Etude géologique de la haute vallée de la Valloirette entre Valloire, le Col du Galibier et les Aiguilles d'Arves (Alpes occidentales - Savoie)

Anne Toury

▶ **To cite this version:**

Anne Toury. Etude géologique de la haute vallée de la Valloirette entre Valloire, le Col du Galibier et les Aiguilles d'Arves (Alpes occidentales - Savoie). Sciences de la Terre. Université de Savoie, 1984. Français. NNT : . tel-00456944

HAL Id: tel-00456944
https://theses.hal.science/tel-00456944

Submitted on 16 Feb 2010

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.

ISSN 0758-749X

UNIVERSITE DE SAVOIE

TRAVAUX DU DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

n° 3

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA HAUTE VALLEE DE LA VALLOIRETTE ENTRE VALLOIRE, LE COL DU GALIBIER ET LES AIGUILLES D'ARVES

(Alpes occidentales - Savoie)

Anne TOURY

CHAMBERY 1985

ISSN 0758-749X

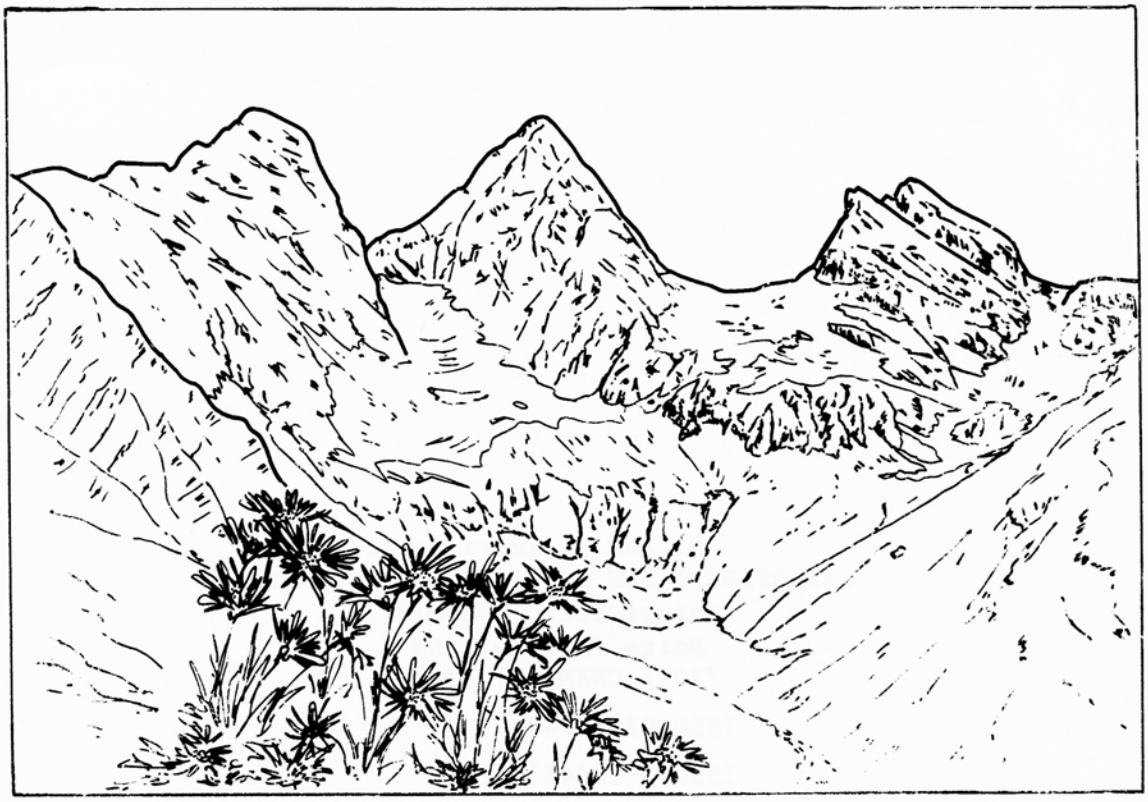
UNIVERSITE DE SAVOIE

TRAVAUX DU DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

n° 3

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA HAUTE VALLEE DE LA VALLOIRETTE ENTRE VALLOIRE, LE COL DU GALIBIER ET LES AIGUILLES D'ARVES (Alpes occidentales - Savoie)

Anne TOURY



CHAMBERY 1985

Ce travail correspond au mémoire de thèse de doctorat de troisième cycle, soutenue le 10 Juillet 1984 à l'université de Savoie à Chambéry, devant le jury d'examen composé de :

MM.	TARDY M.,	Professeur, Université de Savoie	Président
	RAMPNOUX J.P.,	Professeur, Université de Savoie	Rapporteur
	DEBELMAS J.,	Professeur, Université Scientifique et Médicale de Grenoble	Examinateur
	RICOU L.E.,	Maitre de Recherches au C.N.R.S.	Examinateur

Editeur et imprimeur :
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
Université de Savoie
Boite Postale 1104
73011 CHAMBERY Cédex

ISSN 0758-749X

ISBN 2-904431-08-X

Dépot légal : Janvier 1985

Couverture : Les Aiguilles d'Arves

AVANT-PROPOS
****

Au terme de ces trois années d'études et de recherches, je voudrai remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à l'élaboration de ce travail.

Ma première pensée va à Monsieur Jean Aubouin, professeur à l'Université P. et M. Curie. Ce sont ses cours sur la tectonique globale qui m'ont fait découvrir la géologie structurale. Il a bien voulu m'accepter dans son DEA et m'a ensuite aiguillée vers Chambéry.

Monsieur Jean-Paul Rampnoux, professeur à l'Université de Savoie, m'a fait bénéficier de la première allocation de recherches D.G.R.S.T. attribuée au Laboratoire de Géologie de Chambéry. C'est à lui qu'est revenue la tâche ingrate de relire mon manuscrit et de jouer le rôle de rapporteur.

Je suis reconnaissante à Messieurs Jacques Debelmas, Professeur à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble et Luc-Emmanuel Ricou, Maître de Recherches au CNRS, d'avoir accepté de juger ce travail.

Monsieur Marc Tardy, Professeur à l'Université de Savoie, m'a apporté son aide tant sur le terrain qu'au Laboratoire par ses conseils et ses encouragements constants. Il a d'autre part corrigé une partie du texte. J'apprécie l'honneur qu'il me fait de présider ce jury.

Les nombreuses discussions que j'ai eues avec Monsieur Serge Fudral ont permis aux idées d'évoluer. Sa visite sur le terrain et son aide pour l'étude des lames minces pétrographiques m'ont été d'un grand secours.

Enfin, lors des débats quotidiens autour de tasses de thé, les autres membres du Laboratoire, Messieurs Bernard Doudoux, Jean-Charles Carfantan et Gérard Nicoud, m'ont fait bénéficier de leurs connaissances et de leur expérience dans tous les domaines.

Qu'il me soit permis aussi d'évoquer tous les spécialistes qui ont pris sur leur temps précieux pour étudier micro et macrofaunes.

Parmi eux, je voudrais plus particulièrement remercier Monsieur et Madame J.J. Bizon : ils ont guidé mes premiers pas hésitants d'apprenti-géologue, suivant toujours avec intérêt l'avancement de mes travaux et n'ont jamais ménagé ni leurs conseils judicieux ni leur peine pour les déterminations de microfaunes parfois bien abimées.

Monsieur R. Enay, Professeur à l'Université Claude Bernard, a examiné avec minutie les Ammonites que je lui présentais. En revanche, j'ai

eu le plaisir de le guider jusqu'au Gisement des Ammonites des Rochers Plats du Lac Blanc.

Monsieur Dubier, Ingénieur E.D.F., a bien voulu, lors d'intéressantes discussions, m'exposer certains des résultats obtenus par les campagnes E.D.F. dans le vallon du Goléon.

Mais n'oublions pas Messieurs J. Azema (que j'ai toujours trouvé disponible pour regarder mes Calpionelles), J. Broutin (à qui je dois les déterminations de flores westphaliennes), M. Durand-Delga (qui m'a donné son avis pour les Aptychus), Mesdames J.R. Geyssant (qui a examiné les Rhyncholites), F. Mougin (qui m'a aidée pour un premier tri des microfaunes mais aussi dans mes recherches bibliographiques), M. Neumann (qui a regardé quelques microfaunes en très mauvais état) et Monsieur R. Wernli (qui m'a patiemment montré les microfaunes jurassiques).

A tous j'exprime ma reconnaissance.

Il me faut aussi remercier les autres étudiants de troisième cycle de Chambéry et tout particulièrement : Victor Pérez, Arnaud Serre, Eric Deville et Roger Marion mais aussi les amis de Paris : Véronique Carrère, Patrick Maury et Daniel Obert, par qui j'ai eu de nombreuses informations.

Simone Ginet, André Paillet et Alain Poussard savent ce que je leur dois pour la qualité de présentation de cet ouvrage.

Ces remerciements ne seraient pas complets si j'oubliais tous les amis qui sont venus me voir à Valloire. Tous, quoique pour la plupart nullement intéressés par la Géologie, n'ont pas hésité à m'accompagner dans des endroits pas toujours d'accès facile où les géologues ont la manie d'aller fouiner ! J'espère en retour leur avoir fait découvrir et aimer cette région que je ne connaissais pas moi-même. Je ne saurai jamais assez les remercier pour le soutien moral (et sécurisant !) que leur présence m'a apporté.

Monsieur le Curé de Valloire m'a toujours accueillie à bras ouverts et je lui en suis infiniment reconnaissante. La salle de catéchisme qu'il avait mise à ma disposition m'a permis de vivre ces étés de terrain dans un "confort" appréciable.

Enfin, je voudrais dédier ce travail à la mémoire de mon grand-père dont les récits de lointains voyages ont bercé mon enfance. Que sa vie me soit un exemple ...

SOMMAIRE

****

	Pages
AVANT-PROPOS	3
SOMMAIRE	5
LISTE DES FIGURES	8
RESUME	11
PREMIERE PARTIE : GENERALITES	15
CADRE GEOGRAPHIQUE	17
CADRE GEOLOGIQUE	21
HISTORIQUE	27
DEUXIEME PARTIE : STRATIGRAPHIE	37
CHAPITRE I. PRESENTATION DES DIFFERENTS ENSEMBLES	39
CHAPITRE II. LA "ZONE DU FLYSCH"	41
1°/- Le flysch des Aiguilles d'Arves	41
2°/- Le flysch conglomératique	43
3°/- Le flysch turbiditique	44
4°/- Le flysch gréseux	46
5°/- Le flysch olistostromique	46
6°/- Conclusion	50
CHAPITRE III. LA ZONE SUBBRIANCONNAISE	54
1°/- Le Lias	54
a- Les calcaires à silex	54
b- Les calcschistes noirs	55
c- Etude de quelques coupes	55
2°/- Le Dogger	57
a- Les calcaires organo-détritiques	57
b- Les calcaires plaquetés *"à Cancellophycus"*	58
c- Etude de quelques coupes	59
3°/- Le Malm	61
a- Les Brèches du Télégraphe	61
b- Les calcaires gris à Radiolaires	62
c- Les schistes noirs silico-alumineux	64
4°/- La série flyschoïde	67
a- Coupe des Prés du Galibier	69
b- Coupe de la Crête du Pic Blanc	70
c- Coupe d'Aravo - Fontaine Lombarde	71
d- Conclusions	76
5°/- Le "flysch noir"	79
6°/- Conclusion	80

Pages

CHAPITRE IV : LA ZONE BRIANCONNAISE 88

1°/- Le Westphalien 88
a- Rappels sur le "Houiller briançonnais" 88
b- Etude de quelques coupes 90

2°/- Le Stéphano-autunien 95
a- L'assise bariolée 95
b- La porphyrite 96

3°/- Le Permien 97
a- Les schistes conglomératiques 97
b- Rhyolitoïde et radiolarites 99

4°/- Le Permo-Trias 100
a- Le "Verrucano" 100
b- Etude de quelques coupes 100

5°/- Conclusions sur le Paléozoïque briançonnais 103

6°/- Le Trias inférieur 104
a- Les quartzites 104
b- Les "schistes dolomitiques" 105
c- Etude de quelques coupes 106

7°/- Le Trias moyen 108
a- Etude de quelques coupes 109
b- Comparaison de ces deux coupes 113

8°/- Le Trias supérieur 115
a- Les brèches grises 115
b- Les brèches jaunes 115
c- Les pélites noires 116

9°/- Le Jurassique moyen 117
a- Les calcaires zoogènes 117
b- Principaux affleurements 118

10°/- Le Jurassique supérieur *l.s.* 118
a- Les brèches rouges 119
b- Les "marbres de Guillestre" 119
c- Les calcaires à Calpionelles 122
d- Conclusion 124

11°/- Le Crétacé supérieur 124
a- La lacune du Crétacé inférieur 124
b- Les brèches 124
c- Les "calcschistes planctoniques" 127

12°/- Conclusions sur la stratigraphie du Briançonnais ... 128

CHAPITRE V : LE FLYSCH A HELMINTHOIDES 136

TROISIEME PARTIE : TECTONIQUE 137

CHAPITRE I : RAPPELS SUR LES UNITES STRUCTURALES 139

CHAPITRE II : LA ZONE DU FLYSCH 141

1°/- Les limites 141

2°/- Déformations dans l'unité supérieure 147
a- Les observations de terrain 147

Pages

b- Les hypothèses 151

3°/- Déformations dans l'unité inférieure 153

4°/- Fracturation 155
a- Les grandes failles sub méridiennes 155
b- La fracturation associée 157

5°/- Conclusions 161

CHAPITRE III : LA ZONE SUBBRIANCONNAISE 164

1°/- Les limites 164

2°/- Les plis de la Vallée de la Valloirette 167

3°/- La déformation de la série flyschoïde 169

4°/- Le problème de la série flyschoïde 173

5°/- Les manifestations du décrochement subméridien sénestre 174

6°/- Conclusions 176

CHAPITRE IV : LA ZONE BRIANCONNAISE 179

1°/- Les limites 179

2°/- Tectoniques hercyniennes 179
a- Déformations 179
b- Métamorphisme 180

3°/- Tectoniques alpines 181
a- Déformations et chevauchements 181
b- Métamorphisme 181

4°/- La fracturation tardive 187

5°/- Conclusions 190

CHAPITRE V : CONCLUSIONS SUR LA TECTONIQUE 192

QUATRIEME PARTIE : EVOLUTION GEODYNAMIQUE 195

ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE DE LA REGION 197

1°/- Histoire paléozoïque et mésozoïque 197
a- Paléozoïque 197
b- Trias 197
c- Jurassique 197
d- Crétacé à Eocène inférieur 198

2°/- Histoire cénozoïque 198
a- Première étape 199
b- Deuxième étape 199
c- Troisième étape 199
d- Quatrième étape 201

BIBLIOGRAPHIE 203

LISTE DES FIGURES

****

Pages

1 - Schéma orohydrographique 18
2 - Carte structurale des Alpes occidentales (Cl. Kerkhove, 1979). 23
3 - Schéma structural régional du secteur étudié, d'après les cartes géologiques de la France au 1/250.000 (Feuilles d'Annecy et de Gap) modifiées selon les données de terrain 24
4 - Coupe de la vallée de Valloire (Ch. Lory, 1866) 29
5 - Coupes de la vallée de Valloire (W. Kilian et J. Révil, 1899). 30
6 - Panorama de la haute vallée de la Valloirette (M. Gignoux et L. Moret, 1937) 31
7 - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise dans la région du col du Galibier (R. Barbier, 1963) 33
8 - La face nord de la Pointe d'Emy (A. Serre, 1983) 35
9 - Carte structurale schématique des zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre le Pelvoux et Moûtiers (R. Barbier, 1948) 42
10 - Coupe du ravin des Sétives (J. Martinez-Reyes, 1980) 43
11 - Panorama du col de Petit Jean 45
12 - Panorama du flanc sud de la Crête d'Argentière, vu depuis la Crête de Barbe Grise 47
13 - Coupe de la Crête d'Argentière à la Haute Paré 48
14 - Colonne stratigraphique synthétique des unités à flysch 50
15 - Panorama du flanc ouest du Rocher Saint-Pierre 56
16 - Panorama du flanc nord de la Roche Olvéra, vu depuis la Haute Paré 57
17 - Panorama du flanc sud du massif de Poingt-Ravier, vu depuis le Rocher Saint-Pierre 60
18 - Tectonogramme très schématique du flanc sud de la Roche Olvéra 60
19 - Coupe de la dalle des Brèches du Télégraphe au Nord d'Aravo .. 62
20 - Coupe du col entre le Rabel et la Roche Olvéra 64
21 - Panorama du flanc ouest d'Aravo, vu depuis le pied du Pic Blanc du Galibier 66
22 - Coupe du contact de base du Subbriançonnais sous le Pic Blanc du Galibier 66
23 - Localisation des trois coupes de la série flyschoïde calcaire. 67
24 - Panorama du flanc méridional de la Roche Olvéra, vu depuis Terres Vieilles : coupe des Prés du Galibier 68
25 - Figures de courants dans les bancs calcaréo-gréseux de la série flyschoïde (D 902, à la cote 2385m) 70
26 - Coupe de la Crête du Pic Blanc 71
27 - Coupe d'Aravo 72
28 - Coupes de Fontaine Lombarde 74
29 - Panorama du flysch calcaire à Fontaine Lombarde 75
30 - Colonne stratigraphique synthétique de la série flyschoïde calcaire subbriançonnaise 76
31 - Schéma structural de la zone houillère briançonnaise (D. Mercier et B. Beaudoin, 1984) 89

Pages

32 - Coupe du collet de la Ponsonnière 91
33 - Ecaille de Mandette (J. Fabre, 1961) 93
34 - Coupe de la crête du Galibier, au niveau du col 2727m 94
35 - Coupe du vallon de la Ponsonnière, au niveau des Mollières ... 95
36 - Coupe du ruisseau des Cerces au niveau des Mollières 97
37 - Coupe de la partie occidentale du collet de la Fourche 101
38 - Coupe du ruisseau de la Jargette 102
39 - Colonne stratigraphique synthétique du Paléozoïque briançonnais 104
40 - Panorama de la face ouest du Grand Galibier 106
41 - Coupe du col du Clot Julien 107
42 - Panorama du haut vallon des Gypsières, vu depuis le Colomban Noir 109
43 - Colonne stratigraphique du Trias moyen du massif du Grand Galibier (d'après B. Tissot, 1956) 110
44 - Colonne stratigraphique du Trias moyen du massif des Sétaz (d'après P. Bulard et J. Debelmas, 1961) 112
45 - Eléments de corrélation dans la série carbonatée briançonnaise au Trias moyen et supérieur (J. Mégard-Galli et A. Baud, 1977) 114
46 - Coupe de l'arête sud-est du Grand Galibier (Le Gâteau) 116
47 - Schéma de l'affleurement au Gisement des Ammonites (Rochers Plats du Lac Blanc) 120
48 - Colonnes stratigraphiques synthétiques comparées de quatre affleurements de Malm-Berriasien du massif du Grand Galibier (d'après M. Bourbon, 1980) 125
49 - Aspect des brèches à la base du Crétacé supérieur 127
50 - Schéma structural de la zone du flysch 140
51 - Panorama du flanc nord de la crête d'Argentière, vu depuis le refuge des Aiguilles 142
52 - Coupe du Gros Crey depuis la Roche du Bonhomme jusqu'à la Valloirette 142
53 - Détail de l'un des plans de cisaillement, visible au bord du torrent (Gorges de l'Enfer, rive gauche, cote 1640m) 143
54 - Coupes sériées du contact cisaillant entre les deux unités à flysch, du ravin des Sétives au Lac du Goléon 144
55 - Schéma structural des unités à flysch entre Maurienne et Tarentaise, après les travaux de J. Martinez-Reyes (1980) et A. Serre (1983) 146
56 - Panorama de la crête d'Argentière, vu depuis l'Aiguille de l'Epaisseur 148
57 - Déformations dans le flanc nord de l'Aiguille d'Argentière ... 149
58 - Modèle de tectoniques superposées pour l'explication des structures observées (A. Serre, 1983) *légèrement modifié* 150
59 - Modèles de déformation par étalement et glissement gravitaire (O. Merle, 1982) 152
60 - Détail du col de Petit Jean 154
61 - Panorama du flanc sud de la Grande Chible, vu depuis le Clot de l'Ane 154
62 - Coupe du col de Petit Jean 155
63 - Panorama de la faille de la Roche du Bonhomme sur le versant valloirin 156
64 - Schéma de la disposition des failles subméridiennes le long de la crête du flysch 158
65 - Répartition des différentes fractures de second ordre dans une zone de cisaillement majeure (d'après J. Boudon et al., 1976). 159

Pages

66 - Failles subméridiennes et fractures associées dans le cirque des Aiguilles d'Arves 160
67 - Schéma structural de la zone subbriançonnaise 165
68 - Panorama du flanc nord de la Haute Paré, vu depuis la Roche Bernard 166
69 - Coupe du ruisseau de Bonnenuit 167
70 - Coupes sériées dans la zone subbriançonnaise, telles qu'on les voit en remontant la vallée de la Valloirette depuis Valloire. 168
71 - Pli en genou dans le Lias inférieur de la Roche Bernard 169
72 - Coupe des plis d'Aravo 170
73 - Coupe des plis de Fontaine Lombarde 171
74 - Détail d'un repli dans la série flyschoïde (Prés du Galibier). 171
75 - Replis déca à hectométriques dans la série flyschoïde (Fontaine Lombarde) 172
76 - Coupe de la crête du Galibier 173
77 - Diapir de gypse du col du Galibier 175
78 - Panorama du flanc ouest de la Roche Olvéra 176
79 - Schéma structural de la zone briançonnaise 178
80 - Métamorphisme et évolution des charbons briançonnais (R. Feys, 1963) 180
81 - Schéma du passage du Berriasien au Crétacé supérieur au Gisement des Ammonites (Rochers Plats du Lac Blanc) 182
82 - Panorama du vallon de la Ponsonnière, vu depuis Les Mottets .. 183
83 - Coupes sériées dans le massif des Sétaz 184
84 - Coupe des replis de Côte Vieille 185
85 - Panorama du cirque de Côte Vieille 186
86 - Coupe du collet de la Plagnette 188
87 - Coupe du collet de la Fourche 188
88 - Panorama de la faille du Vallon, vu depuis la Roche d'Olvéra . 189
89 - Carte tectonique des massifs du Galibier et des Cerces (B. Tissot, 1956) 190
90 - Proposition d'un modèle général pour l'arc des Alpes occidentales (J. Boudon, J.F. Gamond et al., 1976) 192
91 - Essai de modélisation pour la mise en place des différentes unités 200

R E S U M E

****

La haute vallée de la Valloirette creuse son lit dans "l'édifice de nappes" des Alpes occidentales classiquement composé ici, d'Ouest en Est, des zones dites ultradauphinoise (flysch des Aiguilles d'Arves), subbriançonnaise et briançonnaise. Nous avons été amenés à modifier ce schéma.

1°/- Du point de vue stratigraphique :

* l'ancienne **zone ultradauphinoise** doit être divisée en deux unités structurales :

- une unité inférieure, dont on n'a, sur le versant valloirin, que le flysch tertiaire, montrant ici des niveaux conglomératiques, turbiditiques et gréseux (les schistes à blocs de la base n'affleurent pas dans la région et l'olistostrome sommital n'est visible que dans le vallon du Goléon). Ce flysch tertiaire repose sur des terrains mésozoïques d'affinité dauphinoise et par analogie avec A. Serre (1983) nous l'appellerons **dauphinoise orientale ;**

- une unité supérieure, constituée ici essentiellement de flysch gréseux (vers le Nord, un peu de flysch turbiditique existe à sa base tandis que vers le Sud, le flysch olistostromique montre quelques gros blocs). Cette unité prolonge vers le Sud l'unité de flysch à substratum briançonnais décrite par J. Martinez-Reyes (1979, 1980) et nommée plus récemment (A. Serre, 1983) **unité Cheval Noir - Casse Massion.**

* La **zone subbriançonnaise** présente des faciès de plate-forme entre le Lias et le Jurassique moyen avec des indices d'approfondissement au sommet ou du moins de la proximité d'une mer ouverte. Ces premiers niveaux sont d'**affinité dauphinoise.**

Dès l'Oxfordien s'individualise une épaisse séquence flyschoïde mal caractérisée du point de vue des âges et dont le domaine de sédimentation longement discuté est probablement assez interne. Il pourrait s'agir d'un domaine "**ultrabriançonnais**". Une klippe de **flysch à Helminthoïdes** ajoute encore une petite touche interne à cet édifice.

* La **zone briançonnaise** : la série briançonnaise est assez complète, bien développée entre le Westphalien et le Trias moyen, réduite ensuite. C'est une série typique du Briançonnais externe.

2°/- Du point de vue tectonique :

Nous avons pu mettre en évidence de grandes failles verticales subméridiennes à jeu décrochant sénestre. Elles sont bien exprimées dans l'unité inférieure du flysch mais existent aussi dans l'unité supérieure ainsi que dans la zone briançonnaise. Dans le Subbriançonnais, la présence de gypse diapirique au Col du Galibier traduit l'existence d'une grande fracture Nord-Sud. Partout, on trouve les fractures de Riedel associées à ces failles importantes.

Du point de vue des déformations :

* La **zone du flysch** : les deux unités sont déformées différemment de part et d'autre d'un cisaillement plat, visible dans le Vallon des Aiguilles, dans les Gorges de l'Enfer et sous la Grande Chible, décelable ailleurs et prolongeant le contact décrit au Nord par J. Martinez-Reyes (1980) et A. Serre (1983). L'unité inférieure est peu (ou pas) déformée, tandis que l'unité supérieure présente des replis désorganisés mais assez généralement déversés vers l'Est. Un modèle synthétique pour expliquer ces déformations est proposé.

* La **zone subbriançonnaise** : elle montre deux types de déformations : des plis d'axe subméridien à grand rayon de courbure dans les terrains du Lias au Jurassique moyen d'une part, deux familles de plis (N120 et N180) serrés et couchés, dans la série flyschoïde supérieure d'autre part. Cet argument structural nous permet d'envisager un décollement de la partie supérieure de la série (de l'Oxfordien au Nummulitique) au niveau de l'Oxfordien schisteux et plastique.

* La **zone briançonnaise** : nous n'ajoutons rien au schéma classique donné pour le Briançonnais. Néanmoins, certains chevauchement de faible ampleur (vallon de la Ponsonnière, flanc occidental du massif des Sétaz) doivent pouvoir trouver leur origine dans un modèle de transpression : une faille verticale à jeu décrochant évoluant en nappe de charriage en régime compressif.

3°/- Du point de vue géodynamique :

Nous proposons un modèle d'évolution de la région considérée. Pour rapprocher et empiler des unités d'origines paléogéographiques parfois très différentes, nous avons fait appel à un jeu décrochant sénestre tel que L.E. Ricou (1980) l'envisage pour toute la "zone subbriançonnaise" et dont on a les traces sous forme de failles décrochantes sénestres et de fractures de Riedel associées. Le régime général en compression provoque des charriages de nappes qui s'ajoutent aux décrochements en une succession de phases de

déplacements Sud-Nord (décrochements) puis Est-Ouest (serrages) plus ou moins synchrones. Il en résulte un empilement tout à fait hétéroclite où nous avons sur l'autochtone relatif dauphinois une nappe d'origine briançonnaise (l'unité Cheval Noir - Casse Massion), puis un lambeau de terrains d'affinité dauphinoise, puis une unité d'origine très interne ("ultrabriançonnaise") supportant une klippe de flysch à Helminthoïdes et, enfin, le Briançonnais (cf. Quatrième partie, évolution géodynamique).

RIASSUNTO

L'alta vallata della Valloirette scava il suo letto nel "edificio de folde" delle Alpi occidentali classicamente qui composte dal Ovest al Est, delle zone dette ultradelfinese (Flysch des Aiguilles d'Arves), subbriazonese e brianzonese. Noi siamo stati condotti a modificare questo schema.

1°/- Dal punto di vista stratigrafico :

* L'antiqua zona ultradelfinese deve essere divisa in due unità strutturale :

-una unità inferiore di cui si ha, sul versante di Valloire, solo il Flysch terziario. Questo Flysch riposa su dei terreni mesozoici d'affinità delfinese e per analogia con A. Serre (1983) noi la chiameremo delfinese orientale ;

-una unità superiore costituata qui essenzialmente dei Flysch arenaceo (verso il Nord, un pò di Flysch turbiditico essiste alla sua base mentre che verso il Sud, il Flysch con olistostromi mostra qualche grosso bloco). Questa unità prolunga verso il Sud, l'unità de Flysch a substratum brianzonese descrita da J. Martinez-Reyes (1979 e 1980) e chiamata recentemente da A. Serre (1983) unità Cheval Noir - Casse Massion.

* La zona subbrianzonese presenta delle facies di piattaforma tra le Lias e il Jurassico medio con delle indice d'approfondimento alla cima o all'incirca la prossimità d'un mare aperto. Questi primi livelli sono d'affinità delfinese. Dal momento oxfordiano, s'individualizza une spessa sequenza flyschoide mal caracterizzata dal punto di vista degli anni e cui la zona di sedimentazione a lungo discussa è probabilmente abbastanza interna. Potrebbe tratarsi di una zona "ultrabrianzonese". Una klippa de Flysch a Helminthoidi agiunge ancora un piccolo tocco interno a questo edificio.

* La zona brianzonese : la serie brianzonese è abbastanza completa ben sviluppata tra le Westfaliano e il Trias medio, poi ridotta. E una serie tipica del Brianzonese esterno.

2°/- Dal punto di vista tettonico :

Noi abbiamo pottuto mettere in evidenza delle grandi faglie verticali sottomeridiane a gioco trascorrento senestro. Esse sono ben espresse nell'unità inferiore del Flysch ma essiste anche nell'unità superiore cosi che nelle zona brianzonese. Nel Subbrianzonese, la presenza di gesso al colle del Galibier porta all'esistenza di una grande frattura Nord-Sud. Dappertutto, si trovano le fratture di Riedel associate a queste importanti faglie.

Dal punto di vista delle deformazioni :

* La zona del Flysch : le due unità sono differentemente deformate, de una parte e dell'altra da un contatto mecanico piatto, visibile nel vallon des Aiguilles, nel Gorges de l'Enfer e sotto La Grande Chible, intuibile oltrove prolungando il contatto descritto a Nord de J. Martinez-Reyes (1980) e A. Serre (1983). L'unità inferiore è un po deformata, mentre l'unità superiore presenta delle pieghe disorganizzata ma abbastanza diversi verso l'Est. Un modello sintetico viene proposto per spiegare questa deformazione.

* La zona subbrianzonese : mostra due tipi di deformazzione, delle pieghe d'asse sottomeridiane a grande reggio di curvature nei terreni del Lias fino al Jurassico medio da una parte, due famiglie di pieghe (N120 e N180) strette e coricate, nelle serie flyschoide superiore dell'altra parte. Questa struttura ci permette di suppore uno scalamento della parte superiore delle serie (dell' Oxfordiano al Nummulitico) al livello dell' Oxfordiano schistoico e plastico.

* La zona brianzonese : noi non aggiungiamo niente allo schema classico dato per il Brianzonese. Tuttavia, certi accavalamenti di piccoli dimensioni (vallon de la Ponsonnière, fianco occidentale del massicio dei Sétaz) devono poter trovare la loro origine in un modello di "transpression" : une faglie verticale a gioco di trascorrimente che evolve in folda di scaricamento in regime compressivo.

3°/- Dal punto di vista geodinamico :

Noi proponiamo un modello di evoluzione delle regione considerata. Per avvicinare e sovramettere delle unità di origine paleogeografiche talvolta molto differenti, noi abbiamo fatto appello a un gioco trascorrinto senestro come quello di L.E. Ricou (1980) supponiamo per tutta la "zona subbrianzonese" e di cui abbiamo le tracce sotto forma di faglie trascorrinte senestre e di fratture di Riedel associate. La situazione generale in compressione provoca de scaricamento di folde che si aggiungono ai trascorimente in une successione di fasi di spostamenti Nord Sud (trascorrimente) poi Est-Ovest (scaricamento) pui o meno sincroni. Ne risulta un sovrammissione completamente eteroclita dove noi abbiamo sull'autoctono relativo delfinese una folda d'origine brianzonese (l'unità Cheval Noir - Casse Massion), in seguito un lembo di terreno simile al Delfinese, seguita da una unità d'origine molto interne ("ultrabrianzonese") che sorregge una klippa de Flysch a Helminthoidi e in fine il Brianzonese.

PREMIERE PARTIE

GENERALITES

CADRE GEOGRAPHIQUE

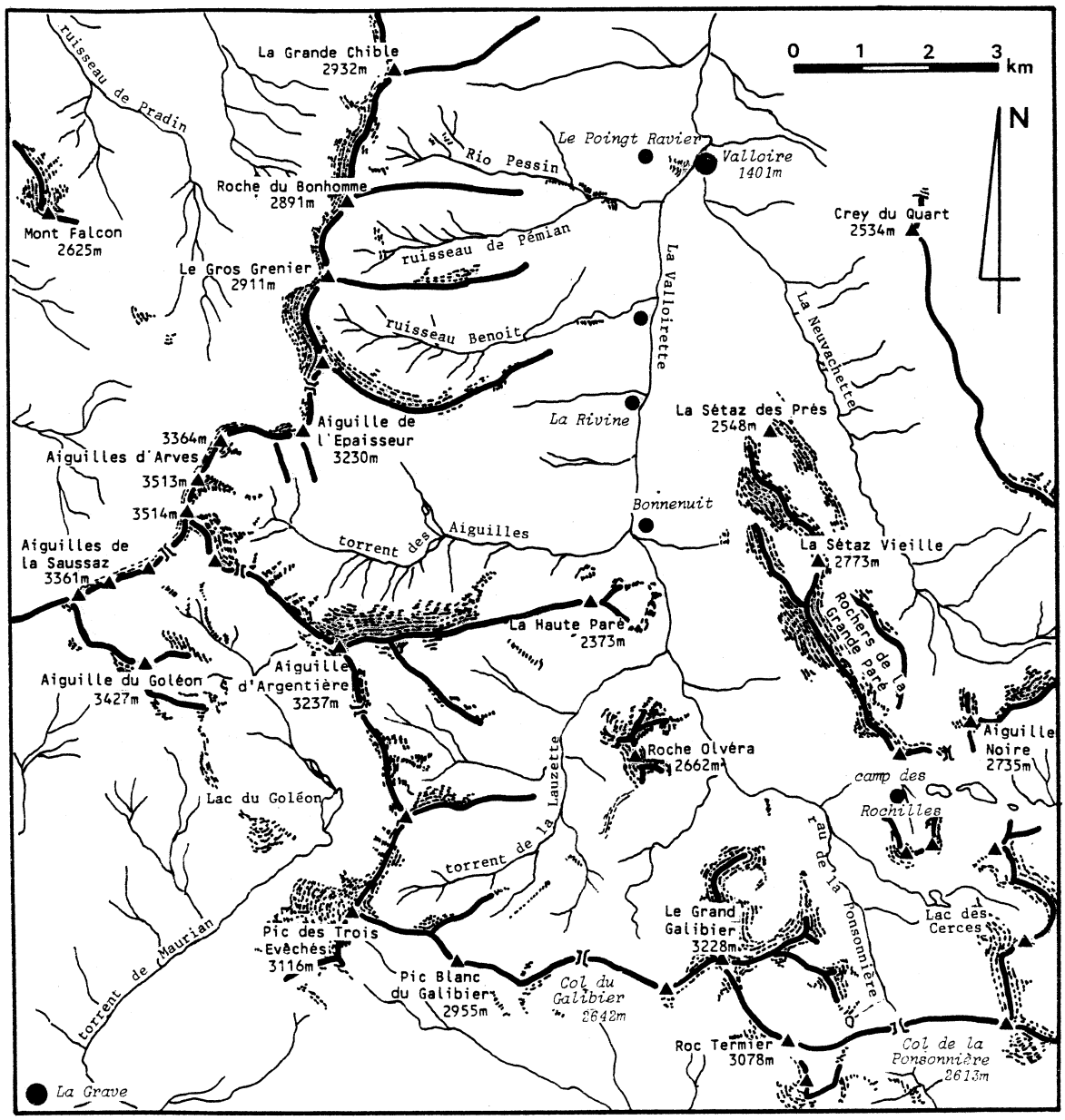


Fig. 1 : Schéma orohydrographique.

"En cette saison, l'aspect de la vallée de Valloire, verte, animée par de nombreux animaux, est d'une douceur infinie. Aucun bruit ne s'élève que les rumeurs du torrent et le son grave des cloches pendues au cou des ruminants." *Juillet 1896.*
(Ardouin-Dumazet, Voyage en France).

Valloire, lieu de passage entre la vallée de l'Arc (Maurienne) et la vallée de la Romanche (Oisans) ou la vallée de la Guisane (Briançonnais), est un authentique village savoyard. Ramassé autour de sa vieille église de style baroque italien et construit sur l'emplacement d'un paléolac, il essaime une vingtaine de hameaux le long de la gouttière de la Valloirette, du hameau du Col au Nord, au village de Bonnenuit au Sud. Le site est habité depuis l'époque gauloise (vestiges de l'âge de Fer) mais c'est le col du Galibier, d'une valeur stratégique évidente, qui a donné son importance à Valloire depuis l'Antiquité.

Son avenir apparaît visiblement orienté vers le tourisme ; ce village de montagne a réussi sa conversion totale de commune agricole en station touristique. Si l'agriculture a très nettement régressé, l'élevage est toujours pratiqué et de nombreux troupeaux de bovins et ovins s'inalpent chaque année dans les verts pâturages valloirins.

La population ne cesse de s'accroître depuis une trentaine d'années et la commune comptait au dernier recensement 947 natifs.

Par sa situation, la vallée profite du climat plus ensoleillé des Alpes au Sud et reste abritée des fréquentes brumes de la Maurienne grâce au "verrou" du col du Télégraphe. On a compté, entre 1950 et 1960, 273 jours par an sans précipitations mais, pour la même période, une moyenne de neige de 2,86m. Les pentes douces de la zone houillère briançonnaise se prêtent admirablement aux évolutions des skieurs en hiver et les massifs rocheux entrecoupés de vallées profondes sont un excellent terrain de promenades variées, voire d'escalade, pour les estivants.

L'organisation générale des reliefs limite naturellement le secteur d'étude. Il se situe sur la carte topographique de l'I.G.N. au 1/25.000 de **La Grave Est**, axé sur la haute vallée de la Valloirette. Il s'étend du village de **Valloire** (1401m) au Nord, au **col du Galibier** (2642m) au Sud, limité à l'Ouest par la ligne de crête allant de la **Grande Chible** (2932m) au **Pic des Trois Evêchés** (3116m), en passant par les **Aiguilles d'Arves** (3514m), au Sud par la Crête du Galibier du **Pic des Trois Evêchés** au **col de la Ponsonnière** (2613m) et enfin, à l'Est, par le vallon de la Neuvachette, torrent qui se jette dans la Valloirette au niveau de Valloire après avoir longé le flanc est de l'imposant **massif des Sétaz** (Fig. 1).

CADRE GEOLOGIQUE

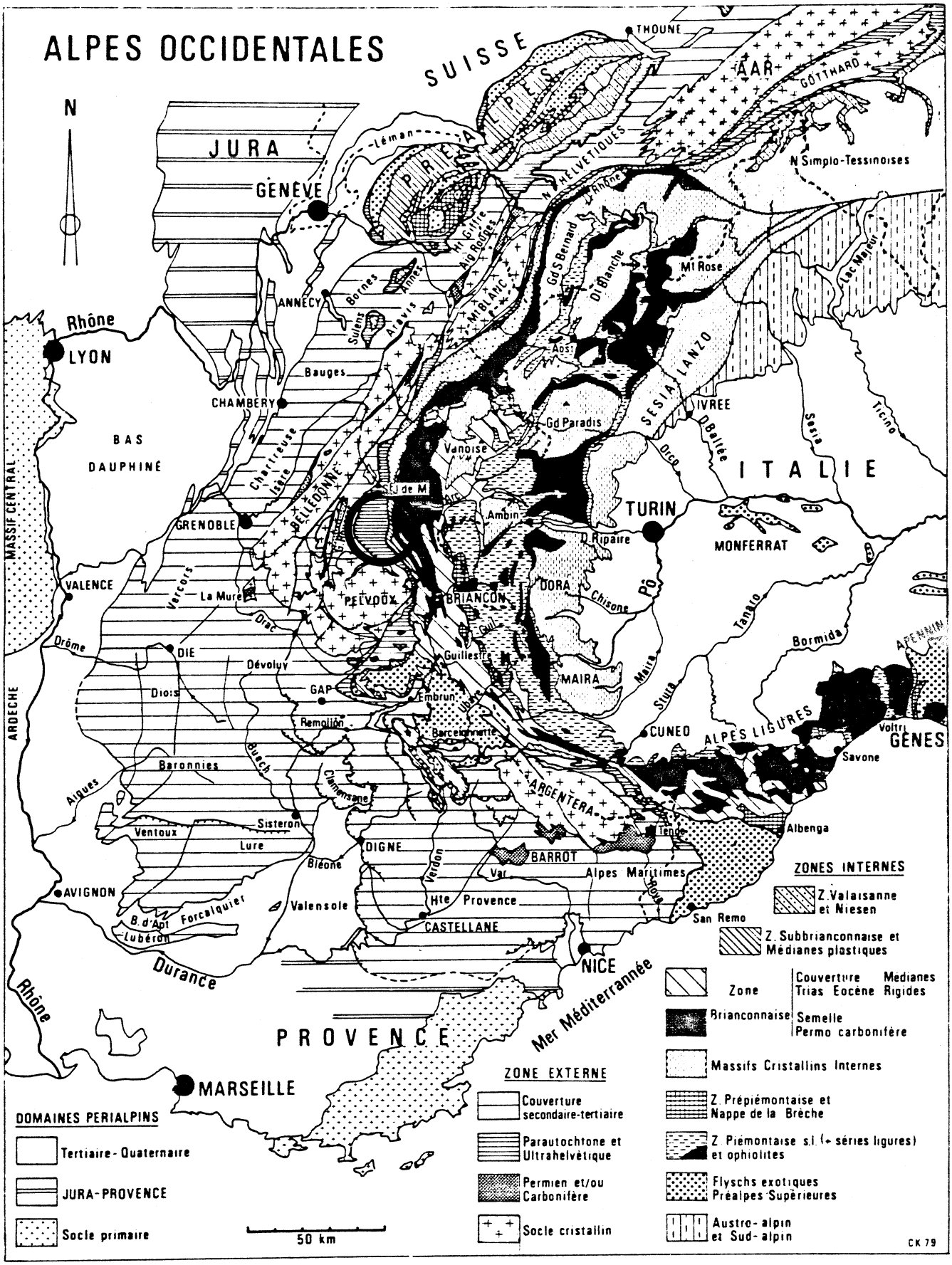


Fig. 2 : Carte structurale des Alpes occidentales (Cl. Kerkhove, 1979).

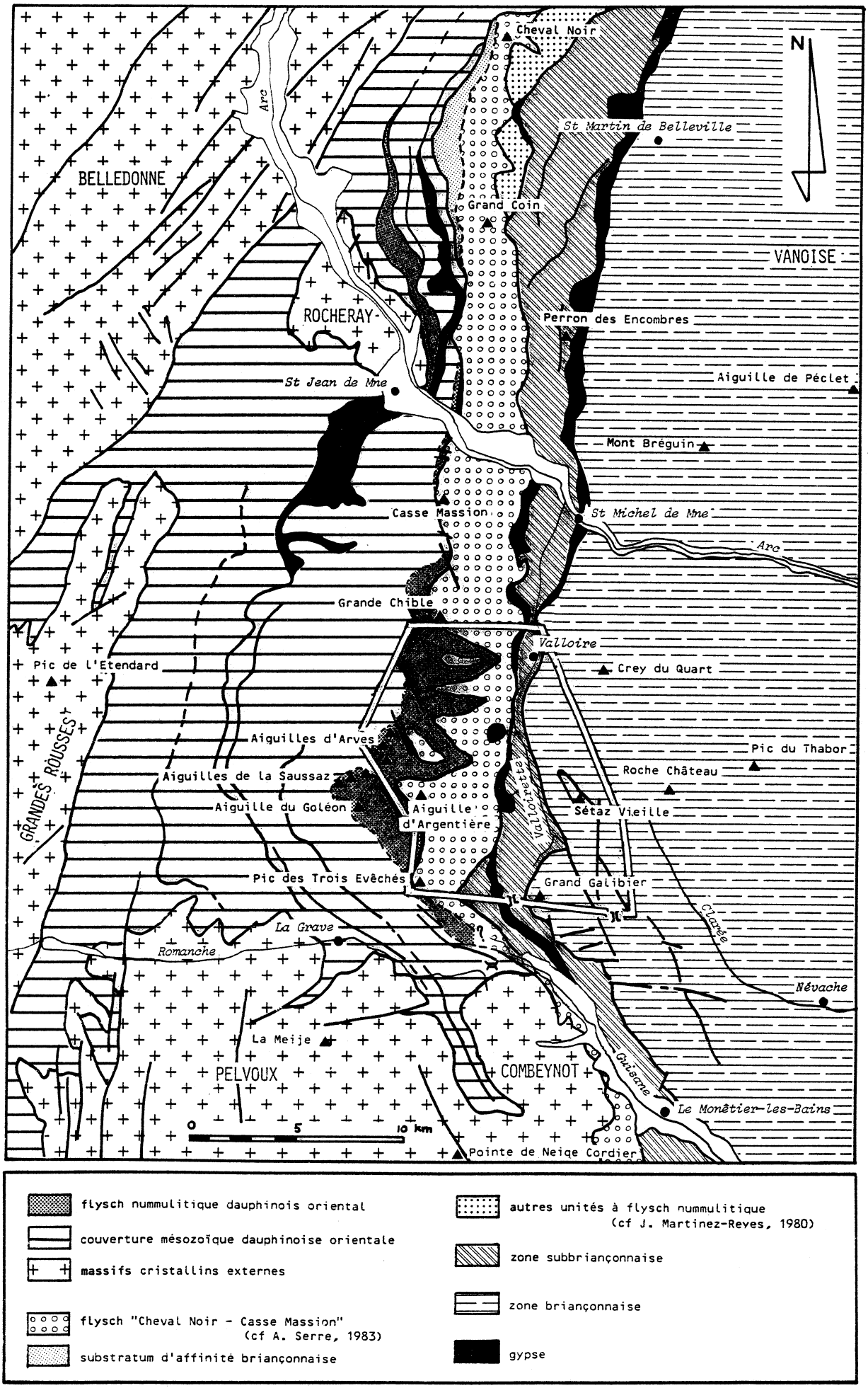


Fig. 3 : Schéma structural régional du secteur étudié, d'après les cartes géologiques de la France au 1/250 000 (Feuilles d'Annecy et de Gap) modifiées selon les données de terrain.

La carte structurale à petite échelle (Fig. 2) et le schéma structural (Fig. 3) ci-joints situent le secteur d'étude dans les Alpes occidentales françaises, dans la région de Valloire et du col du Galibier, à l'arrière des massifs cristallins externes (à l'Est de Belledonne et des Grandes Rousses et au Nord du Pelvoux).

D'Ouest en Est, nous rencontrons successivement :

- la "zone du flysch des Aiguilles d'Arves", actuellement discutée. Classiquement présentée comme étant constituée par un flysch nummulitique transgressant un substratum "ultradauphinois" plissé, écaillé et érodé (M. Gignoux et L. Moret, 1937 ; R. Barbier, 1948), on l'interprète aujourd'hui, juste au Nord de notre zone d'étude, comme deux unités distinctes :

  1- la première, externe, à flysch transgressif sur un substratum dauphinois oriental : l'unité des Albiez (A. Serre, 1983) ;

  2- la seconde, plus interne, chevauchante sur la première, et possédant un substratum d'affinité briançonnaise : l'unité Cheval Noir - Casse Massion (A. Serre, 1983), prolongement de l'unité Cheval Noir - Grand Coin de J. Martinez-Reyes (1980).

- la zone "subbriançonnaise", suite de petits massifs plus ou moins continus de Valloire au col du Galibier, reposant sur le flysch à l'Ouest par l'intermédiaire d'une importante masse de gypse, et chevauchée à son tour par

- la zone briançonnaise, présentant le faciès typique alpin du Trias (quartzites, calcaires et dolomies). La "zone des gypses", bien développée plus au Nord, est ici pratiquement inexistante. C'est donc jalonné par un maigre coussinet gypseux que le Houiller briançonnais vient au contact du Cénozoïque subbriançonnais.

HISTORIQUE

M.L. Elie de Beaumont, en 1828, décrit aux Aiguilles d'Arves des conglomérats qu'il range dans le *"terrain anthracifère"* considéré alors comme jurassique. Ch. Lory (1859) reprend ses travaux et montre la continuité de cette formation du col du Lautaret à Villard Clément en Maurienne, la distingue du *"terrain anthracifère"* et lui soupçonne un âge tertiaire par ressemblance avec les grès nummulitiques de l'Eychauda. L'année suivante, grâce à la découverte de Nummulites en Maurienne, il lui attribue un âge nummulitique et lui donne le nom de flysch des Aiguilles d'Arves.

En 1866, Ch. Lory publie un essai sur la structure des Alpes entre Mont Blanc et Mont Viso. Il distingue trois zones : la première, externe, est une chaîne granitique, dans la seconde entre la bande nummulitique pliée en V et couchée ouverte vers l'Ouest, la troisième, à l'Est, étant essentiellement formée par le Houiller briançonnais. Le massif du Galibier et les Aiguilles d'Arves trouvent leur place dans la deuxième zone (Fig. 4).

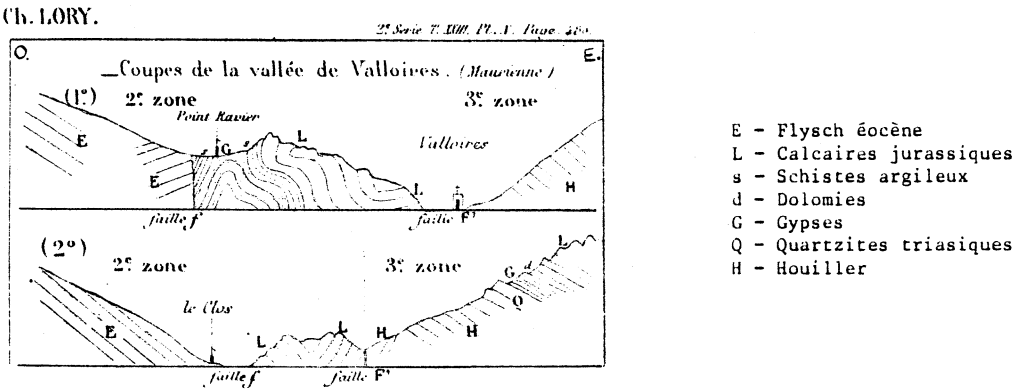


Fig. 4 : Coupe de la Vallée de Valloire (Ch. Lory, 1866).

1891 voit le début d'un échange de publications contradictoires à propos du flysch. W. Kilian parcourt la Maurienne et le Briançonnais, met en évidence localement le caractère transgressif du flysch, découvre du Jurassique fossilifère dans le massif du Grand Galibier et donne une première synthèse stratigraphique de la région.

Deux ans plus tard, en compagnie de J. Révil, W. Kilian démontre que le flysch forme une *"bande synclinale"*. En 1899, ils font une description précise de la vallée de Valloire, notent un cachet briançonnais pour les assises plissées comprises entre la bande synclinale des Aiguilles d'Arves et la zone anticlinale houillère (Fig. 5).

Ils précisent une *"intime connexion de la zone briançonnaise avec les régions voisines"*, écartant une *"hypothèse qui a semblé séduire quelques esprits et d'après laquelle il faudrait considérer le Briançonnais comme une masse d'origine exotique comparable aux Préalpes romandes et sans liaison stratigraphique avec les pays limitrophes"*.

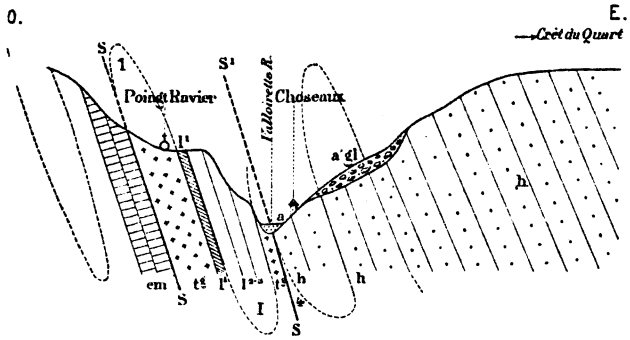


FIG. 2. — COUPE TRANSVERSALE DE LA VALLÉE DE VALLOIRE
(Un peu en aval de Valloire).

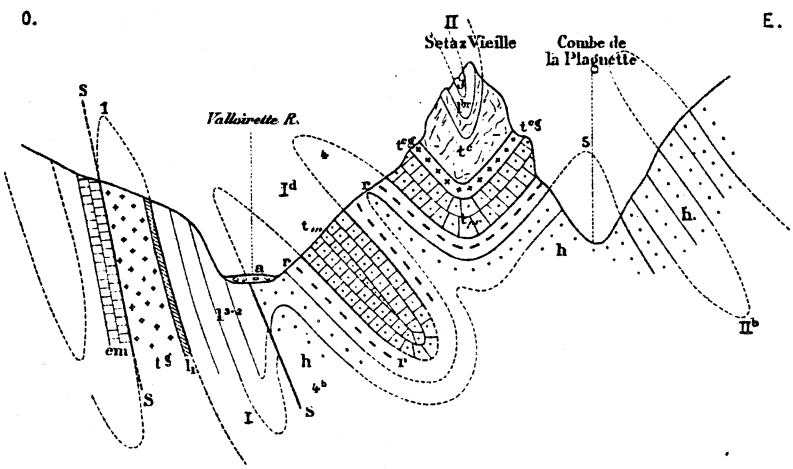


FIG. 3. — COUPE TRANSVERSALE DE LA VALLÉE DE VALLOIRE
(En amont de Bonnenuit)

Légende de la Fig. 6.

