ei Flysch calcaro-gréseux.(Eoc. inf.)
- Cs Calcaires planctoniques.(Crét. sup.- Paléoc.?)
- ni Calcaires à Aptychus et Bélemnites.(Néoc.)
- JR Calcaires zoogènes des Séolanes.
(Kimm. Port.)
- JRbr Calcaires grèso-brèchiques.(Oxf.-Kimm.?)
- Js Calcaires pélagiques à calpionelles et saccocomas.
- Jbr Conglomérats des Séolanes.(Bath.- Oxf.)
- Jo Calcaires et calcschistes à Cancellophycus
et resédiments.
- Jm Calcaires néritiques médio-Jurassiques.
(Aal. sup.- Bath. inf.)

- L Lias indifferencie
- ls Lias schisteux.
(Toar.- Aal.)
- Lc Lias calcaire
(Hett.- Pliensb.)
- Rh Calcaires lumachellicues.(Rhétien)
- Tsup. Trias supérieur
- TG Gypses.
- TK Cargneules.
- Ts Argilites.
- T Facies fluidal.
- Tmoy. Trias moyen
- FHA Flysch de l'Autapie.(indifferencié.)

GROUPE SUPERIEUR

- FHP Flysch de la Gypièrre.
(Klippe du Parpaillon.)





- L Lias indifferencié
- Ls Lias schisteux. (Toar.- Aal.)
- Lc Lias calcaire (Hett.- Pliensb.)
- Rh Calcaires lamachelliques. (Rhétien)
- Tsup. Trias supérieur
- TG Gypses.
- TK Cargneules.
- Ts Argilites.
- T Facies fluidal.
- Tmoy. Trias moyen
- FHA Flysch de l'Autapie. (indifferencié.)

GROUPE SUPERIEUR

- FHP Flysch de la Gypièrè. (Klippe du Parpaillon.)

- Contours géologiques
- Pendages
- Contact anormal chevauchant
- Failles et décrochements
- micro-plis (métrique à décimétrique)
- Charnière anticlinale - synclinale
- Pendage de schistosité

Découpage topographique

3-4	1-2	
- SEYNE	BARCELONNETTE	
	5-6	

Travaux consultés:

- D. Schneegans (1938) - (Morgon-Cap-Péisséou).
- Y. Gubler-Wahl (1928) - (Séolanes).
- C. Kerckhove (1969) - (Schéma structural).
- Carte Barcelonnette 1/50 000 è (1974)
- Carte Cap 1/80 000 è (1966).