1 **Anticlinal de la Gde Moëndaz-Pic Blanc du Galibier.**
2 Anticlinal des Magnins.
3 Anticlinal de Calypso.
4 **Anticlinal de Bonnenuit-Ponsonnière-Chardonnet.**
5 Anticlinal de la Plagnette.
6 **Anticlinal du Gd Galibier W. - Alpe du Lauzet.**

I **Synclinal de la Cime-Noire - Roche Olvera-Col du Galibier.** Synel. des Encombres.
Ib Synclinal de Sainte-Anne.
Ic Synclinal des Magnins.
Id Synclinal de Thymelet.
II **Synclinal de la Setaz-les Rochilles - Corne des Blanchets.**
IIb Synclinal de l'Aiguille Noire.
III **Synclinal du Gd Galibier-Aiguillette-Monetier.**

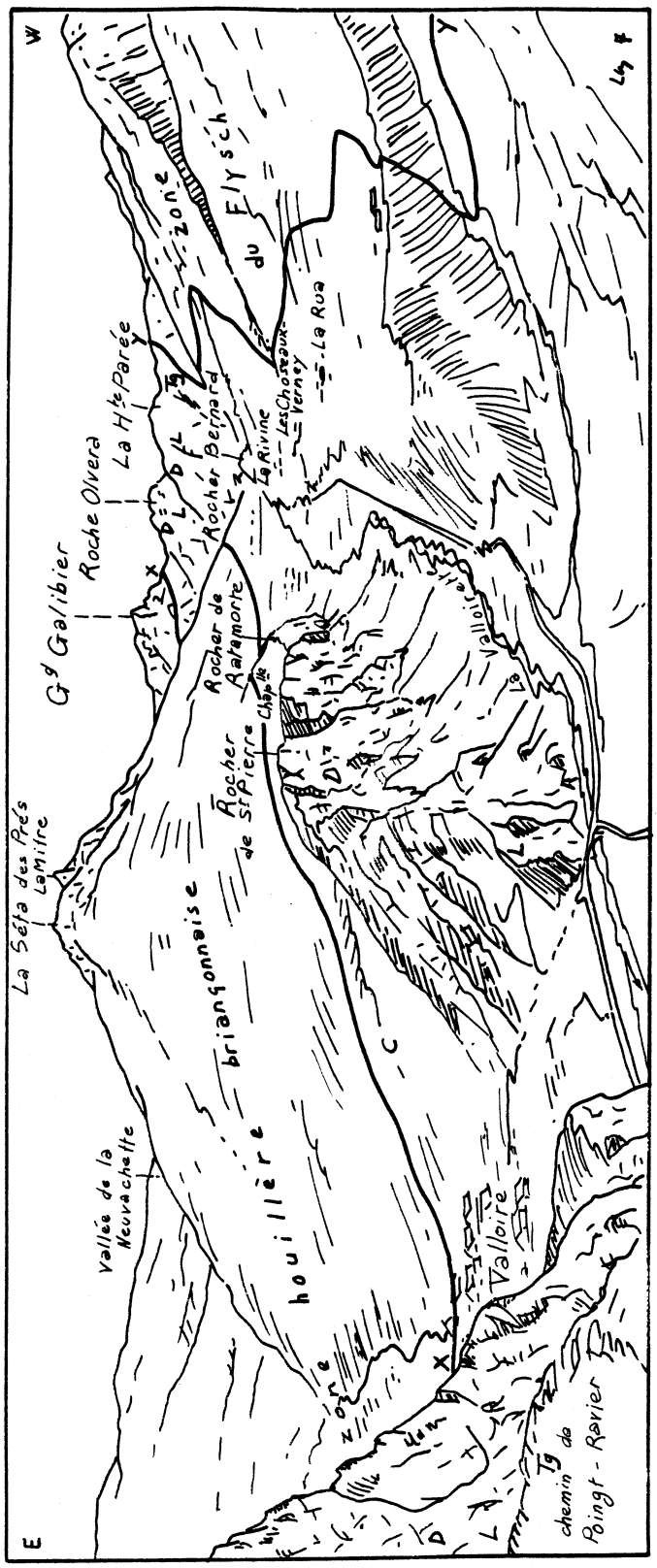
Axes des anticlinaux.
Axes des synclinaux.
Ligne d'étirement.

Légende commune aux figures 1 à 5. — a Alluvions torrentielles. — A Eboulis. — a^1 gl Glaciaire. — em Grès et schistes nummulitiques. — J^s Jurassique supérieur rouge. — J Brèches liasiques et Jurassique supérieur. — l^1 Lias schisteux. — l^{2-2} Lias calcaire. — l^{br} Brèche du Télégraphe. — t_l Rhétien. — t^g Gypses et cargneules triasiques. — t^d Dolomies du Trias supérieur. — t^c Calcaires triasiques. — t^{cg} Cargneules triasiques inférieures. — t_m Quartzites du Trias inférieur. — rh Permo-houiller. — r Permien. — h Houiller. — S Surfaces d'étirement. — Les numéros (I, II, 1, 2, etc.) correspondent à ceux de la fig. 6.

Fig. 5 : Coupes de la vallée de Valloire (W. Kilian et J. Révil, 1899).

En effet, la même année, P. Termier étudie les nappes de recouvrement du Briançonnais et les fait chevaucher sur la deuxième zone alpine ou zone du flysch, elle-même chevauchant la première zone. Pour P. Termier donc, la mise en place du flysch sur son substrat est tectonique. Il réaffirme cette allochtonie dans sa "Synthèse des Alpes" ainsi que dans son mémoire sur "les montagnes entre Briançon et Vallouise" en 1903, puis de nouveau en 1907, aussitôt contredit par W. Kilian. En 1912, J. Boussac qui avait entrepris une importante étude sur le Nummulitique alpin, déclare que le flysch des Aiguilles d'Arves et son substratum sont incontestablement charriés.

Dans sa synthèse des Alpes, E. Haug (1925) rend à la deuxième zone de Ch. Lory son appellation de *"zone de l'Embrunais"*, nappe de grande envergure. En 1927, L. Moret confirme cette hypothèse et range cette nappe dans les zones internes des Alpes. Mais paradoxalement, P. Termier (1928) diminue le degré d'allochtonie de la nappe des Aiguilles d'Arves (flysch + substratum) qui serait *"le produit du resserrement intense et du déversement d'un large synclinal"*, l'ampleur du chevauchement est restreinte. Il introduit la notion *"d'écailles"* dans le Briançonnais.



EXPLICATION DE LA PLANCHE

Au premier plan, à gauche, chemin de Poingt-Ravier, sur les gypses, et bord de la falaise calcaire (L = Lias, D = Dogger) du rocher de Poingt-Ravier.

Au fond, à gauche, vallée de la Neuvachette, avec ses horizons monotones de montagnes *houillères*.

Au milieu, extrémité Nord du *synclinal triasique de la Séta*, posé sur le Houiller : les quartzites triasiques, très laminés, forment les éboulis blancs sous le sommet de la Séta des Prés et la falaise dentelée qui se profile à gauche de ce sommet arrondi, constitué par les cargneules et gypses du Trias moyen ; en arrière, à la Mitre, commencent à se dresser les falaises des calcaires triasiques. Cette même série triasique se retrouve à la *Roche du Grand Galibier*, autre synclinal mésozoïque, sous lequel le Houiller est presque entièrement laminé.

La "*zone des gypses*", qui au Nord de Valloire apparaît partout en bordure de la zone houillère, est ici cachée sous la végétation, les moraines ou éboulis : elle passerait dans le fond du vallon, derrière le Rocher de Saint-Pierre.

Dans la "*zone sub-briançonnaise*", limitée par les lignes XX et YY, on ne voit guère ressortir que les *écailles calcaires* (L = Lias, D = Dogger) des Rochers de Saint-Pierre et de Ratamorte, du Rocher Bernard, de la Haute Paré et de Roche Olvéra. Sur le flanc Est du Rocher de Saint-Pierre, derrière C, les "marbres en plaquettes" du Crétacé sup. restent invisibles d'ici. Sous les écailles calcaires, les gypses et cargneules (Tg) sont mis à nu dans les grands ravinements à la base des falaises de la Haute Paré.

A droite enfin, remarquer les grandes pentes monotones des grès et schistes du *Flysch*, plongeant régulièrement vers l'Est, sous la zone sub-briançonnaise.

Fig. 6 : Panorama de la haute vallée de la Valloirette (M. Gignoux et L. Moret, 1937).

En 1931 et 1936, la stratigraphie de la région se précise (D. Schneegans, 1931 ; M. Gignoux et E. Raguin, 1933 ; M. Gignoux, 1936 pour le Briançonnais - M. Gignoux et E. Raguin, 1932 ; D. Schneegans, 1933 et 1935 pour la zone du flysch). D. Schneegans fait de la nappe des Aiguilles d'Arves le prolongement vers le Nord de la nappe de l'Embrunais.

En 1937, M. Gignoux et L. Moret reprennent la description de la vallée de la Valloirette, jamais revue depuis W. Kilian et J. Révil (1899). Ils définissent les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise, reconnaissant cette dernière le long de la gouttière de la Valloirette (fig. 6).

La nappe du flysch des Aiguilles d'Arves quant à elle, entre dans le domaine ultradauphinois, caractérisé par une puissante série à flysch priabonien avec un conglomérat de base discordant sur tous les termes antérieurs, localement plus ou moins écaillés.

C'est à partir de 1938 que R. Barbier travaille sur les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre Arc et Isère. Son mémoire (1948) apporte les conclusions suivantes. L'ancien flysch des Aiguilles d'Arves est divisé en trois ensembles distincts :

- le flysch des Aiguilles d'Arves *s.s.*, priabonien, partout transgressif et non décollé de son substratum ;
- le flysch de la nappe des Brèches de Tarentaise, débutant au Lutétien ;
- le flysch de la nappe du Pas du Roc, lutétien et comprenant des calcaires à grandes Nummulites.

La zone du flysch des Aiguilles d'Arves est donc devenue *"écaille parautochtone ultradauphinoise"*, bordée à l'Est par la zone des écailles externes subbriançonnaises.

Toujours d'après R. Barbier (1956), le flysch est transgressif sur un substratum plissé, écaillé, érodé : c'est la preuve de l'existence d'une *"phase arvinche"* anténummulitique. Le flysch lui-même est affecté par une tectonique post-nummulitique, visible sous forme de failles verticales est-ouest séparant les Aiguilles d'Arves et d'un long accident tangentiel courant dans le flanc ouest de la crête allant du col Lombard au Pic des Trois Evêchés.

Parallèlement, des travaux se poursuivent sur la zone briançonnaise. J. Fabre, R. Feys et Ch. Greber (1949 à 1953 ; 1965) étudient le Carbonifère briançonnais, datant la plus ancienne formation sédimentaire des Alpes du Namurien, juste au Sud de notre terrain d'étude. M. Lemoine (1952, 1953) va plutôt s'intéresser aux séries mésozoïques et cénozoïques et au problème de la transgression des *"marbres en plaquettes"* irrégulièrement répartis dans le Briançonnais.

1956 voit paraître le mémoire de B. Tissot sur les massifs du Grand Galibier et des Cerces, où l'auteur expose la stratigraphie de la zone briançonnaise suivie d'une étude structurale détaillée mettant en évidence outre les *"traits dominants, maintenant classiques (charriage de la zone briançonnaise, décollement de sa couverture calcaire), quelques points importants du style tectonique de la région"*. Le massif du Grand Galibier, en effet, est pour lui glissé en avant au front de la nappe houillère, sans doute par gravité, puis plissé et chevauché par cette nappe. Le Permo-houiller chevaucherait donc *"indifféremment soit le Subbriançonnais seul, soit l'empilement de celui-ci et de la couverture briançonnaise décollée"*.

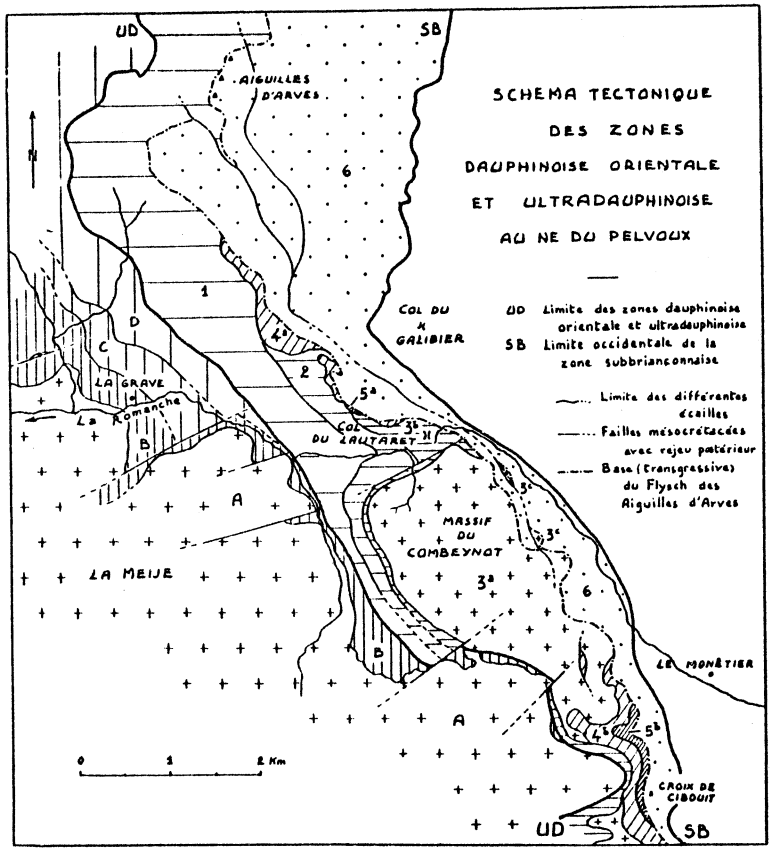


Fig. 7 : Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise dans la région du col du Galibier (R. Barbier, 1963).

I. — *Zone dauphinoise orientale :*

A, Cristallin du Pelvoux (Massif de la Meije).
B, Série-tégument adhérent au cristallin.
C et D, Ecailles supérieures ne se prolongeant pas dans la haute Romanche.

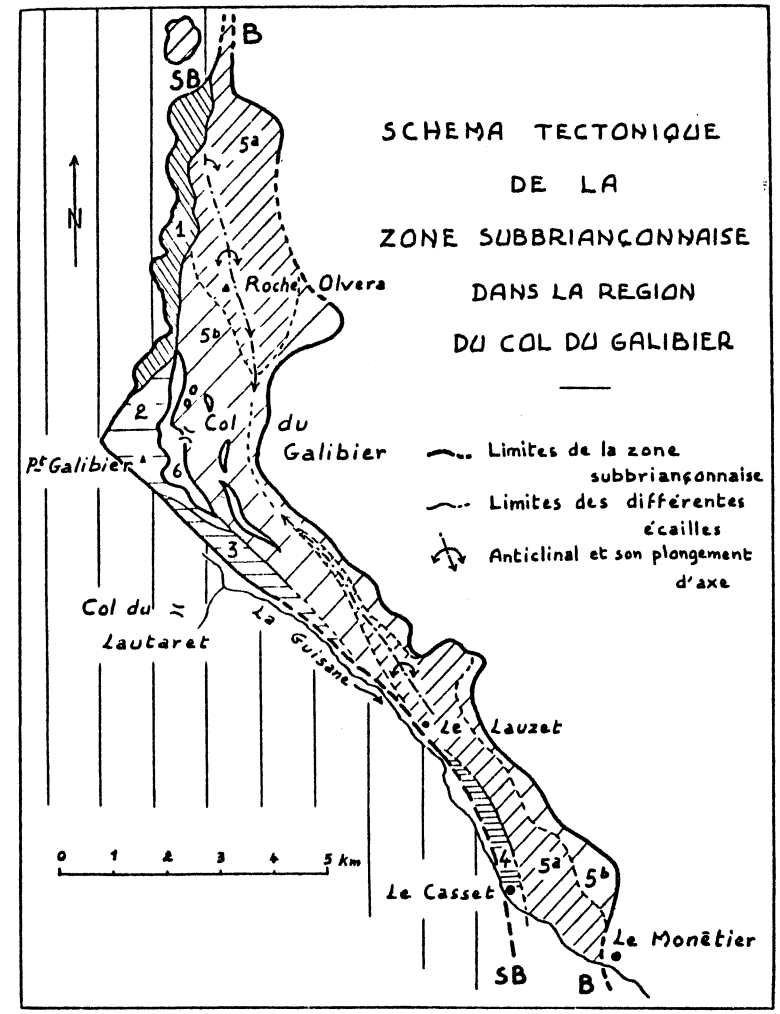
II. — *Zone ultradauphinoise :*

1, Ecaille des Albiez, largement développée au N.
2, Ecaille des Arrouchors, de structure anticlinale.
3 *a*, Cristallin du massif du Combeynot.
3 *b*, Ecaille du Lautaret, devenant, au S, le tégument du Combeynot.
3 *c*, Ecailles de la Madeleine (N) et du Rocher de Guerre (S).
4 *a*, Ecaille des Trois Evêchés.
4 *b*, Ecaille des Têtes de Sainte-Marguerite, prolongement probable de la précédente.
5 *a*, Ecaille de Côte Plaine (granite écrasé).
5 *b*, Ecaille de la Croix de Cibouit (à la base granitique) qui en est probablement le prolongement.
6, Flysch des Aiguilles d'Arves, transgressif sur ces diverses écailles et sur le cristallin du Combeynot.

III. — *Zone subbriançonnaise :*

En blanc, à l'E de la ligne notée SB.

N. B. — Pour la partie SE ont été utilisés les levers de P. Gidon et J. Vernet.



SB, limite de la zone subbriançonnaise et de la zone ultradauphinoise (à l'W, en hachures verticales); B, limite de la zone briançonnaise (à l'E, en blanc, avec ses klippes imbriquées dans la partie haute de la zone subbriançonnaise : 6).

Les diverses unités sont les suivantes :

a) « *Ecailles externes* » de Crétacé et Nummulitique prolongeant celles décrites plus au N et correspondant à la couverture des digitations de la Grande Moenda et du Perron des Encombres.

b) *Digitation du Petit Galibier* : cette digitation comporte 3 écailles différentes (voir aussi fig. 2) : celles du Plan du Paradis (2), des Sestrières (3) et du Fontenil (4).

c) *Digitation du Lauzet-Roche Olvera* : cette digitation est formée d'une seule unité tectonique de structure anticlinale très apparente dans les noyaux jurassiques tant à la Roche Olvera qu'au Lauzet (5 *a*), avec plongement d'axe sur la couverture crétacée et nummulitique du col du Galibier (5 *b*) sous laquelle l'anticlinal jurassique passe en « tunnel ».

d) *Les écailles briançonnaises* : ces écailles, connues depuis longtemps (6), sont pincées ici dans la partie haute de la couverture de la digitation de la Roche Olvera (Nummulitique ou Crétacé) ou refoulées à son front.

En 1961, c'est P. Bulard et J. Debelmas qui entreprennent la description du massif des Sétaz, vaste synclinal perché à ossature triasique, à structure de détail un peu plus complexe (synclinal annexe, anticlinal chevauchant, grands accidents cassants parallèles ou transverses à l'axe du synclinal).

R. Barbier en 1963 précise la tectonique des zones ultradauphinoise et subbriançonnaise dans la région du col du Galibier, réaffirmant la transgression du flysch des Aiguilles d'Arves sur un substratum formé d'au moins cinq écailles différentes (fig. 7-A) et distinguant plusieurs écailles, ou *"digitations"*, dans la zone subbriançonnaise, *"zone paléogéographiquement très complexe, accidentée de multiples rides, seuils ou cordillères alternant avec de très nombreux sillons"* (fig. 7-B).

En 1966, en compagnie de J. Debelmas, R. Barbier simplifie les nombreuses digitations du Subbriançonnais et n'en fait plus que deux se relayant du Nord au Sud et bordées à l'Ouest par les *"écailles externes"*.

Dix ans plus tard paraît la carte géologique au 1/50.000 de La Grave. C'est cette même année que J. Boudon, J.F. Gamond et al. proposent, pour l'arc alpin un modèle en *"zone de "transformation" continentale par glissement et étirement, avec torsion globale senestre dans un système général de contraction Nord-Sud"*.

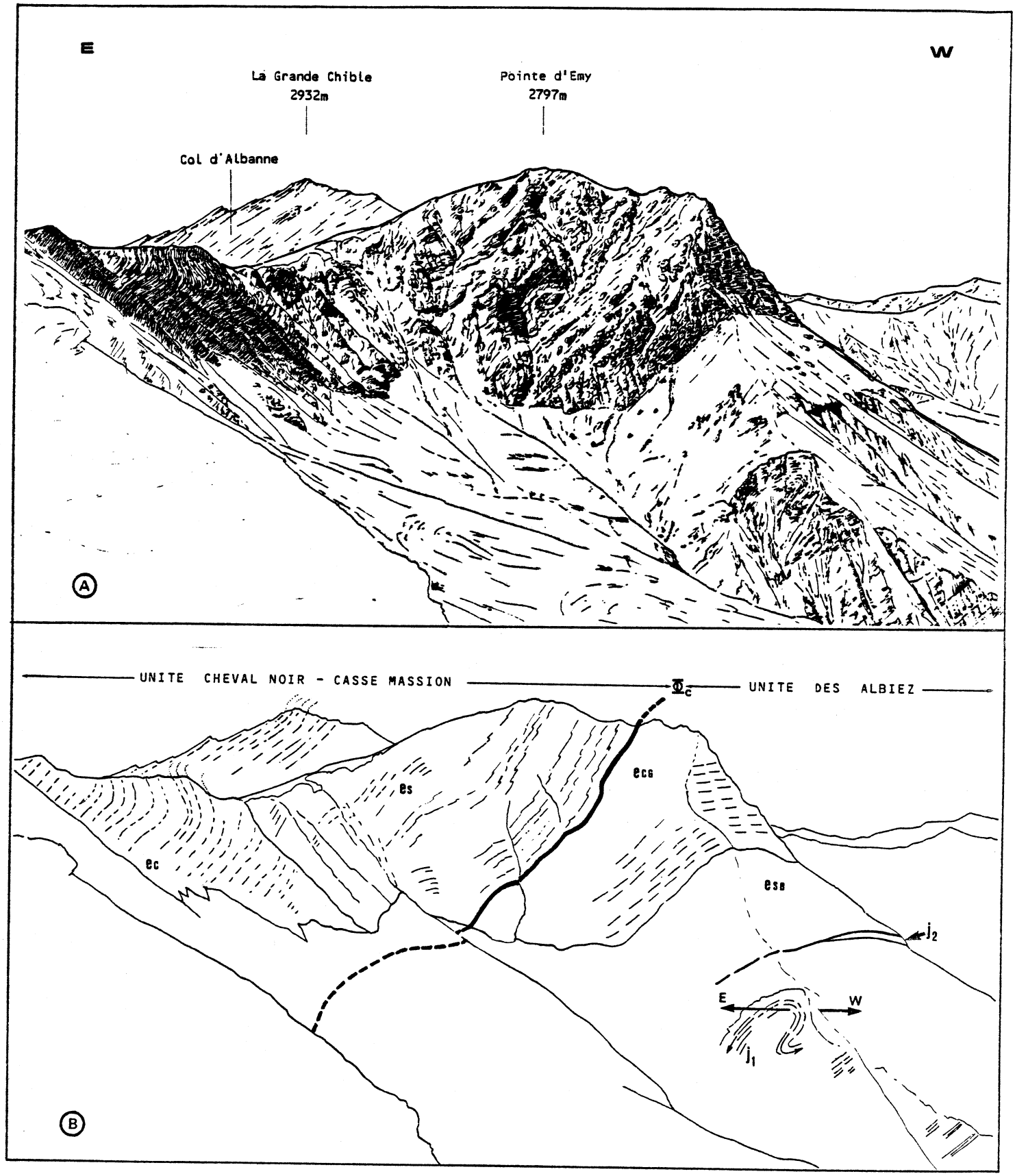
L.E. Ricou (1980) interprète *"l'étroite et hétérogène zone subbriançonnaise"* comme la trace de cet ample décrochement subméridien senestre. Les lambeaux qui la constituent ont été arrachés au domaine externe et plus ou moins décalés vers le Nord avant le *"rabattement vers l'Ouest par le charriage pennique"*.

C'est J. Martinez-Reyes (1979, 1980) qui met en évidence au Nord de l'Arc, dans le ravin des Sétives, un substratum à faciès *"typiquement briançonnais"* sur lequel le flysch des Aiguilles d'Arves transgresse sans discordance angulaire visible. Cette interprétation est contestée par P. Antoine et al. (1980) qui n'y voient qu'un gros olistolite au sein du flysch. Puis, en 1981, Ch. Bravard, Cl. Kerkhove et R. Barbier réinterprètent la zone des *"écailles externes"* subbriançonnaises comme un complexe olistostromique au sommet de la série nummulitique.

Ch. Bravard (1982) poursuit son étude du flysch et montre deux étapes successives de déformation dans le secteur du Goléon. La première, anténummulitique, provoque des plis transverses et des écailles dans le substratum mésozoïque ; la seconde, post-nummulitique, est *"responsable de la formation de l'écaille parautochtone des Aiguilles d'Arves et des plis et écailles affectant les couches nummulitiques"*.

A. Serre (1983) propose, suivant l'hypothèse de J. Martinez-Reyes (1979, 1980), de séparer l'unité dauphinoise du flysch des Aiguilles d'Arves en deux unités distinctes :

- une unité inférieure, constituée par un flysch nummulitique surmontant une série triasico-jurassique d'affinité dauphinoise orientale ;



Remarquer: - les plis Est-Ouest affectant le Dogger sous la transgression, en discordance cartographique, du flysch dans l'unité des Albiez.

- la déformation plicative déversée vers l'Est dans l'unité Cheval Noir - Casse Massion.

j_1, j_2: Dogger; e_{sb}: Eocène (schistes à blocs); e_{cg}: Eocène (flysch conglomératique); e_s: Eocène (flysch schisteux); e_c: Eocène (flysch calcaire).

Fig. 8 : La face nord de la Pointe d'Emy (A. Serre, 1983).

A - Aspect ; B - Interprétation.

- une unité où le flysch priabonien transgresse une série à cachet briançonnais (Permo-carbonifère puissant et Mésozoïque réduit). Vers le Sud, le contact cisaillant de base de cette unité remonte faisant ainsi disparaître le substratum. Le flysch repose alors directement et tectoniquement sur le Nummulitique dauphinois oriental (fig. 8).

Enfin, P. Maury (1984) étudie la zone subbriançonnaise en Ubaye, la compare avec les Préalpes médianes, le Subbriançonnais italien (secteur Gesso - Stura) et le secteur Argentera - Mercantour. Intégrant le tout, il présente une histoire tectonique régionale en deux événements majeurs :

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

C'est donc placée dans un tel contexte qu'a été entreprise l'étude de la région entre Valloire et le col du Galibier. Il s'agissait :

- d'une part, de trouver des indices en faveur de la poursuite vers le Sud du contact entre deux unités à flysch nummulitique mis en évidence en Maurienne par A. Serre (1983) ;
- d'autre part, d'établir une synthèse de l'histoire structurale de cette portion des Alpes occidentales et de préciser les rapports entre les différentes unités qui la constituent.

DEUXIEME PARTIE

STRATIGRAPHIE

CHAPITRE I : PRESENTATION DES DIFFERENTS ENSEMBLES.

Au terme de cette étude, nous avons été amenés à distinguer (cf. schéma structural, planche II), d'Ouest en Est :

a- une zone de flysch, composée en fait de deux unités superposées, toutes deux constituées par une série de flysch nummulitique, l'unité supérieure ayant très probablement une origine plus interne que l'unité inférieure;

b- la zone subbriançonnaise, tectoniquement entre le Dauphinois et le Briançonnais, décollée au niveau du Trias supérieur et présentant une série (continue ?) allant du Lias au flysch noir nummulitique;

c- et, enfin, la zone briançonnaise, à faciès typiques : houiller, "Verrucano", quartzites, calcaires et dolomies bien développés suivis d'une série jurassico-crétacée réduite.

AVERTISSEMENT AU LECTEUR

La toponymie utilisée est celle de la carte IGN au 1/25.000.

Toutefois, le point coté 2765m à l'Est du col du Galibier y a été appelé à tort "Petit Galibier". En effet, sur toutes les cartes et travaux antérieurs, c'est le sommet 2826m à l'Ouest du col qui porte ce nom.

Pour pallier les erreurs, nous nommerons le point coté 2765m à l'Est "Petit Galibier Est" et le point coté 2826m à l'Ouest "Petit Galibier Ouest".

Dans toutes les coupes présentées, l'échelle verticale est la même que l'échelle horizontale.

CHAPITRE II. LA "ZONE DU FLYSCH".

La moitié ouest de notre zone d'étude est constituée par une formation de type flysch. C'est elle qui affleure sur toute la crête qui court depuis la Grande Chible au Nord et se sépare en deux branches au niveau de l'Aiguille méridionale d'Arves. La branche ouest avorte rapidement après les Aiguilles de la Saussaz et l'Aiguille du Goléon, la branche est se prolonge jusqu'au Pic des Trois Evêchés et au delà, sur les contreforts orientaux du massif du Combeynot, dans la vallée de la Guisane. A partir de cette crête grossièrement méridienne, s'organisent vers l'Est une suite de crêtes parallèles qui sont du Nord au Sud : le Crey du Meigno, le Gros Crey, le Crey Rond, la Crête des Mossières, la Crête d'Argentière, la Crête du Fond, et enfin, la crête qui va du Pic des Trois Evêchés au Pic Blanc du Galibier (cf. fig. 1).

Il n'a été effectué que quelques courses de reconnaissance dans le vallon du Goléon, un travail minutieux y a été entrepris par Ch. Bravard (1982). De même, notre étude n'a pas porté sur le substratum du flysch et les controverses soulevées à propos de sa déformation (voir à ce sujet R. Barbier, 1948 ; 1956 et 1963 ; mais aussi plus récemment : A. Serre, 1983 et Ch. Bravard, 1983).

1°/- Le flysch des Aiguilles d'Arves :

Autrefois considérée comme une immense bande soulignant l'arc alpin depuis Albenga sur la côte méditerranéenne jusqu'à Vienne en Autriche (J. Boussac, 1912), la zone du flysch des Aiguilles d'Arves a été précisée (et restreinte !) par R. Barbier en 1948. L'ancien flysch des Aiguilles d'Arves est alors subdivisé en flysch des Aiguilles d'Arves *s.s.*, nappe des Brèches de Tarentaise et nappe subbriançonnaise du Pas du Roc (fig. 9).

J. Martinez-Reyes (1980) entreprend l'étude détaillée de ces deux premières zones, individualisant plusieurs unités. Son unité Cheval Noir - Grand Coin est celle qui nous intéresse : elle englobe la zone parautochtone des Aiguilles d'Arves, ainsi qu'une partie de la digitation du Niélard. Il lui décrit un substratum d'affinité briançonnaise dans le ravin des Sétives, au Nord de l'Arc (J. Martinez-Reyes et al., 1979 ; J. Martinez-Reyes, 1980), sur lequel repose, sans discordance angulaire majeure, le flysch tertiaire (fig. 10).

A. Serre (1983) propose à son tour de séparer l'ancienne "zone ultradauphinoise des Aiguilles d'Arves" en deux unités d'origines paléogéographiques différentes :

- l'unité inférieure ("unité des Albiez") d'origine externe, dauphinoise orientale ;
- la nappe supérieure ("unité Cheval Noir - Casse Massion") d'origine plus interne, briançonnaise, prolongement de l'unité Cheval Noir - Grand Coin de J. Martinez-Reyes.

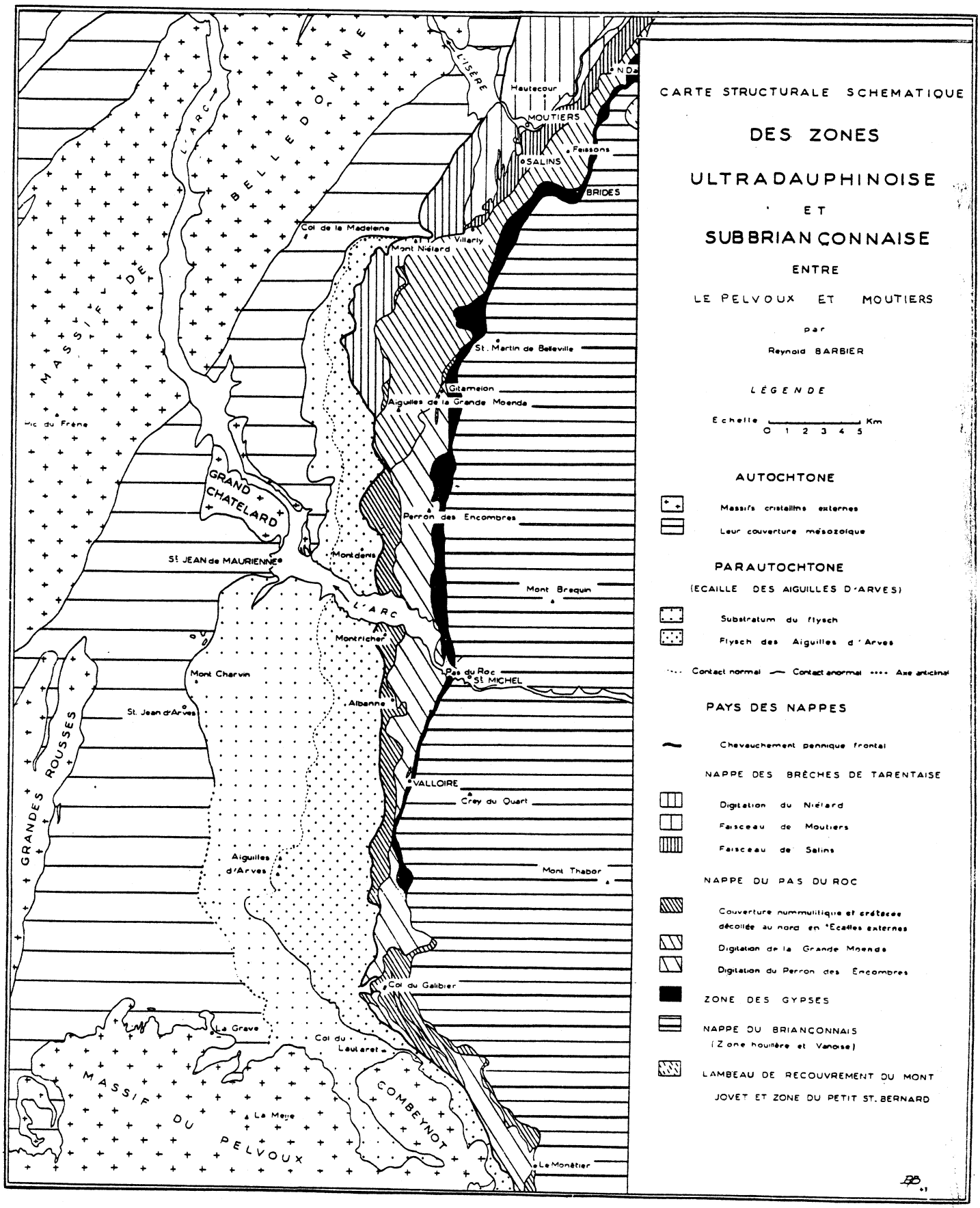
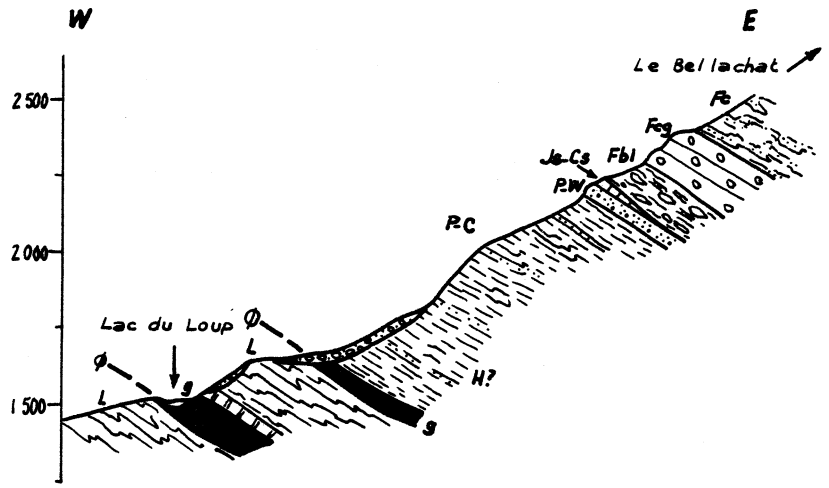


Fig. 9 : Carte structurale schématique des zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre le Pelvoux et Moûtiers (R. Barbier, 1948).



Légende :

Unités dauphinoises : L: terrains liasiques non différenciés ;

Unité Cheval Noir - Grand Coin : H?: Houiller (?) ; P-C: "Permo-Carbonifère" ; P-W: "Permo-Werfénien" ; Js: Jurassique supérieur (Malm) ; Cs: Crétacé supérieur ; Fbl, Fcg et Fc: termes du flysch tertiaire ; g: gypses ; ϕ: contact anormal tangentiel.

Fig. 10 : Coupe du Ravin des Sétives (J. Martinez-Reyes, 1980).

D'autres problèmes relatifs au flysch ont été résolus par Ch. Bravard, Cl. Kerckhove et R. Barbier en 1981 : la "zone des écailles externes subbriançonnaise" est désormais considérée comme un ensemble olistostromique couronnant la série nummulitique.

Les difficultés d'accès et/ou l'absence d'un (ou plusieurs) niveau(x) due auxcomplications tectoniques, n'ont pas permis l'établissement comme dans la vallée de la Maurienne, d'une coupe continue à travers le flysch. Nous ne décrirons donc pour la stratigraphie de ce flysch qu'une série d'observations ponctuelles.

2°/- Le flysch conglomératique :

Le complexe basal de schistes à blocs décrit tant au Nord qu'au Sud de l'Arc (J. Martinez-Reyes, 1980 ; A. Serre, 1983), n'affleure pas sur le versant valloirin. Aussi notre description débute-t-elle avec le flysch conglomératique.

Ce sont ces conglomérats qui constituent les trois sommets les plus élevés de notre zone d'étude : les Aiguilles d'Arves (3514 et 3513m pour les Aiguilles méridionale et centrale). On les trouve en une bande plus ou moins continue en contrebas de la ligne de crête, sur le versant

arvan, depuis la Pointe d'Emy (feuille de Saint-Jean-de-Maurienne) jusqu'aux Aiguilles de la Saussaz et au versant nord-ouest de l'Aiguille du Goléon.

Il s'agit de conglomérats massifs, polygéniques (photo n° 1). Les éléments sont de taille variable (0,5cm à plusieurs décimètres), en général bien roulés, quelquefois légèrement étirés. Ce sont en majorité :

- des calcaires noirs, gris ou crème, d'âges divers ;
- des blocs de cristallin dont la plupart ressemblent aux granites du Combeynot ;

mais aussi :

- des dolomies jaunes (Trias ?) ;
- des quartzites blancs ou verdâtres ;
- des microconglomérats à faciès "verrucano".

La matrice est une pélite, localement gréseuse, plus ou moins carbonatée, microcristalline, quelquefois microbréchique. Dans un niveau plus fin (alternance de grès, grès calcaires et schistes noirs) au sein de ce flysch conglomératique, J. Martinez-Reyes (1980) a récolté une *Nummulites* gr. *chavannesi* (de la Harpe) donnant un âge priabonien.

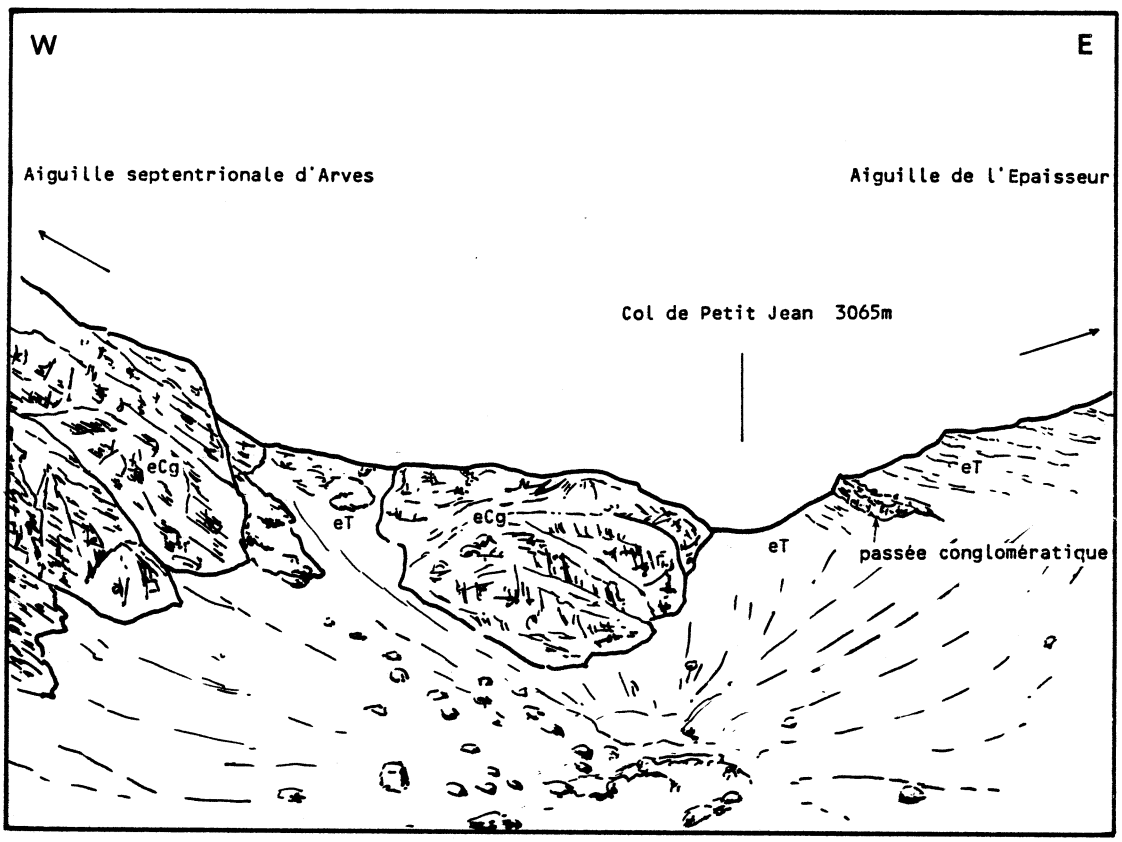
Aux Aiguilles d'Arves, la formation atteint facilement une puissance de 300 voire 400m. L'épaisseur semble diminuer vers le Nord.

3°/- Le flysch turbiditique :

Nous n'avons pas voulu faire de distinction entre les classiques "flysch calcaire" et "flysch schisteux" et avons groupé ces deux faciès sous le terme de "flysch turbiditique". Les différences entre "flysch calcaire" et "flysch schisteux" portent essentiellement sur :

- un plus grand pourcentage de calcaires gréseux et schisteux dans le "flysch calcaire" ;
- des calcschistes ou des schistes plus siliceux et plus gréseux dans le "flysch schisteux" ;
- la présence de brèches et conglomérats plus fréquents dans les niveaux schisteux.

Le flysch turbiditique présente une alternance monotone de calcschistes, schistes, grès avec quelques intercalations de conglomérats et brèches. Les calcaires gréseux et schisteux et les calcschistes noirs de la base passent progressivement à des calcschistes et schistes noirs gréseux et siliceux ou faiblement carbonatés. Les schistes sont siliceux, noirs et luisants. Au microscope, ils montrent une trame de pélite calcique à minuscules cristaux de quartz. Les grès sont brun-jaunâtre, en général assez fins. A la base sous forme de dalles ou de plaquettes gréseuses, ils s'organisent très vite en bancs continus de quelques centimètres à un mètre d'épaisseur. Des passées conglomératiques se rencontrent de préférence dans les niveaux supérieurs (base du "flysch schisteux") (fig. 11).



eCg- flysch conglomératique ; eT- flysch turbiditique

Fig. 11 : Panorama du col de Petit Jean.

Dans une matrice calcaire ou gréso-calcaire souvent recristallisée, abondent des éléments de dolomies, calcaires, quartz, micas. Les niveaux les moins grossiers ont livré au Nord de l'Arc, des Nummulites. Ces conglomérats montrent un très net granoclassement ainsi que des petites figures de *slump*, *load cast* et autres figures de sédimentation, visibles aussi dans les grès (photo n° 2). Le passage des grès aux schistes se fait progressivement, celui des schistes aux grès est brutal.

Au sommet de cette formation qui mesure de 500 à 600m d'épaisseur, la séquence tend à s'homogénéiser. Les passées conglomératiques disparaîssent, les bancs de grès deviennent plus nombreux et plus réguliers.

Ce flysch turbiditique montre donc trois aspects successifs : à dominante calcaire à la base, il développe ensuite son faciès schisteux, mais au sommet ce sont les grès qui commencent à s'imposer. Nous noterons que ce faciès turbiditique ne dépasse pas vers le Sud le vallon des Aiguilles sur le versant valloirin (il existe encore aux Aiguilles de la Saussaz et du Goléon). Le faciès "calcaire" de base, encore bien représenté à la Roche du Bonhomme, diminue peu à peu et est pratiquement absent à partir du

col de l'Epaisseur. R. Barbier (1948), suivi par J. Martinez-Reyes, avait déjà fait la même remarque mais vers le Nord. Au Sud comme au Nord, à mesure que les conglomérats augmentent en importance et que les intercalations schisteuses notées en son sein au Nord de l'Arc disparaissent, les calcaires du flysch turbiditique s'estompent insensiblement, envahis par le faciès siliceux. Quelques dalles calcaires subsistent parfois, fortement chargées en grains de quartz mais fournissant encore quelques Nummulites.

Nous n'avons pour notre part qu'une mauvaise faune, rare et assez mal conservée mais les auteurs s'accordent pour donner un âge priabonien à ce flysch.

4°/- Le flysch gréseux :

Au-dessus du flysch turbiditique et en passage apparemment continu, s'installe une sédimentation monotone sur près de 1000m. Le flysch gréseux présente une succession de bancs durs de grès et de couches schisteuses plus tendres. Les bancs de grès sont réguliers, ils peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, présentent des figures de sédimentation et une taille variable des grains (qui peuvent parfois être assez grossiers, surtout au sommet). Ils contiennent même par endroits quelques petits galets. Les schistes sont noirs et luisants, siliceux. Les niveaux fossilifères y sont rares. Nous y avons récolté :

Grzybowskia (1) ;
Discocyclina (1) ;
Asterodiscus (1) ;
Nummulites sp (1)

du sommet de l'Eocène moyen ou de l'Eocène supérieur.

Le flysch gréseux constitue une bonne part des crêtes est-ouest parallèles depuis Valloire jusqu'au Col du Galibier et l'arête nord-sud elle-même entre le Vallon des Aiguilles et le Pic des Trois Evêchés.

5°/- Le flysch olistostromique :

La sédimentation bien rythmée de flysch gréseux fait bientôt place à une sédimentation chaotique.

Ce sont Ch. Bravard, Cl. Kerckhove et R. Barbier (1981) qui ont décrit les premiers cette série olistostromique couronnant le flysch éocène. Dans la vallée de la Maurienne, le passage du flysch gréseux à l'olistostrome sommital est progressif mais bien visible ; les schistes s'enrichissent peu à peu en *"passées microbréchiques et en fragments anguleux centimétriques et décimétriques de roches sédimentaires diverses (calcaires fins, grès, schistes)"*. Puis viennent des mégablocs d'une dizaine à une centaine (ou plus) de mètres.

---

(1) détermination M. Neumann.

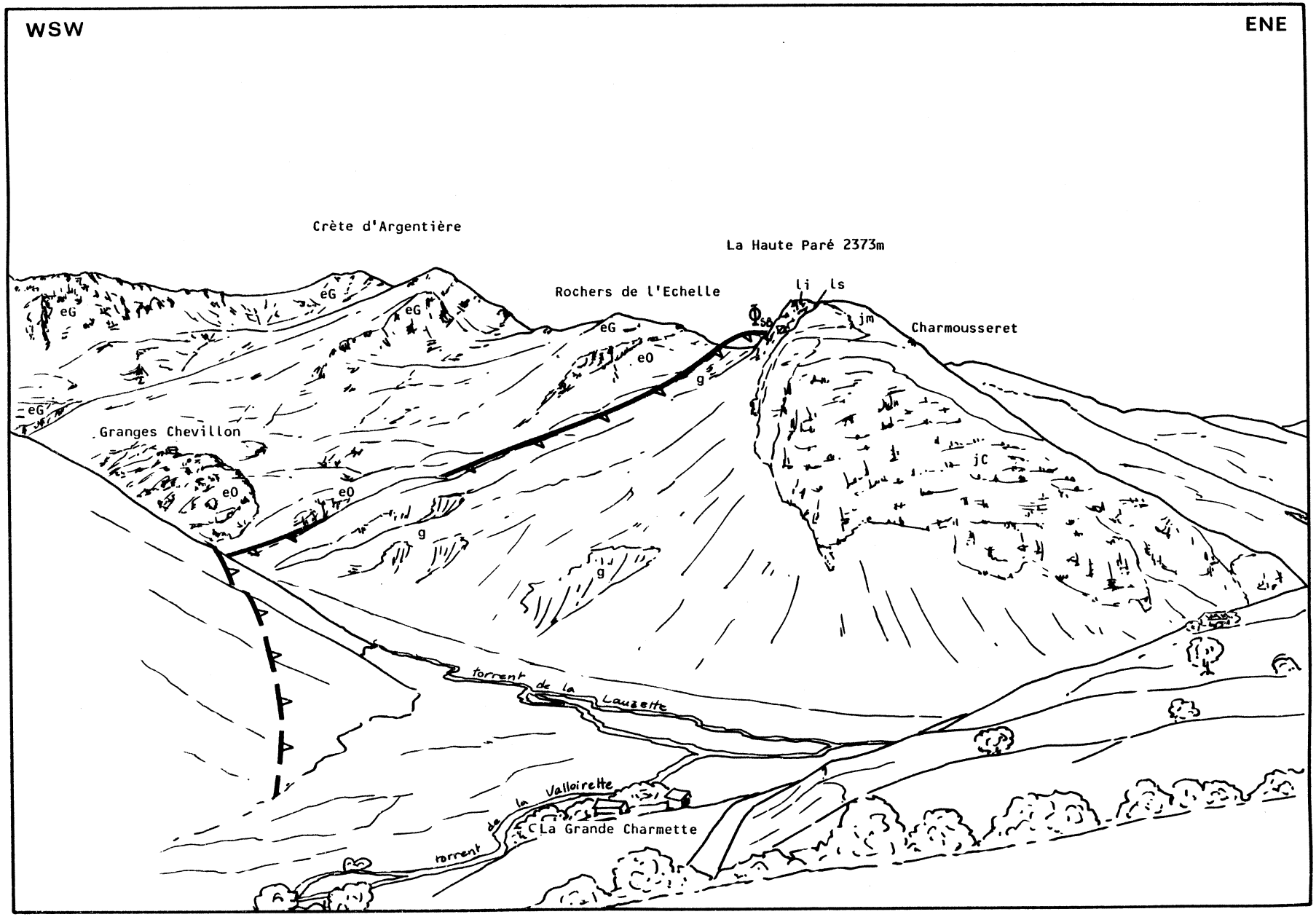
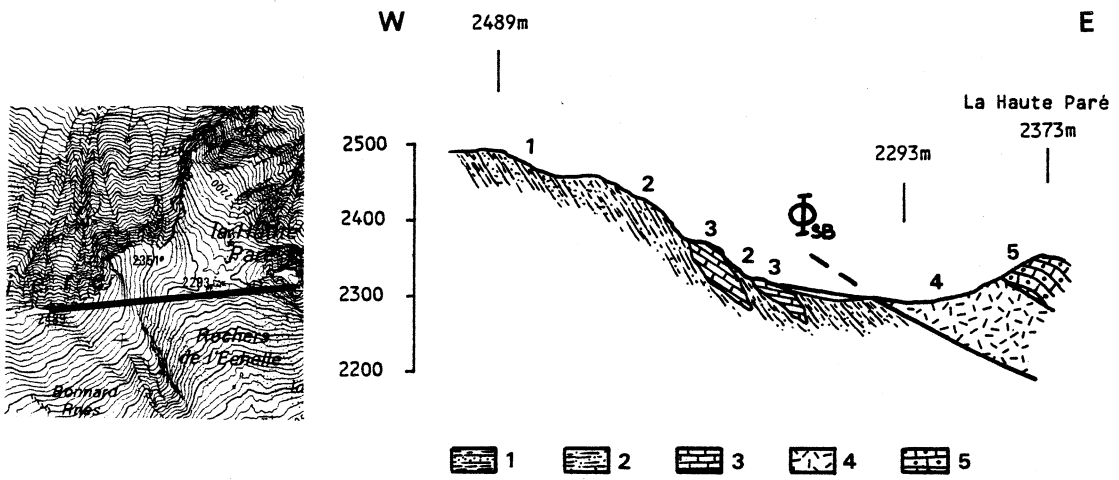


Fig. 12 : Panorama du versant sud de la crête d'Argentière.

eG- flysch gréseux; eO- flysch olistostromique à olistolites de calcschistes du Crétacé supérieur - Eocène(?); li- calcaires à silex du Lias inférieur; ls- calcschistes du Lias supérieur; jm- calcaires massifs du Dogger; jC- calcaires à Cancellophycus bathono-calloviens; g- gypse.

Sur le territoire de la commune de Valloire, le passage entre les deux formations est insensible, caché sous les placages quaternaires, mais il est fort probable que les niveaux finement détritiques de la base soient localement réduits. En effet, d'énormes blocs font très rapidement suite au flysch gréseux notamment dans la partie orientale de la crête d'Argentière (Rochers de l'Echelle) (fig. 12 et 13).



1- flysch gréseux; 2- schistes et grès de l'olistostrome sommital; 3- olistolite de calcschistes du Crétacé supérieur - Eocène(?); 4- gypse; 5- calcaires gris à silex du Lias inférieur subbriançonnais; Φ_{SB}- contact de base de la zone subbriançonnaise.

Fig. 13 : Coupe de la crête d'Argentière à la Haute Paré.

L'olistostrome sommital, absent aux environs de Valloire, trouve tout son développement entre le Vallon des Aiguilles et le Pic Blanc du Galibier. En effet, nous pouvons voir une suite de mégablocs, parfois plurihectométriques, de natures variées. Du Nord au Sud, nous avons successivement :

* entre les ruines des Ayguets et les bergeries des Aiguilles, trois ou quatre blocs hectométriques de calcschistes plaquetés ayant fourni une faune du Sénonien supérieur :

  Hedbergelles [1];
  Heterohelix [1];
  Globotruncana lapparenti [1];
  Globotruncana cf *stuarti* [1].

  Ces faciès sont bien visibles au niveau du monticule qui domine les bergeries, ainsi que sur le sentier qui monte depuis le hameau de Bonnenuit vers le Vallon des Aiguilles. Là, la microfaune s'est montrée plus récente :

  Radiolaires [1];
  Globigérines [1];
  Globorotalia [1]

(1) détermination G. et J.J. Bizon.

une section rappelle *Globorotalia bullbrooki* ou *pseudotopilemis* une autre rappelle *Globorotalia subbotinae* ou *formosa*, d'âge Eocène inférieur présumé[1] ;

* à l'Ouest du col qui sépare la crête d'Argentière de la Haute Paré (cf. fig. 12 et 13), sur les flancs nord et sud de ce col, deux longues bandes (700m environ chacune) de calcschistes plaquetés imbriqués dans des schistes noirs et grès calcaires dans lesquels nous avons récolté :
  Globotruncanidés[1] ;
  Hedbergelles[1]
  indéterminables, présumées appartenir au Sénonien ;

* un piton rocheux sur lequel se sont installées les Granges Chevillon. Il s'agit là encore de calcschistes plaquetés du Sénonien supérieur avec (photos n° 3 et 4) :
  Hedbergelles[1] ;
  Globotruncana gr. *lapparenti*[1] ;
  Globotruncana gr. *stuarti*[1] ;
  Globotruncana cf *contusa*[1].
  Mais dans la partie sud, en rive gauche de la Combe du Claret, un bloc de calcaires gris clair à *Calpionella alpina* Lorenz[2] (Tithonique-Berriasien) émerge des herbes ;

* en rive droite de cette même Combe de Claret, un immense bloc (le plus grand : près de 1 km de long sur 100 à 250m de large) de calcschistes à *Globotruncanae*[1] ;

* en contrebas de la bergerie de la Lauzette, dans le torrent de la Lauzette, à son confluent avec le ruisseau de Fontaine Lombarde, un morceau de calcaires gris surmontés de schistes noirs attribués à l'Oxfordien subbriançonnais (cf. infra) ;

* enfin, quelques blocs de taille moindre et pour la plupart constitués par les calcschistes du Crétacé supérieur - Eocène, et ce, jusque dans le Vallon de l'Anesse, vers la cote 2350m où le chevauchement de la zone subbriançonnaise rabotte le sommet de la formation.

La matrice de ces blocs n'a donné que :
des débris d'Algues rouges[3] ;
des *Discorbidés*[3] ;
des *Textulariidés*[3]
sans intérêt stratigraphique.

Dans le flanc est du vallon du Goléon, une formation de schistes à blocs a aussi été décrite (Ch. Bravard, 1982). Nous y avons reconnu essentiellement des blocs de calcschistes plaquetés, dont un contenant :
Acarinina sp.[1] ;
Globigerinatheka[1] ;
Globigerina cf *frontosa*[1] ;
Globorotalia cf *cerroazulensis*[1] ;
quelques sections de foraminifères benthiques (Cibicididés ?)[1]
donnant un âge Eocène moyen (P11 à P14),

---

(1) détermination G. et J.J. Bizon; (2) détermination J. Azema; (3) détermination M. Neumann.

mais aussi des calcaires plus massifs à patine claire (?). Ch. Bravard y signale des *"blocs et galets de toute taille et de nature variée, certains montrant des faciès connus dans la série sédimentaire briançonnaise"*. Il semble que ce complexe à blocs représente là la formation sommitale de l'unité inférieure.

6°/- Conclusion :

A partir de ces observations, nous pouvons établir une colonne synthétique de la série éocène dans la région des Aiguilles d'Arves (fig. 14).

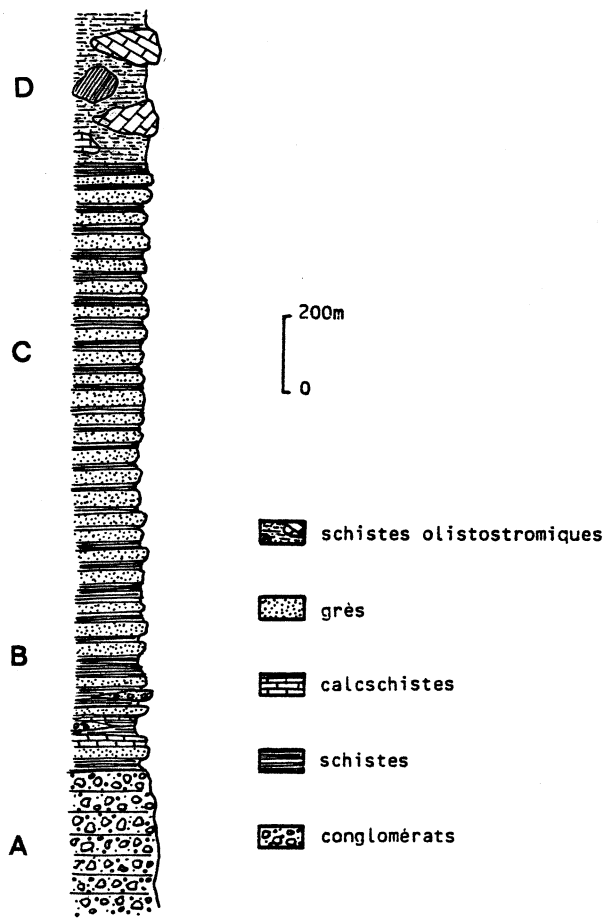


Fig. 14 : Colonne stratigraphique synthétique des unités à flysch.

Au Priabonien, après une crachée abondante de blocs assez gros mais bien roulés (A), la sédimentation s'homogénéise peu à peu pour donner un flysch régulier et monotone (B) (alternance de schistes et grès, avec des calcaires et encore quelques passées conglomératiques vers la base). Puis les grès deviennent prépondérants (C) et la série se termine par une accumulation désordonnée de mégablocs dans une matrice schisteuse (D). L'âge des blocs ne semble pas dépasser l'Eocène inférieur sur le versant valloirin, dans la portion de terrain étudiée. Par contre, nous avons échantillonné de l'Eocène moyen dans le vallon du Goléon. La matrice n'a hélas pu être datée avec précision.

Nous verrons plus loin (Troisième partie : Tectonique) qu'un cisaillement passe au sein de ce flysch, redoublant certains niveaux. Dans le vallon du Goléon, l'unité inférieure montre ses niveaux les plus récents (complexe à blocs visible dans le flanc des Rochers du Goléon, au-dessus du lac). Elle y est surmontée par le flysch gréseux (C) de l'unité supérieure. Par contre, au Nord (Grande Chible), la série inférieure ne monte pas plus haut que les premiers niveaux du flysch turbiditique (B).

L'unité supérieure, quant à elle, n'est représentée dans notre zone d'étude que par les niveaux gréseux (C) et olistostromique (D). Son flysch conglomératique n'est visible qu'à partir de la vallée de la Maurienne vers le Nord.

Aucune différence dans les faciès n'est décelable *a priori*. Seuls quelques cisaillements plans (Gorges de l'Enfer) et une déformation plicative plus importante de l'unité supérieure dans le vallon des Aiguilles nous conforte dans cette idée de l'existence de deux unités à flysch superposées.

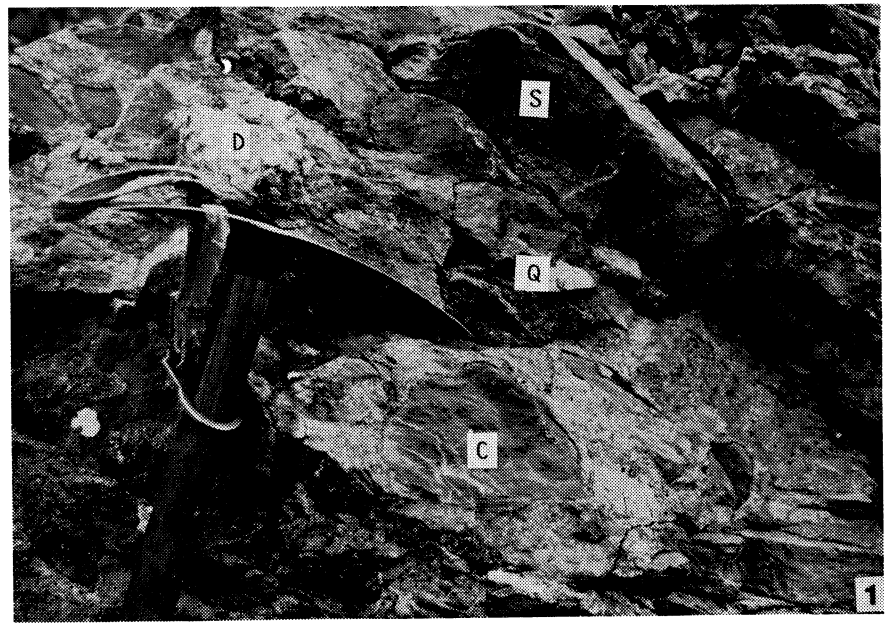
FACIES DE LA ZONE DU FLYSCH

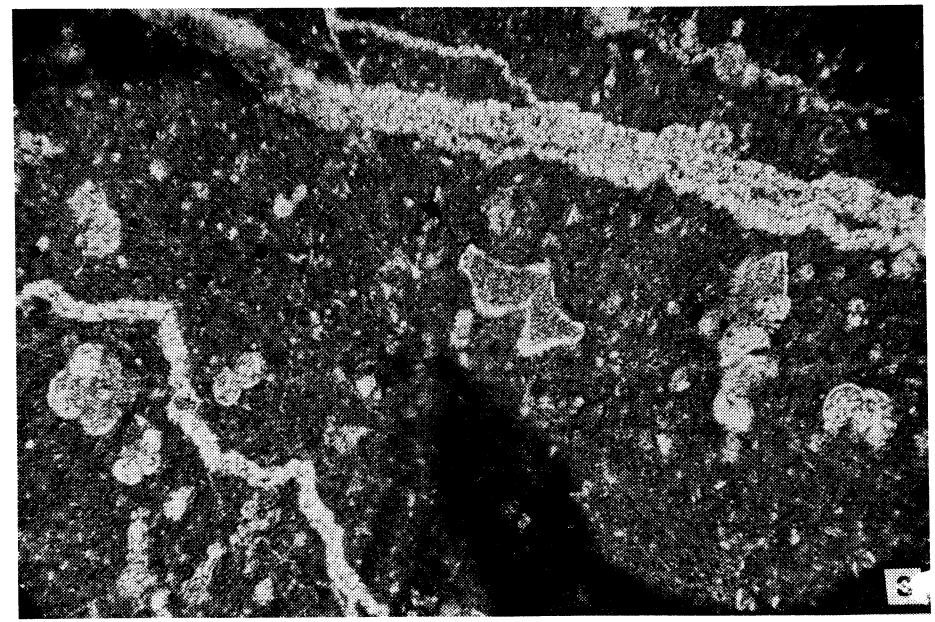
Photo nº 1 : Flysch conglomératique
C: calcaire
D: dolomie
Q : quartzites
S : socle
Aiguilles d'Arves (≃ 2700m).

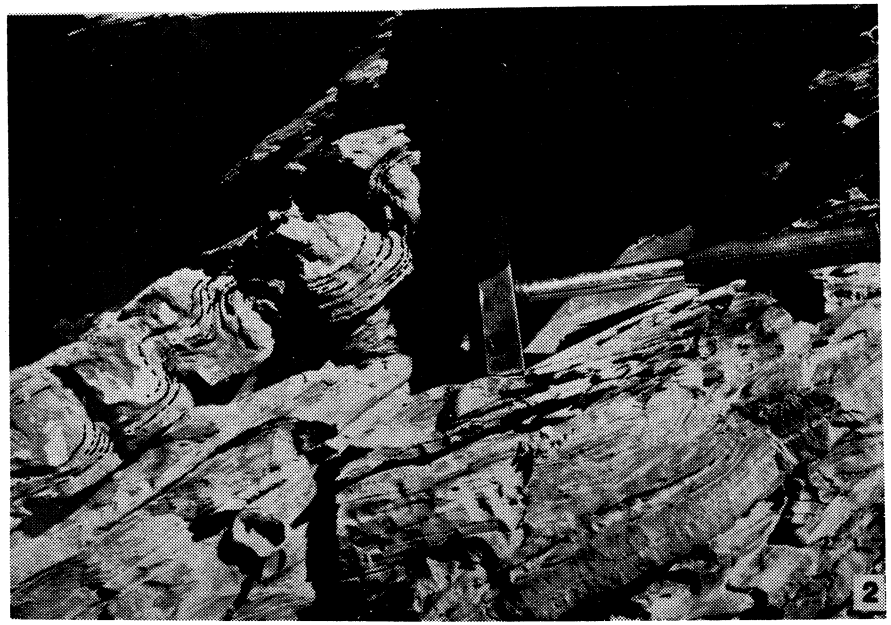
Photo nº 2 : Flysch turbiditique.
Alternance de schistes et grès à figures de sédimentation.
Combe de Beaujournal (≃ 2200m).

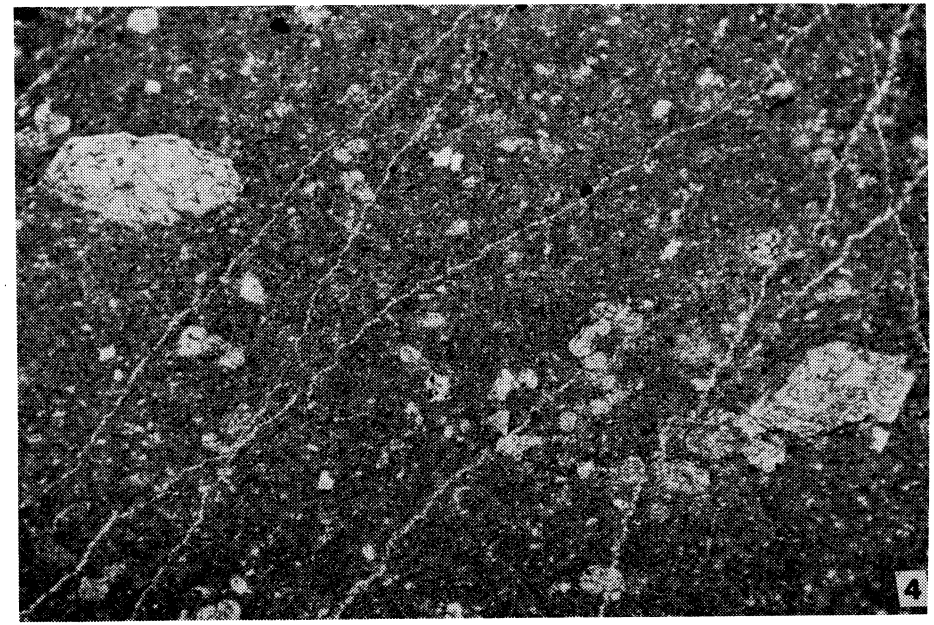
Photos nº 3 et 4 : Flysch olistostromique.
Bloc de calcschistes plaquetés du Sénonien sup. à Helbergelles.
Globotruncana gr *lapparenti*
Globotruncana gr *stuarti*
Globotruncana cf *contusa*

Lame A 97-1 (x60)
Granges Chevillon (≃ 1950m)


S
D
Q
C
1


3


2


4

CHAPITRE III : LA ZONE SUBBRIANCONNAISE.

La zone subbriançonnaise s'étire le long de la gouttière de la Valloirette, de Valloire au col du Galibier. Elle se prolonge au Sud, dans la vallée de la Guisane, comme au Nord où elle rejoint les crêtes du Perron des Encombres.

Coincée entre le flysch sur lequel elle repose à l'Ouest par l'intermédiaire d'un épais coussin de gypse et le Houiller briançonnais qui vient la chevaucher par l'Est, elle s'individualise sous forme de massifs d'importance inégale, s'alignant sur la vallée et formant une série de verrous qui détournent plus ou moins le cours de la Valloirette. Du Nord au Sud, en suivant la route qui monte au col du Galibier, nous rencontrons successivement :

- le gros massif rond sur lequel est juché le hameau de Poingt-Ravier, surplombant à l'Ouest le village de Valloire ;
- le Rocher Saint-Pierre qui s'allonge, parallèle au torrent, au Sud de Valloire ;
- la Roche Bernard, tout petit piton bordant la route, juste avant d'arriver au hameau de Bonnenuit ;
- la Haute Paré, au Sud de Bonnenuit ;
- et, enfin, l'imposante Roche Olvéra, qui étale son flanc sud jusqu'au col du Galibier.

La série stratigraphique débute ici par le Lias. Les terrains antérieurs ne sont pas représentés entre Valloire et le col du Galibier. Il n'existe qu'un seul petit affleurement de dolomies rousses et de schistes dolomitiques noirs tout à fait comparable au Rhétien du massif des Encombres. Il s'agit en fait d'un bloc emballé dans le gypse qui jalonne le contact entre la zone du flysch et le Subbriançonnais. Ce gypse ne peut pas être en position stratigraphique : en effet, sur la face nord de la Haute Paré, on voit très nettement les couches du Lias inférieur rabotées à leur base par le gypse (cf. fig. 68).

1°/- Le Lias :

Sur des arguments uniquement lithologiques, le Lias est classiquement divisé en deux ensembles : les calcaires à silex et les calcschistes noirs, rapportés respectivement au Lias inférieur et au Lias supérieur sans attribution d'étage (notice carte géologique La Grave).

a- Les calcaires à silex.

L'ensemble du Lias inférieur est constitué par des calcaires massifs, spathiques, de teinte grise à noire, à patine très claire. Vers le haut, ils sont riches en gros rognons de silex (photo n° 5). En lame mince, quand la roche n'est pas trop recristallisée, on voit une biomicrite à :

débris d'Echinodermes : radioles d'Oursins très remaniés (Spatangue ? , *Diadema* ?)[1] ;
Hexacoralliaire colonial[1] ;
débris de Gastéropodes (?).

La puissance de ces calcaires peut atteindre ou dépasser 200m (Haute Paré, par exemple).

b- *Les calcschistes noirs*.

Le Lias supérieur est représenté par des calcschistes bruns ou noirs, marneux (photo n° 6). Ils contiennent quelques Nérinées fines et allongées. La dureté moins grande de cet horizon détermine dans le paysage une succession de vires et de couloirs. L'épaisseur de cette formation est variable de quelques décimètres à 100-150m. Ce faciès rappelle lithologiquement, mais en plus épais, le Lias supérieur du Pas du Roc (Saint-Michel-de-Maurienne).

c- *Etude de quelques coupes*.

α- *Le Rocher Saint-Pierre*.

C'est au Rocher Saint-Pierre que nous avons la coupe la plus accessible du Lias inférieur au Dogger. En effet, le sentier qui passe à mi-pente sur le flanc ouest, recoupe successivement les différents faciès (fig. 15).

On remarquera les roches plus tendres du Lias supérieur bien individualisées au milieu des calcaires massifs du Lias inférieur et du Dogger.

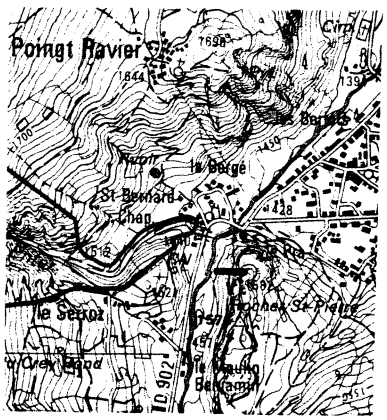
β- *La Haute Paré*.

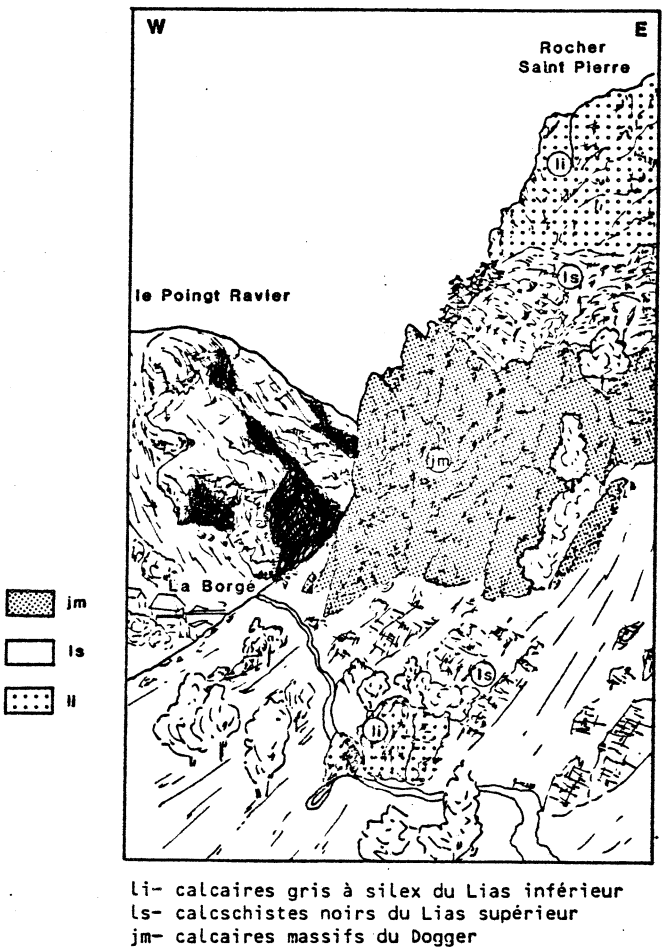
A la base de la falaise de Lias qui constitue le point culminant de la Haute Paré, nous observons que les calcaires sont légèrement plus clairs et contiennent, sur quelques dizaines de mètres, des Bivalves difficilement déterminables. Ce niveau a été attribué à l'Hettangien (notice carte géologique La Grave). Sur la carte géologique au 1/25.000, nous n'avons pas distingué ce faciès de celui du Lias inférieur *l.s.* . Le Lias supérieur, quant à lui, est toujours marqué par un couloir séparant le Lias inférieur à l'Ouest (point culminant, 2373m) de la masse du Dogger à l'Est (Charmousseret).

γ- *Autres affleurements*.

A Pointg-Ravier, c'est sur le Lias inférieur que s'est instal-

(1) détermination F. Mougin.





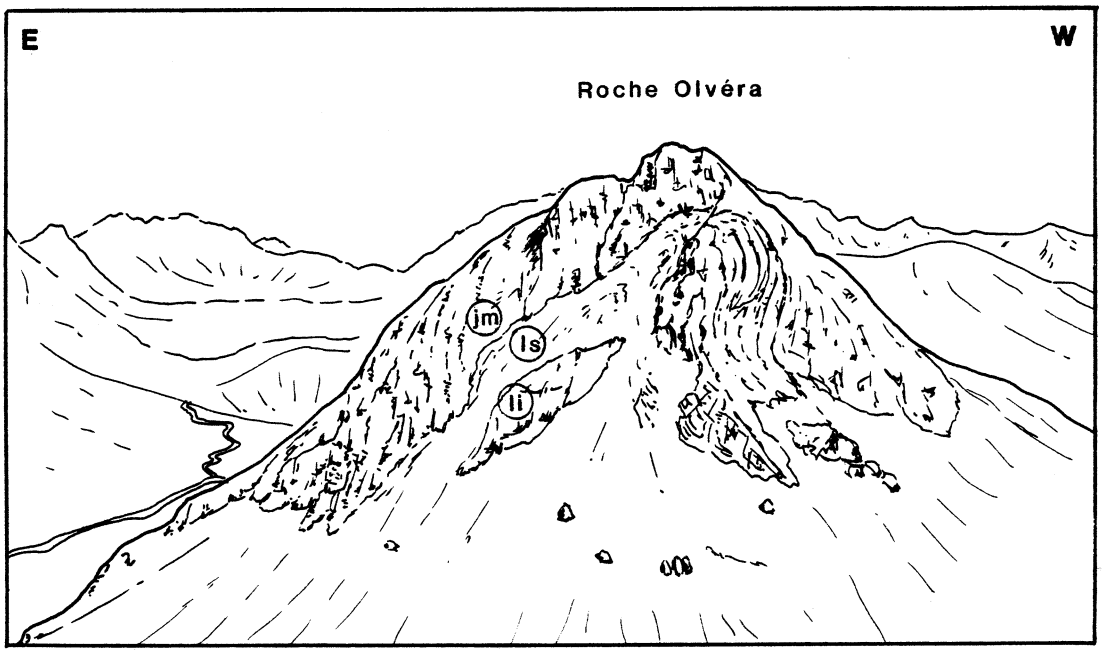
li- calcaires gris à silex du Lias inférieur
ls- calcschistes noirs du Lias supérieur
jm- calcaires massifs du Dogger

Fig. 15 : Panorama du flanc ouest du Rocher Saint-Pierre.

lé le bois de la Prise sur le flanc nord du massif, dissimulant une grande partie des affleurements. Le Lias supérieur est lui aussi difficilement visible, occulté par la végétation buissonneuse (cf fig. 17).

La Roche Bernard est constituée de calcaires à silex du Lias inférieur. Par contre, sur la rive droite de la Valloirette, ce sont les calcaires du Dogger qui bordent la route. Le Lias supérieur est absent, soit parce que le torrent de la Valloirette a creusé son lit dans ces couches plus tendres, soit parce que, avant le dépôt du Dogger, l'érosion a retiré les calcschistes.

Enfin, le dernier affleurement de Lias connu est visible dans le flanc nord de la Roche Olvera (fig. 16).



li- calcaires gris à silex du Lias inférieur ; ls- calcschistes noirs du Lias supérieur ; jm- calcaires massifs du Dogger.

Fig. 16 : Panorama du flanc nord de la Roche Olvéra, vu depuis la Haute Paré.

Là encore, le Lias supérieur calcschisteux et tendre se remarque bien, soulignant un repli anticlinal à coeur massif de calcaires clairs du Lias inférieur.

2°/- Le Dogger :

a- Les calcaires organo-détritiques.

Entre la vire calcschisteuse déjà décrite et des couches calcaires à *Cancellophycus*, s'individualise une puissante barre massive et assez homogène. Parfois, elle repose sur les termes antérieurs aux calcschistes noirs, après érosion de tout ou partie du Lias supérieur, mais toujours très localement (flanc nord-est du massif de Poingt-Ravier, Roche Bernard ?). Ce sont des calcaires massifs, en gros bancs, de teinte foncée à patine plus claire et fréquemment spathiques. Ils contiennent des passées zoogènes à

débris d'Echinodermes abondants (plaques et radioles) : *Diadema*, *Cidaris*, *Echinus*, *Scutella*, Spatangues, Entroques [1]

(1) détermination F. Mougin.

Polypiers (Hexacoralliaires) [1] ;
débris d'Eponges ;
débris de Lamellibranches, Gastéropodes et Brachiopodes ;
Bryozoaires roulés ;
Dasycladacées (?) [1] ;
Cayeuxia sp. [2] ;
quelques petits Foraminifères agglutinés indéterminables [2] ;
Lenticulina sp. [2] ;
Trocholina [2] ;
Protopeneroplis striata (Weynschenk) (?) [2] ;
Nautiloculina (?) [2]

ainsi que de nombreux grains micritisés ou oolitisés, de gros lithoclastes de Trias dolomitique (?) et des feldspaths idiomorphes. L'aspect de ces bioclastes indique un milieu de dépôt peu profond et de haute énergie. *Protopeneroplis* et *Nautiloculina* donnent un âge au moins Bajocien supérieur et sans doute plus jeune. R. Barbier (1948) signale plus au Nord de l'Aalénien fossilifère sous ces calcaires et les couches à *Cancellophycus* qui les surmontent sont bathono-calloviennes. Nous attribuerons donc cet horizon au Bajocien-Bathonien. Son épaisseur atteint facilement 100 à 150m.

b- Les calcaires plaquetés "à *Cancellophycus*".

Les "couches à *Cancellophycus*" qui font suite aux calcaires organo-détritiques présentent une alternance de bancs calcaires massifs et de bancs plus marneux et fissiles, à débit en plaquettes. Dans cette région, elles semblent beaucoup plus calcaires et plus minces que celles décrites plus au Nord par R. Barbier (1948). Nous n'y avons vu aucune transition avec les calcaires sous-jacents qui par endroit (Haute Paré) sont même absents. Les calcaires plaquetés reposent alors en concordance apparente sur les calcschistes du Lias supérieur.

Les calcaires sont de teinte gris foncé, à patine claire gris bleuté. En lame mince, ce sont des biomicrites, localement des pelsparites à
abondants spicules de Spongiaires ;
débris d'Echinodermes (Entroques, ...) ;
vertèbre d'Ophiure ;
débris de Brachiopodes, Gastéropodes et Bryozoaires ;
Serpules [2] ;
quelques filaments (Lamellibranches pélagiques : *Posidonomyes* ; fréquents dans les faciès du Dogger) [2] ;
Ostracodes [2] ;
Protopeneroplis striata (Weynschenk) [2] ;
Pfenderina aff. *salernitana* (Sartoni et Grescenti) [2] ;
Textulariidae [2] ;
Verneuilinidae [2] ;
Ophtalmidium sp. [3] ;
Miliole quinqueloculine [2] ;
fantôme d'*Epistomina* [2] ;
petits Foraminifères indéterminables ;
Cayeuxia sp. [2] ;
pellets écrasés ;
quelques oolites.

(1) détermination F. Mougin ; (2) détermination R. Wernli ; (3) détermination M. Neumann.

De plus, quelques *Cancellophycus* (= *Zoophycos*) ont été signalés au Nord comme au Sud. Le faciès est presque celui d'une spongolite, le milieu de dépôt est toujours une plate-forme mais la proximité d'une mer ouverte est déjà plus nette, confirmée par la présence de *Radiolaires* dans les derniers niveaux.

Protopeneroplis striata donne un âge au moins Bajocien supérieur que *Pfenderina* aff. *salernitana* limiterait au Bathonien. P.Y. Chenet (1979) a trouvé en éboulis, dans le flanc oriental de la Roche Olvéra, une Ammonite très déformée, donnant un âge soit Bajocien moyen à Bathonien inférieur, soit Callovien moyen. Une limite inférieure est précisée par des Ammonites du Bathonien inférieur, découvertes à la base des calcaires marneux, plus au Sud, dans le massif de Piolit. R. Barbier (1948) de son côté compare ces couches aux couches à *Cancellophycus* décrites en Ubaye où D. Schneegans rapporte ses Ammonites au Callovien. Nous pouvons donc attribuer à cette formation un âge Bathonien inférieur à (sans doute) Callovien moyen. L'épaisseur est d'environ 200m et les affleurements se présentent pratiquement toujours en surface structurale (flancs sud et est de la Roche Olvera, flanc est de la Haute Paré).

c- *Etude de quelques coupes.*

α- *De Valloire à Bonnenuit.*

Dans les trois petits massifs compris entre Valloire et Bonnenuit (Poingt-Ravier, Rocher Saint-Pierre, Roche Bernard), la série ne dépasse par le Dogger calcaire (cf. fig. 70 et carte géologique, planche I).

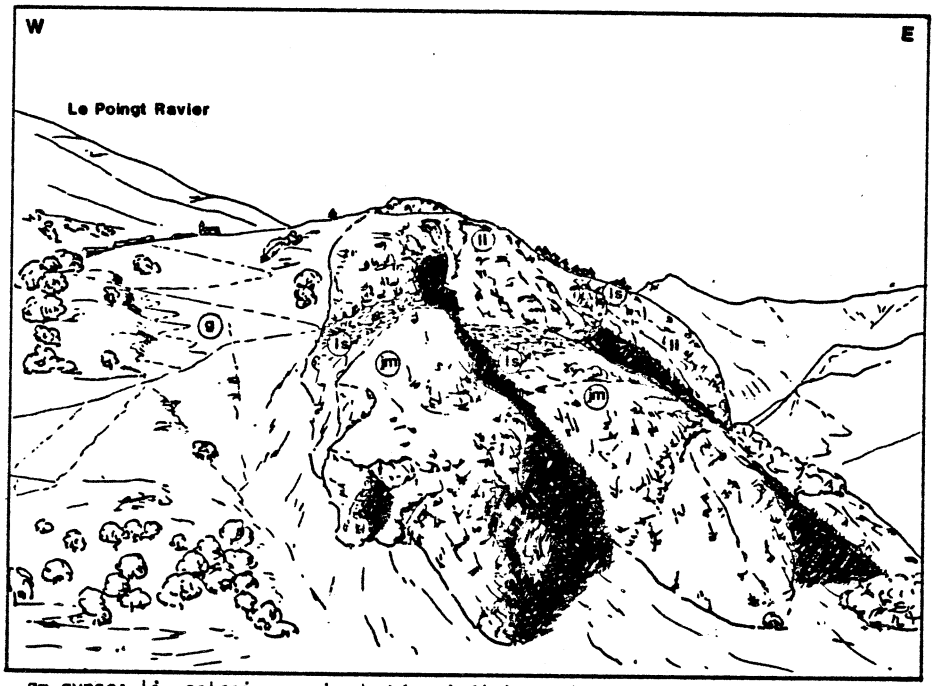
A Poingt-Ravier, les calcaires organo-détritiques caparaçonnent les flancs sud et est du massif (fig. 17).

Au Rocher Saint-Pierre, nous les retrouvons au coeur du synclinal déjà décrit (cf. fig. 15).

En aval de Bonnenuit, enfin, nous avons vu que les calcaires bathono-bajociens bordent la route, constituant avec la Roche Bernard proprement dite (sommet dans le Lias) l'étranglement appelé "Barricade des Pestiférés".

β- *Haute Paré - Roche Olvéra.*

A l'inverse, dans ces deux derniers massifs, le Dogger moyen n'en constitue que l'ossature, autour d'un coeur liasique, sur lequel viennent se mouler les "couches à *Cancellophycus*". Le phénomène est surtout très net sur la face sud de la Roche Olvéra où les calcaires plaquetés viennent envelopper de toute part les couches sous-jacentes (fig. 18).



g- gypse; li- calcaires gris du Lias inférieur; ls- calcschistes du Lias supérieur; jm- calcaires massifs du Dogger.

Fig. 17 : Panorama du flanc sud du massif de Poingt-Ravier, vu depuis le Rocher Saint-Pierre.

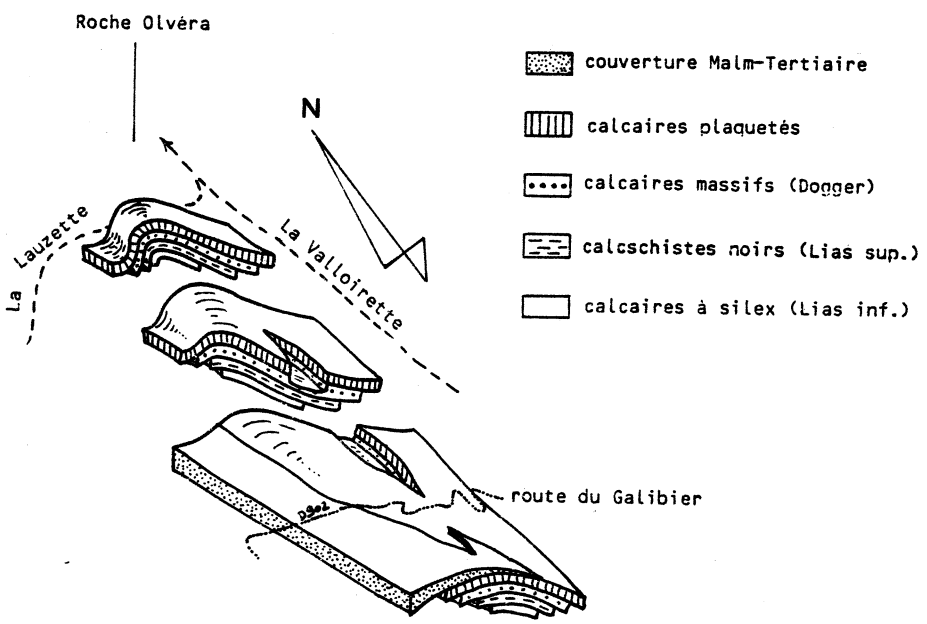


Fig. 18 : Tectonogramme très schématique du flanc sud de la Roche Olvéra.

Il n'existe pas, au Nord de la Roche Olvéra de formations postérieures aux calcaires zoogènes et calcaires plaquetés du Dogger.

3°/- Le Malm.

a- *Les Brèches du Télégraphe.*

Les célèbres "Brèches du Télégraphe" ont longtemps été attribuées au Lias par analogie avec les brèches de Tarentaise (W. Kilian, 1891) avant d'être considérées comme un passage latéral des faciès du Dogger (M. Gignoux et L. Moret, 1936). Elles appartiennent au Callovo-Oxfordien depuis que les "couches à *Cancellophycus*" calloviennes ont été reconnues comme séparant partout les faciès du Dogger des "Brèches du Télégraphe" (R. Barbier, 1942).

Les brèches du Télégraphe reposent en contact franc sur les calcaires à *Cancellophycus*, les ravinant même par endroit. Elles s'organisent en remplissage de chenaux et sont localement microbréchiques. Ce sont des débris anguleux, ayant subi un transport très court et pris dans un ciment calcaire en proportion variable. Les éléments, assez fréquemment subjointifs, atteignent une taille de 30 à 35cm. On trouve des morceaux de dolomies triasiques, de calcaires gris plus ou moins foncé du Trias, du Lias, du Dogger (photo n° 7). Quelques silex noirs isolés proviennent très certainement des calcaires liasiques. On n'y a jamais vu d'éléments cristallins ou de débris antérieurs au Trias. Nous avons récolté, au lieu-dit Aravo, un gros Polypier sans doute remanié dans le ciment. D'autres Polypiers resédimentés dans la matrice de la brèche ont été observés aux environs du col du Télégraphe par P. Maury (communication orale).

L'observation des lames minces donnent :

débris de Gastéropodes, algues, Bryozoaires, Echinodermes et coraux ;
Globochaete et *Eotrix* [1]

qui semblent appartenir à la matrice ainsi que des fragments des roches sous-jacentes dans lesquelles nous avons reconnu entre autres :

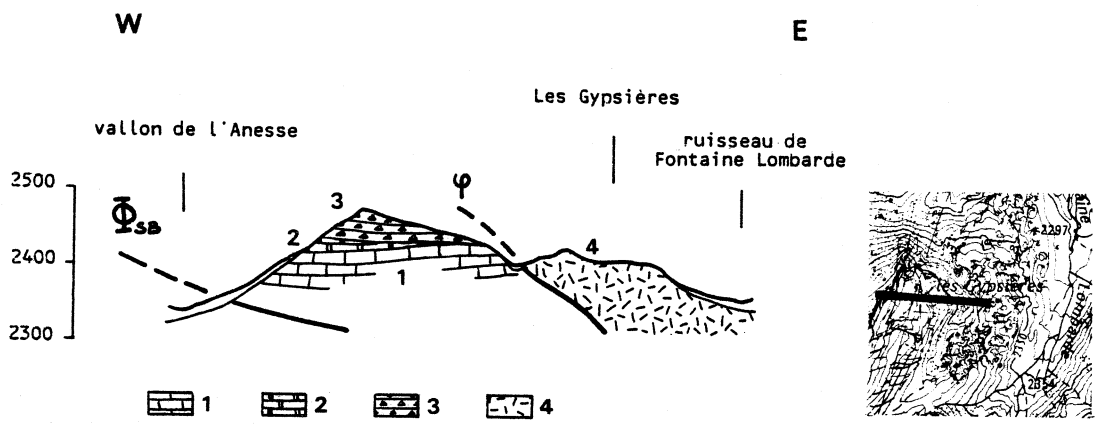
- du Trias dolomitique (?) avec son faciès "léopard" [1] (pellets, oolites ou oncoïdes arrondis, plus ou moins aplatis et tordus) ;
- du Bajocien-Bathonien dont les oolites renferment :
  Verneuilinidae [1] ;
  Textulariidae [1] ;
  Nautiloculina oolithica [1] ;
  Protopeneroplis striata (Weynschenk) [1] ;
  Ophtalmidium involute [1] .

Globochaete et *Eotrix* sont des marqueurs de l'Oxfordien mais existent déjà dans le Dogger. Nous avons là du Bajocien supérieur remanié (*Protopeneroplis* et *Nautiloculina*), et P.Y. Chenet (1979) donne même du Bathonien inférieur remanié (*Orbitamina elliptica* d'Archiac). Nous pouvons donc considérer

(1) détermination R. Wernli.

que ces brèches débutent au moins au Bathonien supérieur et se prolongent jusque vers l'Oxfordien (âge des schistes noirs qui les surmontent).

Les brèches du Télégraphe, présentes au Nord de l'Arc ainsi qu'au col du Télégraphe dont elles portent le nom, sont absentes aux environs de Valloire pour ne réapparaître ensuite qu'au Nord-Ouest du col du Galibier sous l'aspect d'une grande dalle fracturée d'environ 50m d'épaisseur (lieu-dit Aravo). Nous voyons le contact franc déjà décrit, avec les couches sous-jacentes (calcaires plaquetés, voire calcaires organo-détritiques du Dogger) dans la partie nord d'Aravo (fig. 19).



1- calcaires organo-détritiques du Dogger ; 2- calcaires plaquetés bathono-calloviens ; 3- brèches du Télégraphe callovo-oxfordiennes ; 4- gypse ; Φ_{sb} - contact de base de la zone subbriançonnaise.

Fig. 19 : Coupe de la dalle des Brèches du Télégraphe au Nord d'Aravo.

L'aspect anguleux des éléments de la brèche nous incite à penser que nous sommes en présence d'une pente sans doute assez faible (dépôts condensés au Dogger), à proximité d'un relief générateur des débris constituant les Brèches du Télégraphe.

Sur la Roche Olvéra où la série du Dogger est plus épaisse, nous n'avons pas trouvé de brèches.

b- *Les calcaires gris à Radiolaires.*

Au-dessus des Brèches du Télégraphe, ou au-dessus des calcaires calloviens quand celles-ci n'existent pas, viennent des calcaires gris à patine claire à crème, à grain fin et toucher sableux (photo n° 8). Ils se débitent en grandes dalles d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur. Ils sont localement légèrement microbréchiques (flanc oriental de la Roche

Olvéra, en rive gauche de la Valloirette, en face des Granges Thymelets) et l'on peut même voir apparaître vers le sommet de très minces bancs (à peine quelques millimètres) plus gréseux, intercalés dans les calcaires. En bordure de la route du Galibier, au Nord des Granges du Galibier, vers 2330 m, nous avons récolté :

quelques Bélemnites très abîmées ;
un *Aptychus* indéterminable, à cachet jurassique [1] ;
une Ammonite : *Macrocephalites s.s.* [2] .

L'Ammonite est probablement du groupe *M. (M.) macrocephalus* (Schloth.) d'âge Callovien inférieur certain et sans doute, plus précisément, de la partie inférieure du Callovien inférieur (zone à *Macrocephalus*) [2] . Il est fort possible, vu son état, que cette Ammonite soit remaniée dans cette formation. D'autant plus que les autres macrofossiles sont en mauvais état, et que nous n'en avons trouvé nulle part ailleurs. En Ubaye au Sud (P. Maury, 1984), comme dans le Subbriançonnais du Perron des Encombres au Nord (V. Perez, communication orale), le sommet des calcaires à *Cancellophycus* est fréquemment constitué par des blocs de Dogger sans matrice apparente. Ce qui peut être le cas ici aussi.

L'étude des lames minces nous a montré une biomicrite microlaminée dans laquelle on peut voir localement des pellets mais aussi des

Radiolaires assez abondants (photo n° 9) ;
rares Ostracodes [3] ;
Globochaete [3] ;
petits Foraminifères benthiques : Lagenidés ? [4] ;
Nubeculariidae ou *Miliolidae (?)* [4]
petit *Textulariidae* [5] ;
Echinodermes déchiquetés ressemblant à *Saccocoma* [3] .

Ce faciès de "radiolarites calcaires" indique une sédimentation plus profonde et plus calme que ce que nous avons rencontré jusqu'à maintenant. Un âge callovo-oxfordien est donné par encadrement entre les calcaires à *Cancellophycus* ou les Brèches du Télégraphe et les schistes noirs oxfordiens.

L'épaisseur de ces calcaires est très variable. Sur la route du Galibier, qui coupe le flanc méridional de la Roche Olvéra, les Brèches du Télégraphe sont absentes et les calcaires gris reposent directement sur les calcaires calloviens. Nous avons pu les suivre le long de la route sur près de 100m (soit une épaisseur d'environ 40 à 50m) (cf. fig. 24). En montant ce flanc sud jusqu'au col situé entre le sommet de la Roche Olvéra et le pointement annexe appelé Le Rabel, nous retrouvons les calcaires une première fois vers 2450m, puis une seconde au col même (fig. 20).

Ils affleurent là sur une trentaine de mètres, sous un aspect plus plaqueté et présentent de nombreux plis décimétriques à métriques qui empêchent une bonne estimation de l'épaisseur réelle.

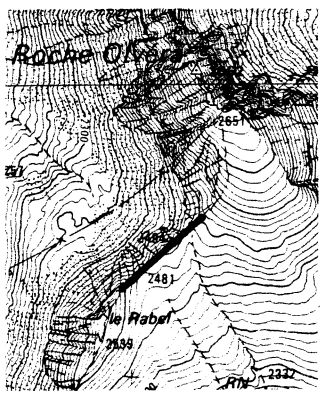
Nous avons retrouvé les calcaires gris au-dessus des Brèches du Télégraphe, dans le col d'Aravo. En cet endroit, leur puissance est moindre et le faciès affleure sur une dizaine de mètres (cf. fig. 21).

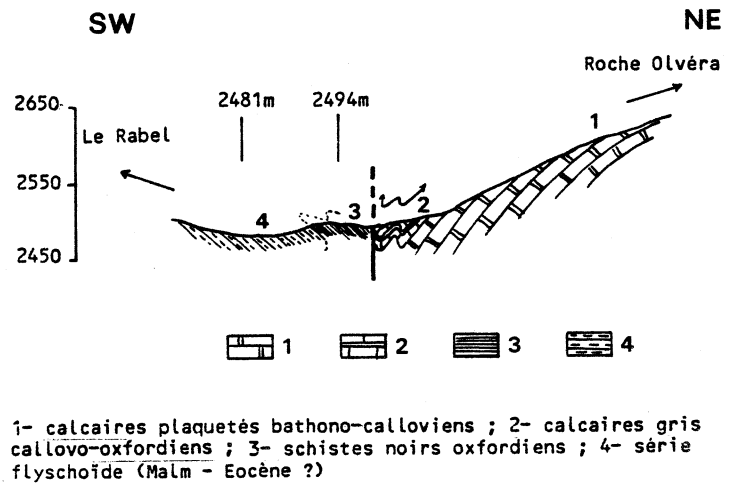
---

(1) détermination M. Durand-Delga ; (2) détermination R. Enay; (3) détermination R. Wernli ; (4) détermination F. Mougin ; (5) détermination M. Neumann.

Ces calcaires pourraient représenter :

- soit la partie terminale des Brèches du Télégraphe, plus finement bréchique au sommet ;
- soit une variation latérale de faciès où du Dogger reconstitué remplace le faciès-type (tel qu'on le voit au col du Télégraphe ou sur la dalle d'Aravo).





1- calcaires plaquetés bathono-calloviens ; 2- calcaires gris callovo-oxfordiens ; 3- schistes noirs oxfordiens ; 4- série flyschoïde (Malm - Eocène ?)

Fig. 20 : Coupe du col entre le Rabel et la Roche Olvéra.

Enfin, quelques blocs existent, emballés dans les formations sommitales des flyschs, aussi bien dans l'olistostrome sommital du flysch "Cheval Noir - Casse Massion" (cf. supra : Granges Chevillon, confluent du torrent de la Lauzette et du ruisseau de Fontaine Lombarde) que dans celui du flysch qui couronne la série subbriançonnaise (cf. infra : vallon du ruisseau de Fontaine Lombarde).

c- *Les schistes noirs silico-alumineux.*

Partout au-dessus des calcaires gris, nous voyons des schistes noirs (les "Terres Noires" de la littérature) dans lesquels s'intercalent surtout à la base, des calcarénites et des passées microbréchiques (photo n° 10). Les schistes noirs sont luisants, pas (ou très peu) calcaires, plutôt silico-alumineux. Les calcarénites s'organisent en bancs décimétriques souvent boudinés, elles sont finement cristallisées, parfois granuloclassées et ont une teinte noire et une patine rousse. Les rares passées microbréchiques présentent une patine très brune et des petits grains de dolomies (Trias), de calcaires à oolites (Dogger), de micrites azoïques, de quartz et de minéraux opaques. Nous n'avons pas trouvé de macrofaune dans ces niveaux. Les lames minces donnent :

pellets ;
nombreux débris d'Echinodermes relativement usés[1] ;
Radiolaires plus ou moins recristallisés ;
Gastéropodes ;
Brachiopodes ;
Protopeneroplis striata (Weynschenk)[2] (remaniée ?) ;
Trocholina [2] ;
Nautiloculina sp. [2] ;
gros Foraminifère agglutiné simple [2] ;
oolites micritisées et/ou silicifiées, déformées.

La datation de ces terrains s'est faite par comparaison avec les régions voisines (Piolit, Ubaye). P.Y. Chenet (1979) leur donne un âge fini-callovien à oxfordien moyen.

En général assez faible, l'épaisseur de ces schistes noirs est aussi très variable. C'est sur la route du Galibier qu'ils paraissent les plus développés (cf. fig. 24). En effet, ils atteignent là 30 à 40m ou peut-être plus : l'épaisseur reste difficile à préciser car l'horizon est très plissé. De plus, vers l'Ouest, les moraines cachent le passage à la formation supérieure (on ne retrouve la série flyschoïde calcaire que 70m plus loin sur le bord de la route) alors que vers l'Est les schistes viennent buter sur une faille verticale, faille que l'on suit sur tout le flanc méridional de la Roche Olvéra jusqu'au col entre le Rabel et la Roche Olvéra (cf. fig. 20).

Au col d'Aravo (fig. 21), il en existe une quinzaine de mètres, plissés et boudinés sur la dalle de brèches du Télégraphe (1) et les calcaires gris (2), qui semblent eux, assez tranquilles.

Dans cette coupe, nous remarquons que le niveau de schistes noirs (3) se répète tectoniquement (5 et 7), replissé avec la base de la série flyschoïde (4, 6 et 8) (cf. aussi fig. 72).

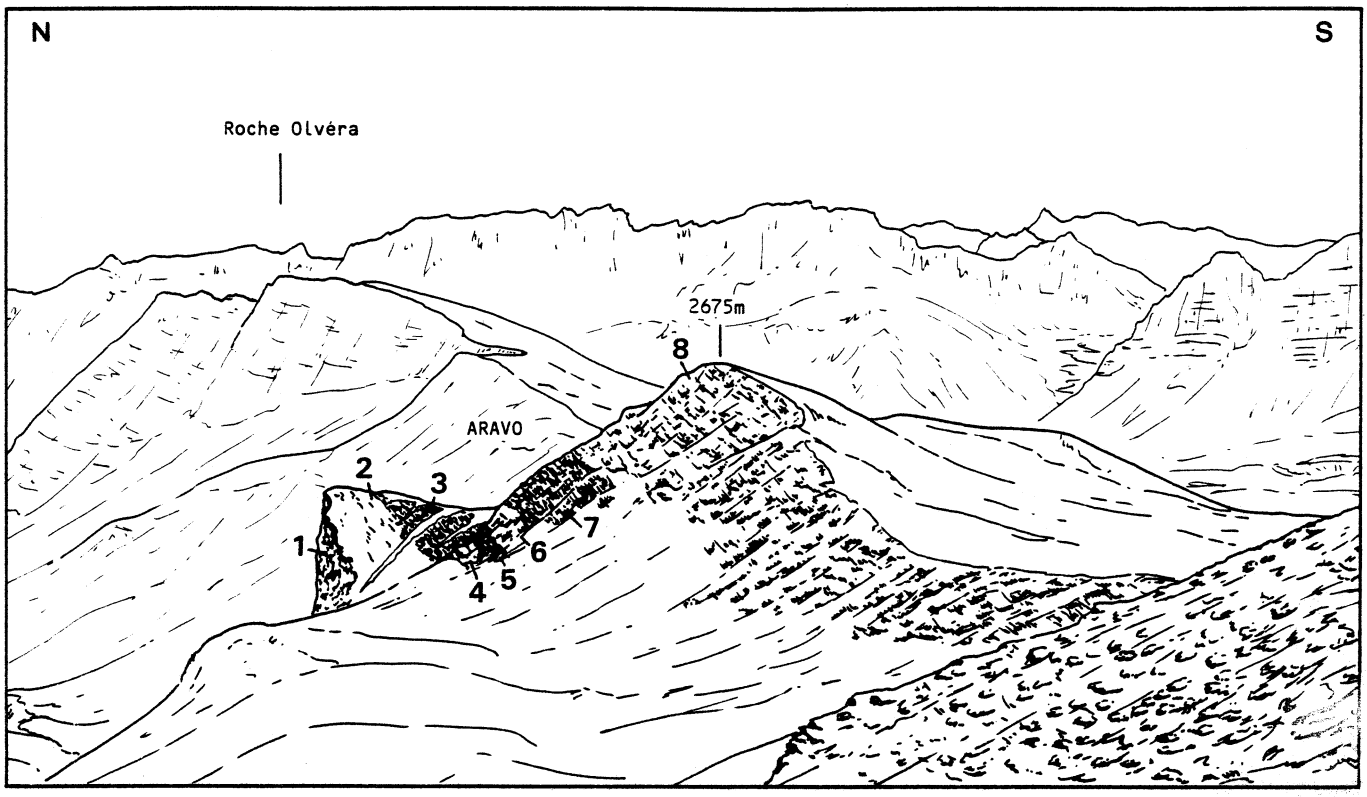
L'horizon des schistes noirs se poursuit vers le Sud jusqu'au pied du Pic Blanc du Galibier. Il disparaît souvent sous les éboulis mais il est bien visible au niveau de la crête, sur 3 ou 4m, directement sur les cargneules soulignant le contact de base du Subbriançonnais sur le flysch gréseux (fig. 22).

A leur sommet, les schistes noirs ont tendance à prendre des teintes verdâtres. P.Y. Chenet (1979) avait fait la même observation au Sud du col du Galibier.

Enfin, comme pour les calcaires gris, on en trouve quelques blocs dans les olistostromes sommitaux des flyschs : flysch "Cheval Noir - Casse Massion" d'une part (confluent du torrent de la Lauzette et du ruisseau de Fontaine Lombarde), flysch subbriançonnais d'autre part (vallon du ruisseau de Fontaine Lombarde).

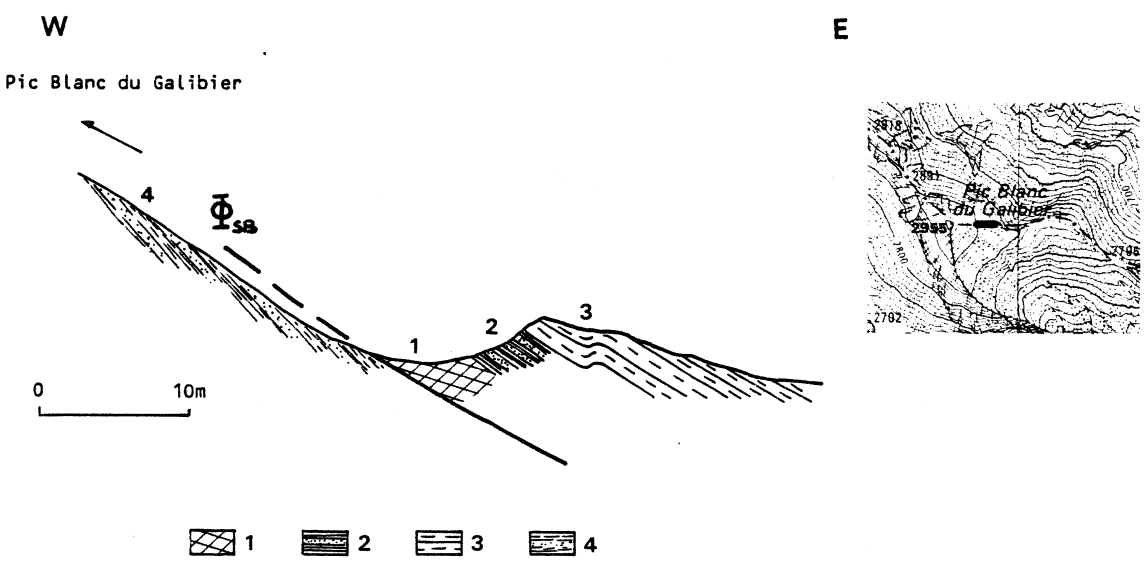
---

(1) détermination F. Mougin ; (2) détermination R. Wernli.



1- brèches du Télégraphe ; 2- calcaires gris ; 3, 5 et 7- schistes noirs ; 4, 6 et 8- série flyschoïde calcaire.

Fig. 21 : Panorama du flanc ouest d'Aravo, vu du pied du Pic Blanc du Galibier.



1- cargneules ; 2- schistes noirs et grès roux oxfordiens ; 3- base de la série flyschoïde calcaire ; 4- flysch nummulitique ; Φ_{SB} - contact de base de la zone subbriançonnaise.

Fig. 22 : Coupe du contact de base du Subbriançonnais sous le Pic Blanc du Galibier (altitude ≃ 2850m).

Pour finir, signalons que R. Barbier en 1942 notait *"qu'un décollement important s'était produit à la faveur de la série schisto-gréseuse très plastique"* dans ce massif des Encombres et que J.C. Barféty (1965), aux environs du Monêtier-les-Bains, ne trouve que très rarement le Callovien et l'Oxfordien car la plupart du temps *"ils correspondent à des contacts anormaux"*, la partie supérieure de la série étant *"le plus souvent totalement désolidarisée de son substratum au niveau des schistes noirs très plastiques de l'Oxfordien"*.

4°/- La série flyschoïde.

Au-dessus des schistes noirs s'installe une sédimentation détritique de type flysch. Nous avons levé trois coupes dans cette série : la première le long de la route du Galibier entre les Granges du Galibier et le Colomban Noir (coupe des Prés du Galibier), la seconde le long de la crête entre le Pic Blanc du Galibier et le Petit Galibier Ouest (point coté 2826m) (coupe de la crête du Pic Blanc), la troisième, enfin, entre le col d'Aravo et le point coté 2675m juste au Sud, puis grossièrement vers l'Est jusqu'à la route, à mi-chemin entre le Colomban Noir et l'entrée nord du tunnel du Galibier (coupe d'Aravo - Fontaine Lombarde) (fig. 23).

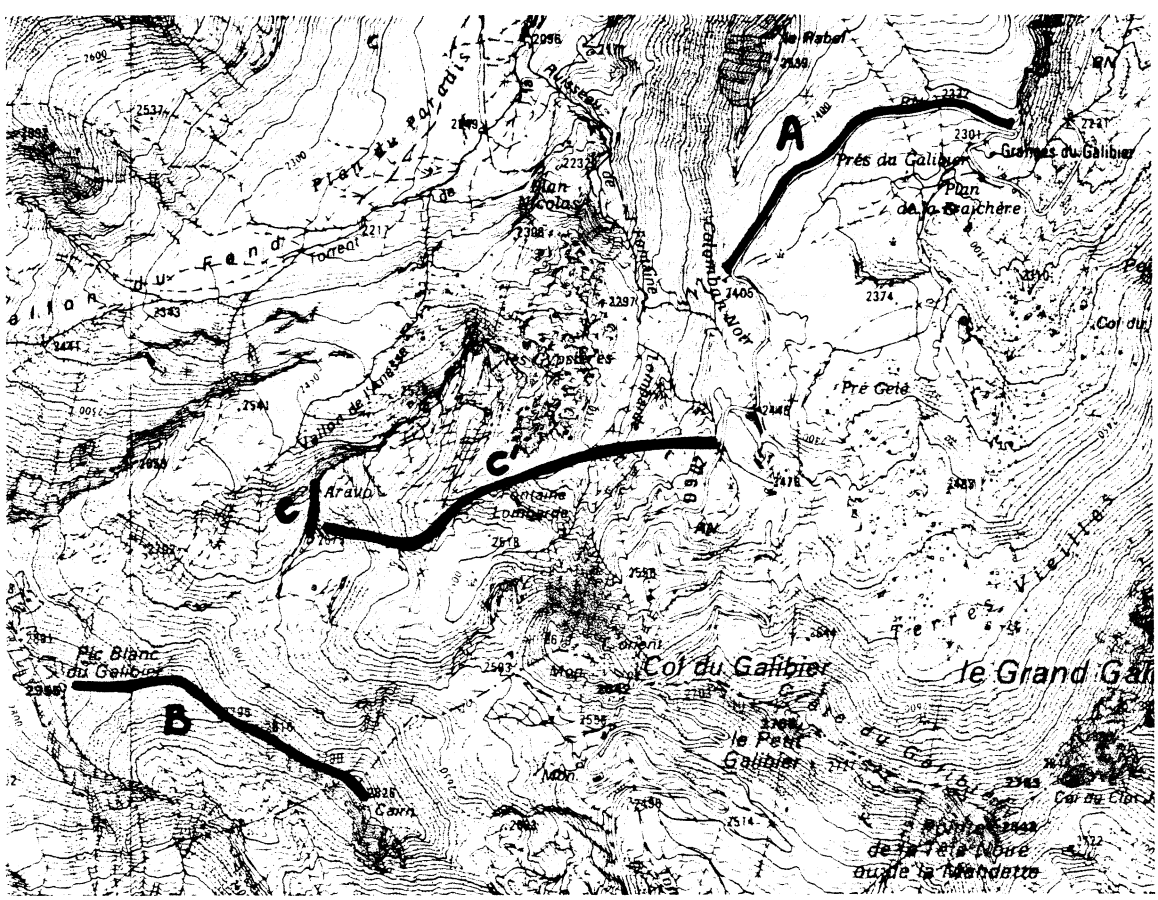
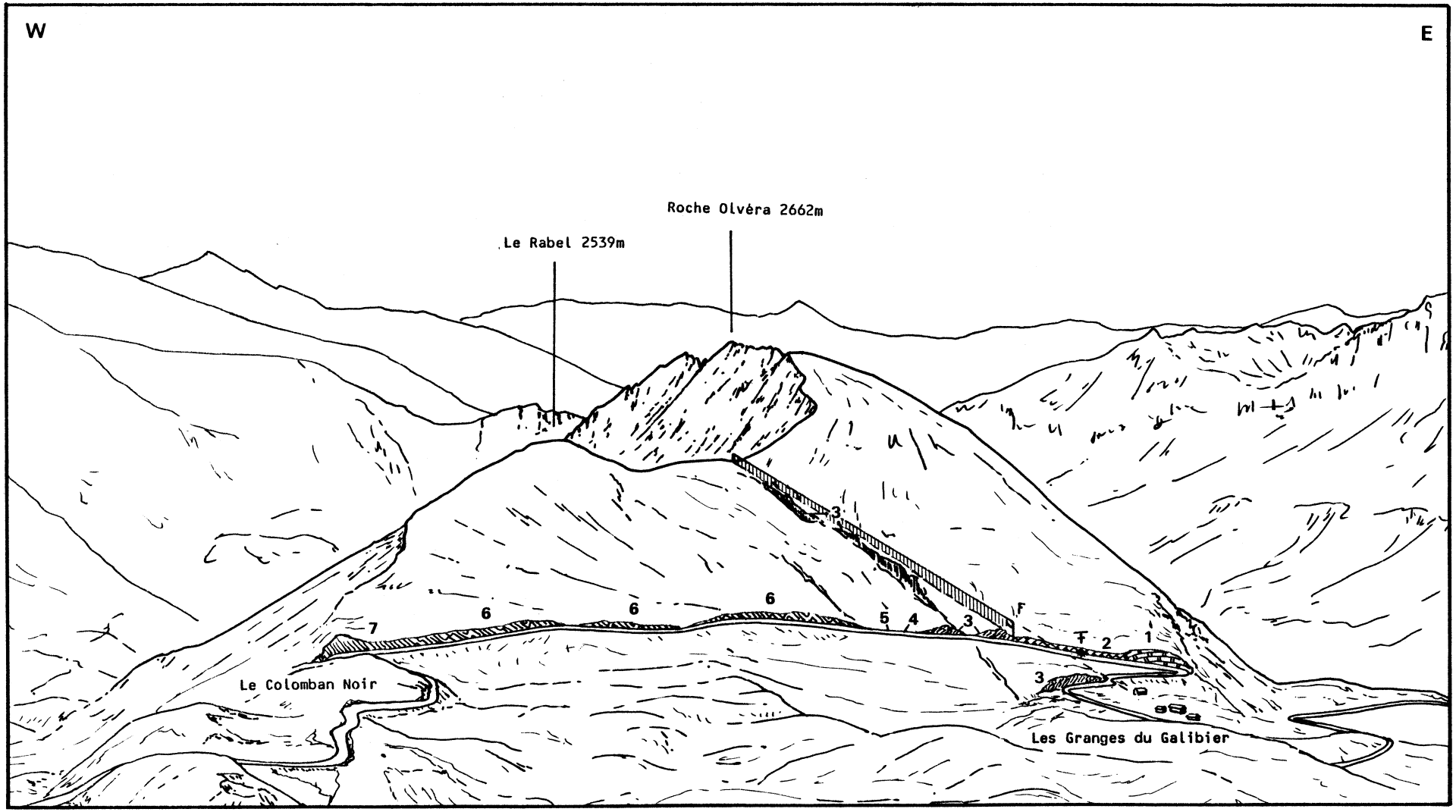


Fig. 23 : Localisation des trois coupes de la série flyschoïde calcaire.
A. Coupe des Prés du Galibier ; B. Coupe de la crête du Pic Blanc ;
C. Coupe d'Aravo ; C'. Coupe de Fontaine Lombarde.



1- calcaires plaquetés ; 2- calcaires gris à Radiolaires ; 3- schistes noirs et grès roux ; 4 à 7- série flyschoïde calcaire .

Fig. 24 : Panorama du flanc méridional de la Roche Olvéra, vu depuis Terres Vieilles : Coupe des Prés du Galibier. (localisation en A sur la fig. 23).

a- Coupe des Prés du Galibier.

La coupe des Prés du Galibier débute dans le virage en épingle à cheveux, juste après les Granges du Galibier, à une altitude de 2310m. Elle suit la route sur toute sa longueur, jusqu'au virage du Colomban Noir à 2405m. Nous y avons vu successivement (fig. 24) :

(1) calcaires à *Cancellophycus* disposés en voussure antiforme ;
(2) calcaires gris sur 50m d'épaisseur. C'est sur ce bord de route qu'ont été récoltés les macrofaunes décrites plus haut ;

un léger hiatus, dû à une faille verticale ;

(3) schistes noirs à bancs calcaréo-gréseux boudinés et passées microbréchiques sur 40m (ou plus ?). Ce sont eux que l'on retrouve en contrebas dans le virage précédent ainsi qu'au dessus de la route dans le ruisseau descendant du col entre Le Rabel et la Roche Olvéra ;

lacune d'observation sur 70m, due à un placage quaternaire ;

(4) affleurement, à la faveur du lit d'un ru, de calcaires gris clair micritiques, un peu marneux. La stratification est verticale, la limite avec les schistes noirs n'est pas visible ;

lacune d'observation sur 20m ;

(5) pointement de microbrèches à éléments de dolomies, pyrite, débris d'échinodermes et petits fragments de schistes noirs ;

lacune d'observation sur 30m ;

(6) le second ruisseau descendant de la Roche Olvéra nous dégage un joli pli métrique. Les couches sont visibles sur une trentaine de mètres dans le caniveau bordant la route. L'affleurement prend ensuite plus d'ampleur (2m de hauteur environ) pour nous montrer d'autres plis dans une alternance de bancs calcaires marneux et tendres et de bancs plus durs de grès calcaires, avec des crachées microbréchiques (photo n° 11). Les bancs les plus durs présentent des rides de courant (fig. 25) traces de bioturbation, figures de charge ...
Il est difficile d'évaluer l'épaisseur de cette formation (de 100 à 300m ?) à cause des nombreux replis métriques à décamétriques. Nous la suivons sur environ 400m, l'observation étant fréquemment interrompue par des dépôts morainiques.
A peu près à mi-distance, nous retrouvons une crachée de brèches surmontées en série inverse (repli local) par les niveaux calcaréo-gréseux. Quelques mètres plus loin, nous avons une passée de calcaires gris à silex noirs.
Vers 2390m, une nouvelle crachée de brèches (la même ?) est cette fois-ci en série normale ;
(7) 130m avant le parking du Colomban Noir, la série devient beaucoup plus sombre, plus schisteuse, les bancs durs calcaréo-gréseux n'existent plus. Elle paraît aussi plus "chiffonée" dans le détail.

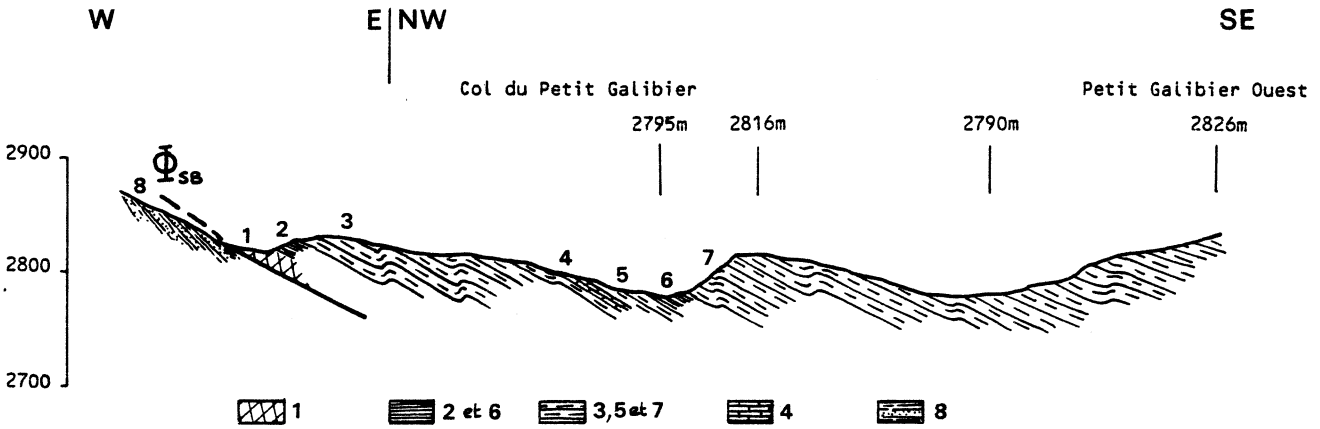
La carte géologique de la Grave au 1/50.000 place entre les niveaux 6 et 7 la limite Néocomien - Crétacé supérieur. En l'absence de tout fossile caractéristique, nous avons préféré grouper ces deux faciès assez semblables.

Fig. 25 : Figures de courants dans les bancs calcaréo-gréseux de la série flyschoïde (D 902 à la cote 2385m).

b- *Coupe de la crête du Pic Blanc.*

Au pied du Pic Blanc du Galibier, une zone de cargneules rousses sépare bien le flysch gréseux à l'Ouest de la zone subbriançonnaise à l'Est. A partir du collet correspondant et le long de la crête vers l'Est, nous rencontrons successivement (fig. 26) :

(1) cargneules emballant quelques morceaux de schistes verts et noirs et de grès à patine rousse ;
(2) 2,50 à 3m de grès à patine rousse et de schistes noirs tirant sur le verdâtre au sommet ;
(3) environ 4m de calcaires gréseux boudinés entre des bancs plus tendres de calcaires marneux. Nous y avons vu de très minces niveaux minéralisés noirs (inférieurs à 1 mm), des stratifications entrecroisées et des lits de silex ;
(4) 1m de niveaux calcschisteux vivement colorés en rouge et vert mimant les "marbres en plaquettes" du Crétacé supérieur briançonnais ;
(5) à nouveau des calcaires gréseux et marneux gris sur environ 2m d'épaisseur ;



1- cargneules ; 2 et 6- schistes noirs ; 3, 5 et 7- série flyschoïde calcaire ; 4- calcschistes rouges et verts ; 8- flysch nummulitique ; Φ_{SB} - contact de base de la zone subbriançonnaise

(Les numéros renvoient aux descriptions dans le texte).

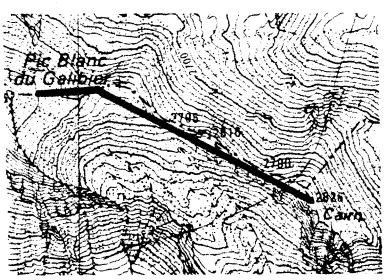


Fig. 26 : Coupe de la crête du Pic Blanc.

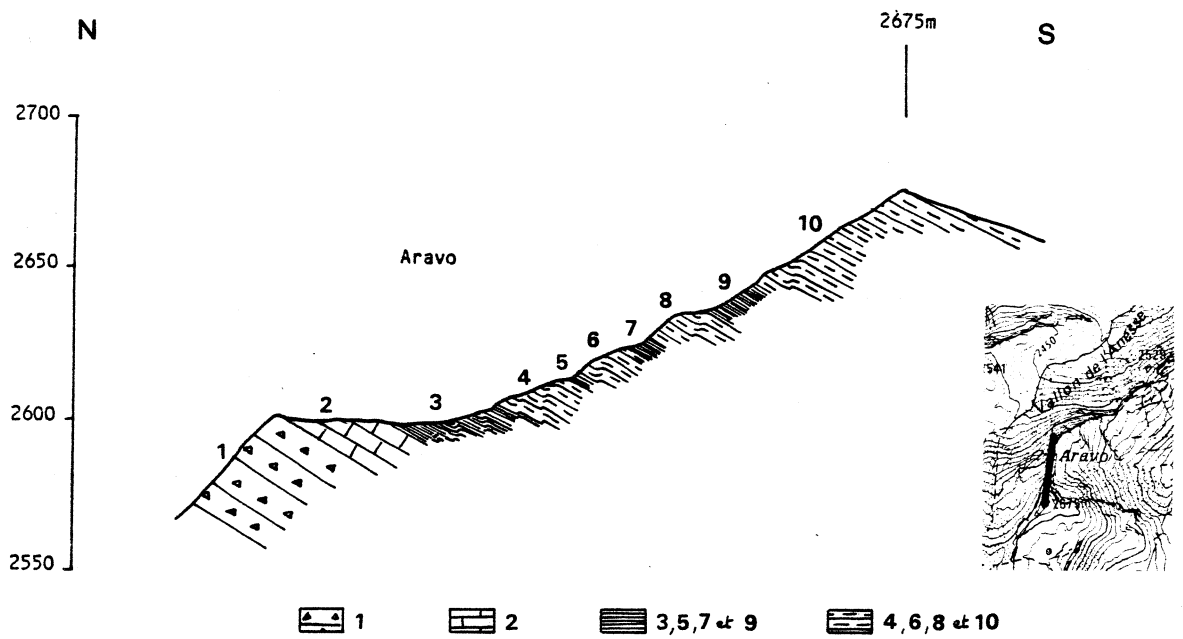
(6) 2m de calcschistes noirs dans le creux du col du Petit Galibier (2795m) ;

(7) jusqu'au sommet du Petit Galibier Ouest (point coté 2826m), alternance de calcarénites à figures de courant, à lits de silex, calcaires schisteux et marneux avec intercalation de niveaux microbréchiques.
Les passées schisteuses prennent parfois une teinte verdâtre. Vers le sommet, les bancs calcaréo-gréseux dominent, sont plus réguliers mais très plissés.

Une lame mince effectuée dans un échantillon récolté approximativement dans le col coté 2790m a donné une biomicrite à Radiolaires calcitisés et un fantôme de *Globotruncana*.

c- *Coupe d'Aravo - Fontaine Lombarde.*

La coupe débute au col d'Aravo et se prolonge vers le Sud jusqu'au point coté 2675m. Nous voyons (fig. 27) :



1- brèches du Télégraphe ; 2- calcaires gris ; 3, 5, 7 et 9- schistes noirs ; 4, 6, 8 et 10- série flyschoïde calcaire.

(Les numéros renvoient aux descriptions dans le texte).

Fig. 27 : Coupe d'Aravo.

(1) brèches du Télégraphe typiques ;
(2) calcaires gris sur une dizaine de mètres ;
(3) en concordance apparente (?), 10m de schistes noirs micro-plissés, à débit en frites, et grès à patine rousse, tordus et boudinés, d'épaisseur décimétrique à demi-métrique ;
(4) le passage des schistes noirs aux calcaires gréseux et marneux se fait rapidement (photo n°12). Sur 5m d'épaisseur, nous retrouvons la série monotone de flysch calcaire : bancs calcaréo-gréseux à grain fin, de teinte gris livide à patine claire à crème alternant avec des petits bancs de calcaires marneux ou calcschistes plaquetés gris, le tout très plissé ;
(5) 1m de schistes noirs se terminant par un banc de brèches à éléments arrondis de toutes tailles (du millimètre à la dizaine de centimètres), de nature variée (calcaires gris clair à grain fin, silex, etc...) ;
(6) environ 5m de calcaires gréseux et calcschistes foncés et luisants en surface. Sur 1,50m, à la base, les calcschistes sont bourrés de diaclases remplies de calcite ;
(7) 1m de schistes noirs à petits grains de pyrite altérée et filonnets de quartz ;
(8) un bloc d'environ 3m de hauteur sur 10m de long, de calcaires gréseux et marneux.
Ici, l'affleurement est limité mais peut être ne fait-il que disparaître sous les éboulis ;

(9) 4m de schistes noirs dont le sommet prend des teintes verdâtres et un aspect sériciteux ;
(10) une quinzaine de mètres, jusqu'au point coté 2675m, de flysch calcaire avec, 3m avant le sommet, un épisode plus schisteux et plaqueté à gros bancs calcaires discontinus, boudinés.

La coupe se poursuit vers l'Est depuis le point coté 2675m, en suivant le ressaut jusqu'à Fontaine Lombarde (I), puis en descendant le long du torrent jusqu'au point coté 2354m (II) et, enfin, en remontant le flanc oriental du vallon jusqu'à la route aux alentours du point coté 2459m (III). Nous y reconnaissons (fig. 28) :

Coupe I :

1- une bande plus ou moins continue de calcaires gréseux et calcschistes, d'environ 50cm d'épaisseur, prise en sandwich entre deux niveaux de schistes noirs. Il semble que ce soit l'équivalent du bloc (8) décrit dans la coupe d'Aravo. Il s'agit sans doute là d'un niveau boudiné, étiré et, de ce fait, absent par endroit ;
2- 1m de schistes noirs ;
3- de nouveau l'alternance calcaires fins gréseux et calcschistes tendres, localement très plissés. On y trouve toujours quelques bancs de silex discontinus et des passées colorées de calcschistes verts et rouges.

Coupe II :

2- schistes noirs ;
3- 8 ou 10m de flysch calcaire à calcschistes verdâtres et passées de silex. Nous y avons observé aussi quelques crachées locales de brèches (fig. 29).
Enfin, nous avons ramassé, dans l'éboulis mais provenant manifestement des calcaires à silex, deux ou trois Bélemnites tronçonnées en mauvais état ;
4- 3 à 4m de schistes noirs ;
5- 6m de flysch calcaire à calcschistes verdâtres et rougeâtres, montrant une belle charnière anticlinale suivie presqu'aussitôt par une charnière synclinale ;
6- de nouveau les schistes noirs sur quelques mètres, sans doute les mêmes que (2) ;
7- la classique alternance calcaires gréseux et calcschistes, présentant quelques niveaux bréchiques discontinus dans les 5 à 10 premiers mètres. Elle s'organise en grands plis couchés pluridécamétriques.

Coupe III.

7- une bonne trentaine de mètres de flysch calcaire, au sommet desquels les bancs durs tendent à se dissocier, à se débiter en plaquettes. Le tout commence à prendre une teinte verdâtre et un aspect de Crétacé supérieur briançonnais ; (1)

l'observation est interrompue par la présence d'une "klippe" à matériel briançonnais (Houiller, Permien et Werfénien) ;

(1) un dernier échantillonnage a donné des formes du Cénomanien (*Rotalipora* sp) et du Turonien-Coniacien (*Globotruncana sigali*) - (détermination M. Caron).

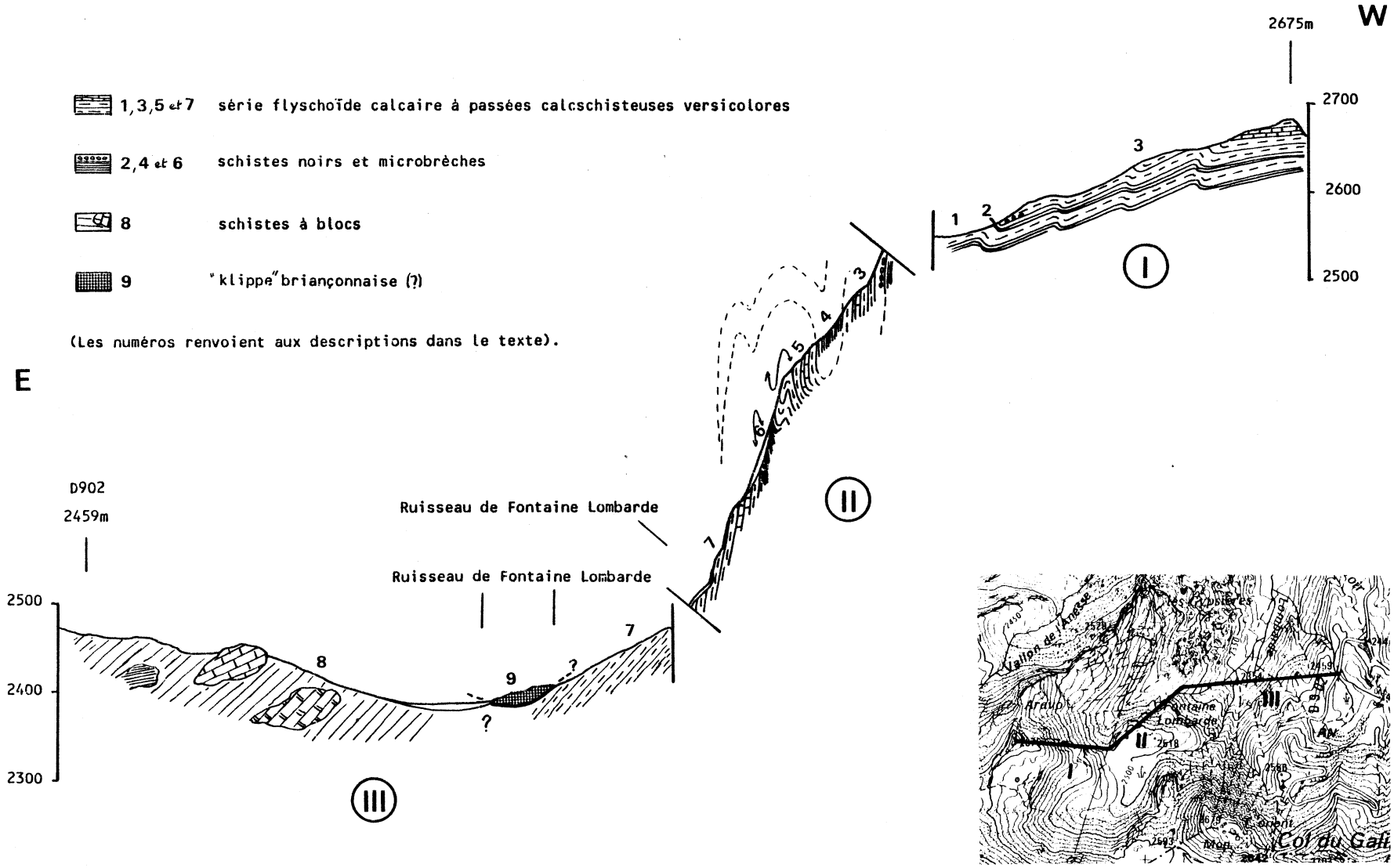


Fig. 28 : Coupes de Fontaine Lombarde.
(localisation en C' sur la fig. 23).

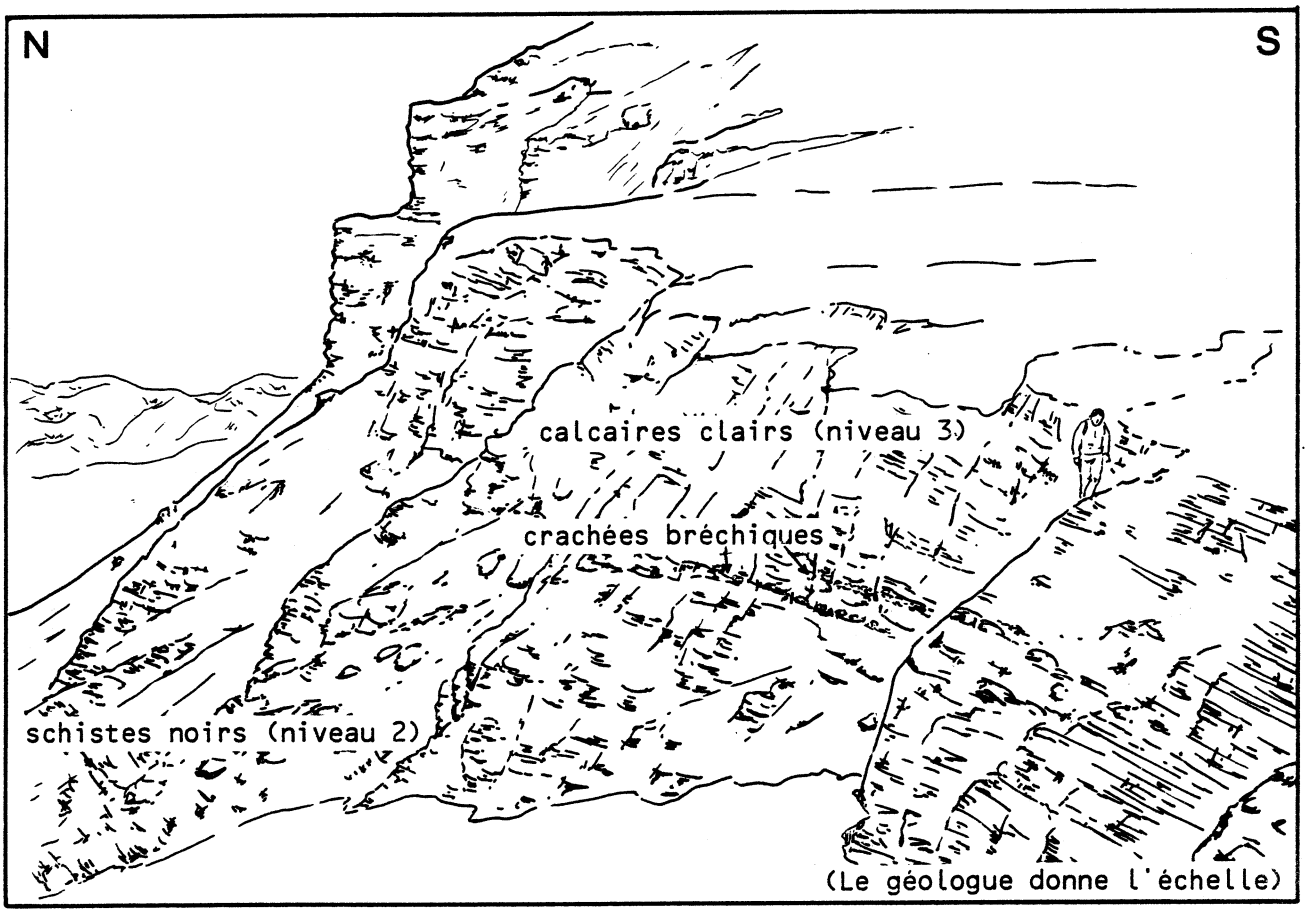


Fig. 29 : Schéma du flysch calcaire à Fontaine Lombarde.

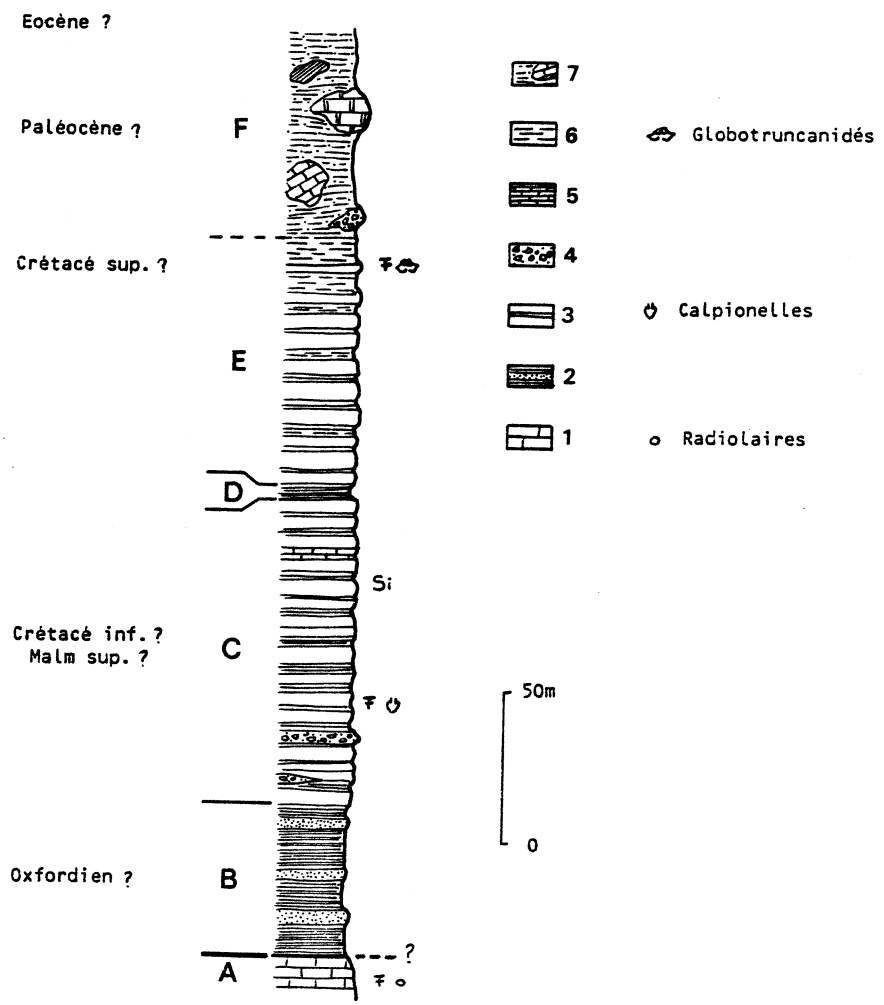
8- au-delà du bloc briançonnais, nous retrouvons le flysch calcaire. En rive droite du ruisseau de Fontaine Lombarde, il est plus schisteux et plus sombre et emballe de nombreux blocs métriques à décamétriques, de nature variée : calcaires clairs à *Globotruncanae* (wackestone à *Globotruncana* gr. *lapparenti-linnei* d'âge Sénonien (1)), à Globigérines et *Globorotalia* (dont *Globorotalia arqua* et une forme rappelant *Globorotalia subbotinal* ou *Globorotalia velascoensis* donnant un âge Paléocène supérieur ou Eocène inférieur (1)), calcschistes rouges du Crétacé supérieur - Paléocène briançonnais, schistes noirs oxfordiens, calcaires à Calpionelles (*Calpionella alpina* Lorenz, *Crassicolaria sp.*, débris de *Saccocoma* du Tithonique supérieur (2), photo n° 13), calcaires gris sans Calpionelles, Brèches du Télégraphe, grès calcaires (?).

Nous nous trouvons donc en présence d'un complexe olistostromique, couronnant la série flyschoïde et particulièrement bien exprimé dans le vallon des Gypsières, entre Les Gypsières et la route du Galibier.

(1) détermination G. et J.J. Bizon ; (2) détermination J. Azéma.

d- Conclusions.

De l'étude de ces trois coupes, nous pouvons tirer une colonne stratigraphique très schématique de la série flyschoïde (fig. 30). D'un affleurement à l'autre, les replis de détail empêchent d'apprécier l'épaisseur exacte des différents niveaux : une épaisseur donnée de 100m pourrait très vraisemblablement être ramenée à 20 ou 30m. De plus, l'absence quasi générale de fossiles ne permet pas un calage précis dans le temps.



1- calcaires gris ; 2- schistes noirs, grès roux et microbrèches ; 3- série flyschoïde calcaire ; 4- brèches ; 5- calcschistes versicolores ; 6- calcschistes plaquetés ; 7- schistes à blocs ; Si- niveaux à silex.

Fig. 30 : Colonne stratigraphique synthétique de la série flyschoïde calcaire subbriançonnaise.

Au-dessus des calcaires gris à Radiolaires (A) callovo-oxfordiens et des schistes noirs et grès roux (B) attribués à l'Oxfordien (avec un décollement possible entre ces deux niveaux) vient une alternance de calcaires gréseux et de calcaires schisteux ou marneux (C). Les calcaires gréseux sont de teinte grise, à patine claire. Ils montrent fréquemment des rides de courants, figures de charges et traces de bioturbation. On y rencontre des grains de pyrite plus ou moins gros (jusqu'à 5mm) et plus ou moins altérés, des grains de quartz détritique, des paillettes de mica blanc, un peu de glauconie. Les calcaires marneux ont une teinte plus foncée, un débit schisteux. Les premiers mètres présentent des crachées microbréchiques discontinues, granoclassées, à éléments de dolomies jaunes, débris d'Echinodermes. Au sommet du Rabel, un échantillon a livré une Calpionelle très abîmée. C'est surtout vers le haut que sont concentrés les niveaux à silex, eux aussi discontinus et de faible épaisseur (environ 5cm). Par endroits les calcschistes tendent à prendre des couleurs rouges et vertes mimant le Crétacé supérieur du Briançonnais. Cette formation aurait une centaine de mètres d'épaisseur. Là s'intercale un niveau (D) de schistes calcaires, noirs, peu épais (5m). Il n'existe pas dans la coupe des Prés du Galibier et semble disparaître dans la partie orientale de la coupe de Fontaine Lombarde (fig. 28, coupe II, niveau 4).

Les passées de schistes noirs visibles dans les coupes d'Avaro (fig. 27, niveaux 5, 7 et 9) et de Fontaine Lombarde (fig. 28, coupes I et II, niveaux 2 et 6) ne sont très vraisemblablement que l'Oxfordien réapparaissant à la faveur des plissements. Par contre, le niveau schisteux (D) au milieu de la série crétacée est couramment interprété comme une limite entre un Crétacé inférieur fait de calcaires gréseux et de calcschistes à bandes siliceuses et passées microbréchiques et un Crétacé supérieur composé de calcschistes plaquetés sans silex ni microbrèches (J. Debelmas, 1955 ; P.Y. Chenet, 1979 ; P. Maury, 1984 ; ...). Au-dessus de ce niveau en position albo-cénomanienne, reprend la série monotone de flysch calcaire (E), sans niveaux bréchiques, siliceux ou calcschisteux colorés. L'alternance calcschistes - calcaires gréseux disparaît peu à peu pour faire place à un calcaire à débit en plaquettes. L'ensemble prend une patine crème et ressemble aux calcschistes plaquetés du Briançonnais. Quelques fantômes de Globotruncanidés y sont observables. C'est dans ces calcaires plaquetés, schisteux et gréseux, que s'installe le complexe olistostromique sommital (F) à éléments de toutes natures et de tous âges (calcaires et calcschistes du Crétacé supérieur - Eocène, calcaires et brèches du Jurassique, ...). L'épaisseur de ces dernières formations avoisine les 150m.

Nous avons donc là, après l'Oxfordien, un domaine de bassin large à sédimentation détritique : micas flottés, granules de quartz, microbrèches de décantation à éléments homogènes et de petite taille. P.Y. Chenet (1979) explique la présence de silice principalement par des apports biogénétiques : l'abondance de Radiolaires dispersés dans les carbonates impliquerait une concentration de silice dans les dépôts situés sous la C.C.D. Cet épisode de sédimentation fine est suivi d'une crachée olistostromique de méga-blocs.

L'âge de la série flyschoïde calcaire débute, nous l'avons vu, après l'Oxfordien schisteux et se prolonge au moins jusqu'à l'Eocène inférieur comme l'attestent les Globorotalidés trouvés dans les blocs de l'olistostrome sommital.

Cette série semble assez proche de celles décrites au Sud près de Briançon par M. Lemoine, M. Bourbon et P. Tricart (1978) et par P.Y. Chenet (1979) [1] . Or M. Lemoine, M. Bourbon et P. Tricart (1978) attribuent leur série à du Prépiémontais et la comparent à celle de la nappe de la Brèche dans les Préalpes. En effet, il est possible de mettre en parallèle la nappe de la Brèche (Préalpes du Chablais, B. de Lépinay, 1981 ; mais voir aussi les travaux de C. Caron [références in B. de Lépinay, 1981]) et le "Subbriançonnais" du col du Galibier :

PREALPES DU CHABLAIS (B. de Lépinay, 1981)	"SUBBRIANCONNAIS" DU GALIBIER
wildflysch à lentilles de couches rouges — PRIABONIEN	complexe olistostromique sommital (F) — EOCENE MOYEN A SUP.?
couches rouges — CRETACE SUP.-PALEOCENE	flysch calcaire à aspect de calcschistes en plaquettes briançonnais (E) — CRETACE SUP.-PALEOCENE
série à quartzites — CRETACE MOYEN	schistes calcaires noirs (D) — MESO-CRETACE
calcaires à silexites — NEOCOMIEN brèche supérieure — MALM SUP.	calcaires flyschoïdes à lits de silex et passées microbréchiques (C) — MALM SUP. + NEOCOMIEN?
schistes ardoisiers — MALM INF.	schistes noirs (B) — OXFORDIEN
brèche inférieure — DOGGER + LIAS SUP.?	brèches du Télégraphe + calcaires gris (A) calcaires à Cancellophycus calcaires organo-détritiques — DOGGER

De plus, dans les Préalpes, B. de Lépinay (1981) donne une origine toujours très interne aux nappes (prépiémontaise à piémontaise) ainsi qu'aux éléments constitutifs de leurs olistostromes (ligures [type Apennin septentrional], lombards, piémontais, ...). Et R. Polino (renseignement oral) attribue au domaine prépiémontais de la région de Briançon, une origine "africaine" !

Nous serions alors tentée de regarder les séries décrites dans le sillon lombard (versant sud des Alpes orientales, Italie) par J. Aubouin, J. Sigal et al. (1970) et dans la région du Canavese (Piémont, Italie) par J. Wozniak (1977). Le tableau comparatif nous montre en effet quelques ressemblances ou tout au moins les caractères d'une même évolution.

De telles ressemblances impliqueraient paléogéographiquement :

- soit deux ou trois bassins distincts à évolution semblable ;
- soit un "seul" bassin originel, tectoniquement diverticulé ...

(1) à la seule différence que, sur notre terrain d'étude, les schistes noirs médio-crétacés (albo-cénomaniens) ne semblent pas contenir d'olistolites.

SILLON LOMBARD (J. Aubouin et al, 1970)	"SUBBRIANCONNAIS" DU GALIBIER
faciès "Scaglia" (sédim. calcaro-pélitique et calcaires bréchiques) FINI-CRETACE A EOCENE MOYEN	complexe olistostromique sommital (F) EOCENE MOYEN A SUP.?
flysch calcaro-pélitico-gréseux CENOMANO-TURONIEN - CAMPANO-MAESTRICHTIEN	flysch calcaire (E) CRETACE SUP. -PALEOCENE
"Scisti neri" APTIEN - CENOMANIEN SUP.	schistes calcaires noirs (D) MESO-CRETACE
"Maïolica" TITHONIQUE - NEOCOMIEN	calcaires flyschoïdes (C) MALM SUP. - NEOCOMIEN

Une étude sédimentologique et palynologique détaillée et comparative entre ces trois régions (Chablais, "Subbriançonnais" et Lombardie) pourrait se révéler intéressante ... Ceci d'autant plus que les formations sus-jacentes au complexe olistostromique sommital (F) décrit plus haut, sont également des séquences de flysch, dont du flysch à Helminthoïdes.

5°/- Le "flysch noir".

Après cette série flyschoïde, nous trouvons des séries de type flysch, sombres, auxquelles ont été donné le nom de "flysch noir". Le passage de l'un à l'autre est visible sur la route du Galibier (D 902) vers la cote 2445m. Sur la crête qui relie le col du Galibier au sommet du Grand Galibier, éboulis, névés et/ou plis serrés rendent difficile l'étude des rapports du flysch noir avec son substrat. Il semblerait qu'il y ait continuité dans la sédimentation, le passage se faisant toutefois assez rapidement. Et des morceaux de calcschistes plaquetés paraissent remaniés dans les premiers niveaux de flysch noir.

Le "flysch noir" se présente sous l'aspect d'une alternance de schistes et de grès fins (photo n° 14). Il peut facilement être confondu avec les schistes noirs oxfordiens, voire le Houiller briançonnais. Les schistes sont noirs, luisants, micacés, un peu siliceux ou franchement argileux, parfois un peu calcaires. Ils montrent quelques traces : Fucoïdes (?). Les grès sont de teinte brun clair à patine jaune ou rousse, à grain fin, micacés par place. Ils s'organisent en bancs d'épaisseur variable (5 à 50cm), sans aucune continuité (cf. photo n° 14). Quelques dalles sont légèrement plus calcaires, d'autres microbréchiques. C'est en général dans ces derniers niveaux que l'on trouve, entre les grains de quartz et les pail-

lettes de mica, quelques plaques d'Echinodermes. Des petites Nummulites ont été trouvées par J. Debelmas (et, avant lui, par M. Gignoux et L. Moret) au Sud du Galibier, dans les niveaux microbréchiques. Elles sont le plus souvent indéterminables sauf *Nummulites incrassatus*, espèce allant du Lutétien à l'Oligocène (J. Debelmas, 1955). Il est communément admis que le flysch noir est au moins en partie lutétien, mais il débute sans doute avant car il n'a jamais été signalé de Nummulites à la base de la formation.

Il n'existe pas de terrain plus récent au-dessus de ces 30 à 40m de flysch noir.

Il n'en reste pas moins que cette formation reste mal appréhendée : elle n'est datée nulle part avec précision dans notre secteur d'étude d'une part et d'autre part, il existe une certaine convergence de faciès avec l'Oxfordien schisteux, éventuellement le Houiller briançonnais, voire le complexe de base du flysch à Helminthoïdes.

6°/- Conclusion :

La série stratigraphique subbriançonnaise semble, en général, assez homogène sur toute la surface de notre zone d'étude.

Du Lias au Jurassique moyen (calcaires organo-détritiques), nous sommes en présence d'une plate-forme carbonatée (avec des érosions locales entre le Lias supérieur et le Bathonien) d'affinité dauphinoise.

Au Bathonien commence une période d'approfondissement génératrice de pentes et de reliefs. Les brèches n'y sont pas ubiquistes. Elles ne sont représentées que sur la dalle d'Aravo au Sud et au col du Télégraphe au Nord. En 1963, R. Barbier distinguait dans la région deux domaines paléogéographiques (cf. fig. 7.B) : la "digitation du Petit Galibier" à l'Ouest, la "digitation du Lauzet - Roche Olvéra" à l'Est. Il se trouve que les "Brèches du Télégraphe" sont à chaque fois localisées dans la partie orientale de ces "digitations". Nous pourrions imaginer un système de failles subméridiennes en échelons, créant des reliefs locaux avec épandage de brèches vers le Nord-Ouest. Ce dispositif semble se poursuivre vers le Nord (V. Perez, communication orale).

A partir du Malm, s'instaure une sédimentation complètement différente, de type flysch ; les apports détritiques sont fréquents mais toujours homogènes et de petites dimensions. Le domaine de sédimentation semble être alors un large bassin assez stable. Ces faciès pré-flysch dès le Malm sont originaux dans la paléogéographie régionale et méritent d'être soulignés.

L'épisode schisteux méso-crétacé n'est pas clairement exprimé partout. Dans la coupe de Fontaine Lombarde (fig. 28, coupe II, niveau 4), sa disparition dans la partie nord-est de la coupe peut être un effet de la tectonique. Dans la coupe des Prés du Galibier (fig. 24), le niveau 7 pourrait représenter cet épisode schisteux, bien qu'il soit beaucoup moins schisteux et noir que dans les coupes de Fontaine Lombarde et de la crête du Pic Blanc (fig. 26, niveau 6). P. Maury (1984) a signalé quelques olisto-

lites dans cet épisode plus détritique : olistolites de roches sédimentaires mais aussi de quartzites du Trias et même de roches cristallines. B. de Lépinay (1981) décrit aussi des "schistes farcis" au Crétacé moyen ("séries à quartzites"). De tels olistolites n'ont pas été mis en évidence au Nord du Galibier, le niveau schisteux y paraît tranquille et ne dépasse pas quelques mètres d'épaisseur.

Au Crétacé supérieur, la sédimentation flyschoïde se poursuit, homogène et se termine par une crachée de blocs de toutes tailles et de toutes natures, indice d'une augmentation de l'instabilité et/ou du rapprochement de la zone instable.

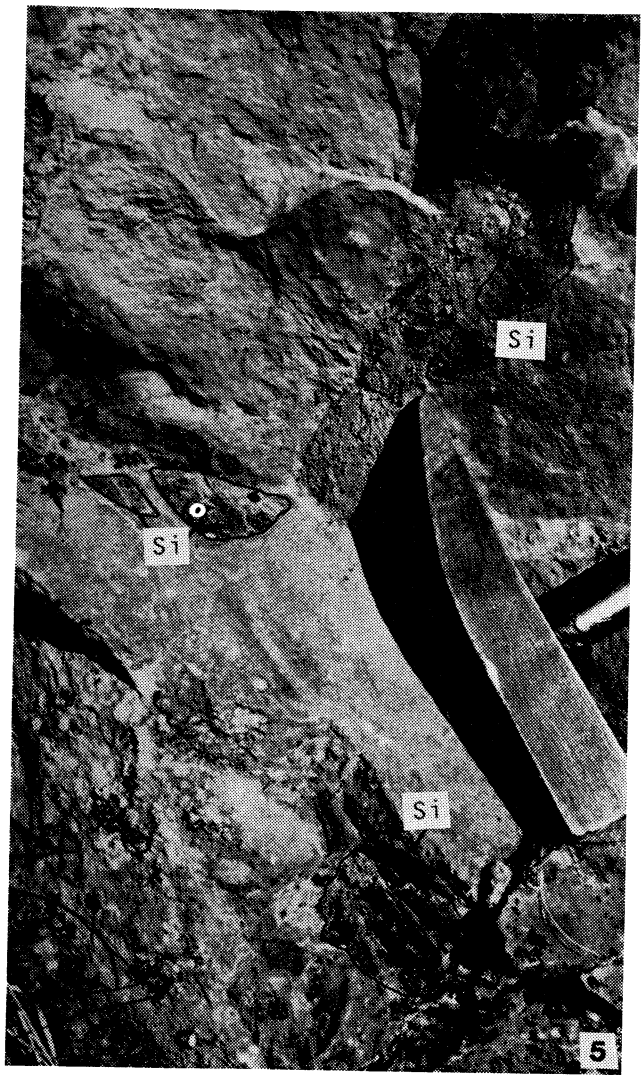
Enfin, avec le flysch noir, l'homogénéïsation n'est qu'apparente : les passées microbréchiques que l'on rencontre à divers niveaux le prouvent.

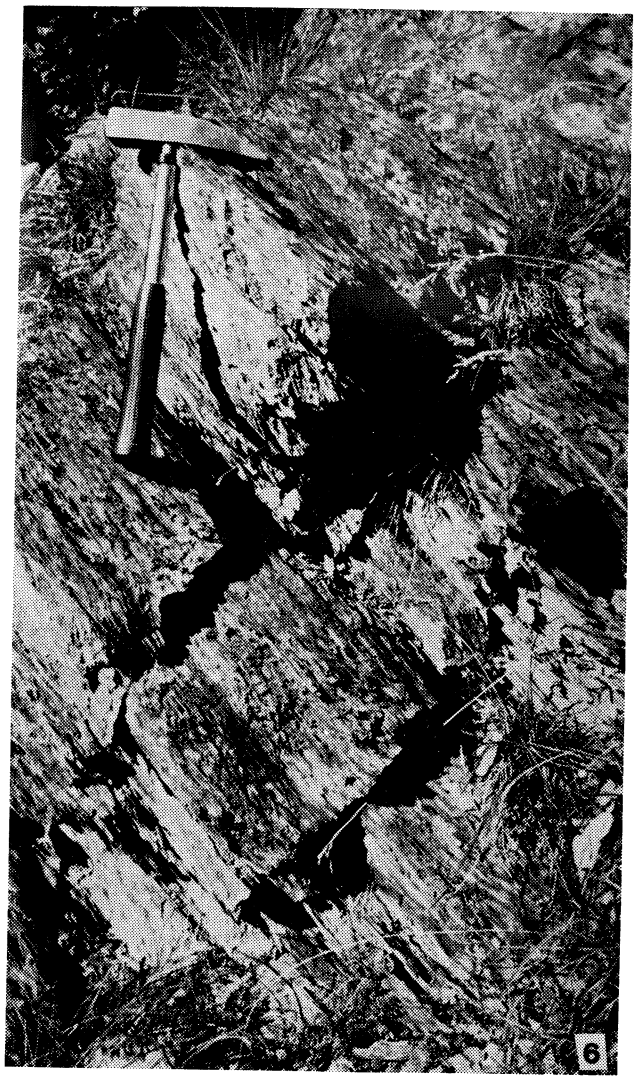
FACIES DE LA ZONE SUBBRIANCONNAISE

Photo nº 5 : Calcaire à silex noirs (Lias inférieur).
Rocher Saint-Pierre.

Photo nº 6 : Calcschistes noirs (Lias supérieur).
Rocher Saint-Pierre.

Photo nº 7 : Brèche du Télégraphe (Bathono-Oxfordien).
Aravo.


Si
Si
Si
5


6

7

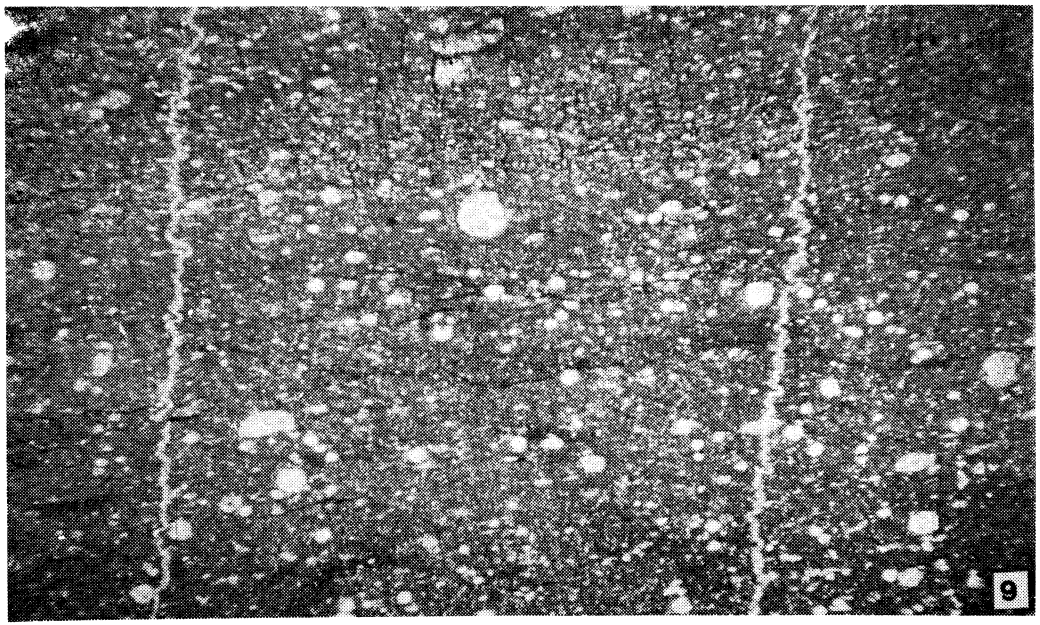
FACIES DE LA ZONE SUBBRIANCONNAISE

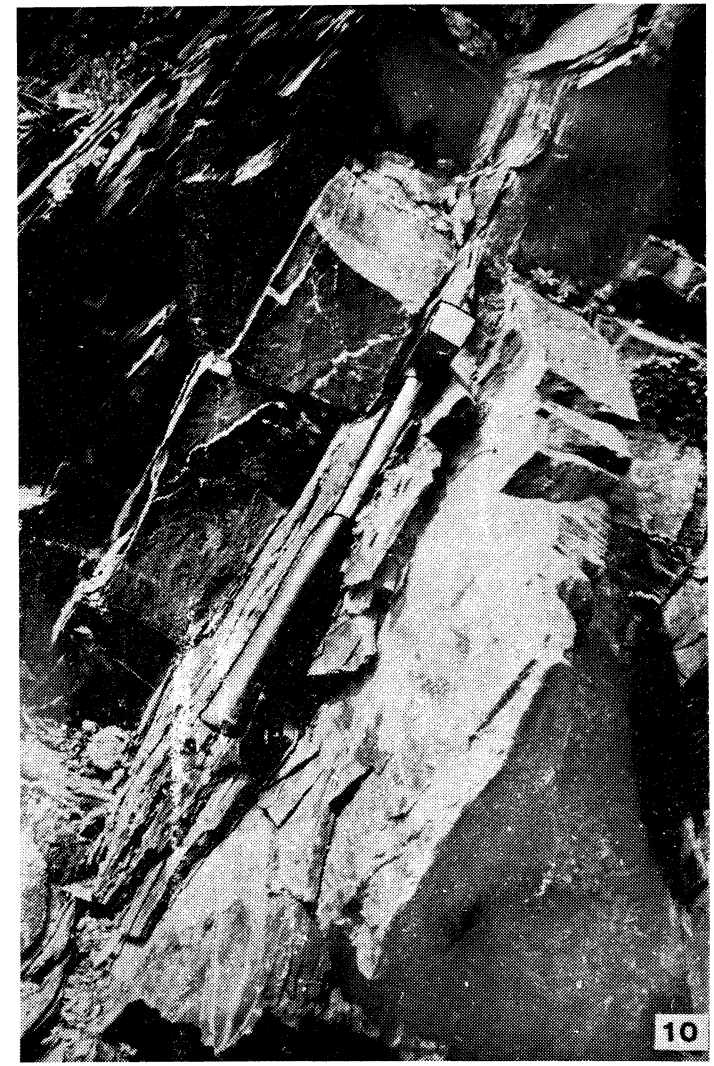
Photo nº 8 : Calcaires gris à Radiolaires (Callovo-Oxfordien ?).
Coupe des Prés du Galibier (D 902, 2330m).

Photo nº 9 : Microfaciès des calcaires gris à Radiolaires.
Coupe des Prés du Galibier (D 902, 2330m).

Photo nº 10 : Schistes noirs oxfordiens.
Coupe des Prés du Galibier (D 902, 2332m).

8


9


10

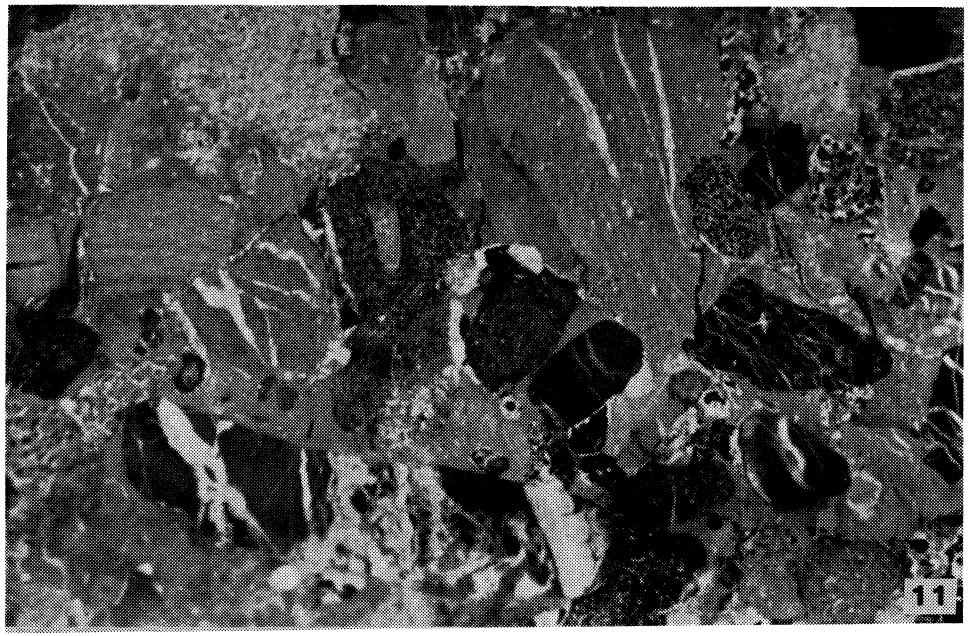
FACIES DE LA ZONE SUBBRIANCONNAISE

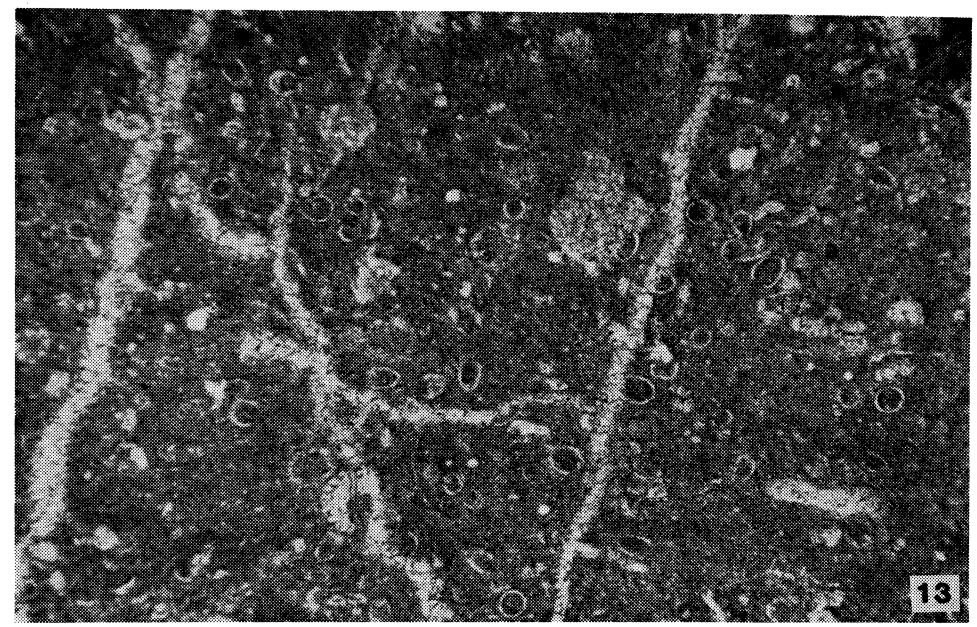
Photo nº 11 : Série flyschoïde.
Créchée microbréchique.
Lame A 271-10 (x 4,5).
Coupe des Prés du Galibier (D902, 2350m).

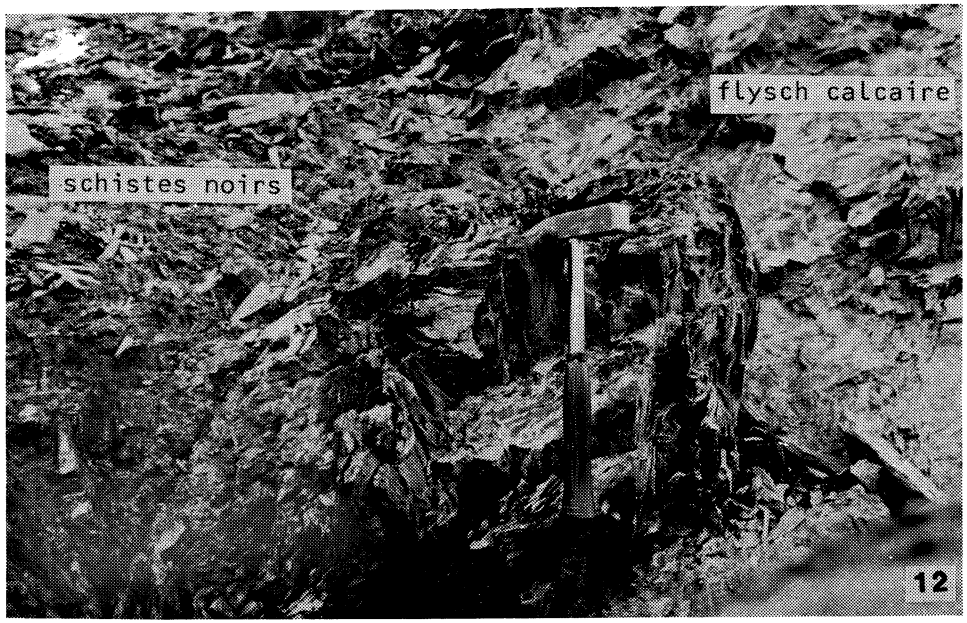
Photo nº 12 : Passage des schistes noirs oxfordiens à la série flyschoïde calcaire dans la coupe d'Aravo.
(cote 2620m).

Photo nº 13 : Bloc de l'Olistostrome sommital de la série flyschoïde calcaire :
élément de calcaire du Tithonique supérieur à *Calpionella alpina*.
Lame A 299 (x60).
Vallon du ruisseau de Fontaine Lombarde.

Photo nº 14 : Flysch noir.
Noter les bancs discontinus de grès (en pointillés).
D902 (2600m).


11


13



12

14

CHAPITRE IV : LA ZONE BRIANCONNAISE.

Formant toute la partie orientale de notre terrain d'étude, la zone briançonnaise s'exprime sous deux types de paysages : d'une part, des pentes douces à modelé glaciaire, sujettes aux arrachements, d'autre part, des falaises abruptes aux pieds desquelles s'accumulent d'importants cônes d'éboulis. Deux massifs s'individualisent :

- au Nord, le massif des Sétaz s'allonge entre la vallée de la Valloirette et le vallon de la Neuvachette. C'est une couronne dentelée de falaises triasiques (quartzites à patine noire et roches carbonatées claires) posée sur les pentes molles et sombres (noires à lie-de-vin) du Permo-Houiller ;
- au Sud, le massif du Grand Galibier montre essentiellement les falaises calcaires escarpées, dont la base est nourrie de blocs.

En aucun endroit, l'érosion n'a pu retirer entièrement les formidables épaisseurs de sédiments pour dégager le socle. La série stratigraphique débute donc par les schistes noirs et grès du Carbonifère houiller.

1°/- Le Westphalien :

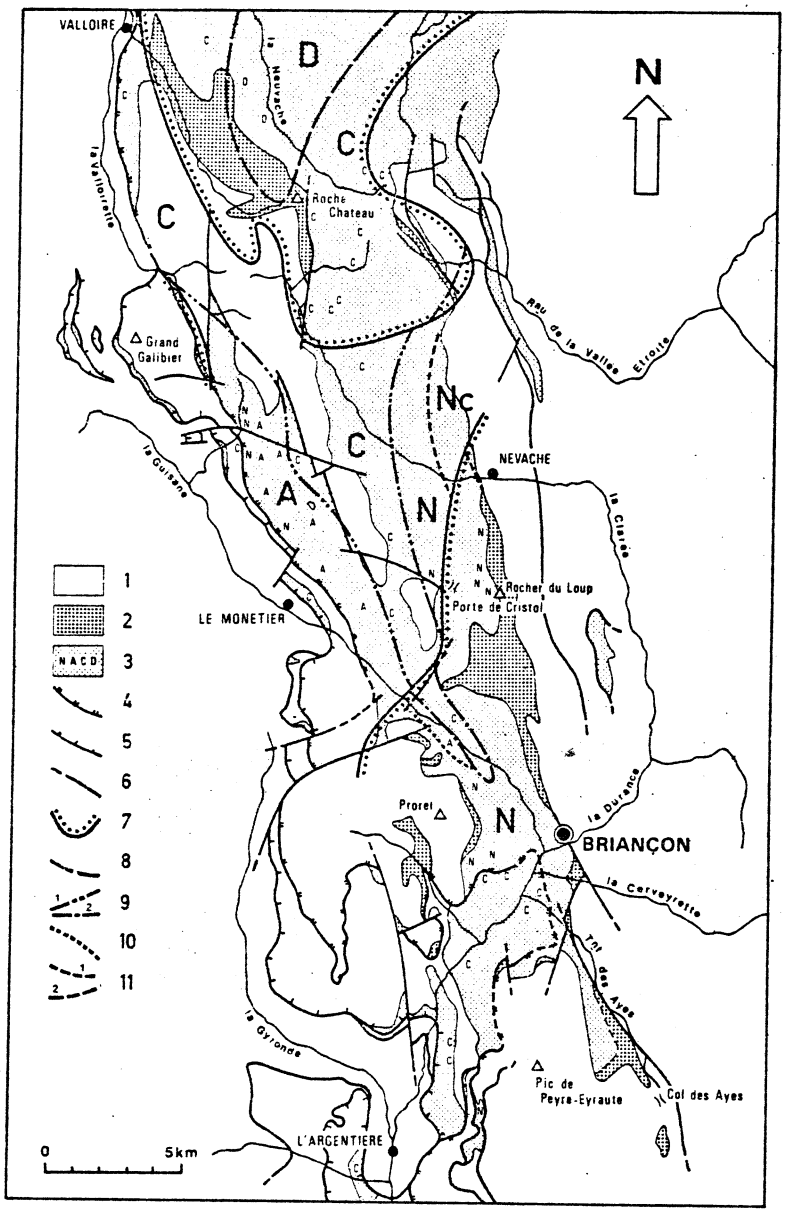
a- Rappels sur le "Houiller briançonnais".

Le plus ancien terrain sédimentaire reconnu et daté dans les Alpes françaises affleure au Nord-Est de l'Alpe-du-Lauzet, c'est-à-dire au Sud - Sud-Est du col de la Ponsonnière (Ch. Greber et R. Feys, 1952). R. Feys y signale des grès et schistes à veines de charbon et niveaux productifs ayant fourni :

Sphenopteris fragilis (Schloth.) ;
Sphenopteris dubuissoni (Brongn.) ;
Sphenopteris taîtiana (Kidston) ;
Zeilleria moravica (Stur.) ;
Pecopteris aspera (Brongn.) ;
Pecopteris plumosa dentata (Artis) ;
Mariopteris laciniata (Potonié) ;
Mariopteris cf *acuta* (Brongn.) ;
Neuropteris schlehani (Stur.) ;
une grande variété de *Rhodea*.

Les quatre premières espèces sont des plantes namuriennes et la position de l'affleurement, sous du Westphalien A, semble confirmer cette interprétation.

Des carrières à ciel ouvert ont été ouvertes et l'exploitation des niveaux charbonneux s'est poursuivie jusqu'aux dernières décennies.



– Schéma structural de la zone houillère briançonnaise et extension des différentes assises carbonifères sous les terrains de couverture; 1, terrains post-carbonifères; 2, série conglomératique du Rocher du Loup; 3, série houillère Namurien à Westphalien (N, A, C, D : flore respectivement d'âge namurien, westphalien A, C et D); 4, 5, chevauchement des unités supérieure et inférieure; 6, autres chevauchements et failles; 7 à 11, respectivement extension probable des conglomérats du Rocher du Loup, du Westphalien D, C et A et du Namurien (1, sous le « Verrucano » et 2, sous les conglomérats du Rocher du Loup); Nc, série de Cristol.

Fig. 31 : Schéma structural de la zone houillère briançonnaise (D. Mercier et B. Beaudoin, 1984).

Plus récemment, D. Mercier et B. Beaudoin (1984) découvrent et étudient de nouveaux gisements fossilifères entre Valloire et Briançon (fig. 31). Sous du Namurien daté, en position normale, ils mettent en évidence une assise stérile, rapportée au Namurien ou même à l'Infranamurien. Cette série de Cristol (notée Nc sur la figure 31) constitue donc aujourd'hui la formation sédimentaire (non métamorphique) la plus ancienne reconnue dans les Alpes occidentales. Au-dessus de cette série de Cristol viennent les assises namuriennes et westphaliennes fossilifères :

- assise de Pasquier, du Namurien, beaucoup plus étendue qu'on ne le pensait auparavant ;
- assise de la Benoîte, d'âge Westphalien A ;
- assise de la Madeleine, datée du Westphalien C ;
- assise de Tarentaise, reconnue uniquement au Nord de Roche Chateau et attribuée au Westphalien D - Stéphanien A.

Le Westphalien B n'a pu être mis en évidence, soit qu'il n'ait pu être caractérisé paléontologiquement, soit qu'il y ait lacune stratigraphique (érosion et/ou non dépôt).

Il semble également pour D. Mercier et B. Beaudoin que deux unités se chevauchent : l'unité inférieure (incomplète : Westphalien C + Verrucano), présente au Sud et à l'Ouest de Briançon sur laquelle vient l'unité supérieure à série plus complète (série de Cristol, Namurien, Westphalien A et C et Stéphanien ...). Cette dernière est largement développée vers le Nord.

b- *Etude de quelques coupes*.

Dans notre secteur d'étude, le Namurien n'affleure pas, la série débute donc avec le Westphalien A. Les dépôts glaciaires masquent une bonne part du terrain. Les niveaux schisteux et charbonneux ont tendance à glisser le long des pentes, donnant une topographie particulière de croupes molles, domaine de prédilection pour les alpages et les pistes de ski.

α- *Coupe du Collet de la Ponsonnière*.

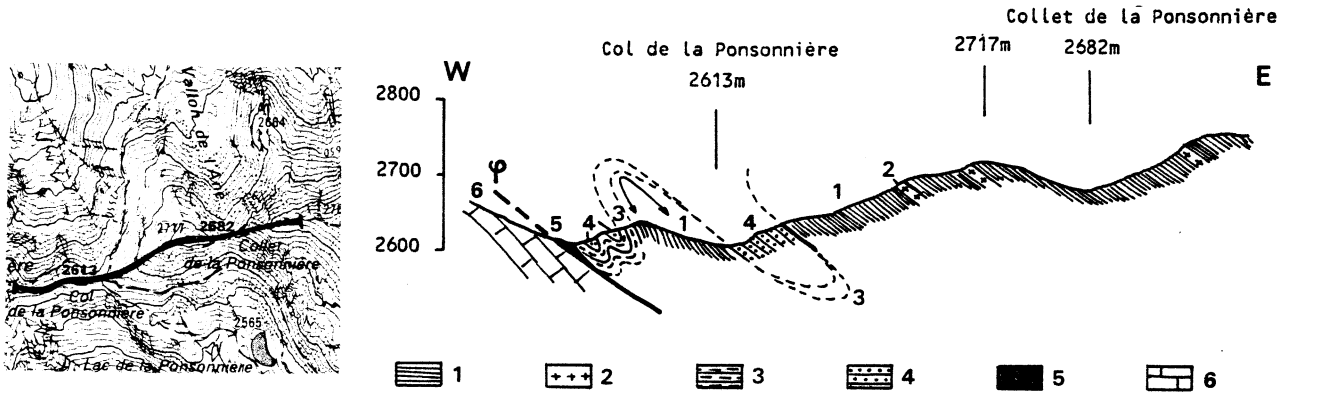
Sur la crête de la Ponsonnière, à partir du col et vers l'Est, affleure une série monotone constituée par une alternance de schistes noirs, de grès gris et de quelques lentilles conglomératiques. Elle contient en outre de minces sills éruptifs interstratifiés et des niveaux de charbon assez abîmés (fig. 32).

Les schistes vont des schistes charbonneux aux schistes gréseux et aux psammites. Ils sont bourrés de débris végétaux relativement bien conservés dans les secteurs tectoniquement calmes. Nous y avons récolté :

Calamites cisti (Brongn.)[1] ;
Lepidophyllcïdes cf *lanceolatum* [1].

---

(1) détermination J. Broutin.



1- schistes et grès westphaliens ; 2- filons-couches de diorites ; 3- schistes versicolores stéphano-autuniens ; 4- conglomérats et schistes permiens ; 5- cargneules ; 6- calcaires triasiques.

Fig. 32 : Coupe du Collet de la Ponsonnière.

Ch. Greber (1965) y faisait état en outre de :
Sphenopteris (Corynepteris) coralloïdes ;
Sphenopteris hoeninghausi (Brongn.) ;
Alethopteris (Corynepteris) essinghi (Andrae).

Il s'agit de Westphalien A.

Les grès sont variés depuis les schistes chargés de petits grains de quartz détritiques aux grès grossiers. On y voit quelques stratifications entrecroisées.

Les conglomérats se présentent le plus souvent sous forme de lentilles peu épaisses. Les galets sont essentiellement des quartz blancs, bien roulés mais mal calibrés (jusqu'à 2 cm), mais il existe aussi des éléments de micaschistes et schistes siliceux. De rares fragments de gneiss et de granite ont été trouvés par R. Feys (1963).

Les passées charbonneuses sont présentes à tous les niveaux du Houiller briançonnais. Mais les jeux de la tectonique ont bouleversé bien des veines. R. Reys (1963) les décrit comme des anthracites très pauvres en matières volatiles, le plus souvent très friables, voire réduits à une fine poussière ("molle" des mineurs).

Les intrusions volcaniques se présentent en "filons-couches" interstratifiés, fréquemment dans les niveaux charbonneux cookéfiés à leur contact (les passées charbonneuses offrent une résistance moindre et par là une zone privilégiée pour l'insinuation de la venue éruptive). Ce sont des roches grises à noires ou verdâtres, d'aspect hétérogène et presque toujours très altérées. Elles sont microgrenues à grenues. Au microscope, le fond présente des quartz en tous petits cristaux ainsi que des feldspaths et des minéraux opaques. Ils peuvent être le résultat de la dévitrification d'un verre. Les phénocristaux de quartz sont rares, sinon absents ; les plagioclases zonés (plutôt basiques ?) sont complètement altérés, pseudomorphosés en calcite ou séricite ; les amphiboles sont entièrement chloritisées, la Hornblende brune (?) s'étant déchargée de son fer dans les interstices entre les minéraux ; enfin, on peut voir quelques vieilles apatites. Si nous sommes en présence d'un fond vitreux dévitrifié, la roche originelle était une andésite. Si la structure est microgrenue, nous avons là une microdiorite quartzique. Cette deuxième hypothèse rejoint les descriptions des auteurs (J. Fabre, 1961 ; R. Feys, 1963).

β- Mine du Chiélu.

A l'Est de la Rivine, en rive droite de la Valloirette, au lieu-dit Le Chiélu (ou Le Chezlu), une petite exploitation (mine Rambeau) a été ouverte dans le Houiller. Ch. Pussenot (1930) y signale :

Alethopteris friedsli (P.B.) ;
Alethopteris essinghi (Andrae) ;
Lepidophyllum lanceolatum (Lindl. et Hutt.) ;
Neuropteris gigantea.

P. Corsin (1945, in J. Fabre, 1961 et in Ch. Greber, 1965) donne :

Pecopteris plumosa dentata (Artis) ;
Corynepteris angustissima (Sternb.)

et enfin, Ch. Greber (1965) y a trouvé :
Alloiopteris (Corynepteris) essinghi (Andrae) ;
Neuropteris schlehani (Stur.) ? ;
Asterophyllites grandis (Sternb.) ;
Lepidophyllum lanceolatum (Lindl. et Hutt.) ;
Sphenopteris sp. ;
feuilles de *Lepidophytes* et de *Cordaïtes*

La carrière est aujourd'hui abandonnée mais les déblais sont encore riches en anthracite et en débris de flore. Nous avons pu en effet récolter :

Stigmaria ficoïdes (Brongn.)(1) ;
Lepidophylloïdes lanceolatum (Lindl. et Hutt.)(1) ;
Calamites cisti (Brongn.)(1) ;
Calamites suckowii (Brongn.)(1) ;
Calamites sp.(1) ;
Asterophyllites sp.(1) ;
Paleostachya sp.(1) .

γ- Autres affleurements.

1- Lac des Cerces.

Le Westphalien A présent au col de la Ponsonnière se poursuit vers le Nord. Masqué par la moraine au pied du massif des Cerces, il réapparaît au niveau du lac des Cerces, où nous avons pu ramasser une flore assez variée et pas trop abîmée :

Calamites cisti (Brongn.)(1) ;
Calamites suckowii (Brongn.)(1) ;
Lepidophylloïdes lanceolatum (Lindl. et Hutt.) sp.(1) ;
Lepidophylloïdes sp.(1) ;
Stigmaria ficoïdes (Brongn.)(1) ;
Mariopteris sp.(1) ;
Mariopteris sp. cf *Mariopteris grandepinnata* (Huth.)(1) ;
Asterophyllites sp.(1) .

C'est ce même Westphalien A qui pointe juste au Nord du lac des Cerces, au coeur du collet de la Fourche (cf. fig. 87) ainsi sans doute qu'en pincée tectonique dans les replis de Côte Vieille (cf. fig. 84 et 85).

---

(1) détermination J. Broutin.

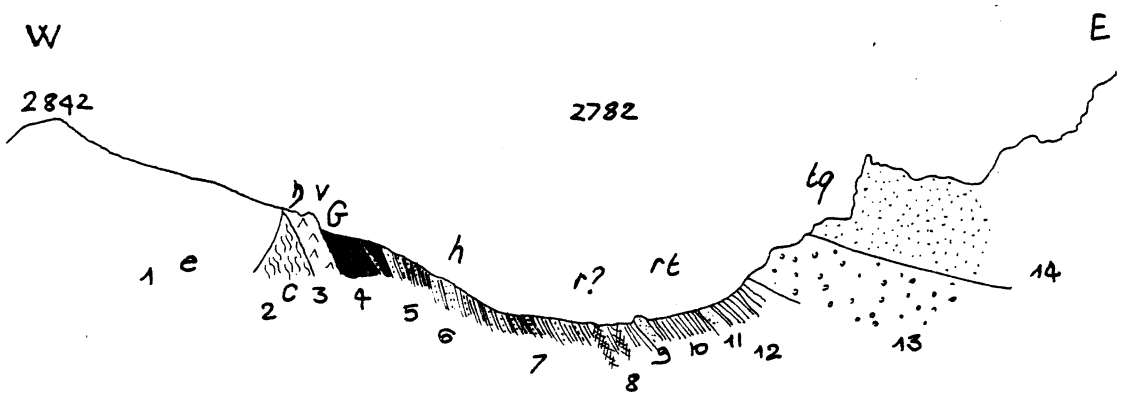
2- *Ruisseau de Bonnenuit.*

Plus au Nord, le ruisseau de Bonnenuit ouvre une belle tranchée dans le Houiller. Les schistes noirs contiennent deux ou trois petites couches de charbon mais n'ayant pas trouvé de fossile intéressant, nous ne pourrons attribuer cet affleurement à l'un ou à l'autre des Westphaliens A ou C. Néanmoins, il y a de fortes présomptions pour qu'il s'agisse du Westphalien C. En effet, le Westphalien A, cantonné au secteur Ponsonnière-Cerces, semble ne pas se poursuivre à l'affleurement vers le Nord : il disparaît sous le Westphalien C largement développé aux environs de Valloire et au Crey du Quart.

3- *Crête du Galibier.*

Il existe encore trois petits affleurements isolés de Westphalien. Ils se trouvent tous trois sur la crête du Galibier, deux à l'Est du col et le troisième juste à l'Ouest de la masse de gypse sur laquelle est installée la table d'orientation.

L'"écaille" la plus orientale est l'"écaille de Mandette", décrite par J. Fabre en 1961. Elle se situe au niveau du col du Clot Julien, entre le Grand Galibier et la Pointe de la Tête Noire ou de la Mandette (fig. 33).



Ecaille de Mandette (croquis)

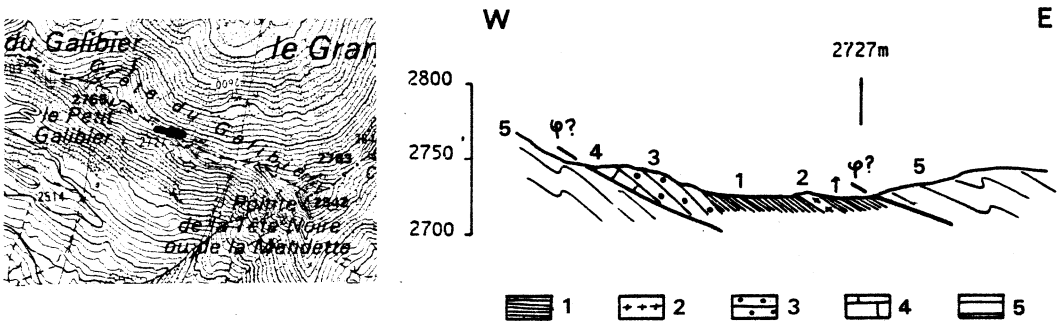
1. Flysch (e) ; 2. Marbres en plaquettes (c) ; 3. Microdiorite (nV) (1,5 m à 3m) ; 4. Gypse (G) (5 à 7 m) ; 5. Grès gris, massifs laminés, ou noirs et fins ; quelques schistes noirs gréseux ; 6. Arkoses ou quartzites phylliteux (h) (1 à 2 m) ; 7. Schistes et grès gris et noirs (10 m) ; 8. Schistes gris, verts et noirs ; filons de quartz (r ?) ; 9. Quartzite phylliteux gris blanc sale et schiste gris-vert (2 à 3m) ; 10. Schiste onctueux gris-vert clair, à lentilles ankéritiques (4 à 6 m) ; 11. Schiste et quartzite phylliteux gris sale (1 m) ; 12. Schiste vert et lie de vin, grès vert, quartzite blanchâtre (5 à 10 m) (rt) : Au sommet schiste vert, cf. tuf (10 m) ; 13. Quartzite blanc à grains roses (rt) ; 14. Quartzite blanc (tq). Filons de sidérose, en particulier dans les niveaux n° 5, 7 et 10.

J. FABRE, 1961

Fig. 33: Ecaille de Mandette (J. Fabre, 1961).

Les schistes noirs, fortement laminés n'ont pas livré de traces végétales mais les formations permo-triasiques qui les surmontent ainsi que le sill de microdiorite typique du Westphalien, les placent sans équivoque possible dans le "Houiller briançonnais".

Le second affleurement, un peu plus à l'Ouest, se trouve en contrebas à l'Est du Petit Galibier Est (point coté 2765m) (fig. 34).



1- schistes noirs, grès et conglomérats westphaliens ; 2- sill de microdiorite ; 3- quartzites werféniens ; 4- calcaires triasiques ; 5- flysch noir subbriançonnais.

Fig. 34: Coupe de la crête du Galibier, au niveau du col 2727m.

Coincée au milieu du flysch, une lame de calcaires triasiques très abimés supporte en série inverse quelques mètres de quartzites blancs, eux-mêmes surmontés par une dizaine de mètres de schistes et grès houillers. Les grès gris passent à des petits conglomérats à plaquettes de schistes noirs. Les schistes gréseux contiennent des morceaux de *Calamites* et des fragments indéterminables. Ces *Calamites* et "tiges" en mauvais état avaient déjà été signalées par J. Fabre (1961). Le sill de roche éruptive interstratifié dans les schistes est très écrasé. L'observation en lame mince donne une microdiorite abimée, comparable à celle décrite au collet de la Ponsonnière.

Le troisième pointement enfin, à l'Ouest du col du Galibier a été décrit par B. Tissot (1956). Il est localisé sur le replat à 2593m, dans le col séparant la bosse gypseuse de la table d'orientation (2679m) du Petit Galibier Ouest (Cairn, 2628m). Au milieu des éboulis dépassent deux rochers de quartzites blancs werféniens et conglomérats clairs permo-triasiques. Le plus important des deux possède en outre, à sa base, 2 à 3m de schistes noirs houillers. Nous n'y avons trouvé aucun fossile mais là aussi, la présence de Permien et de Trias (voire de calcschistes en plaquettes) typiquement briançonnais juste dessus, nous confirme dans l'idée qu'il s'agit bien d'un lambeau de Briançonnais.

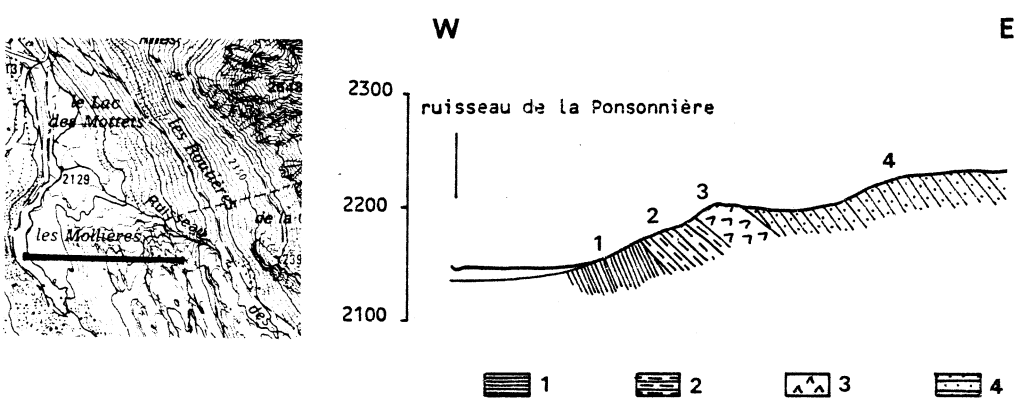
Ces "écailles" de Briançonnais peuvent tout aussi bien être des klippes glissées à l'avant et pincées dans la série flyschoïde subbriançonnaise que des blocs (gros olistolites) au sein de cette même formation.

2°/- Le Stéphano-autunien :

a- L'assise bariolée.

Les couches productives du Westphalien passent à des couches stériles, plus conglomératiques. Si, en Tarentaise et dans une partie de la Maurienne, ce Stéphanien repose en concordance sur le Westphalien (avec lacune probable du Stéphanien inférieur en Maurienne), vers le Sud (vallée de Névache), les conglomérats se retrouvent directement au contact du Westphalien moyen ou inférieur, ou même du Namurien. R. Feys (1963) explique cette distribution par un envahissement au cours du Stéphanien moyen d'une sédimentation détritique, discordante sur les différents termes anthracifères sous-jacents. Cette transgression serait donc liée aux mouvements de la phase asturienne (J. Favre, R. Feys et Ch. Greber, 1953).

Sur notre terrain, le Stéphanien supérieur affleure dans le vallon et au col de la Ponsonnière (fig. 35, cf. aussi fig. 32 et 36).



1- schistes noirs westphaliens ; 2- schistes versicolores stéphano-autuniens ; 3- porphyrite ; 4- conglomérats et schistes permiens.

Fig. 35 : Coupe du vallon de la Ponsonnière, au niveau des Mollières.

Il n'y a que peu (ou pas) de conglomérats de base et l'on peut voir sur le Westphalien des grès psammitiques, vert pâle ou violacés, sériciteux. Au-dessus des grès, viennent des schistes argileux violets et verts alternant avec des bancs carbonatés (col de la Ponsonnière ; environs de Valloire : Montissot, l'Archaz, Géneuil) et/ou des conglomérats arkosiques à petits galets. Ch. Pussenot en 1930 signalait déjà les bancs calcaires. Ce sont des calcaires dolomitiques à patine capucin, en bancs continus ou, plus souvent, en lentilles irrégulières. Dans un galet, récolté dans les conglomérats du Verrucano, R. Feys (1954) montre de nombreux débris organisés complètement silicifiés, qui suggèrent une origine marine mais aucun n'est déterminable spécifiquement.

Cette formation attribuée par position au Stéphanien supérieur-Autunien, correspond à la "*série multicolore inférieure*" (J. Fabre et R. Feys, 1966) ou "*Eopermien à calcaires*" (J. Schade et J. Fabre, 1984).

Son épaisseur est difficile à apprécier dans le seul vallon de la Ponsonnière ou sous les placages quaternaire du Crey du Quart (au-dessus de Valloire) : B. Tissot (1956) lui donne une puissance d'une soixantaine de mètres et R. Feys (1963) une épaisseur maximale de 300m environ ! L'apparente discontinuité des affleurements est due à la discordance du Permien supérieur (Néopermien).

b- *La porphyrite.*

Dans le vallon de la Ponsonnière, la série est couronnée par une coulée de porphyrite compacte, verte ou rouge, à tendance dacitique. C'est une roche assez voisine, par sa composition, des microdiorites interstratifiées dans le Westphalien mais aussi de l'andésite de Guillestre.

	Porphyrite de la Ponsonnière Analyse *B.R.G.M.*	Andésite de Guillestre (R. Feys, 1957) Analyse *B.R.G.M.*
SiO_2	51,09	56,46
Al_2O_3	19,47	16,48
Fe_2O_3	5,15	5,48
FeO	2,02	0,13
MnO	0,14	0,08
MgO	2,15	2,33
CaO	12,60	8,08
Na_2O	1,53	5,08
K_2O	0,69	0,79
TiO_2	0,88	0,62
P_2O_5	0,25	0,15
CO_2	0,80	1,75
H_2O^-	0,12	0,15
H_2O^+	3,23	3,10
Total :	100,12	100,68

N.B.: On remarquera une teneur en Na_2O beaucoup plus faible et une teneur en CaO plus forte dans la porphyrite de la Ponsonnière. J. Fabre explique cette différence par le fait que la porphyrite a dû, pour s'épancher, traverser une épaisse série comportant des calcaires, calcaires qui n'apparaîssent pas dans la région de Guillestre.

Tableau comparatif des analyses de porphyrite de la Ponsonnière et d'andésite de Guillestre (J. Fabre, 1961).

En lame mince (photo n° 15), la roche montre un fond recristallisé dans lequel baignent des phénocristaux (structure porphyrique). La pâte microcristalline montre des petits cristaux de quartz, des minéraux opaques, des produits d'altération : phyllites chloritisées et parfois des îlots de calcite néoformée et de petites épidotes. Les phénocristaux sont essentiellement des feldspaths (plagioclases zonés), quelques quartz (dont certains néoformés) et des éléments (?) à coeur chloritique entouré d'une gaine ferrugineuse. C'est une roche comparable au porphyre bleu de l'Esterel (1).

On peut estimer l'épaisseur de la coulée à 20 ou 30m (cf. fig. 35). A la base, la roche remanie les schistes sous-jacents. Au sommet, c'est la coulée elle-même qui est reprise dans un conglomérat à pâte schisteuse violacée ("tuf" de B. Tissot, 1956).

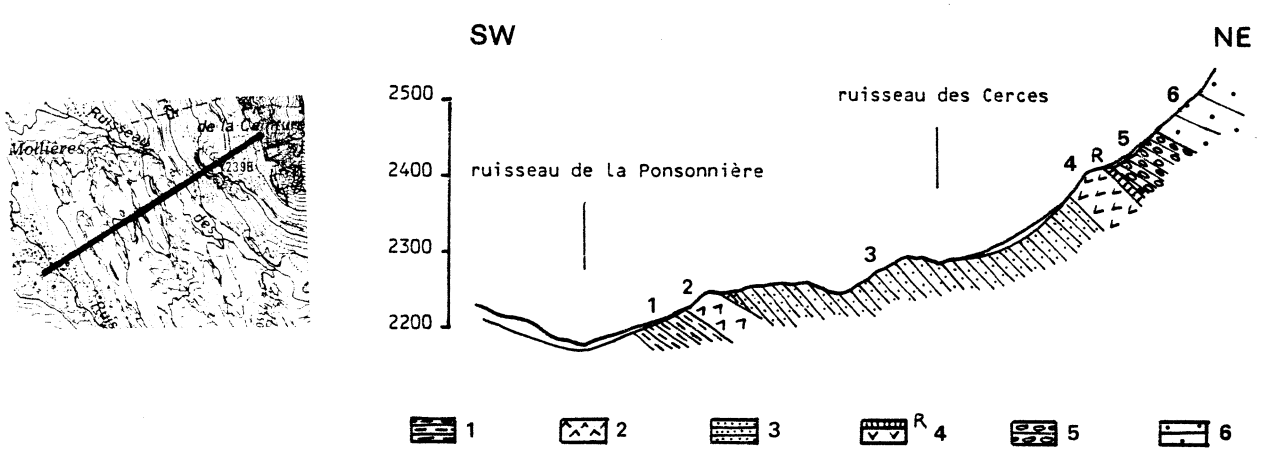
Cet épanchement correspondrait à la *"phase de détente qui a suivi les déformations saaliennes"* (J. Fabre, 1961).

3°/- Le Permien :

a- *Les schistes conglomératiques.*

α- *Le vallon de la Ponsonnière.*

Le vallon de la Ponsonnière offre une belle coupe de la série schisto-conglomératique qui vient en discordance angulaire faible (10 à 15°) sur la coulée de porphyrite (fig. 36).



1- schistes versicolores stéphano-autuniens; 2- porphyrites; 3- schistes et conglomérats lie-de-vin permiens. 4- rhyolitoïdes et placage de radiolarites (R); 5- conglomérats quartzitiques clairs permo-triasiques; 6- quartzites werféniens.

Fig. 36 : Coupe du ruisseau des Cerces au niveau des Mollières.

(1) indication S. Fudral.

La discordance cartographique à la base de cette formation est quasi générale et suggère une lacune (tectonique ?) de la partie inférieure de ce "Néopermien" (ou de la partie sommitale de l'Eopermien ?). Les puissants conglomérats de teinte violacée à lie-de-vin sont, en l'absence de toute trace fossile, attribués par position au "Néopermien". Ils correspondent à l'*"assise de Rochachille"* (J. Fabre et R. Feys, 1966 ; J. Schade et J. Fabre, 1984 ; ...) et précédent les conglomérats clairs du Verrucano (Permo-Trias).

Cette série formée essentiellement par des sédiments détritiques grossiers (conglomérats et grès grossiers avec localement des schistes gréseux et des arkoses) correspond à une période de vive érosion attaquant en premier lieu la coulée immédiatement sous-jacente mais aussi le Houiller, voire le cristallin. Dans un ciment arkosique lie-de-vin ou parfois verdâtre, on trouve donc une majorité de galets de roches éruptives qui peuvent atteindre jusqu'à 10 ou 20cm de diamètre, même au sommet de la formation. On aura ainsi des galets de quartz rose et blanc ainsi que des schistes noirs du Houiller (photo n° 16). R. Feys (1963) a dressé un inventaire systématique des "galets inhabituels" que nous rappellerons succinctement :

- beau granite sain de provenance indéterminée ;
- microgranite sans doute intrusif dans le Carbonifère ;
- microdiorite (?) d'anciens affleurements du Houiller briançonnais, mais très altérée ;
- roches profondément altérées ou écrasées, à deux temps de cristallisation, qui font pour certaines penser à des microdiorites ;
- lave dévitrifiée (ou tuf) très altérée ;
- calcaire et dolomie, provenant probablement des bancs calcaires de l'assise bariolée stéphanienne. Certains galets largement cristallisés montrent plus ou moins de produits ferrugineux (sidérose, hématite) ;
- grès et arkoses, fins ou grossiers, éléments du Carbonifère mais remaniés et rubéfiés et la plupart du temps méconnaissables ;
- phtanite (à spongolites ?) dont il existe quelques affleurements dans le Carbonifère briançonnais ;
- quartz à tourmaline, résultat probable du métamorphisme d'une arkose houillère.

Localement, ces conglomérats passent à des poches d'arkoses lie-de-vin ou à des bancs lenticulaires de schistes gréseux de même teinte. On observe parfois une décoloration secondaire vert pâle liée à un réseau cicatriciel de quartz. Les conglomérats fréquemment feuilletés par laminage arrivent à mimer des psammites, ou même des schistes fins. Dans l'ensemble, l'assise montre une base grossière et un sommet plus finement détritique mais on note encore quelques passées conglomératiques (galets de roches éruptives en majorité) vers le haut de la série. L'épaisseur totale de ce "Néopermien" est difficile à évaluer, les auteurs s'accordent pour lui donner une puissance de 100 à 200m dans le vallon de la Ponsonnière (J. Fabre, 1961 ; R. Feys, 1963 ; B. Tissot, 1956).

β- *Autres affleurements : le massif des Sétaz.*

Ces schistes conglomératiques sont présents sur tout le pourtour du massif des Sétaz où ils apparaissent en rouge au milieu des alpages à la faveur des ruisseaux et surtout des nombreux arrachements.

A Côte Vieille, au Nord du vallon de la Ponsonnière, nous retrouvons le Permien coincé dans des replis aigus de quartzites blancs werféniens (cf. fig. 84 et 85). La crête de Barbe Grise, à l'Ouest des Pointes d'Orient, montre un beau développement de schistes, grès et conglomérats schisteux rouges lie-de-vin. Ils apparaissent aussi dans la partie septentrionale du massif, sous l'épaisse falaise triasique de la Sétaz des Prés. Enfin, un bel affleurement se situe dans le fond du vallon de la Neuvachette au pied du Rateau Vieux.

b- *Rhyolitoïde et radiolarites.*

Dans la partie méridionale de notre terrain d'étude, cantonnée au secteur Pic de la Ceinture - Côte Vieille, la séquence schisto-conglomératique se termine par une émission tardive acide couronnée d'une croûte de jaspe rouge (cf. fig. 36).

La roche volcanique se présente sous un aspect vert pâle et une texture telle qu'elle a souvent été confondue avec les quartzites triasiques. Elle contient des phénocristaux de feldspaths souvent zonés et pouvant atteindre une taille de plusieurs millimètres. La base de la coulée montre des figures de fluidalité et le sommet des vacuoles contournées, remplies d'une substance d'aspect cireux vert foncé et parfois des ankérites bordées ou non d'un liseré de quartz. Les phénocristaux de quartz sont rares et toujours corrodés.

C'est une roche d'épanchement qui a une composition de rhyolite (analyses 6 à 9 de J. Fabre, 1961) mais par sa pauvreté en quartz, on lui a préféré le nom de *rhyolitoïde*. Elle est apparentée aux *liparites* du "Verrucano" briançonnais et serait le témoin d'une phase palatine : les coulées finipermiennes, acides et potassiques, couvraient alors de très grandes surfaces pédiplanées, avant la transgression permo-triasique (on retrouve une grande quantité de ces liparites dans les conglomérats du Verrucano).

Dans le vallon de la Ponsonnière, l'épaisseur du rhyolitoïde atteint 30 à 50m.

En certains endroits, au sommet de la coulée, nous avons pu mettre en évidence la présence de"radiolarites"sur une épaisseur impossible à évaluer. Macroscopiquement difficilement différenciables du rhyolitoïde, elles présentent en lame mince une trame chloritique dans laquelle sont disséminées des figures siliceuses circulaires à sub-circulaires (photo n° 17). Très localement, une croûte rouge sombre, à éclat cireux vient s'intercaler entre rhyolitoïde + radiolarites et la formation conglomératique sus-jacente, s'infiltrant même dans les fissures du rhyolitoïde. Macroscopiquement, elle ressemble au jaspe (cf. J. Jung, 1969, p. 130 : jaspe du Jurassique supérieur des Alpes internes) ; microscopiquement, on ne voit que de la silice et

des minéraux opaques, organisés comme des encroûtements ferrugineux (photo n° 18). Cette croûte ne dépasse pas quelques centimètres d'épaisseur.

4°/- Le Permo-Trias :

a- *Le "Verrucano".*

Sur la coulée acide et sa croûte radiolaritique et sur les schistes conglomératiques permiens, vient une formation qui, tout en ayant des caractères permiens annonce déjà le faciès du Trias inférieur. C'est un conglomérat quartzitique clair, vert pâle ou blanc, à grains roses ou rouges de taille variable (du millimètre au centimètre, avec quelques galets allant jusqu'à 5cm), plus ou moins bien classés, assez grossiers à la base. Il contient des poches de pélites et schistes violets ou verts, assez semblables à ceux des formations antérieures. Les éléments du conglomérat sont en majorité des quartz roses, des galets de roche éruptive rouge (lipari-te ?) ainsi que des morceaux de la croûte de jaspe rouge. Moins fréquemment, on y voit des fragments de schistes et des grès houillers. J. Fabre (1961) y signale en outre, quelques rares galets de cristallin.

Ces conglomérats sont, avec le Permien sous-jacent, un équivalent latéral du Verrucano *l.s.* de Briançon. Tout se passe comme si, vers le Nord, sur notre terrain, les apports terrigènes s'intensifiaient pour donner d'une part les conglomérats lie-de-vin du Permien et, d'autre part, les conglomérats quartzitiques clairs à galets rouges du Permo-Trias (Verrucano *s.s.*) (R. Feys, 1963). Ce Permo-Trias est étroitement lié aux quartzites werféniens : il se comporte en fait comme un conglomérat de base, les éléments deviennent plus homogènes et calibrés vers le haut et semblent se "diluer" dans la pâte quartzitique claire. Cette limite floue nous interdit une bonne évaluation de l'épaisseur de cet horizon. Nous lui attribuerons donc une puissance de 10 à 30m dans le secteur nord du vallon de la Ponsonnière. Signalons encore que dans la partie septentrionale du massif des Sétaz, le passage du Permien au Werfénien se fait, en l'absence de coulée acide, en quelques mètres à peine et que, au contraire, vers l'Est, aux environs du Pic du Thabor, J. Fabre (1961) donne 60 à 80m de Permo-Trias.

A la fin du Permien, la pénéplanation était pratiquement achevée. L'action conjuguée de l'eau et du vent dans des lagunes séparées par des cordons de dunes, va trier, réduire et polir les derniers débris. La pénéplaine est alors recouverte, au moins pour la partie Sud-Ouest du Briançonnais, par les coulées acides. Ceci explique la rareté des galets houillers ou cristallins et la grande fréquence des graviers de quartz, jaspe et "liparites".

b- *Etude de quelques coupes.*

α- *Coupe du collet de la Fourche.*

Au Nord du lac des Cerces, entre la Pointe de la Fourche et

le Pic de la Ceinture, dans le collet de la Fourche, nous observons la coupe suivante (fig. 37) :

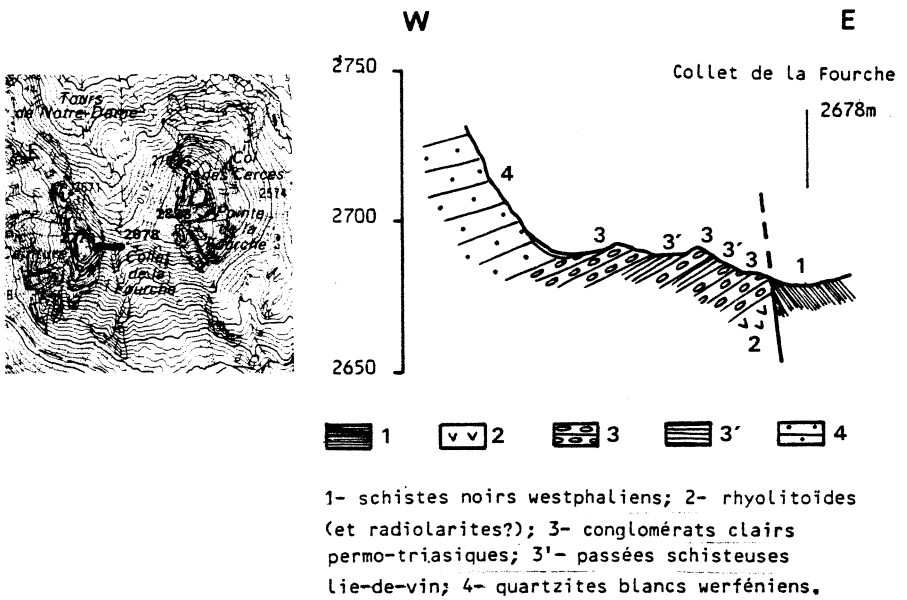


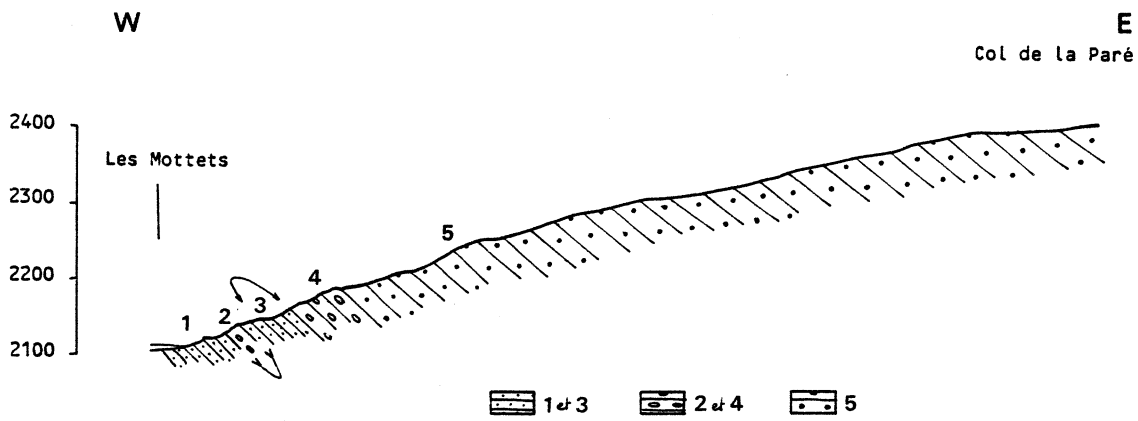
Fig. 37 : Coupe de la partie occidentale du collet de la Fourche.

A l'Ouest de la faille passant au niveau du collet, nous avons pu voir la coulée de rhyolitoïdes (avec ou sans radiolarites ?) surmontée stratigraphiquement par les conglomérats clairs présentant des niveaux très verdâtres et des passées schisteuses rouge lie-de-vin plus ou moins développées. La série passe ensuite insensiblement aux quartzites blancs.

β- *Coupe du ruisseau de la Jargette.*

Le ruisseau de la Jargette prend sa source au camp militaire des Rochilles et creuse son lit principalement dans les quartzites werféniens. Mais quand on le remonte, à partir des Mottets, on rencontre successivement (fig. 38) :

(1) au niveau des Mottets, sur le bord de la route militaire des Rochilles, conglomérats et schistes permiens lie-de-vin, surmontés par
(2) une vingtaine de mètres de conglomérats quartzitiques clairs à galets rouges et roses du Permo-Trias ;
(3) Les mêmes conglomérats lie-de-vin que (1), environ 20m, avec passage progressif aussi bien à la base qu'au sommet, aux conglomérats permo-triasiques (2) et (4) ;



1 et 3- conglomérats et schistes permiens ; 2 et 4- conglomérats permo-triasiques ; 5- quartzites werféniens.

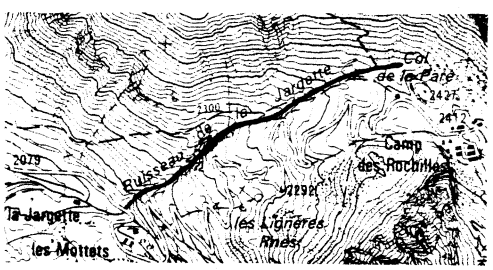


Fig. 38 : Coupe du ruisseau de la Jargette.

(4) conglomérats clairs identiques à (2), une trentaine de mètres, passant en continuité aux
(5) quartzites blancs du Werfénien.

Nous constatons ici l'absence de la coulée rhyolitique qui s'intercalait, plus au Sud, entre les conglomérats permiens rouges et ceux du Permo-Trias, blancs à galets rouges. Nous pouvons alors noter un passage graduel mais rapide du Permien au Permo-Trias. La phase palatine, dont les épanchements acides sont les seuls témoins, n'a pas eu, semble-t-il, d'action tectonique dans ce secteur.

γ- Autres affleurements.

Nous avons vu une répartition irrégulière pour ces conglomérats permo-triasiques. Quasiment absents au Nord du massif des Sétaz, on les trouve essentiellement dans le secteur lac des Cerces-Rochilles, ainsi que dans les replis de Côte Vieille (cf. fig. 84 et 85). Il en existe aussi une barre au col du Clot Julien, au pied de la falaise triasique (quartzites et calcaires) du Grand Galibier (cf. fig. 40 et 41). Les derniers affleurements enfin se situent à l'Ouest du col du Galibier, dans les deux pointements briançonnais décrits dans le paragraphe consacré au Westphalien.

Un troisième enfin, en contrebas au Nord de la table d'orientation ne possède pas de Houiller, mais montre les faciès typiques du Permo-Trias et du Werfénien. Dans ces trois cas encore, le passage conglomérats quartzitiques/ quartzites est continu.

5°/- Conclusions sur le Paléozoïque briançonnais :

Déjà étudié au siècle dernier (M.L. Elie de Beaumont, 1828), le Paléozoïque briançonnais n'a pas fini de dévoiler tous ses secrets, tant du point de vue structural (R. Fabre, 1982 ; ...) que du point de vue stratigraphique (J. Schade et J. Fabre, 1984 ; D. Mercier et B. Beaudoin, 1984 ; ...).

Nous pouvons néanmoins établir une colonne stratigraphique synthétique du Paléozoïque dans la région de Valloire-Galibier (fig. 39).

Sur un socle inconnu, s'installe dès le Namurien (ou peut être même avant) une sédimentation détritique. La proximité du socle est attestée par la présence dans les grès et conglomérats du Carbonifère d'une majorité de grains de quartz, de débris de quartzites ainsi que des phyllites résultant de la désagrégation de roches métamorphiques. Ces dépôts s'accumulent sur près de 2000m.

Au cours du Stéphanien a lieu un premier bouleversement, provoquant la mise en place de microdiorites dans divers niveaux du Westphalien. Le Stéphanien supérieur est discordant sur les différents termes du Westphalien. Une vive coloration de ces sédiments, tranchant sur le camaïeu de gris des formations sous-jacentes, ainsi que la présence de niveaux carbonatés indiquent des changements dans les conditions de sédimentation. Un épanchement dacitique vient clore la séquence, soulignant la phase saalienne.

Après une lacune possible (à la limite Autunien - Saxonien ?), la sédimentation détritique reprend avec des conglomérats entrecoupés de poches de pélites et d'une coulée acide (témoin d'une phase palatine ?) encroûtée de radiolarites. Grossiers à la base, les conglomérats se diluent peu-à-peu et passent en continuité aux quartzites du Trias inférieur.

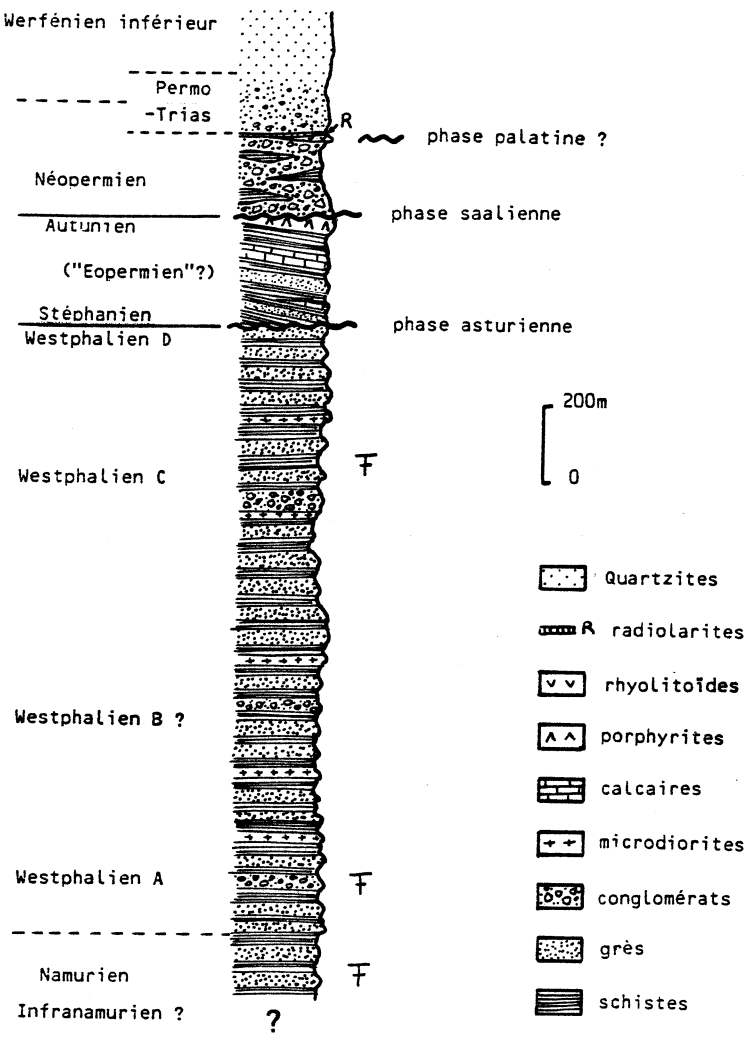


Fig. 39: Colonne stratigraphique synthétique du Paléozoïque briançonnais, dans la région de Valloire-Galibier.

6°/- Le Trias inférieur :

a- Les quartzites.

Ennoyant les dernières crachées détritiques (chargées de quartz roses), s'installe un régime monotone de sédimentation siliceuse. Cette formation homogène de quartzites blancs bien lités s'accumule parfois sur

de grandes épaisseurs : au Nord (Sétaz des Prés) comme au Sud (Aiguille Noire, Tours de Notre Dame), elle atteint 200 à 300m. Elle montre alors des reliefs découpés, arêtes vives et parois abruptes. L'action conjuguée du gel et du dégel ainsi que l'érosion par les eaux courantes, isolent fréquemment des aiguilles acérées recouvertes de lichens silicicoles donnant un aspect noir aux affleurements (Aiguille Noire).

Dans le secteur médian du massif des Sétaz, les quartzites sont absents soit par amincissement stratigraphique, soit par laminage tectonique, soit par action combinée des deux phénomènes : les calcaires triasiques reposent alors directement sur les conglomérats du Permien, les contacts étant presque toujours masqués par les éboulis.

L'invasion marine du début du Trias provoque un remaniement des sables siliceux : les grains, longuement "préparés" par le vent se déposent dans un bassin marin assez calme (sans doute sous faible tranche d'eau). F. Ellenberger (1953) signale en Vanoise des *"petits lits irréguliers de schistes cireux verts que l'on peut interpréter comme indices d'émersion"*. Il en existe quelques uns entre Valloire et le col du Galibier. Des ripple-marks et des stratifications entrecroisées ont été observées, notamment sur la route des Rochilles, vers 2330m (photo n° 19).

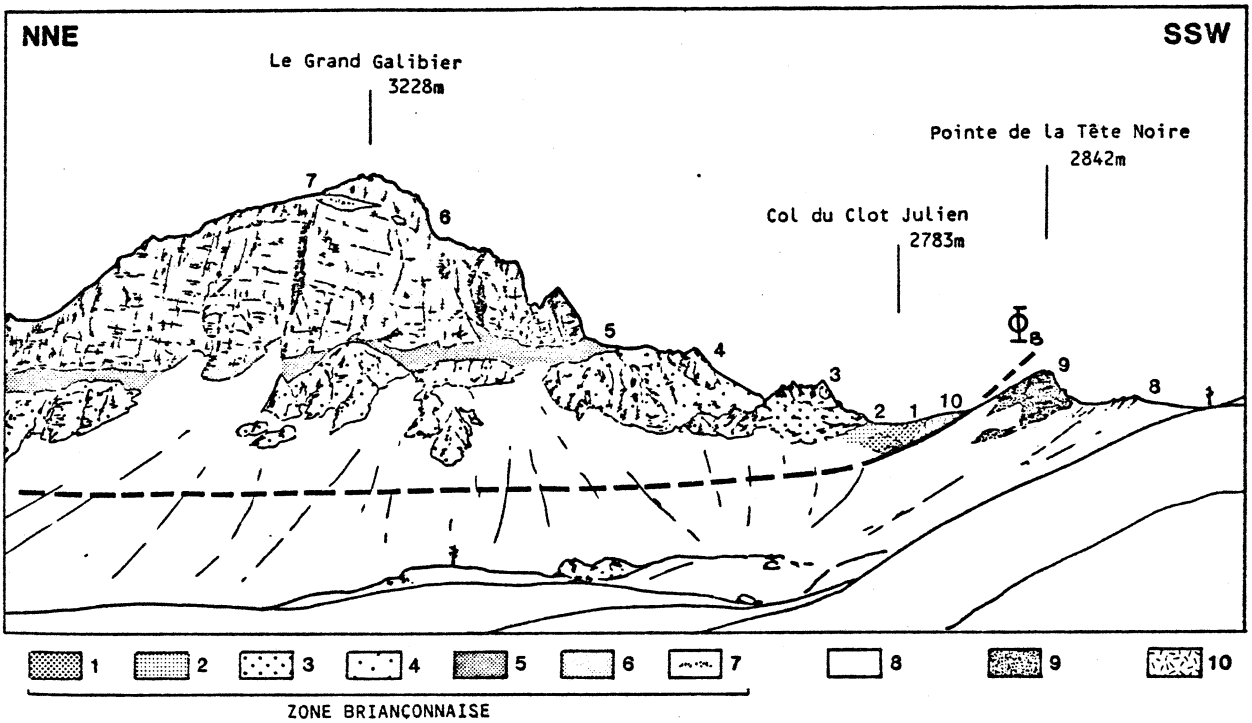
J. Ricour (1963) imagine *"le cadre génétique des quartzites du Trias comme un milieu marin dont l'arrière-pays était un continent très plat, dénudé et aride, théâtre d'importants phénomènes éoliens, mais de relief trop faible pour fournir un matériau grossier (hormis dans certaines couches de base)"*.

L'horizon quartzitique n'a jamais été caractérisé paléontologiquement. Classiquement, il est attribué au Werfénien par sa position stratigraphique : en effet, il est compris entre le Permo-Trias (non daté lui-même, mais présentant un passage continu aussi bien avec les conglomérats permiens à la base qu'avec les quartzites au sommet) et le Trias carbonaté dont la base datée du Spathien, fait encore partie du Trias inférieur (J. Mégard-Galli et A. Baud, 1977).

b- Les "schistes dolomitiques".

Séparant la masse calcaréo-dolomitique du Trias moyen et les reliefs noirs et escarpés des quartzites, s'individualise une mince vire jaune. Elle est très nettement visible dans la face ouest du Grand Galibier où son épaisseur ne dépasse pas 10 à 25m (fig. 40).

La roche à l'affleurement n'est pas franchement exprimée : il s'agit plutôt d'une terre jaune résultant de la destruction d'un schiste dolomitique plus ou moins cargneulisé. Au Sud de notre terrain, sur la route du col du Galibier au col du Lautaret, une klippe à matériel briançonnais nous montre des quartzites surmontés par des schistes noirs et luisants et des dolomies gris-clair relativement bien conservés. Ils sont l'équivalent de la vire jaune du Galibier. Coincés entre le sommet des quartzites et la base des calcaires attribués au Spathien, ces "schistes dolomitiques" sont donc rapportés au sommet du Werfénien ou à la base du Spathien. De plus, ils res-



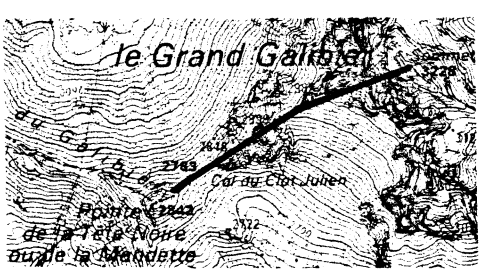
1- schistes noirs westphaliens; 2- schistes lie-de-vin permiens; 3- conglomérats clairs permo-triasiques; 4- quartzites blancs werféniens; 5- schistes dolomitiques du Werfénien supérieur-Spathien inférieur; 6- calcaires et dolomies aniso-ladiniens; 7- calcschistes rouges et verts du Crétacé supérieur-Eocène basal en poches karstiques; 8- série flyschoïde et flysch noir subbriançonnais; 9- flysch à Helminthoïdes; 10- gypse; Φ_B- contact de base de la zone briançonnaise.

Fig. 40 : Panorama de la face ouest du Grand Galibier.

semblent à une formation occupant une position stratigraphique identique et ayant fourni dans les Tatras (Carpates orientales) des fossiles d'âge Werfénien supérieur (Z. Kotanski, 1959 ; J. Debelmas, 1960).

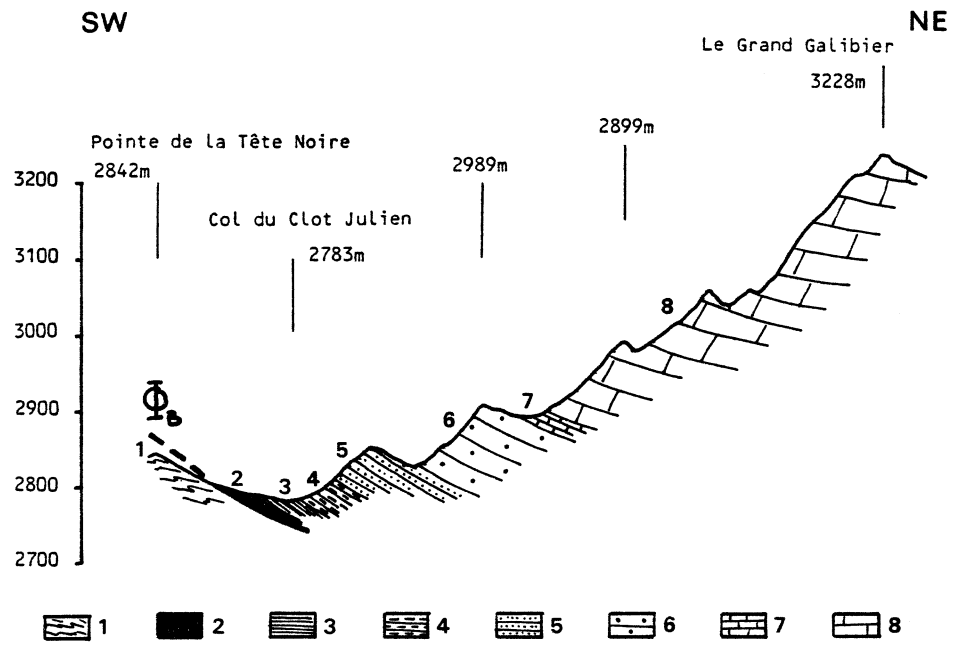
c- *Etude de quelques coupes.*

α- *Coupe du col du Clot Julien.*



Au col du Clot Julien, nous pouvons voir le passage progressif du Permien au Trias (fig. 41).

← (schéma de localisation)



1- flysch à Helminthoïdes; 2- gypse; 3- schistes noirs westphaliens; 4- schistes lie-de-vin permiens; 5- conglomérats clairs permo-triasiques; 6- quartzites blancs werfeniens; 7- schistes dolomitiques du Werfénien supérieur - Spathien inférieur; 8- calcaires du Trias moyen; Φ_B - contact de base de la zone briançonnaise.

Fig. 41 : Coupe du col du Clot Julien.

Bien différenciée, au pied de la falaise de Trias moyen du massif du Galibier, la barre de quartzites atteint ici une épaisseur approximative de 150m. Elle repose en continuité sur les conglomérats clairs permo-triasiques présents seulement au niveau du col. Elle est surmontée par la vire jaune de schistes dolomitiques, vire que nous pouvons suivre aisément dans le paysage (cf. fig. 40), jusqu'à la Pointe du Vallon où les quartzites disparaissent, laminés par le chevauchement frontal du Briançonnais.

β- *Autres affleurements.*

1- *Le massif des Sétaz.*

La couronne de quartzites qui forme la base de la Sétaz des Prés au Nord, présente une épaisseur anormale (300 à 400m). La présence, à mi-hauteur sous le téléski de la Sétaz des Prés, d'un peu de schistes rouges et conglomérats permiens ainsi que de conglomérats clairs du Permo-Trias suggère un redoublement de la série ; d'autant que la partie septentrionale de l'affleurement (partie inférieure) est complètement broyée et laminée et, de ce fait, ne se traduit pratiquement plus dans le relief.

D'autre part, nous avons vu que dans la partie médiane du massif, les quartzites disparaissent presque totalement. On n'en trouvera plus qu'un pointement au sommet de la crête de Barbe Grise.

Les quartzites réapparaissent dans le secteur des Rochilles. Nous en avons compté trois barres dans les replis de Côte Vieille (cf. fig. 84). Nous avons vu aussi que le ruisseau de la Jargette a taillé son lit, pour une bonne part dans les quartzites blancs, de même que la route qui mène au camp des Rochilles dégage de beaux affleurements. Le Pic de la Ceinture et les Tours de Notre-Dame donnent ces crêtes déchiquetées de "style gothique" qu'avaient déjà décrites M. Gignoux et L. Moret. Là, l'horizon retrouve toute sa puissance et nous aurons même, sur la crête entre les Tours de Notre-Dame et le Pic de la Ceinture, une mince bande de schistes dolomitiques jaunes cargneulisés. De l'autre côté du collet de la Fourche, vers l'Est, les quartzites sont de nouveau laminés et nous n'en voyons plus qu'une dizaine de mètres au pied de la falaise calcaire de la Pointe de la Fourche.

2- *Le massif du Galibier.*

Nous avons vu (cf. fig. 40) que les quartzites étaient bien représentés sur le flanc occidental du Grand Galibier entre la Pointe du Vallon et le col du Clot Julien. Ils se poursuivent vers le Sud jusqu'au delà du col Termier. Sur le flanc oriental, il n'en existe que dans la partie nord du vallon de la Ponsonnière, en amont des Mottets où quelques affleurements émergent au milieu des éboulis.

3- *Les "écailles du Galibier".*

Nous avons déjà signalé la présence de quelques mètres de quartzites écrasés dans l'écaille du Petit Galibier Est (cf. fig. 34) ainsi que dans celles situées à l'Ouest du col du Galibier. Il en existe une dernière en contrebas, au niveau du point coté 2854m, au Sud des Gypsières (fig. 42).

Rappelons que cette dernière possède quelques grains roses et rouges à sa base (Permo-Trias à faciès Verrucano).

7°/- Le Trias moyen :

Sur notre terrain, les coupes du Trias moyen sont nombreuses et très belles mais malheureusement très difficiles d'accès. En effet, ce sont ces formations calcaréo-dolomitiques qui constituent les puissantes falaises, ossatures des massifs des Sétaz et du Galibier. Si l'on peut, çà et là, toucher un affleurement de calcaires ou de dolomies, il est malaisé, voire impossible, de suivre la série dans toute son épaisseur. Aussi, nous sommes-nous aidée des travaux détaillés de B. Tissot (1956) pour le massif du Grand Galibier et de P. Bulard et J. Debelmas (1961) pour le massif des Sétaz ain-

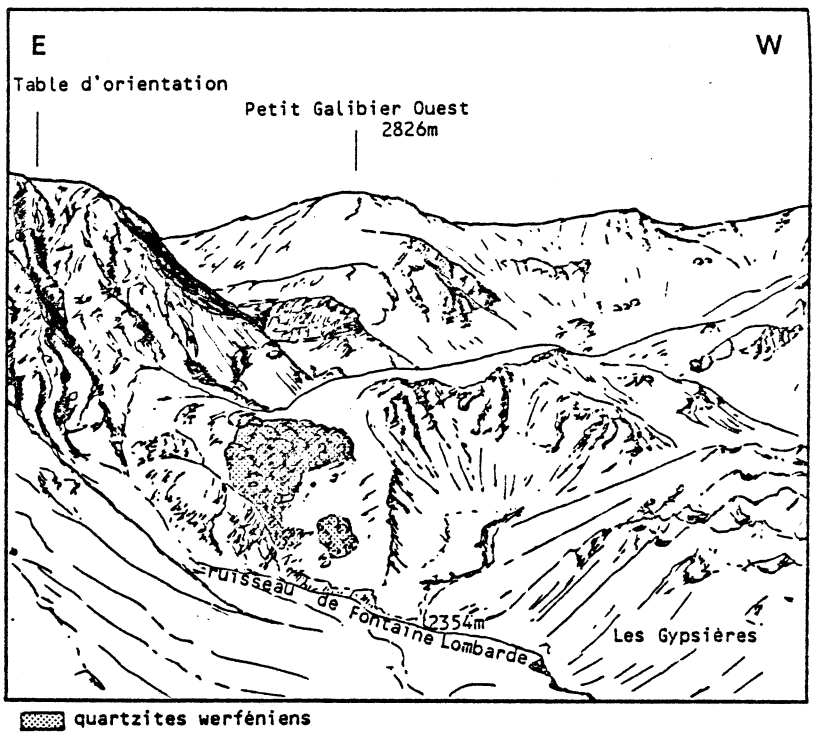


Fig. 42 : Panorama du haut vallon des Gypsières, vu depuis le Colomban noir.

si que de la synthèse bibliographique sur le Trias moyen et supérieur des Alpes occidentales effectuées par J. Mégard-Galli et A. Baud (1977).

a- *Etude de quelques coupes.*

α- *Coupe du Grand Galibier.*

Les faciès de la base sont bien visibles dans la coupe du col du Clot Julien (cf. fig. 41). Sur la vire de schistes dolomitiques, nous observons 2 à 3m de calcaires dolomitiques à patine crème surmontés par un banc plus clair de calcaires vermiculés (environ 1m). Puis vient la falaise calcaréo-dolomitique, composée d'abord par une dizaine de mètres de calcaires cristallins surmontés par une alternance de calcaires et de dolomies.

En 1956, B. Tissot fait une description précise de la série à partir d'observations ponctuelles dans les massifs des Cerces et du Galibier, description à partir de laquelle nous avons pu établir une colonne stratigraphique (fig. 43) et que nous rappellerons brièvement ci-dessous :

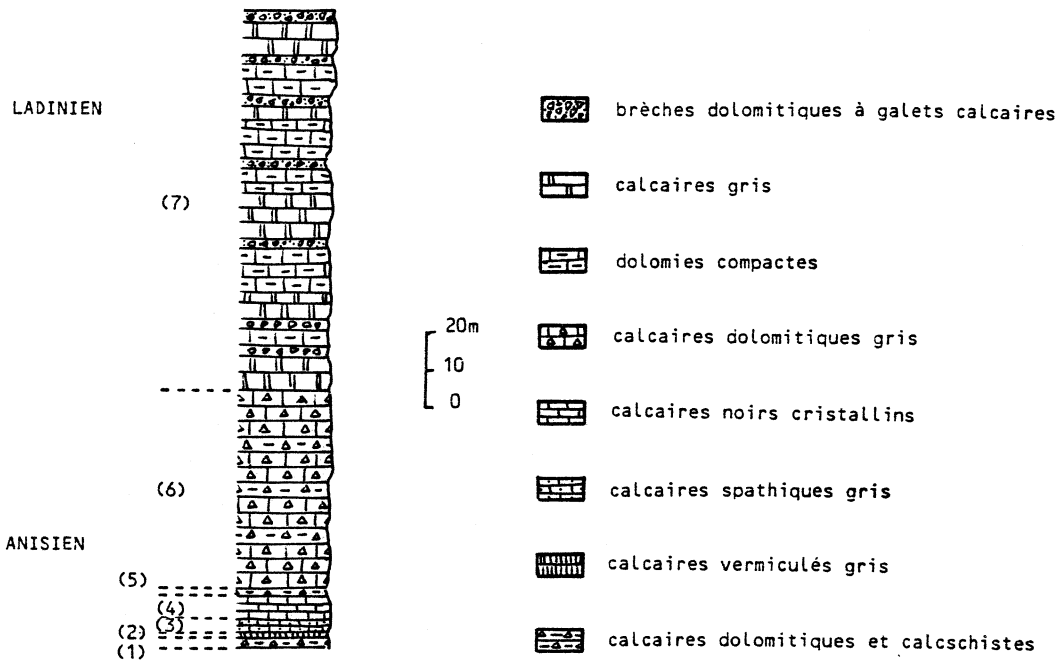


Fig. 43 : Colonne stratigraphique du Trias moyen du massif du Grand Galibier (d'après B. Tissot, 1956).

(1) 2m environ de calcaires dolomitiques assez schisteux à cassure marmoréenne, gris-crème à patine jaune en dalles de 5 à 10cm ;
(2) 1m environ de calcaires gris bleu vermiculés, faciès caractéristique de la base du Trias calcaire ;
(3) 4m de calcaires spathiques, gris, à zones rosées ;
(4) 5 à 6m de calcaires noirs, assez cristallins, injectés de calcite ;
(5) 2,50m d'une alternance de dolomies compactes gris-jaune et de calcschistes verts livides à patine jaune ;
(6) 50 à 55m de calcaires dolomitiques gris avec un banc de 10cm de calcaires rouges et intercalation de bancs de dolomies compactes gris jaune mêlées de calcschistes verdâtres et rosâtres. Dans la moitié supérieure, on rencontre des galets calcaires dans les calcaires et dans les dolomies.
(7) une centaine de mètres d'une alternance de calcaires gris, de bancs dolomitiques et de brèches à galets calcaires et ciment gris clair calcaréo-dolomitiques. Au sommet, le contact avec les calcschistes du Crétacé suprieur se fait par l'intermédiaire de brèches.

Suivant les auteurs, B. Tissot attribue les calcaires vermiculés de la base à l'Anisien inférieur. En effet, en Vanoise, F. Ellenberger

a trouvé *Dodacrinus gracilis* dans une formation identique. Dans le massif du Grand Galibier, il a signalé (communication orale faite à J. Debelmas et M. Lemoine, 1963) *Anisoporella occidentalis* dans des calcaires gris anisiens surmontant immédiatement les calcaires vermiculés. Ce "niveau à Anisoporelles" paraît exister dans tout le domaine briançonnais (F. Ellenberger, 1963). Enfin, B. Tissot place le sommet de la série dans le Ladinien, sans doute supérieur, sans plus de précision.

β- Coupe du massif des Sétaz.

En 1961, P. Bulard et J. Debelmas étudient la falaise triasique du massif des Sétaz. Nous avons établi une colonne stratigraphique (fig. 44) de ces travaux détaillés ainsi qu'un résumé de leurs observations.

(1) jusqu'à 60m de calcaires vermiculés à plaquettes jaunâtres et traces boudinées bleuâtres. Quelques niveaux à petites Gastéropodes indéterminables n'ont pas pu donner un âge précis mais le niveau est daté de l'Anisien inférieur par comparaison avec la Vanoise et les Tatras polonaises où il est fossilifère ;

(2) 40 à 80m d'une alternance de dolomies à patine claire et de calcaires bien stratifiés, gris, à niveaux pseudo-conglomératiques ou amygdalaires. Le quartz détritique y est fréquent. Les bancs calcaires de la base ont fourni quelques Gastéropodes allongés du type *Navicella* ou *Neritaria* sans détemrination spécifique, ce qui ne permet pas de conclure sur l'âge de ces niveaux. Ils sont attribués également par comparaison à l'Anisien inférieur ;

(3) 50 à 100m de calcaires noirs massifs à patine grise ou rougeâtre. Il y existe à mi-hauteur, un niveau à granules oolitiques dolomitisés et, vers le haut, de fines zones siliceuses à patine blanche (assez constantes dans le Briançonnais). Toujours par analogie de faciès, l'ensemble est attribué à l'Anisien supérieur ;

(4) une centaine de mètres d'une alternance de calcaires gris et de dolomies à patine blanchâtre. Les fossiles y sont fréquents : *Encrinus liliiformis*, *Diplopora* cf *briançonnensis* et mauvaises sections de Bivalves et Gastéropodes, rapportés au Ladinien inférieur (?) ;

(5) une centaine de mètres de dolomies dans lesquelles on peut distinguer, à peu près au milieu, un niveau à patine claire entre deux niveaux à patine plus sombre. Certains bancs (surtout les bancs de dolomies claires) sont bréchifiés. Par absence de fossiles, il est difficile de préciser si on a affaire uniquement à du Ladinien ou si la série se poursuit dans le Carnien.

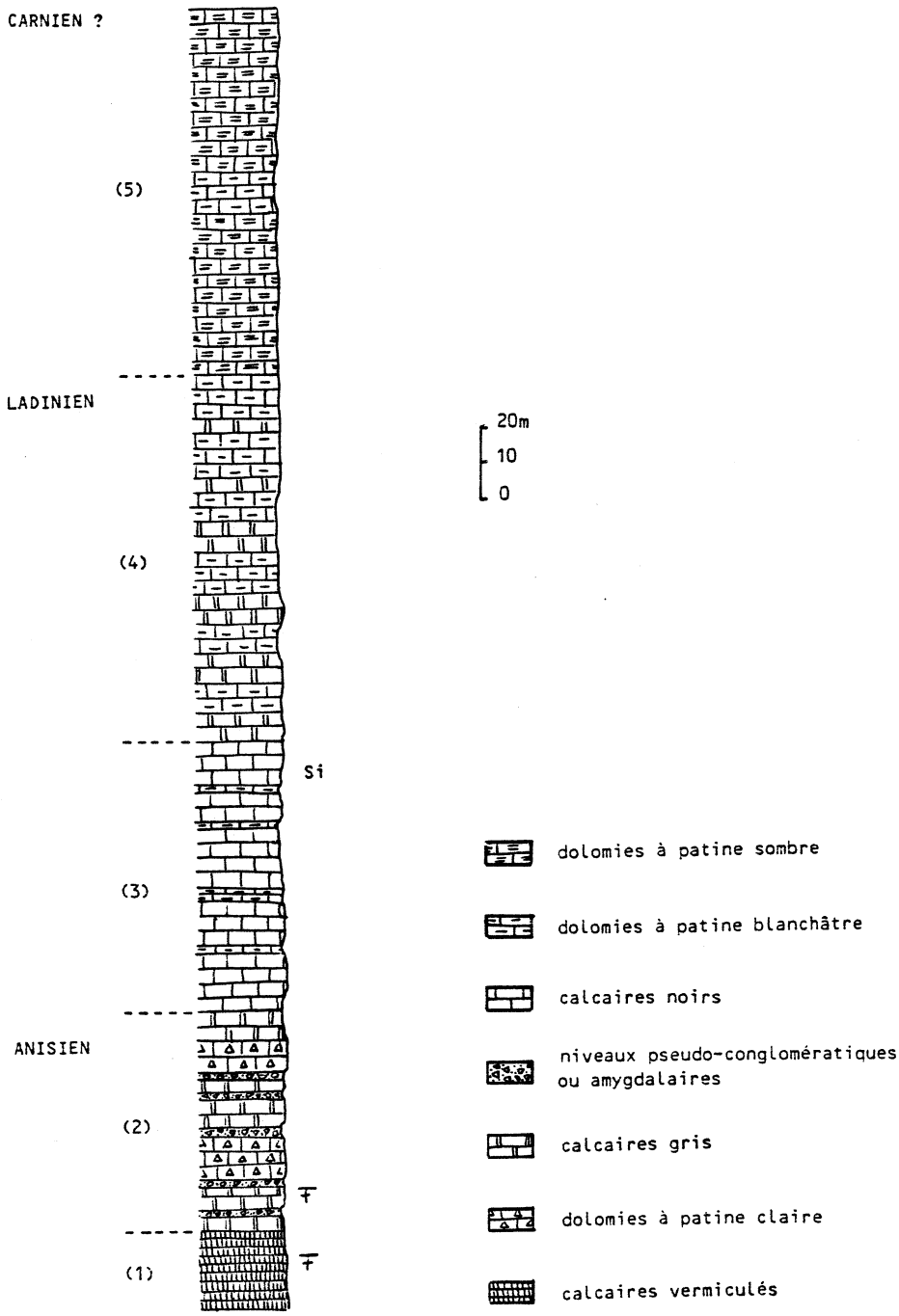


Fig. 44 : Colonne stratigraphique du Trias moyen du massif des Sétaz (d'après P. Bulard et J. Debelmas, 1961).

b- *Comparaison de ces deux coupes.*

De l'observation de ces deux coupes, nous pouvons tirer les conclusions suivantes :

- Les calcaires vermiculés semblent constants à la base de la série calcaréo-dolomitique du Trias moyen dans tout le Briançonnais. Ils y ont été datés en Vanoise et dans les Carpates de l'Anisien inférieur mais des travaux plus récents (J. Mégard-Galli et A. Baud, 1977) font débuter la sédimentation carbonatée à la fin du Spathien, c'est-à-dire dans la partie terminale du Trias inférieur (fig. 45). Ils sont en continuité avec les schistes dolomitiques de la vire jaune.

- D'une façon générale, on distingue une partie inférieure à dominante calcaire et une partie supérieure à dominante dolomitique, correspondant en gros au Spathien terminal + Anisien + début du Ladinien d'une part et au Ladinien inférieur à supérieur (+ éventuellement un peu de Carnien) d'autre part. La limite entre les deux n'est pas nette dans notre secteur, il s'agit plutôt d'un passage sans transition des calcaires dolomitiques aux dolomies calcaires. Toutefois, ont été signalés par endroits (Vanoise, Briançonnais oriental) de minces niveaux d'émersion caractérisés par des formations rouges (0,30m à 3m), voire un véritable encroûtement "sidérolithique" (Roche Gauthier). Il a semblé logique à F. Ellenberger (1963) comme à J. Debelmas et M. Lemoine (1963) d'y placer la limite Anisien-Ladinien, d'autant que faciès et faune se modifient à ce niveau.

Calcaires et dolomies sont profondément karstifiés par l'action des eaux atmosphériques. La plupart des poches contiennent un remplissage de schistes rougeâtres ou verdâtres ou de brèches grises appartenant au Crétacé supérieur. La face ouest du Grand Galibier (cf. fig. 40) nous montre deux ou trois de ces poches juste sous le sommet. Et nous verrons des brèches accompagnées de schistes rougeâtres dans les calcaires triasiques au Nord du Lac du Grand Ban (camp militaire des Rochilles). Mais le phénomène se poursuit actuellement et les eaux de ruissellement délavent les schistes, colorant ainsi de rouge falaises et éboulis (Ravin de Bonnenuit, ...). Cette érosion karstique provoque une très grande disparité dans les épaisseurs : la partie sommitale manque très fréquemment. Parfois même, la totalité de la série carbonatée est érodée et on voit alors les calcschistes crétacés reposer directement sur les quartzites du Trias inférieur. Nous en avons un exemple dans l'une des écailles à matériel briançonnais à l'Ouest du col du Galibier. B. Tissot (1956) signale à la Roche des Béraudes (massif des Cerces au Sud de la crête de la Ponsonnière) du Crétacé sur les quartzites werféniens. Là où l'érosion a été la plus faible, voire nulle, la puissance totale des "calcaires" triasiques peut atteindre ou dépasser 400 à 450m, épaisseur difficile à apprécier par la présence d'abondants éboulis au pied des falaises.

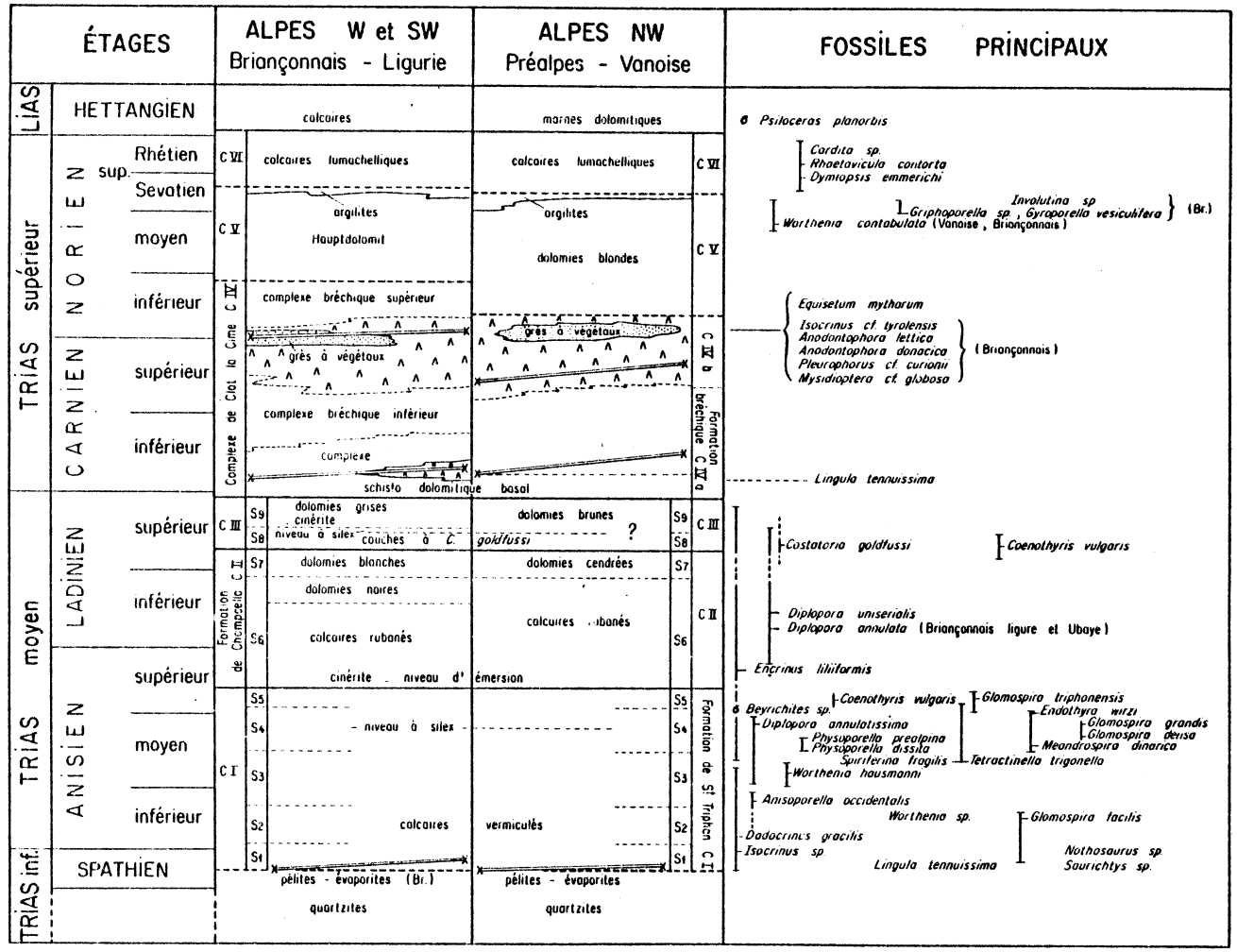


Fig. 45 : Eléments de corrélation dans la série carbonatée briançonnaise au Trias moyen et supérieur.

8°/- Le Trias supérieur :

A partir de la fin du Trias moyen, on voit apparaître à tous les niveaux, diverses sortes de brèches. Ces brèches se rencontrent rarement au sein d'une série normale et ne présentent pratiquement jamais de fossiles. Aussi est-il souvent difficile de leur donner un âge précis.

a- Les brèches grises.

Dans la partie supérieure des dolomies ladiniennes, commence à s'individualiser une série bréchique. Entre des petits bancs (20 à 30cm) de dolomies grisâtres ou jaunâtres séparés par des schistes argilo-dolomitiques gris à noirs, s'intercalent des lits de brèches à éléments calcaréo-dolomitiques cimentés par ces mêmes schistes. Ils prennent de plus en plus d'importance vers le haut pour former quelques dizaines de mètres d'une brèche jamais très compacte, d'allure cendrée, un peu schisteuse. Les éléments qui la composent sont uniquement des galets de calcaires et de dolomies triasiques, anguleux, d'une taille variant de 5 à 10cm (localement quelques galets peuvent atteindre 50cm à 1m). Par endroits le ciment gris peut devenir jaunâtre à rougeâtre par altération secondaire.

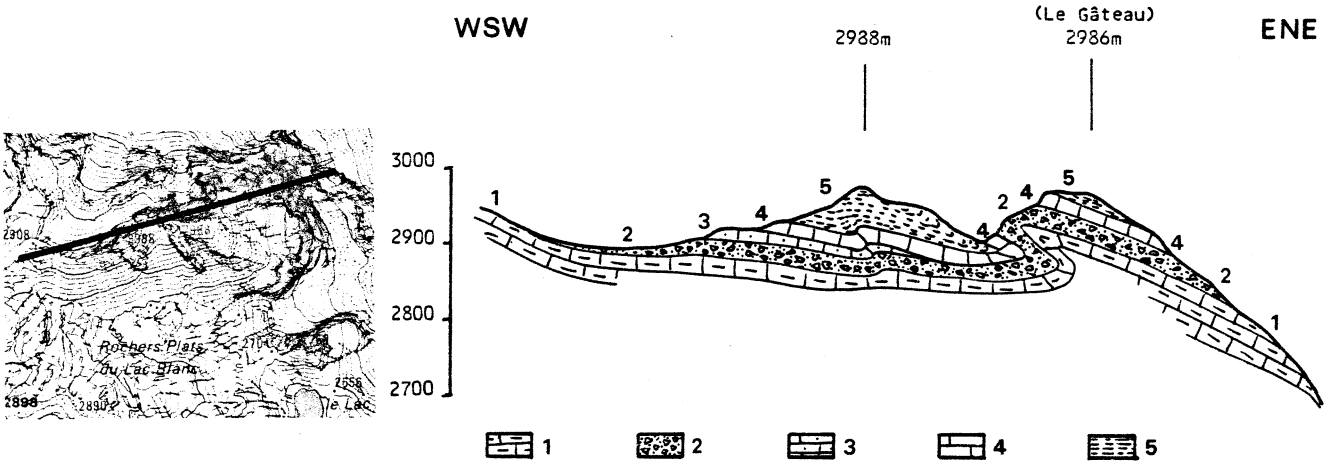
Cette formation prend sa plus grande extension au sommet des dolomies qui, nous l'avons vu, sont d'âge Ladinien à Carnien inférieur. Sa position ainsi que le fait qu'elle ne contient que des galets triasiques, contribue à ce qu'on lui donne un âge Trias supérieur.

On la trouve dans le massif des Sétaz, depuis le versant ouest de la Sétaz Vieille (Nord du Plan des Moutons) jusqu'au col des Cerces, en passant par le Pas de la Sétaz Vieille, le versant nord-oriental du Rateau Vieux et le collet de la Plagnette.

b- Les brèches jaunes.

Particulièrement bien représentées aux Rochers Plats du Lac Blanc (massif du Grand Galibier), les brèches jaunes sont, elles aussi, constituées uniquement par des galets triasiques, anguleux, de taille variant de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres. Ils sont cimentés par un calcaire dolomitique jaune vif à passées ou trainées rouges (photo n° 20). On y observe des interlits de schistes rouges, parfois jaunes ou verdâtres, conglomératiques ou non (point coté 2890m, en contrebas du col Termier) ainsi que localement des silicifications épigéniques.

L'horizon n'a que 2 ou 3m d'épaisseur. Il se plaque en surface structurale sur de grandes étendues, au sommet des formations calcaires triasiques qu'il semble raviner localement sur une faible profondeur (fig. 46).



1- dolomies ladiniennes; 2- brèches jaunes du Trias supérieur; 3- calcaires gris du Jurassique moyen; 4- calcaires rouges à crème du Jurassique supérieur -Bérriasien; 5- calcschistes rouges et verts du Crétacé supérieur - Eocène basal.

Fig. 46 : Coupe de l'arête sud-est du Grand Galibier (Le Gâteau).

Sa patine jaune la fait bien ressortir dans le paysage. Dans notre secteur d'étude, elle trouve toute son extension dans le secteur des Rochers Plats du Lac Blanc mais on la trouve aussi dans le flanc sud de la crête de la Ponsonnière.

B. Tissot (1956) signale la découverte par J. Flandrin d'un Lamellibranche silicifié que J. Debelmas et M. Lemoine (1963) donnent pour une *Myophoria goldfussi* dans un galet de brèche. Toujours est-il que cette brèche jaune est à peu près sûrement du Trias supérieur mais il n'est pas impossible qu'elle soit également *pro parte* du Lias.

Brèches grises et brèches jaunes sont très probablement des formations lagunaires, sédimentées dans une série de bassins d'épandage ce qui expliqueraient les grandes variations d'épaisseur de brèches suivant les coupes. La mer se retire à la fin du Trias, les érosions commencent sans doute dès le Trias supérieur puisque l'on trouve déjà des brèches grises interstratifiées dans le sommet des dolomies ladiniennes et quelques ravinements avant le dépôt des brèches jaunes.

c- *Les pélites noires.*

Au collet de la Plagnette, entre le Pic de l'Aigle et la Pointe de la Plagnette (au Nord du col des Rochilles), il existe un niveau de schistes

noirs, connus en ce seul endroit dans notre zone d'étude. Les dolomies et brèches dolomitiques du sommet du Trias moyen sont surmontées par 10 à 20m de schistes pélitiques noirs, d'éclat gras, d'aspect rognonneux et mal lité où l'on peut voir de vagues traces allongées d'allure végétale.

Pour P. Bulard et J. Debelmas (1961), ces schistes noirs font penser aux lentilles de schistes noirs à faune et flore carniennes emballées dans des gypses du Briançonnais oriental. Mais rien n'indiquant que l'horizon soit uniquement carnien, ils en font un "Keuper continental réduit" (J. Debelmas, 1960).

9°/- Le Jurassique moyen :

Le Lias n'est pas représenté dans la région étudiée, sauf si l'on considère que le dépôt des brèches dolomitiques commencé au Trias supérieur, se poursuit dans le Lias. Nous n'avons aucun argument pour infirmer ou confirmer cette hypothèse.

a- Les calcaires zoogènes.

La sédimentation carbonatée reprend au cours du Dogger. Localement, on voit des calcaires gris à noirs, microbréchiques, très zoogènes, à toucher sableux. Par endroits (massif des Sétaz), le passage se fait assez progressivement avec les brèches du Trias, par des brèches plus ou moins importantes, fines, à éléments roulés, vraisemblablement éléments des brèches sous-jacentes remaniées dans les premiers dépôts du Dogger. En d'autres endroits (Rochers Plats du Lac Blanc), le contact avec les brèches, voire les calcaires dolomitiques, est franc et parfois les calcaires gris ravinent leur substrat sur quelques dizaines de centimètres. Les microbrèches grises contiennent des galets arrondis de calcaires noirs et de dolomies grises à patine jaune (de l'ordre du millimètre, rarement jusqu'à 1cm) et sont mouchetées de noir (calcite).

Calcaires et microbrèches sont très zoogènes. Nous y avons trouvé de nombreux débris organiques : Brachiopodes, Gastéropodes, Bivalves, Echinodermes, Bryozoaires, Bélemnites et Polypiers.

Ils sont souvent indéterminables, sauf :
Lima cardiiformis (Sow.) ;
Lima (Plagiostoma) schimperi (Branco)

données par P. Bulard et J. Debelmas (1961) et classiques dans le Bathonien briançonnais. W. Kilian, en 1892, au Lac Blanc, y avait déjà recueilli des *"restes indéterminables de dents de poissons, Bélemnites, Nerinea, Ostrea, coquilles bivalves voisines de Mytilus, Polypiers, radioles de Cidaris, nombreux Pentacrines et articles d'Apiocrinus (?) usés"*.

b- *Principaux affleurements.*

Le Dogger s'étale de façon discontinue tout le long du coeur synclinal du massif des Sétaz. Au Nord, entre La Mître et le Gros Perron, l'affleurement le plus important connu atteint plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur ; le chiffre exact (30m ?) est difficile à préciser, les calcaires gris sont en repli synclinal et coupés par une bande de gypse et cargneules injectés tectoniquement. Vers le Sud, le Dogger forme une bande que l'on suit du collet de la Plagnette au col des Cerces. Enfin, on le retrouve sous les Pointes de Lacha (versant sud) où il repose indifféremment sur les brèches du Trias ou sur les dolomies ladiniennes.

Dans le massif du Grand Galibier, le Dogger se limite à la moitié orientale des Rochers Plats du Lac Blanc, comprise entre le point coté 2890m à l'Ouest et le Lac Blanc à l'Est. Son épaisseur n'y dépasse pas 5m.

Cette disposition irrégulière des affleurements et la composition finement détritique de la roche évoquent une sédimentation dans des petits bassins où le Trias (et le Lias ?) s'est déposé en quantité variable et a été plus ou moins érodé.

10°/- Le Jurassique supérieur *l.s.*

"Au mois d'Août dernier, en revenant d'une excursion entreprise avec notre éminent confrère P. Termier dans le massif du Grand Galibier, [...] *nous eûmes la bonne fortune de constater d'une façon non équivoque la présence dans les névés qui dominent le Lac Blanc, de calcaires tithoniques fossilifères".* C'est en ces termes que W. Kilian en 1892 annonce la découverte de Jurassique supérieur au Nord de Guillestre, limite septentrionale jusqu'alors connue de son extension.

Il ne subsiste, en effet, que peu d'affleurements de Malm entre Guillestre et le Galibier, et toujours de taille limitée. Partout ailleurs, il ne s'est pas déposé ou a été entièrement décapé par l'érosion anté-sénonienne. Sur notre terrain d'étude, il n'existe plus que dans le massif du Grand Galibier, au niveau des Rochers Plats du Lac Blanc entre ce lac à l'Est et le lac Termier à l'Ouest (on appelle lac Termier, l'étang situé au fond de la cuvette d'éboulis, à l'Est du col du même nom et au Nord-Ouest du Roc Termier). Nous en avons trouvé encore sur l'arête sud-est du Galibier, aux alentours des points cotés 2986m ("Le Gâteau" de M. Bourbon, 1980) et 2988m, ainsi qu'en minces placages sur les carbonates triasiques constituant le "Sommet Est" du Grand Galibier.

Nous distinguons trois faciès, de bas en haut : les brèches rouges, les "marbres de Guillestre" rouges à rosés, à nodules clairs et les calcaires à Calpionelles, rosés à crème. Le dépôt des premiers a débuté à la fin du Dogger et la sédimentation des derniers se prolonge au début du Crétacé inférieur.

a- Les brèches rouges.

La série du Malm débute par une brêche rarement classée ou litée, à éléments anguleux et ciment rouge "sang de boeuf" à ocre-rose. Le ciment est un calcaire pélagique, présent en proportion variable, ceci donne tous les intermédiaires entre les "brèches sans matrice" où de petits granules de dolomies colmatent des éléments plus gros (photo n°) et les "calcaires farcis" où de rares débris (souvent encroûtés) sont noyés dans le sédiment rouge. Ce ciment peut contenir des Bélemnites mais la croûte hématitique qui les habille, empêche, la plupart du temps, une détermination spécifique et l'attribution d'un âge précis.

Les éléments constitutifs de la brèche sont essentiellement des carbonates du Trias moyen (calcaires gris et dolomies jaunes) mais aussi des débris de la microbrèche du Dogger. L'énorme différence d'épaisseur entre le Dogger et le Trias (fréquemment inférieure à 1/10) se retrouve dans la même proportion dans les éléments détritiques provenant de ces deux formations.

Très souvent, mais surtout dans le cas des "calcaires farcis", des encroûtements prennent naissance sur les clastes et les bioclastes (Bélemnites). On peut observer aussi des nodules minéralisés, mal formés, dont le coeur a été détruit postérieurement. Par endroit, un encroûtement ferromanganifère couronne cet horizon bréchique.

La sédimentation a dû se faire sous la C.C.D. au moins pour la partie inférieure et, de toute façon, sous la profondeur de compensation des Foraminifères. L'absence de faune, excepté quelques Bélemnites massives conservées mais indéterminables, protégées par leur croûte, rend la datation difficile voire impossible. Néanmoins, la présence de galets de microbrèches du Dogger confère aux brèches rouges un âge supérieur au Bathonien, *i.e.* Callovien et sans doute *pro parte* Oxfordien.

L'épisode bréchique correspond à une période de forte instabilité, provoquant des écroulements de reliefs localisés, les éboulis s'accumulant au pied des escarpements de failles. Ceci est lié à un évènement tectonique majeur : l'effondrement subit de ce secteur de la marge téthysienne avec création de pentes plus ou moins fortes, instables et éventuellement balayées par des courants. Au Gâteau (point coté 2986m), les courants et/ou la pente devaient être trop forts et ont balayé toutes les brèches. Par contre, aux Rochers Plats du Lac Blanc, on peut évaluer leur épaisseur à 3 ou 4m (cf. fig. 48). La formation de l'encroûtement qui termine le dépôt des brèches a dû se produire à l'Oxfordien inférieur ou moyen. Ensuite, il y a retour à une sédimentation normale, dans des conditions d'instabilité décroissante progressive après l'Oxfordien moyen.

b- Les "marbres de Guillestre".

Par dessus ces brèches rouges, s'installe donc une sédimentation plus calme, caractérisée par un calcaire rouge noduleux à grain fin, couramment décrit sous le nom de "marbre (ou calcaire) de Guillestre". De gros

nodules gris rosé, beiges ou rosés soulignent la stratification. Les surfaces d'interruption de sédimentation sont encroûtées de silice ferrugineuse brune (*hard ground* plus ou moins développés), tout comme certains fossiles et les quelques derniers galets calcaréo-dolomitiques triasiques encore présents à la base.

Au niveau des Rochers Plats du Lac Blanc, les calcaires noduleux sont particulièrement bien développés (jusqu'à 5m d'épaisseur par endroit (fig. 47).

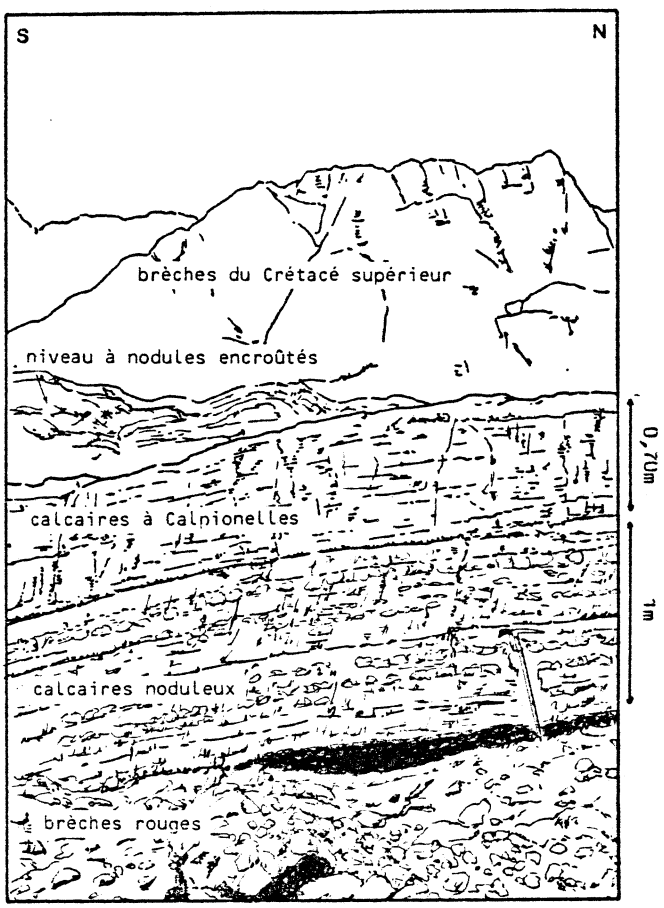


Fig. 47 : Schéma de l'affleurement au Gisement des Ammonites (Rochers Plats du Lac Blanc).

Les nodules sont des amandes de calcaire micritique beige, rosé ou gris-rosé, de taille variant de quelques millimètres à 10 ou 12cm, enserrées dans une "matrice" rouge ou brune en général fortement ferrugineuse. Ce "réseau internodulaire" peut avoir une composition variable selon les quantités respectives de calcaire, argile et oxyde de Fer (M. Bourbon, 1980). Ici, le matériau prépondérant se trouve être le calcaire, coloré en rouge par les apports hématitiques le long des joints microstylolithiques. Les stylolithes se créent préférentiellement le long des surfaces de discontinuité (bordures de fissures, de clastes, de fossiles, ...). Les nodules

ainsi formés (fissures remplies de sédiments ultérieurs) sont rendus imperméables, tandis que les stylolithes se multiplient dans la "matrice", permettant le passage de fluides chargés d'oxyde de fer. L'origine de cet oxyde de fer est encore mal connue : est-il apporté en phase dissoute dans l'eau de mer, sont-ce les eaux intersticielles qui en sont chargées ou provient-il des encroûtements ferrugineux des *hard-grounds ?* Et à quelle époque ? (M. Bourbon, 1980).

La faune est abondante dans ce niveau. En 1892, W. Kilian y signale :

Aptychus beyrichi (Zitt.), assez commun ;
Aptychus punctatus (Voltz), très abondant, formant lumachelles ;
Ammonites (Lytoceras) sp., grands exemplaires enclavés dans la roche ;
Phylloceras sp. ;
Perisphinctes sp. ;
Belemnites (Duvalia) latus (Blainv.), assez commun ;
Belemnites (Hibolites) conradi (Kilian), abondant ;
Rhynchotheutis sp. ;
nombreux Crinoïdes (*Phyllocrinus* sp.) remplissant un banc de calcaires rouges

sans toutefois préciser s'il les a trouvés dans les calcaires noduleux rouges type Guillestre ou dans les calcaires crème qui les surmontent.

En effet, les calcaires noduleux ne semblent pas contenir d'Ammonites. Dans ces niveaux, nous avons récolté (photo n° 22) :

Rhynchotheutis sp.[1] (photo n° 23) ;
nombreuses sections d'*Aptychi ;*
Belemnites nombreuses mais indéterminables car encroûtées ;
fragments de coquilles de Lamellibranches ;
nombreux débris d'Echinodermes.

Les Foraminifères sont absents, à part peut-être une *Chitinoïdella (??)* hypothétique : là encore la sédimentation a dû avoir lieu sous la profondeur de compensation des Foraminifères. M. Bourbon (1980) décrit, dans les "nodules" micritiques clairs, une faune pélagique prédominante :

Radiolaires ;
Aptychi ;
Ammonites ;
et, selon l'âge, *Posidonomyes* (Bathonien supérieur à Oxfordien inférieur), Protoglobigérines (Oxfordien supérieur), *Saccocomidae* (Kimméridgien inférieur à Tithonique) ou Calpionelles (Tithonique supérieur à Berriasien)
et quelques organismes benthiques, souvent très brisés :
Entroques ;
Spirillines ;
éventuellement Gastéropodes ou Ostracodes.

La base de la série a été datée du Kimméridgien - Tithonique inférieur au maximum et son sommet du Berriasien inférieur (zone C des Calpionelles probable) (R. Enay et al., 1979).

---

(1) détermination J.R. Geyssant.

Nous avons vu que les conditions d'instabilité dans lesquelles les brêches rouges se mettaient en place s'estompaient progressivement. La sédimentation des calcaires noduleux se fait en milieu pélagique, oxydant, à l'abri des apports continentaux, sur une aire accidentée de pentes et relativement en relief. L'action possible de secousses sismiques, fragmentant les sédiments déposés, provoquerait des glissements sur les pentes et le remplissage des fissures. Une induration rapide suivie par l'évolution diagénétique (compaction différentielle et dissolution par compression d'un sédiment diversement induré et perméable) induiraient la nodularisation (M. Bourbon, 1980). D'autre part, l'action des courants, reconnue dans le secteur des Rochers Plats du Lac Blanc (rostres de Bélemnites plus ou moins orientés sur des *hard-grounds*) est certainement à l'origine de nombreux encroûtements, comme le *hard-ground* qui sépare, par endroits, le calcaire noduleux des calcaires à Calpionelles.

c- *Les calcaires à Calpionelles.*

Tranchant par leur couleur crème sur les calcaires noduleux rouges, les calcaires à Calpionelles se présentent sous l'aspect de grandes dalles plates, à surface caractéristique de lapiez. Ce sont des calcaires compacts, à cassure franche, à pâte fine et homogène (calcaires sublithographiques), de couleur crème à gris-rosé, à faune abondante. Nous y observons des zones parfois très chargées en oxydes de fer, notamment le long de joints microstylithiques (toutefois moins répandus que dans la formation sous-jacente) ainsi que dans les surfaces argileuses lie-de-vin qui cuirassent Ammonites et Bélemnites. En outre, il existe plusieurs croûtes de *hard-grounds*, toujours très minces (inférieures à 1cm). De minuscules grains de quartz néoformés sont visibles en lame mince et même à l'oeil nu. L'épaisseur varie de quelques décimètres à 5m (cf. fig. 47).

La richesse en faune a donné son nom de "Gisement des Ammonites" à un affleurement situé en bordure méridionale des Rochers Plats du Lac Blanc, vers 2750m d'altitude (x = 925 ; y = 313). Après de nombreux géologues (B. Tissot en 1956 semble être le premier ; R. Enay, M. Bourbon et P.C. de Graciansky, 1979 ; M. Bourbon, 1980, etc...), nous avons pu, à notre tour, contempler les magnifiques dalles pétries d'Ammonites (photo n° 24).

La surface d'affleurement, parallèle à la surface de stratification, montre des Ammonites de toutes tailles dont certaines ont pu être dégagées[1] . R. Enay y avait déterminé (R. Enay, M. Bourbon et P.C. de Graciansky, 1976) :

Mazenoticeras cf *malbosiforme* (Le Hég.) ;
Delphinella allenica (Nikolov) ;
Berriasella (Picteticeras) cf *juaberti* (Maz.) ;
Jabronella cf *paquieri* (Simion.) ;
Fauriella latecostata (Kilian) ;
Spiticeras sp. ;
Lytoceras sp.

Mazenoticeras cf *malbosiforme* et *Delphinella allenica* confèrent un âge berriasien inférieur (zone B des Calpionelles = base de la zone à *Occitanica* des Ammonites) à la partie inférieure de l'horizon. Le sommet est at-

(1) Lors d'une course commune, R. Enay en a récolté un certain nombre. Les résultats de leur étude seront l'objet d'une note ultérieure.

tribué, par la présence de *Fauriella latecostata*, au Berriasien supérieur (zone D_2/D_3 des Calpionelles au sommet de la zone à *Boissieri* des Ammonites). La microfaune semble confirmer ces âges.

D'autre part, nous avons, de notre côté, récolté :

Fauriella latecostata (Kilian)[1] ;
Delphinella sp.[1] ;
Belemnites dont *Duvalia lata* reconnaissable par sa forme caractéristique. Les autres, encroûtées, sont difficilement déterminables ;
nombreux *Aptychi* dont *Lamellaptychus* cf *sinucosta* (Trauth.), espèce assez rare du "Néocomien" imprécis[2] ;
débris d'Echinodermes (pieds ambulacraires, vertébres d'Ophiures, *Saccocomidae*, ...) ;
Globochaete alpina[3] ;
Calpionella alpina (Lozenz)[4] ;
Calpionella elliptica (Cadish)[4] ;
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Fil.)[4] ;
Crassicolaria parvula (Remane) ?[2] ;
Radiolaires, souvent à l'état fantômatique ;
morceaux de coquilles de Lamellibranches.

Un exemplaire reconnu de *Calpionella elliptica* (forme type), caractéristique du "milieu" du Berriasien (indication M. Durand-Delga), confirme l'âge donné par la macrofaune.

Nous remarquons qu'au Gisement des Ammonites, la sédimentation se fait au-dessus de l'ACD, car les coquilles aragonitiques des Céphalopodes sont relativement bien conservées. Il n'en est peut-être pas de même partout : au Lac Termier comme en certains endroits des Rochers Plats du lac Blanc, les Ammonites sont absentes ou en très mauvais état, signe sans doute que l'ACD est proche et que la dissolution de l'aragonite a débuté. Les dépôts se sont faits en période de stabilité relative, à l'abri de tout apport terrigène. C'est très certainement l'action de courants relativement forts qui a induit l'apparition des nombreux et minces niveaux ferrugineux. Au Gisement des Ammonites, il en existe un premier une vingtaine de centimètres au-dessus de la base des calcaires crème, séparant ces 20cm qui semblent ne présenter aucune Ammonite et les 2m de dalles pétries d'Ammonites qui les surmontent. Le dernier revêt une certaine importance aussi, car il individualise un horizon à nodules de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur, attribué au sommet du Berriasien (ou même supérieur) où l'on ne trouve aucune Ammonite et dans lequel viennent s'imbriquer les premières brèches du Crétacé supérieur.

(1) détermination R. Enay; (2) détermination M. Durand-Delga ; (3) détermination F. Mougin ; (4) détermination J. Azéma.

d- Conclusion.

Par l'étude de ces trois niveaux successifs du Malm, nous avons pu constater une accalmie progressive des conditions de dépôt, des brêches de la base aux calcaires sublithographiques du sommet. La série est assez complète mais extrêmement condensée : la totalité du Berriasien tient en quelques décimètres. D'une morphologie sans doute extrêmement accidentée, résultent des variations latérales dans l'épaisseur des trois horizons du Malm-Berriasien (fig. 48).

La série plus épaisse aux Rochers Plats du Lac Blanc nous indique la présence d'une dépression. Par contre, les minces plaquages sur le "Sommet Est" du Grand Galibier (volontairement négligés ici, car trop minces) en font un relief relatif. De toute façon, nous nous trouvons dans une zone de forte instabilité, très certainement une bordure de pente, accidentée, sujette aux effondrements et à l'action de courants plus ou moins violents.

11°/- Le Crétacé supérieur :

a- La lacune du Crétacé inférieur.

La lacune du Crétacé inférieur est parfois soulignée par une croûte stromatolitique minéralisée, mince (quelques millimètres à 1 cm), en général phosphatée et/ou siliceuse. Elle est d'origine marine, due à l'action des courants. L'encroûtement est lié à l'avènement de la tectonique vraconienne : celle-ci met en place de nouveaux reliefs provoquant un léger confinement du milieu et la genèse de phosphates. Ailleurs, le Crétacé supérieur repose directement sur le Malm, le Dogger ou même le Trias calcaréo-dolomitique. L'érosion peut même atteindre le Werfénien : B. Tissot (1956) a signalé du Crétacé supérieur reposant sur les quartzites à la Roche des Béraudes (massif des Cerces, Est - Sud-Est du col de la Ponsonnière). Sur notre terrain, nous avons en effet un peu de calcschistes crétacés plaqués sur des quartzites werféniens, dans l'une des écailles briançonnaises à l'Ouest du col du Galibier.

b- Les brèches.

Très souvent, les formations de base du Crétacé supérieur sont sous forme de brèches et remplissent des karsts creusés dans les calcaires et dolomies sous-jacents. Le plus beau de ces karsts se voit entre Roche Colombe et le Lac Termier, il englobe le Roc Termier et la partie ouest de la crête de la Ponsonnière. Un second est bien visible sur la rive nord du lac du Grand Ban (col des Rochilles).

A la base, dans le karst Roche Colombe - Roc Termier, les blocs de calcaires triasiques sont recimentés *in situ* par un ciment calcaire gris-jaune, localement microbréchique, avec des passées de calcschistes rouges

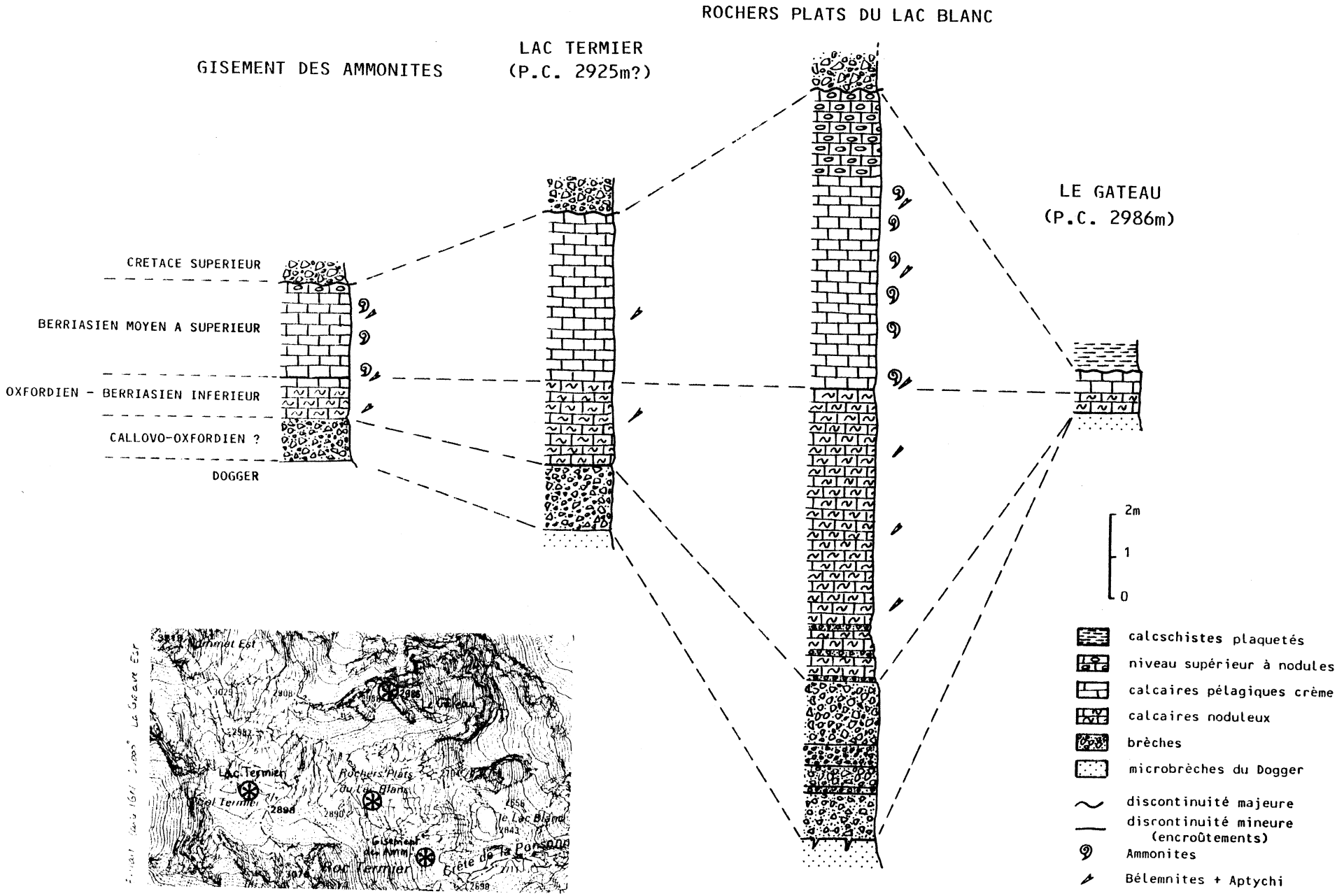


Fig. 48 : Colonnes stratigraphiques synthétiques comparées de quatre affleurements de Malm-Berriasien du massif du Grand Galibier.

azoïques (photo n° 24). En général, ces premiers mètres manquent et la brèche recouvre simplement le Trias raviné. Le ciment n'est plus microbréchique mais les galets sont toujours anguleux. Comme dans les brèches de la base du Jurassique supérieur et pour la même raison, ce sont en majorité des éléments de calcaires et dolomies triasiques, mais on trouve aussi quelques morceaux de Dogger rarement du Malm et jamais de Werfénien (du moins dans le secteur étudié). La taille des blocs est très variable et peut atteindre 1m ou même plus.

Au lac du Grand Ban, nous sommes très certainement dans la partie supérieure des brèches et la proportion de calcschistes augmente. La présence, outre de nombreux débris d'Echinodermes, de

Hedbergelles[1] ;

Globotruncanae dont *Globotruncana* cf *suarti* [1] indique un âge sénonien supérieur (photo n° 25). Il n'a pas été trouvé de faune dans la base des brèches (au contact des calcaires à nodules du Berriasien, au Gisement des Ammonites - cf. fig. 47). Nous pouvons néanmoins attribuer la totalité de ces brèches au Crétacé supérieur, par analogie avec les brèches du massif des Cerces (karst du lac du Grand Ban) et parce que le Crétacé inférieur n'a été caractérisé nulle part dans la région.

La puissance de ces brèches est d'une dizaine de mètres. La taille variable et quelquefois énorme des blocs et le fait qu'ils ne soient ni classés ni lités évoquent une mise en place en milieu pélagique, par écroulement de pans de falaises localisées.

A l'Ouest du col du Galibier, il existe une klippe de brèches du Crétacé supérieur. Des blocs de brèches grises sont englobés dans une matrice calcschisteuse rouge (fig. 49).

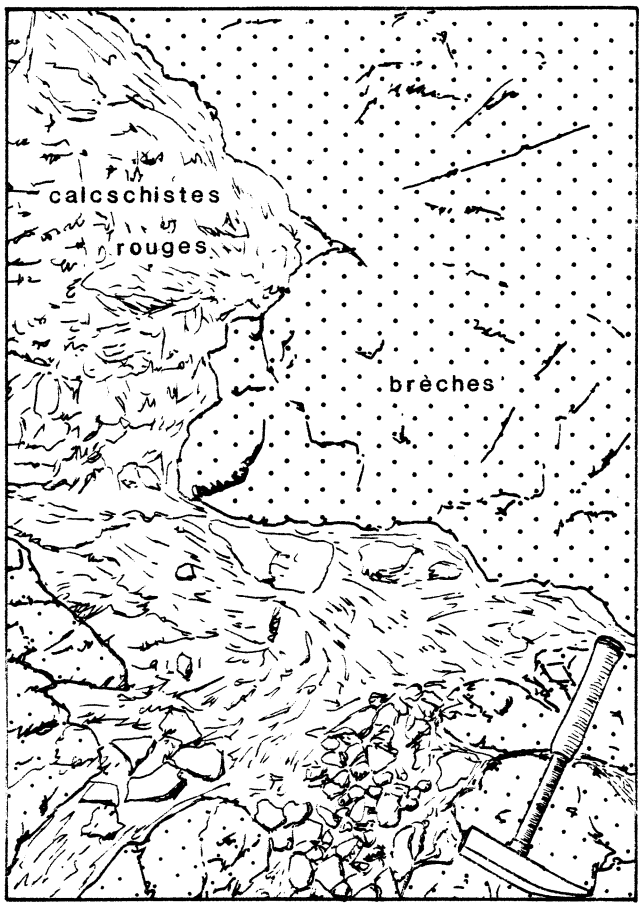
Les brèches sont constituées de calcaires et dolomies gris à jaunes, pris dans un ciment calcaire gris clair. B. Tissot (1956) note dans cette "klippe des Gypsières", les *Globotruncanae* suivantes, déterminées par J. Sigal :

Globotruncana gr. *coronata* ;
Globotruncana cf *rugosa* ;
Globotruncana gr. *linnei* ;
Globotruncana cf *schneegansi* ;
Globotruncana gr. *lapparenti* ;
Globotruncana marginata ;
Globotruncana cf *tricarinata*
Globotruncana cf *globigerinoïdes*.

Ces faunes, ajoutées à celles déterminées dans les massifs du Grand Galibier et des Cerces, indiquent partout une reprise, de la sédimentation au Turonien supérieur - Sénonien.

---

(1) détermination G. et J.J. Bizon.



N.B.: On notera l'aspect contourné des calcschistes rouges, moulant des blocs de brèches (en pointillés) de toutes tailles. Ceci est l'indice d'un dépôt en eau agitée ou par coulée boueuse.

Fig. 49 : Aspect des brèches à la base du Crétacé supérieur.

c- *Les "calcschistes planctoniques".*

Les brèches ne sont pas toujours présentes. Le Crétacé supérieur n'est alors représenté que par le faciès des *"calcschistes planctoniques"*, encore appelés *"marbres en plaquettes"*. M. Bourbon lui préfère le nom de *"calcaires argileux"*.

Ce sont des calcschistes à cassure marmoréenne rouges ou verts à la base, jaunes ou gris-verdâtre vers le haut. En lame mince, ils se présentent sous forme de micrite argileuse finement détritique, inserrée dans un "chevelu microstylolithique" encrassé d'oxyde de fer. On rencontre même par endroits des nodules sphériques de limonites qui peuvent atteindre un diamètre de plusieurs centimètres. La microfaune est constituée de Foraminifères planctoniques tels que :

Globigerines (1) ;
Globotruncanae (1) (assez nombreux dans les faciès de base) ;
Gümbelines (1) ;
parfois Radiolaires.

(1) détermination G. et J.J. Bizon.

M. Bourbon (1980) signale :
Globotruncana cf *coronata* ;
Globotruncana cf *angusticarinata* ;
Globotruncana gr. *lapparenti* ;
Globotruncana cf *linnei* ou *lapparenti* ;
Globotruncana cf *sigali*
déterminées par J. Sigal.

Enfin, il existe des blocs de calcschistes planctoniques dans les olistostromes sommitaux des flyschs plus externes. Nous ne reviendrons pas sur les faunes qu'ils contiennent, décrites dans les chapitres précédents.

Les fossiles récoltés dans la zone briançonnaise ont bien souvent été abîmés par un léger métamorphisme (recristallisation des calcaires) et sont, de ce fait, souvent difficiles à déterminer spécifiquement. On estime communément qu'ils montent au moins jusqu'à l'Eocène inférieur.

La transgression du Sénonien inférieur a induit une uniformisation du faciès. Les calcschistes se déposent sur de grandes étendues, avec des épaisseurs variables : 100 à 150m au niveau du Roc Termier, mais la puissance dépasse 200m dans le massif des Cerces et n'est plus que de 40m vers le Sud (Roche Colombe).

On ne connaît pas de formation plus récente dans ce secteur du Briançonnais.

12°/- Conclusions sur la stratigraphie du Briançonnais :

Nous avons donc dans ce secteur du Briançonnais externe, une coupe assez typique et relativement complète.

Sur un socle inconnu mais proche, s'installe une épaisse série détritique où alternent schistes, grès et conglomérats. Une flore abondante permet de dater ces formations du Westphalien (+ Namurien aux environs de Briançon).

Pendant la phase asturienne, viennent s'interstratifier des niveaux de microdiorites dans les couches schisteuses et charbonneuses westphaliennes. Les sédiments stéphano-autuniens sont discordants sur les différents niveaux du Westphalien. Ils contiennent des passées calcaires, premier indice d'une incursion marine dans la région. Une coulée dacitique souligne la phase saalienne.

Après une lacune probable du sommet de l'Autunien et de la base du Saxonien, commencent les dépôts permiens. Grossiers à la base (Néopermien), les conglomérats tendent à s'homogénéiser peu à peu, à peine troublés par une coulée potassique (écho d'une lointaine phase palatine ?). Le faciès devient clair, les quartzites blancs ennoyent des galets rouges et roses de plus en plus dispersés (Verrucano *s.s.*).

Insensiblement, on passe aux quartzites blancs werféniens, typiques du Trias alpin.

Puis, sur une mince vire schisto-dolomitique, souvent cargneulisée, s'établit l'épaisse série carbonatée typique elle-aussi du Trias alpin. Sur près de 400m alternent calcaires et dolomies.

Au delà des derniers niveaux dolomitiques (Carnien ?) débute la série mésozoïque condensée, commune dans ces régions. Nous avons alors une alternance de niveaux bréchiques et d'épisodes calcaires plus calmes :

- brèches du Trias supérieur (+ Lias ?) ;
- calcaires et microbrèches zoogènes du Dogger (Bathonien ?) ;
- brèches rouges du Malm (Callovo-Oxfordien ?) ;
- "marbres de Guillestre" et calcaires à Calpionelles entre l'Oxfordien et le Berriasien moyen à supérieur.

Après une lacune du Crétacé inférieur, la sédimentation reprend avec, toujours assez localement, des brèches puis s'uniformise avec les dépôts de calcschistes planctoniques.

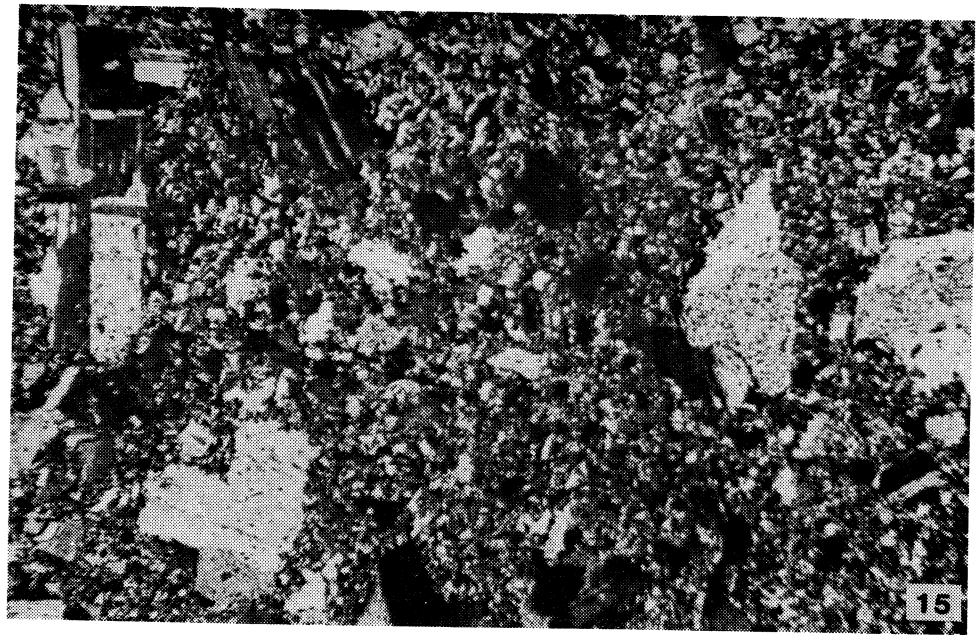
FACIES DE LA ZONE BRIANCONNAISE

Photo n° 15 : Porphyrite.
Cristaux de feldspaths zonés dans une pâte recristallisée.
Lame AR 44 (x 60).
Vallon de la Ponsonnière.

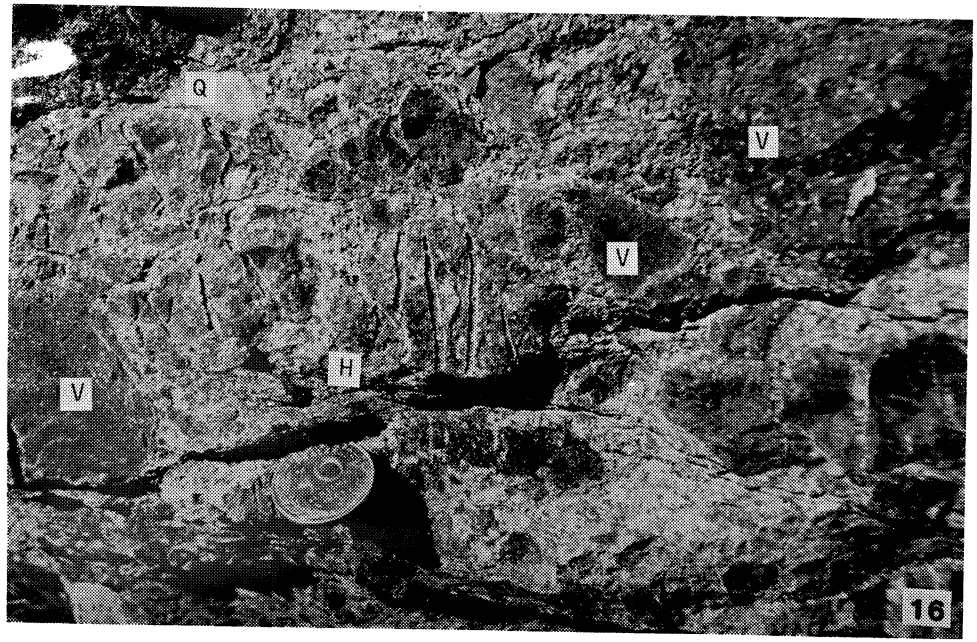
Photo n° 16 : Conglomérats lie-de-vin du Permien.
H: schistes noirs du Houiller
V: roches éruptives
Q: quartz
Vallon de la Ponsonnière.

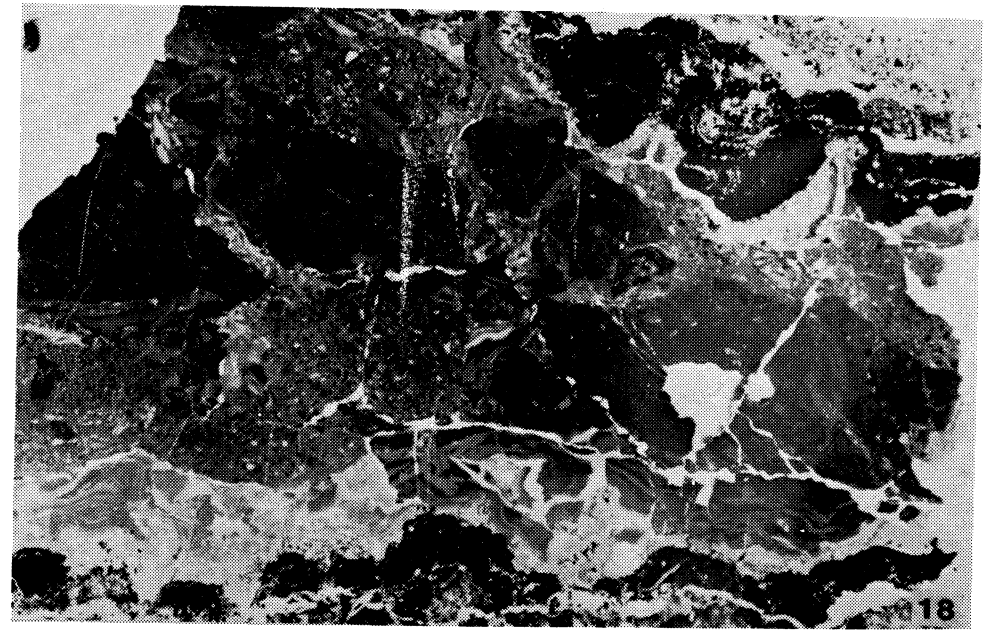
Photo n° 17 : Radiolarites du Permien.
Figures circulaires à sub-circulaires sur fond de trame chloritique.
Lame A 77 (x 60).
Vallon de la Ponsonnière.

Photo n° 18 : Croûte de Jaspe.
Lame A 206 (x 4,5).
Vallon de la Ponsonnière.


15

17


Q
V
V
H
V
16


18

FACIES DE LA ZONE BRIANCONNAISE

Photo nº 19 : Stratification entrecroisées dans les quartzites werféniens.
Route des Rochilles, cote 2330m.

Photo nº 20 : Brèches jaunes du Trias supérieur à éléments de calcaires (c) et dolomies (d) du Trias moyen.
Rochers Plats du Lac Blanc (2770m).

Photo nº 21 : Brèches rouges du Jurassique supérieur :
a - "brèche sans matrice".
b - "calcaires farcis".
(e - encroûtement ferrugineux)
(b - bioclaste, ici Bélemnites).
Rochers Plats du Lac Blanc.

19

21a

20

21b

FACIES DE LA ZONE BRIANCONNAISE

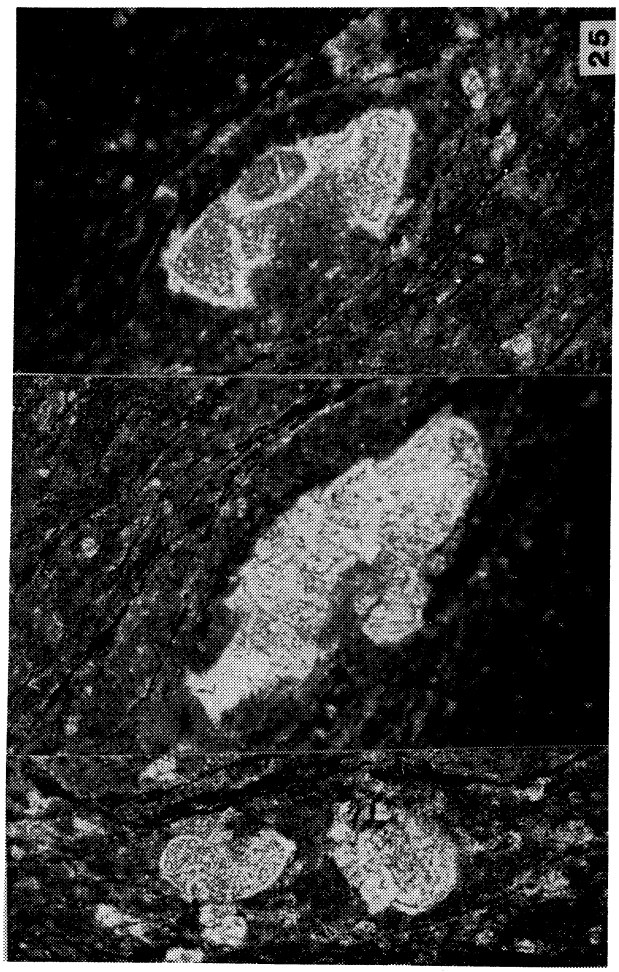
Photo nº 22 : Marbre de Guillestre.
débris d'Echinodermes.
fragments de Lamellibranches.
section d'*Aptychi*
Rhynchotheutis (R)
Lame A 208b (x 4,5).
Rochers Plats du Lac Blanc.

Photo nº 23 : Section de Rhyncholites, c'est-à-dire bec calcifiés des mandibules supérieures des Céphalopodes, appartenant au groupe des *Rhynchotheutis*.
Rochers Plats du Lac Blanc.

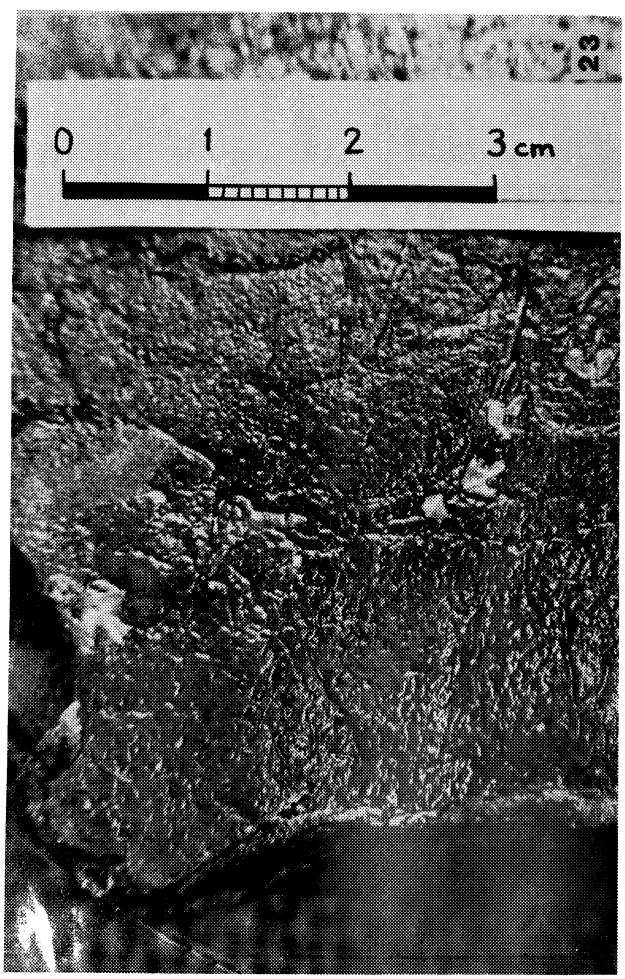
Photo nº 24 : Ammonite encroûtée dans les calcaires à Calpionelles.
Gisement des Ammonites.
Rochers Plats du Lac Blanc.

Photo nº 25 : Calcschistes planctoniques (= marbres en plaquettes) à Globotruncanae dont
Globotruncana cf *stuarti*
Lame A 149a (x 60).
Lac du Grand Ban

24


25

22


23
0
1
2
3 cm

CHAPITRE V : LE FLYSCH A HELMINTHOIDES.

En un seul endroit de toute notre zone d'étude, sur la crête en contrebas à l'Ouest du Grand Galibier, affleure du flysch à Helminthoïdes. C'est lui qui constitue la Pointe de la Tête Noire (ou de la Mandette) à l'Ouest du col du Clot Julien.

Le flysch à Helminthoïdes est connu en Embrunais-Ubaye et dans les Préalpes du Chablais, mais aussi dans les Alpes Maritimes franco-italiennes et dans les Apennins ligures. Il présente, en général, la succession suivante : 1°/- Complexe de base ; 2°/- Série à dominante gréseuse ; 3°/- Série à dominante calcaire ; 4°/- Série à dominante marneuse.

Le complexe de base est un flysch brunâtre, manganésifère où alternent grès et niveaux schisto-gréseux. Il est difficilement différenciable du "flysch noir" subbriançonnais. Les bancs de grès font une dizaine de centimètres d'épaisseur et leur surface, fréquemment enduite de mica, paraît satinée. M. Lanteaume (1968) a donné un âge Crétacé moyen à supérieur (*Globigerina lacera* du Cénomanien ou Turonien) à la base de cette formation. Il décrit aussi des niveaux de schistes rouges et verts vers le haut, niveaux que nous n'avons pu mettre en évidence sur la crête du Galibier.

Puis vient une alternance de calcaires blonds et de schistes beiges. On y trouve des traces (pistes ? Fucoïdes ?) mais nous n'y avons pas remarqué de véritables Helminthoïdes. Toutefois, J.C. Barféty (1965) en signale sur cette crête. Nous n'avons pas non plus de microfaune confirmant l'âge Campano-Maestrichtien donné à ce flysch (cf. M. Lanteaume, 1968 ; ...).

La présence de ce flysch pose le problème de son origine et de ses relations avec les formations voisines. En l'absence de toute microfaune caractéristique, la première question serait de savoir dans quelle proportion les schistes noirs et grès qui forment le soubassement de la Pointe de la Tête Noire appartiennent à la formation du "flysch noir" subbriançonnais ou au complexe de base du flysch à Helminthoïdes. Ensuite, deux solutions se présentent pour expliquer les relations de ce flysch à Helminthoïdes avec son substratum. Il peut s'agir :

* soit d'un gros olistolite au sein d'une formation de type flysch de la zone subbriançonnaise ;

* soit d'une "cuillère" tectonique, glissée à l'avant de la nappe lors de sa mise en place en Embrunais-Ubaye ou d'un témoin d'une nappe de flysch à Helminthoïdes empilée sur la série flyschoïde calcaire "subbriançonnaise" avant que celle-ci ne quitte sa patrie d'origine.

Il est actuellement difficile de répondre à cette question. La dernière hypothèse est assez séduisante ... et irait dans le sens d'un bassin de flysch *"subbriançonnais"* en position originelle relativement interne, au delà du Briançonnais (cf. paragraphe concernant la série flyschoïde dans le chapitre III).

TROISIEME PARTIE

TECTONIQUE

CHAPITRE I : RAPPELS SUR LES UNITES STRUCTURALES.

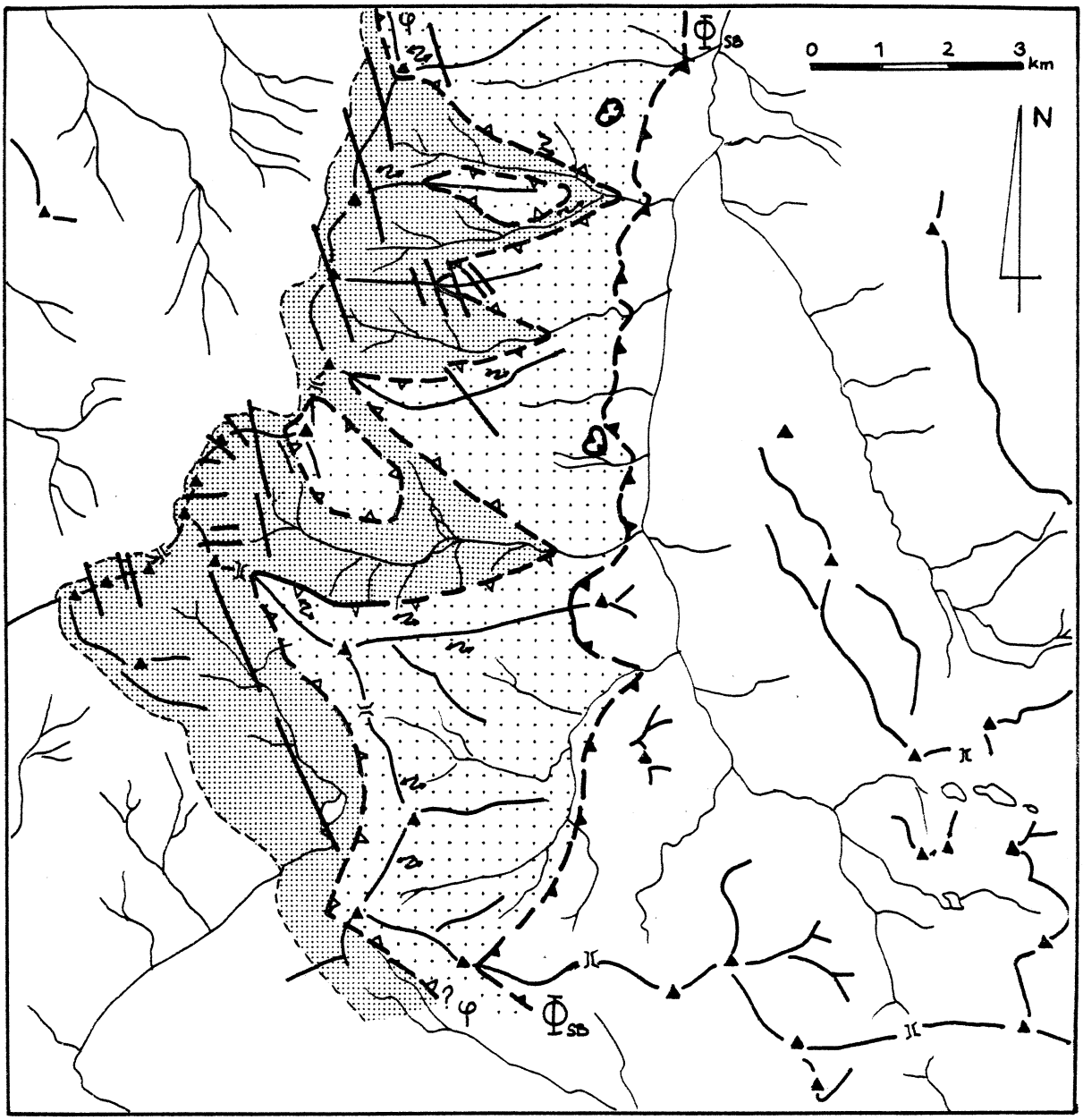
Le découpage du terrain d'étude en trois grands ensembles structuraux a été présenté en introduction à la deuxième partie consacrée à la stratigraphie. Nous les rappelons ici brièvement :

* à l'Ouest, une zone à flysch nummulitique, constituée en fait de deux unités superposées. Les relations de ces deux unités avec leur substrat respectif sont visibles au Nord et à l'Ouest du secteur considéré ;

* le long de la vallée de la Valloirette, depuis Valloire jusqu'au col du Galibier, la zone "subbriançonnaise", prise en "sandwich" entre le flysch à l'Ouest et le Houiller briançonnais à l'Est et subissant à différentes époques des influences dauphinoises et/ou briançonnaises, voire plus internes ;

* à l'Est, la zone briançonnaise typique à série bien développée du Paléozoïque supérieur au Trias moyen et série réduite ensuite.

Dans cette troisième partie, nous étudierons les relations de ces trois ensembles les uns par rapport aux autres ainsi que leurs déformations propres.



φ contact cisaillant entre les deux unités à flysch

Φ_{SB} chevauchement du Subbriançonnais

faille verticale

trace de pli

unité supérieure ("Cheval Noir - Casse Massion")

unité inférieure (dauphinoise orientale)

(pour la toponymie, se reporter à la figure 1)

Fig. 50 : Schéma structural de la zone du flysch.

CHAPITRE II : LA ZONE DU FLYSCH.

Nous avons vu que toute la partie occidentale de notre zone d'étude présente les différents faciès typiques du flysch priabonien. Mais nous avons dit que, sur des arguments uniquement structuraux, nous étions amenés à distinguer deux unités superposées, toutes deux constituées de ce flysch tertiaire.

1°/- Les limites :

La limite occidentale de l'unité inférieure n'est pas visible sur le versant valloirin de la crête Grande Chible - Aiguilles d'Arves.

La limite orientale de l'unité supérieure quant à elle, est jalonnée par des gypses (fig. 50) : Poingt-Ravier, La Rivine, la Haute Paré, sans oublier les cargneules décrites au pied du Pic Blanc du Galibier (cf. fig. 22 et 26) : c'est le chevauchement de la zone subbriançonnaise. Il rabote le sommet de l'unité supérieure : le flysch olistostromique n'existe pas au Nord, entre La Rivine et Albanne et disparaît au Sud dans le vallon de l'Anesse.

La limite entre les deux flyschs est beaucoup moins tangible. Le seul endroit où elle est indubitable, est le flanc nord de la crête d'Argentière (fig. 51). Là, en effet, les couches supérieures plissées et déversées vers l'Est, viennent "buter" sur les couches inférieures qui semblent exemptes de tout plissement.

Le contact se suit aisément vers l'Est (cf. fig. 50) malgré les éboulis, au moins jusqu'en regard des chalets du Commandraut, avec un pendage moyen d'une dizaine de degrés vers l'Est. Ensuite, caché par la couverture quaternaire, il traverse le torrent des Aiguilles vers 1950m et remonte sur le flanc nord de la Combe du Puy. De là, il franchit l'Arête des Mossières entre les points cotés 2977m et 2962m. L'Aiguille de l'Epaisseur, sur l'autre rive de la Combe du Puy, apparaît donc comme une klippe de l'unité supérieure (cf. fig. 50). Le contact, imprécis sous les éboulis à gros blocs et les formations glaciaires récentes, est légèrement souligné par un faible ressaut topographique visible sur les photographies aériennes (vers le Nord, entre l'Aiguille et le col de l'Epaisseur, ainsi que vers l'Ouest entre l'Aiguille de l'Epaisseur et le col des Sarrazins).

Le chevauchement se poursuit vers le Nord assez mal défini car il est bien souvent occulté par d'abondants éboulis. Les données de terrain ajoutées à l'observation des photographies aériennes permettent néanmoins de lui faire dessiner un V topographique dans la Combe de Beaujournal, remonter sur le Crey Rond, descendre ensuite vers les Gorges de l'Enfer. La partie orientale du Gros Crey (constituée de flysch gréseux), jusqu'à la Drège et les ruines de Pémian, se présente alors en klippe, comme l'Aiguille de l'Epaisseur (fig. 52).

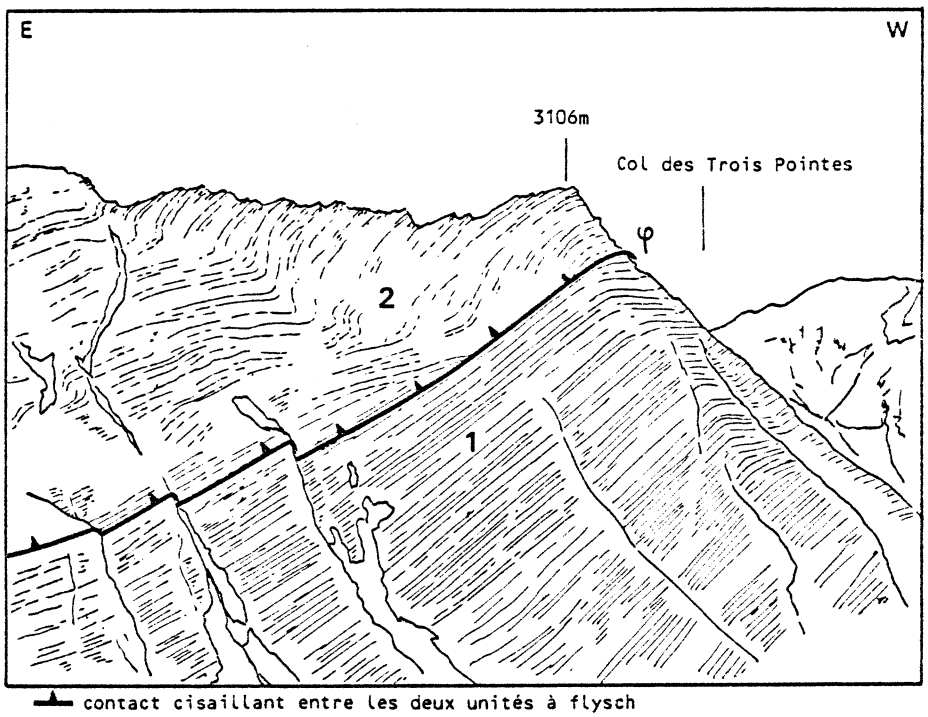


Fig. 51 : Panorama du flanc nord de la crête d'Argentière (détail) vu depuis le refuge des Aiguilles.

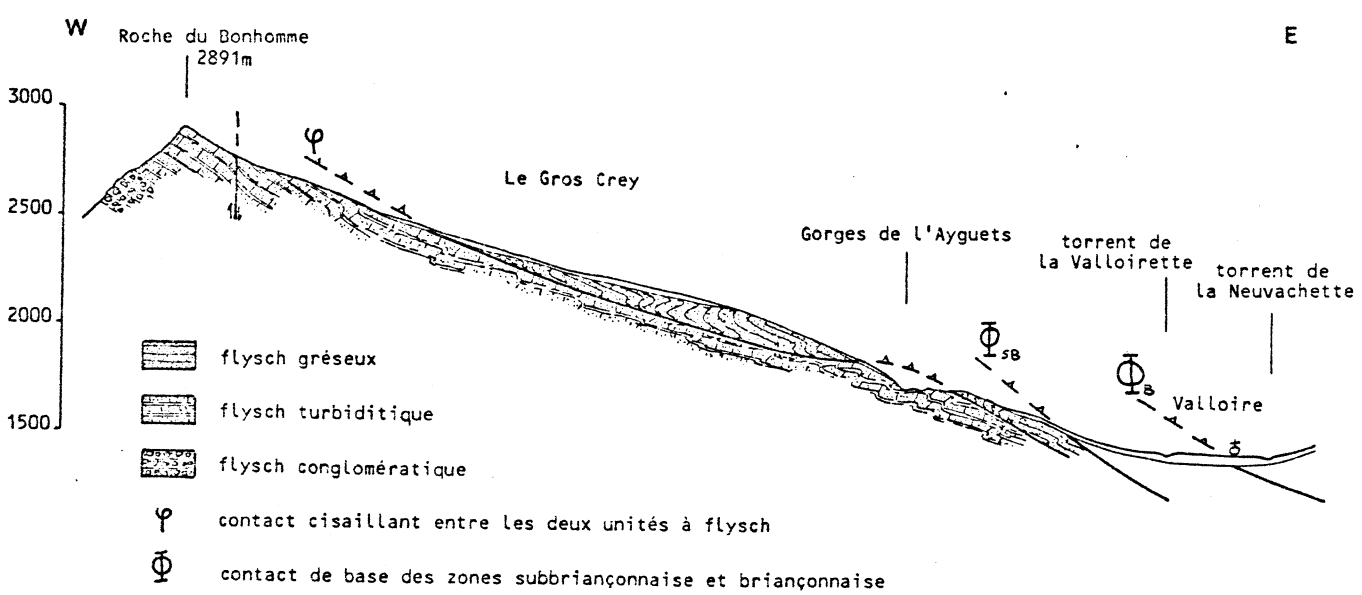


Fig. 52 : Coupe du Gros Crey depuis la Roche du Bonhomme jusqu'à la Valloirette.

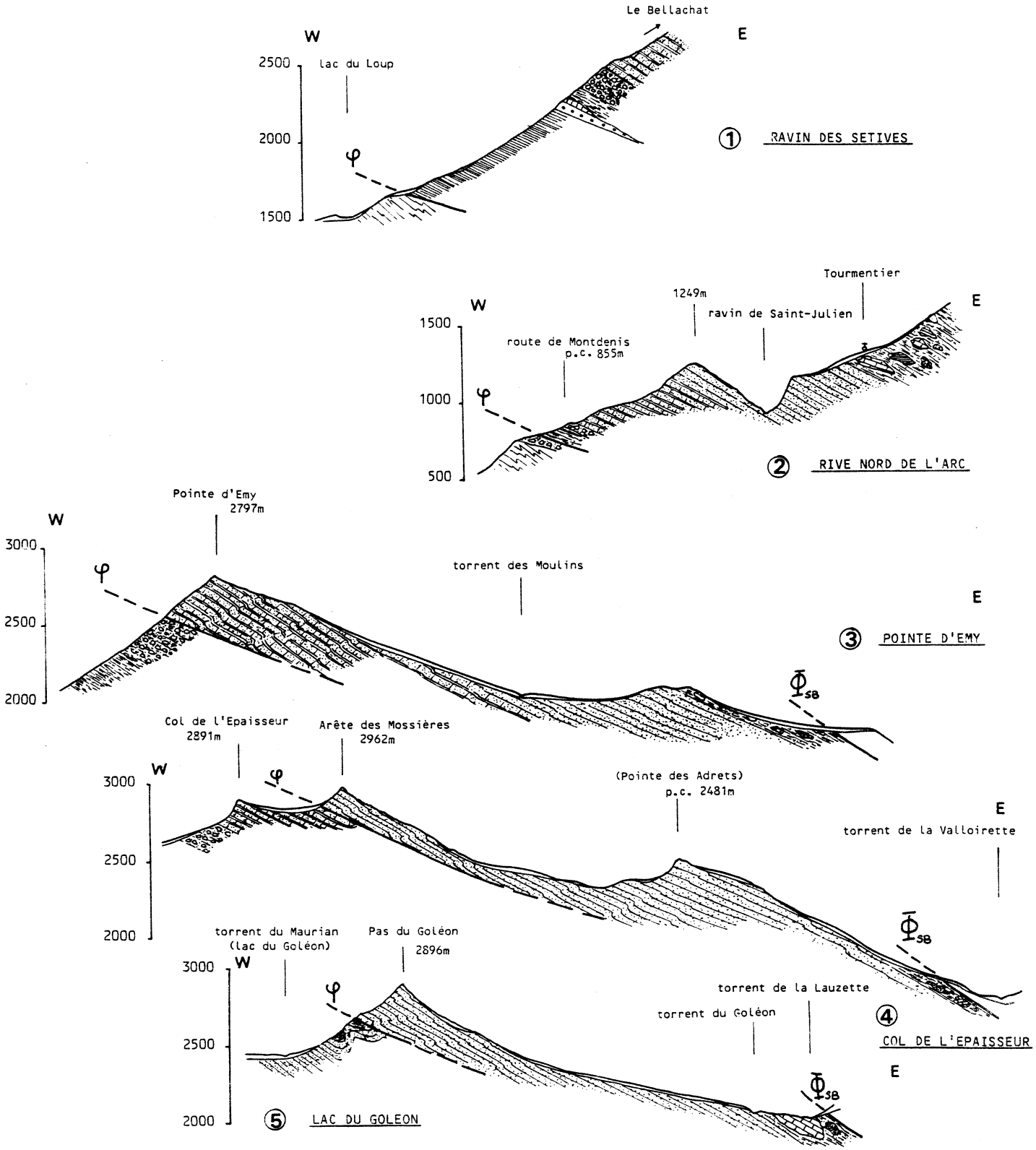


Fig. 54 : Coupes sériées du contact cisaillant entre les deux unités à flysch, du ravin des Sétives au Lac du Goléon.

Dans les Gorges de l'Enfer, vers 1640m, les traces de plans de cisaillement (orientés grossièrement 45 SE 25) semblent un indice supplémentaire en faveur de l'existence d'un chevauchement flysch sur flysch (fig. 53 et photo n° 26)

Photo n° 26 : Cisaillements plats dans le flysch des Gorges de l'Enfer.

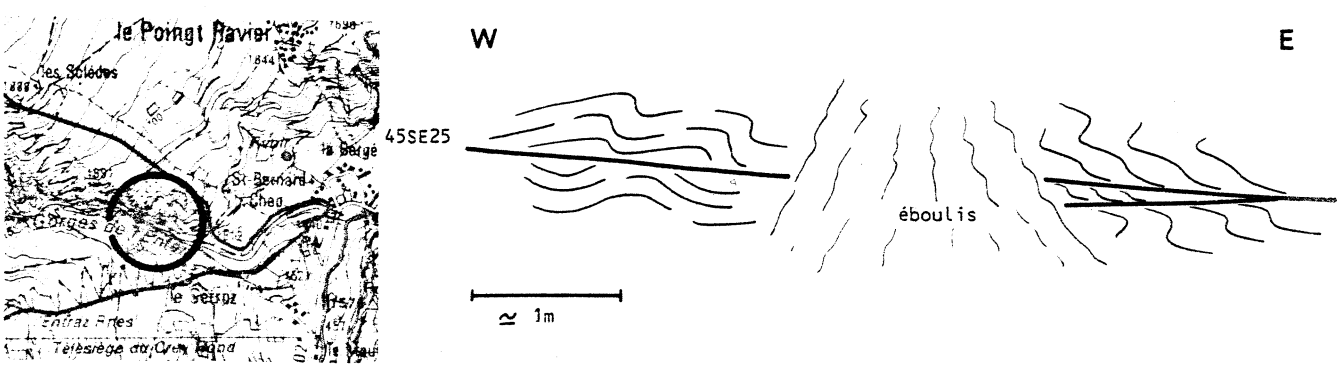


Fig. 53 : Détail de l'un des plans de cisaillement, visible au bord du torrent (Gorges de l'Enfer, rive gauche cote 1640m).

D'autre part, vers le Sud, à partir du Vallon des Aiguilles, le contact franchit le col des Trois Pointes et se poursuit par l'accident décrit (R. Barbier, 1956) dans le flanc des Rochers du Goléon, au moins jusqu'au Pic des Trois Evêchés.

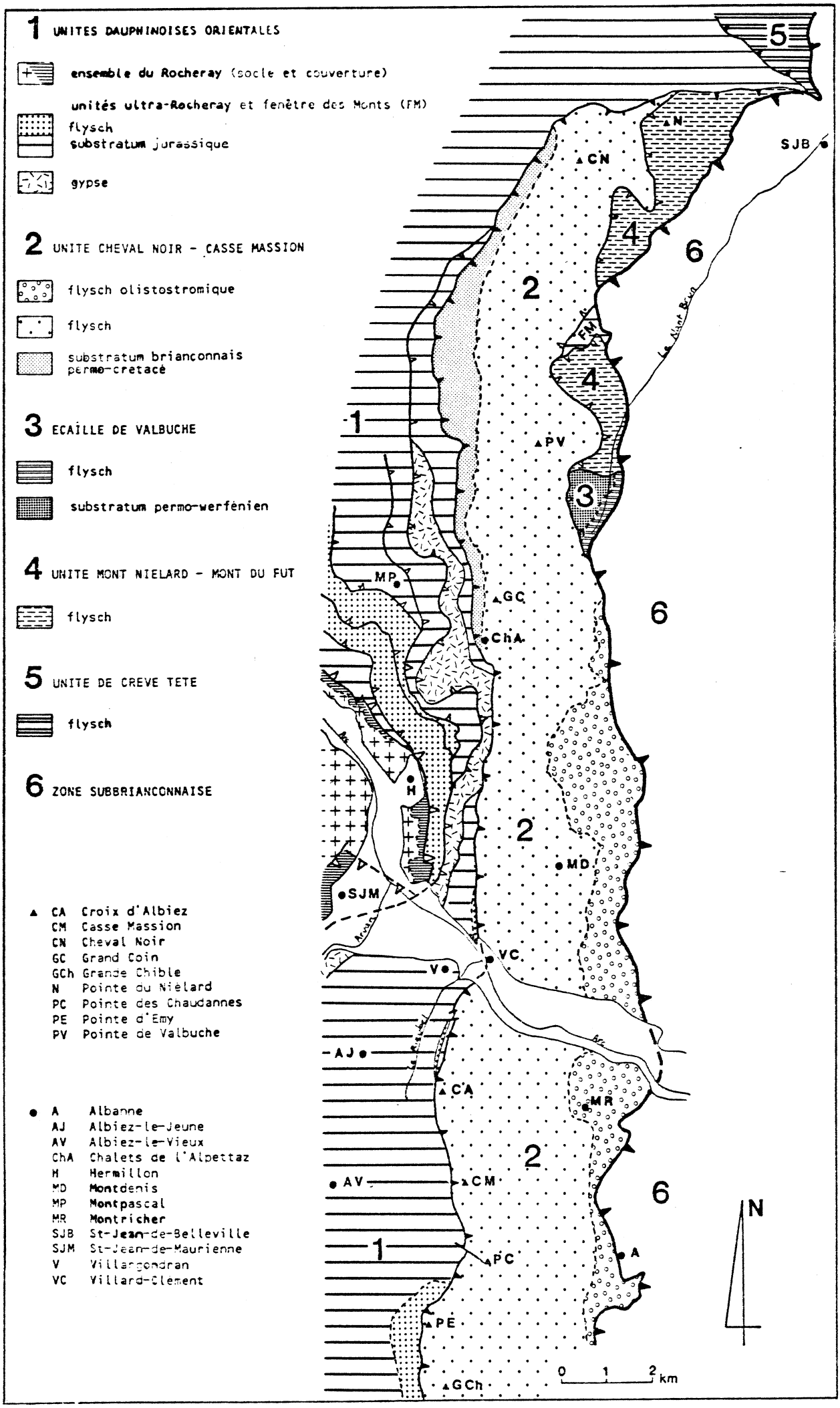
Ce plan de chevauchement a donc une orientation moyenne N-NE - S-SW (entre 10° et 45°) et un pendage moyen d'une vingtaine de degrés (entre 10° et 30°) vers l'Est.

De plus, nous constatons que le cisaillement ne se fait pas du Nord au Sud dans le même niveau de la série (fig. 54).

Au Nord, dans le ravin des Sétives (coupe 1), le cisaillement se situe au niveau du substratum d'affinité briançonnaise. En l'absence de ce dernier, on pourrait croire à l'existence d'un flysch nummulitique venant sceller un substratum dauphinois, plissé, érodé, écaillé : il y aurait substitution de couverture. Vers le Sud, A. Serre (1983) signale, sur la route de Montdenis (coupe 2) à une altitude de 830m, un contact injecté de gypse lamellaire entre le flysch conglomératique de l'unité inférieure dauphinoise orientale et les schistes à blocs de l'unité supérieure (unité Cheval Noir - Casse Massion). A la Pointe d'Emy (coupe 3), si la série de l'unité inférieure ne monte pas plus haut que le flysch conglomératique, l'unité supérieure débute, au-dessus du contact, par le flysch turbiditique. Schistes à blocs et flysch conglomératique ont été supprimés. C'est à peu près au niveau de la Grande Chible que le flysch turbiditique apparaît sur les conglomérats de l'unité inférieure. Ils sont rabotés à leur sommet par le chevauchement de l'unité supérieure. Plus au Sud encore, l'Aiguille de l'Epaisseur (coupe 4) montre une unité supérieure composée exclusivement de flysch gréseux alors que l'unité inférieure possède déjà une bonne épaisseur de flysch turbiditique. Enfin, au niveau du Lac du Goléon (coupe 5), la série inférieure est quasiment complète puisqu'entre le refuge Carraud et le Lac du Goléon, sur le flanc ouest des Rochers du Goléon (Les Cognets), nous avons signalé des blocs dans une matrice de schistes noirs : c'est l'olistostrome qui couronne la série inférieure. La série supérieure quant à elle débute avec le flysch gréseux et le versant valloirin présente les mégablocs de son olistostrome.

Cette limite prolonge vers le Sud, la limite décrite de part et d'autre de la vallée de l'Arc par A. Serre (1983). La figure 55 nous montre la disposition de ces flyschs en Maurienne. Notre unité inférieure pourrait correspondre au flysch des *unités ultra-Rocheray dauphinoises orientales*, alors que l'unité supérieure serait le prolongement de *l'unité Cheval Noir - Casse Massion*.

Nous aurions donc un "flysch des Aiguilles d'Arves" *stricto sensu*, dauphinois oriental, dont les rapports avec le substratum ne sont pas encore clairement définis, chevauché par un flysch d'origine plus interne, qui trouve tout son développement entre le Cheval Noir au Nord et le Pic des Trois Evêchés au Sud mais se poursuivant sans doute encore vers la vallée de la Guisane.


1 UNITES DAUPHINOISES ORIENTALES
ensemble du Rocheray (socle et couverture)
unités ultra-Rocheray et fenêtre des Monts (FM)
flysch
substratum jurassique
gypse
2 UNITE CHEVAL NOIR - CASSE MASSION
flysch olistostromique
flysch
substratum brianconnais permo-cretacé
3 ECAILLE DE VALBUCHE
flysch
substratum permo-werfénien
4 UNITE MONT NIELARD - MONT DU FUT
flysch
5 UNITE DE CREVE TETE
flysch
6 ZONE SUBBRIANCONNAISE
▲ CA Croix d'Albiez
CM Casse Massion
CN Cheval Noir
GC Grand Coin
GCh Grande Chible
N Pointe du Nielard
PC Pointe des Chaudannes
PE Pointe d'Emy
PV Pointe de Valbuche
● A Albanne
AJ Albiez-le-Jeune
AV Albiez-le-Vieux
ChA Chalets de l'Alpettaz
H Hermillon
MD Montdenis
MP Montpascal
MR Montricher
SJB St-Jean-de-Belleville
SJM St-Jean-de-Maurienne
V Villargondran
VC Villard-Clement
FM
Le Arc
Arvan
0 1 2 km
N

Cette structuration en deux nappes de flysch superposées n'aurait rien d'exceptionnel. En effet, O. Merle (1982) a décrit un phénomène identique dans le flysch à Helminthoïdes de la nappe du Parpaillon (Embrunais-Ubaye).

2°/- Déformations dans l'unité supérieure :

La crête d'Argentière présente une spectaculaire succession de plis déca à hectométriques. Ces plis sont présents un peu partout dans les crêtes du flysch mais c'est le vallon des Aiguilles qui offre la plus belle coupe (fig. 56).

Sur ce panorama, la différence de déformation entre l'unité inférieure (1) et l'unité supérieure (2) apparaît très nettement. L'unité inférieure pend tranquillement vers l'Est d'une trentaine de degrés, sans déformation plicative visible. L'unité supérieure quant à elle, prend une allure de "plat de spaghetti" ! (fig. 57).

Les plis, soulignés par les bancs gréseux, s'organisent sans aucune logique.

Toutefois dans l'ensemble, le déversement semble assez général vers l'Est et ce, pas seulement dans le vallon des Aiguilles puisque A. Serre (1983) l'avait déjà signalé entre la Pointe des Chaudannes et la Grande Chible.

a- Les observations de terrain.

Des campagnes de terrain, nous avons rapporté un certain nombre d'observations, caractérisant les déformations de cette unité supérieure :

* Localisation des plis à la base de la nappe :

le plus bel exemple est, nous l'avons vu, la crête d'Argentière où le flysch de l'unité supérieure est systématiquement plissé au-dessus du contact de base (cf. fig. 56). Les autres crêtes offrent de mauvais affleurements. Des replis sont néanmoins visibles (Gros Crey, Combe de Beaujournal, Pointe des Lauzettes, Pic des Trois Evêchés) et A. Serre en a décrit à la Grande Chible (cf aussi fig. 61).

* Amortissement général vers le haut et vers l'arrière :

encore une fois, la crête d'Argentière nous sert d'exemple. En effet, en suivant la crête vers l'Est, peu avant d'arriver à la Haute Paré, nous constatons que la déformation s'estompe pro-

---

← Fig. 55 : Schéma structural des unités à flysch entre Maurienne et Tarentaise après les travaux de J. Martinez-Reyes (1980) et A. Serre (1983).

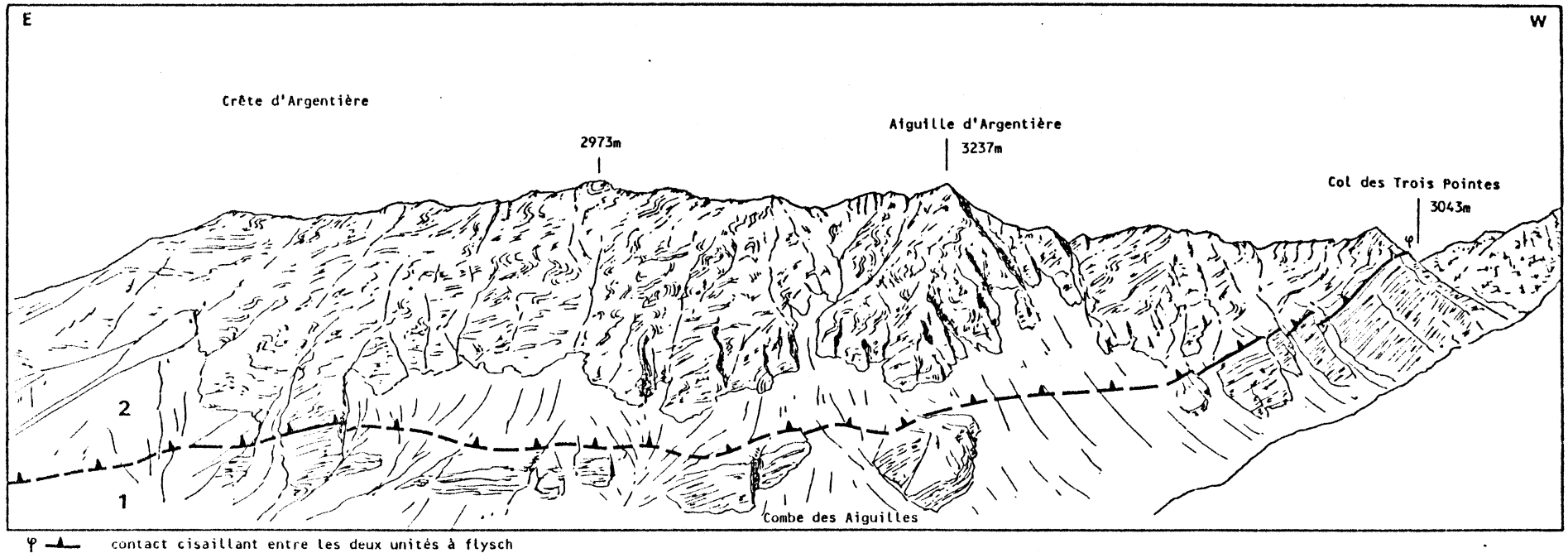


Fig. 56 : Panorama de la crête d'Argentière, vu depuis l'Aiguille de l'Epaisseur.

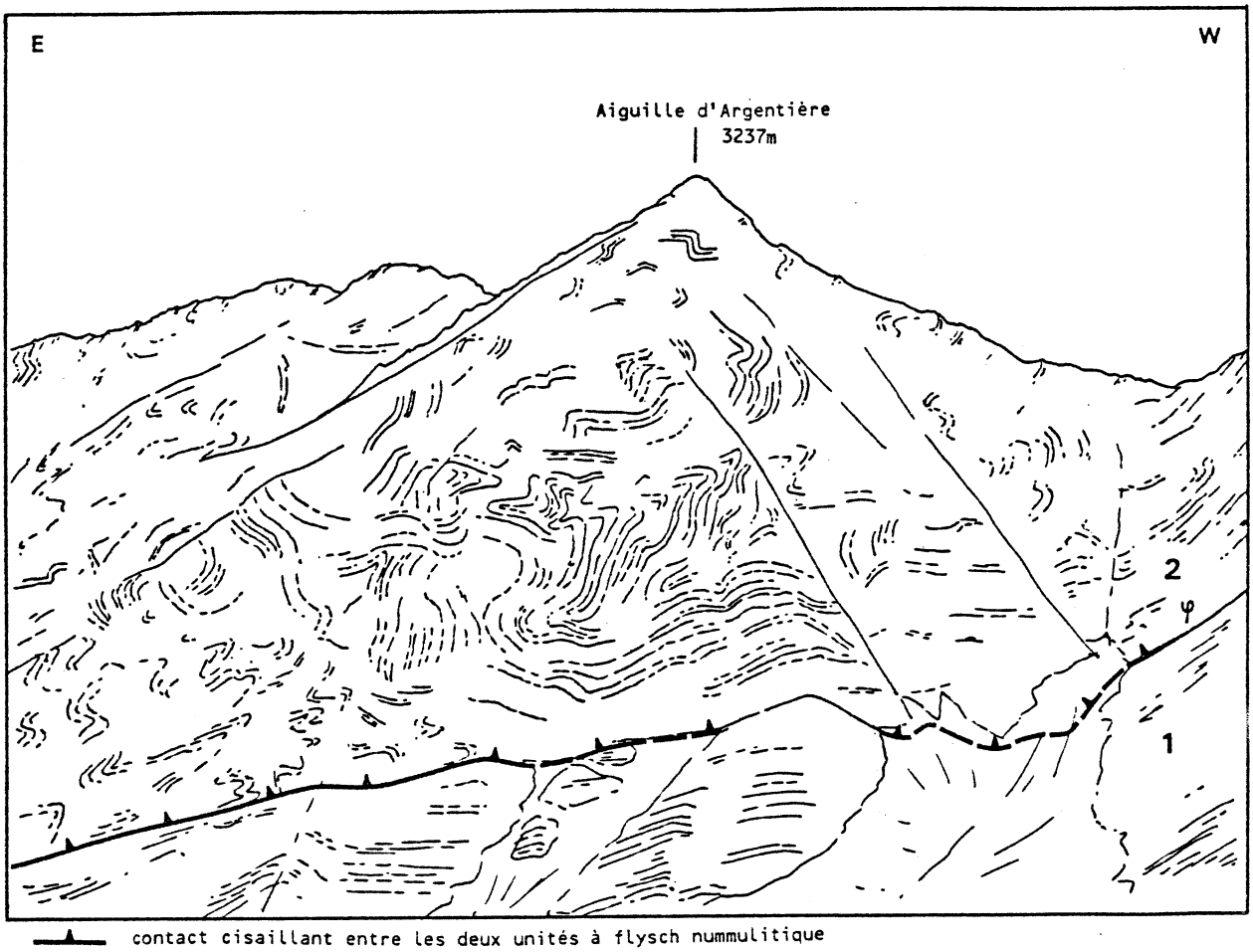


Fig. 57 : Déformations dans le flanc nord de l'Aiguille d'Argentière.

gressivement. Or nous nous sommes éloignés du front actuel de la nappe tout en montant dans la série. Vers le Nord, bien que le cisaillement affecte des niveaux plus bas dans la série, l'érosion n'a conservé qu'une épaisseur moindre et presque toujours déformée de l'unité supérieure. Plus au Nord encore (Nord de l'Arc), les couches ne présentent pas de déversement vers l'Est : ceci nous incite à placer le front de la nappe (donc le front de déformation) beaucoup plus à l'Ouest, la partie restante actuellement étant alors l'arrière de la nappe, peu affectée.

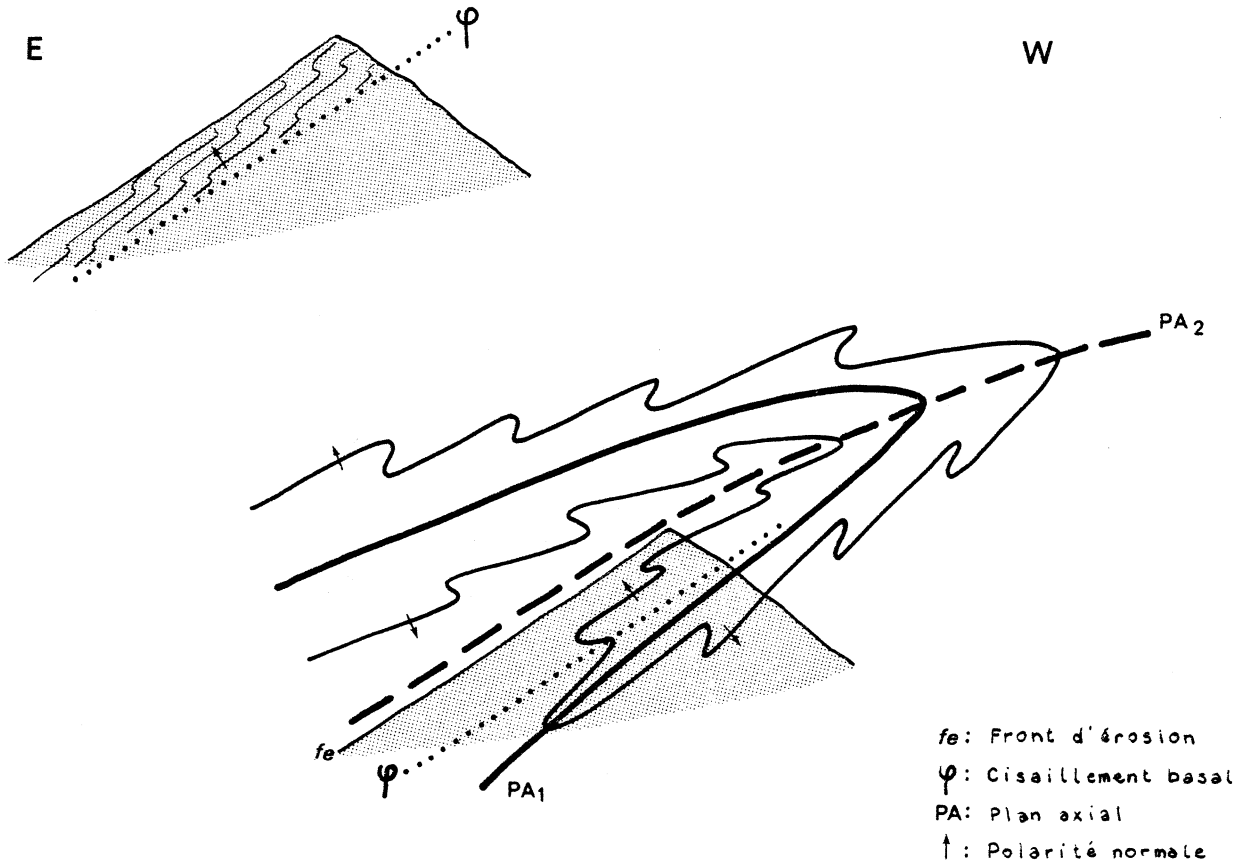


Fig. 58 : Modèle de tectoniques superposées pour l'explication des structures observées (d'après A. Serre, 1983), *légèrement modifié*.

* Allure des plis et orientation :

l'allure des plis est isoclinale, les plans axiaux sont plus ou moins parallèles à la surface basale avec une orientation des axes de plis variant de 10 à 15° autour d'une valeur moyenne grossièrement Nord-Sud.

b- *Les hypothèses.*

P. Plotto (1977), dans son étude sur les déformations des grès du Champsaur, décrit quelques plis déversés vers l'Est dans un contexte à vergence générale vers l'Ouest. Il explique l'apparition de ces plis par un blocage relatif des déplacements, en fin de phase (hypothèse également envisagée par A. Serre (1983) au Nord de notre terrain). Au Sud-Est du Pelvoux, ils semblent généralisés mais peu marqués (grand rayon de courbure). Toutefois, il est évident que, si un pli a du mal à s'amorcer, une fois atteint un certain angle entre les deux flanc, le pli se referme rapidement. Nous pourrions donc penser qu'au Nord du massif du Pelvoux, le régime de contraintes né d'un blocage aurait duré plus longtemps et/ou aurait été plus violent, ou bien que nous serions plus proche de l'élément (?) blocant (le blocage pourrait être le fait des massifs cristallins externes : Pelvoux, Grandes Rousses ?).

Mais il se pose certains problèmes : pourquoi l'unité supérieure en subit-elle seule les conséquences ? Peut-être l'unité inférieure était-elle déformée dans une partie aujourd'hui érodée ? Il faudrait alors souligner que l'unité supérieure serait déformée sur une plus grande distance que l'unité inférieure.

En 1983, A. Serre propose un modèle qui peut paraître un peu complexe (fig. 58).

Il s'agissait en effet d'expliquer un déversement vers l'Est dans un régime général à vergence ouest, pour une série à polarité normale. Ce schéma évoque les figures de déformations obtenues expérimentalement par O. Merle (1982).

O. Merle a étudié les déformations d'un matériel visqueux (silicone) sujet aux forces gravitaires combinant étalement et glissement. Le dispositif expérimental est simple : un plan incliné (9°) sur lequel s'écoule la silicone, perturbée à sa base par des obstacles rigides (barres de plasticine, indéformables dans ces conditions d'expérience). Les coupes sériées, après 10cm d'écoulement, donnent des figures telles que la suivante (fig. 59.A).

De ses expériences, O. Merle tire un certain nombre de conclusions :

* le nombre de plis est identique au nombre d'irrégularités ;

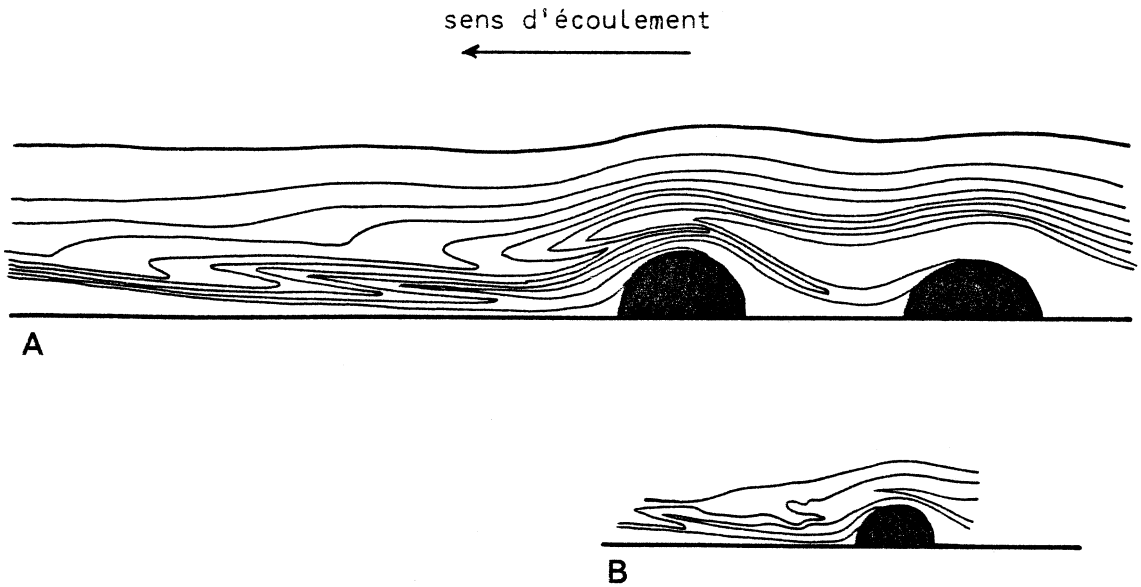


Fig. 59 : Modèles de déformation par étalement et glissement gravitaire (O. Merle, 1982).

(A) Cas de deux obstacles rapprochés. Les couches ont la même viscosité.
(B) Début de replissement d'un anticlinal du modèle précédent, dû au contraste de viscosité.

* l'amortissement des plis vers le haut est systématique et rapide ;
* les plis sont de type semblable, d'allure isoclinale, les plans axiaux sont parallèles à la surface basale ;
* les plis sont d'autant plus amplifiés qu'ils se sont formés sur des obstacles proches de l'avant du modèle, où le cisaillement est plus intense ;
* les plis sont régulièrement cylindriques et les axes parallèles aux barres de plasticine. Un obstacle circulaire provoquerait des plis en fourreau.

La même expérience est menée avec des couches de silicone de viscosités différentes. Ceci se rapproche davantage de conditions présentes à l'affleurement puisque le flysch est constitué d'une alternance de bancs gréseux durs et de bancs schisteux plus tendres.

La figure (fig. 59.B) obtenue montre un début de replissement d'un anticlinal après son passage sur une bosse. O. Merle a aussi observé la formation de failles inverses et l'initiation d'un chevauchement très plat à l'avant du modèle, ainsi qu'un flambage des couches compétentes.

Le dispositif proposé par A. Serre (cf. fig. 58) pourrait être un exemple de cette deuxième expérience.

Les observations de terrain concordent avec les modèles expérimentaux : localisation des plis à la base de la nappe, amortissement général vers le haut et vers l'arrière, allure des plis et orientation ... Le cas théorique donnait des plis cylindriques pour un obstacle cylindrique. Un tel cas de figure est rarement de mise dans la nature, nous nous trouvons plus fréquemment en présence d'obstacles de formes variées induisant des déformations complexes. En ce qui concerne les plans de schistosité, ils sont sub-parallèles au plan de cisaillement, observation qui se rapproche de l'expérimentation de O. Merle aussi bien pour le glissement que pour l'étalement gravitaire.

Pour ce qui est des butoirs initiateurs des plis dans l'unité supérieure (équivalents des butoirs en plasticine du modèle expérimental), nous pouvons facilement concevoir que ce sont des irrégularités de la surface basale, soit des couches de grés compétentes de l'unité inférieure qui font saillie, soit (et plus probablement) des blocs effondrés au front de la nappe lors de son avancée et recouverts par elle. Mais il faut aussi penser qu'il existe dans l'unité inférieure de grandes failles à jeu décrochant (cf infra), en particulier dans les régions où l'unité supérieure apparaît intensément déformée. Du déplacement le long de ces failles peut résulter un effondrement relatif de l'un des compartiments, effondrement qui pourrait aussi être dû à un rejeu ultérieur en faille normale. Toujours est-il que, quel qu'en soit le mécanisme, la partie ouest semble surélevée par rapport à la partie orientale et cette falaise joue alors un magnifique rôle de butoir. Vers le Nord, l'unité Cheval Noir - Casse Massion de A. Serre (1983) est beaucoup moins déformée. Il ne fait d'ailleurs pas état de grandes failles décrochantes...

De toute façon, de même que l'écoulement gravitaire, doit s'ajouter à la poussée horizontale vers l'Ouest depuis l'intérieur de la chaîne pour la mise en place des nappes, de même, la formation de ces plis déversés vers l'Est peut avoir différents moteurs : outre les phénomènes déjà décrits tels que hétérogénéité des couches et blocage relatif par un obstacle, l'existence d'événements ultérieurs au plissement lui-même (glissements plus ou moins différentiels) peuvent accentuer ces déviations. Une phase ultérieure de faible ampleur mais à mouvement inverse ne serait pas à exclure, si ce n'est que l'on ne semble en avoir aucune manifestation dans les régions voisines.

3°/- Déformations dans l'unité inférieure :

L'unité inférieure présente une déformation différente : plis isoclinaux couchés et serrés à schistosité plan axial orientée N45 à N90 et pentée vers le Sud-Est d'une trentaine de degrés. Cette première phase est reprise par une seconde à plis plus ouverts. Il lui est associée une schistosité de crénulation fruste sensiblement méridienne (N160 à N180) et souvent verticale (fig. 60).

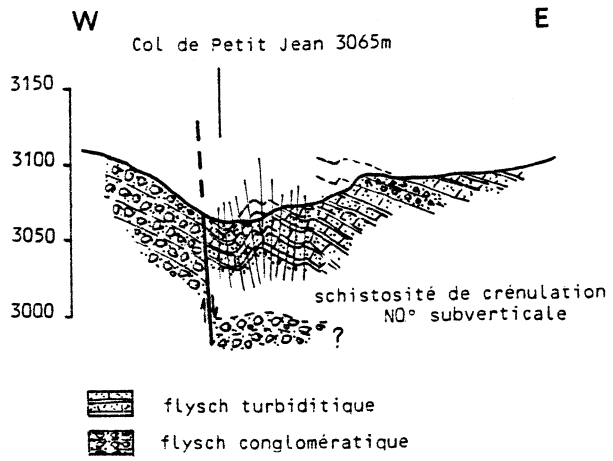
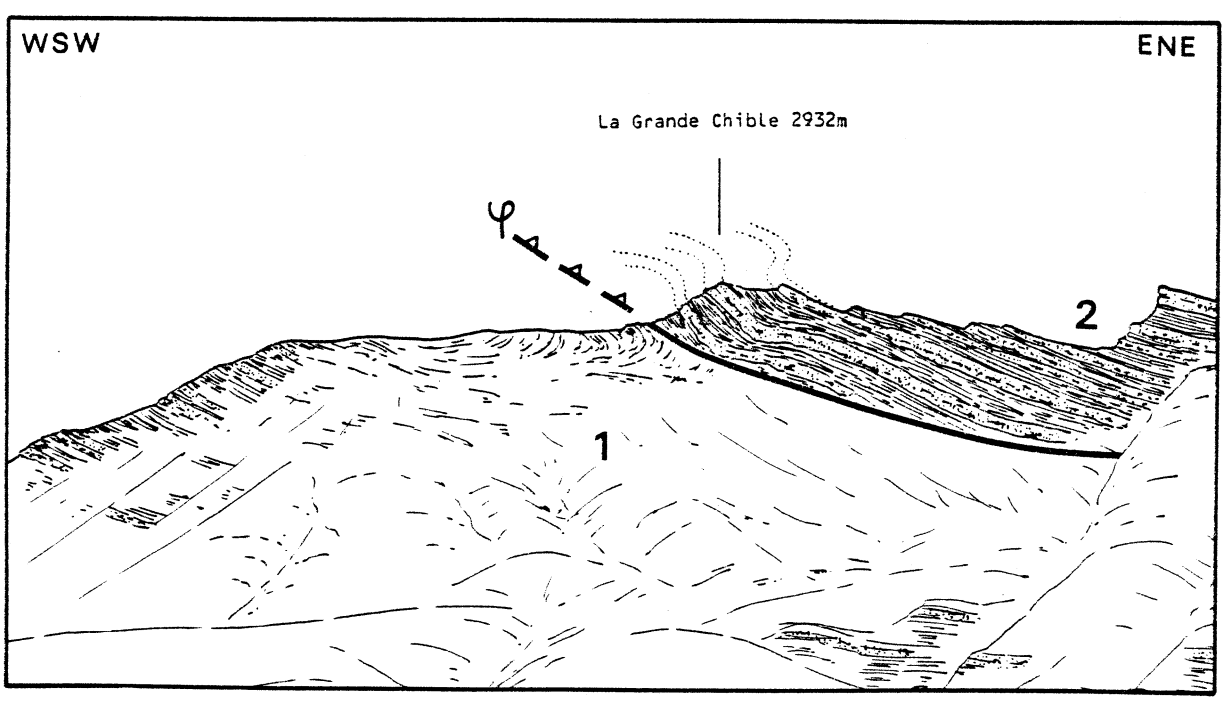


Fig. 60 : Détail du col du Petit Jean.

La seconde phase de plis et sa schistosité associée pourraient être liées au réseau de failles décrochantes en échelon (cf. F. Odonne, J.F. Gamond et al., 1982).

D'autre part, au sommet de l'unité, à proximité du cisaillement, les couches rebroussent. Ceci est visible dans les gorges de l'Ayguets et des Balais mais aussi sous la Grande Chible (fig. 61).



Remarquer : -la déformation plicative déversée vers l'Est dans l'unité supérieure (2),
-le rebroussement des couches au voisinage du contact dans l'unité inférieure (1).

Fig. 61 : Panorama du flanc sud de la Grande Chible, vu depuis le Clot de l'Ane.

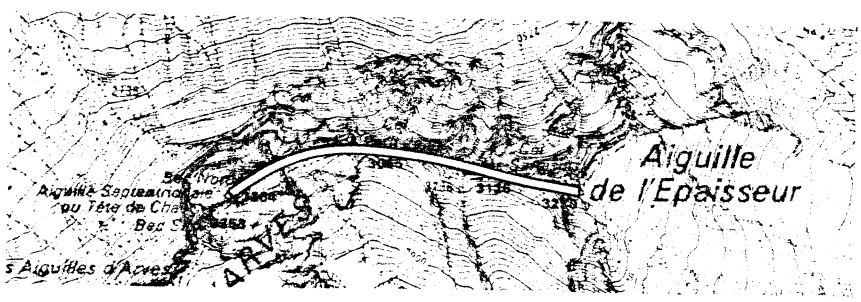
O. Merle (1982) a signalé un fait identique au sommet de son unité inférieure de la nappe du Parpaillon.

4°/- Fracturation :

a- *Les grandes failles sub-méridiennes.*

De grandes failles orientées N160 s'échelonnent le long de la crête Grande Chible-Aiguilles d'Arves, visibles tant sur le terrain que sur les photographies aériennes. Les miroirs de failles, polis par l'érosion glaciaire, ne nous ont montré aucune stries. Mais nous pouvons toutefois leur attribuer un jeu décrochant senestre accompagné d'un effondrement apparent de la partie est. Dans notre secteur d'étude, nous en avons principalement observé quatre. Ce sont du Sud au Nord :

* la faille du col de Petit Jean : la figure 62 montre bien les couches plissées du flysch turbiditique qui viennent buter contre les conglomérats (voir aussi fig. 60).



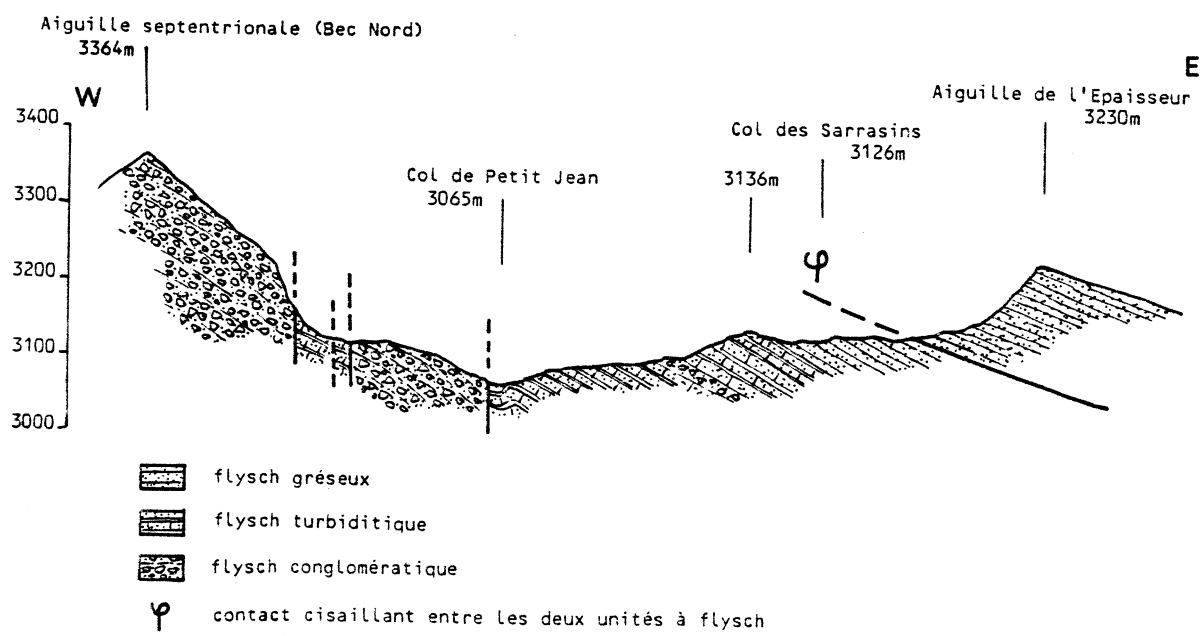


Fig. 62 : Coupe du Col de Petit Jean.

Nous suivons le miroir de faille le long de la barre conglomératique depuis le col de Petit Jean jusque dans le fond de la combe des Aiguilles au pied du glacier de Gros Jean, où il disparaît sous les éboulis. La faille ne semble pas franchir vers le Sud la crête d'Argentière alors qu'au Nord le haut vallon du ruisseau de Pradin s'aligne sur cette direction.

* La faille du Gros Grenier : elle passe au pied du Gros Grenier, disparaît vers le Sud sous les éboulis mais est nettement marquée vers le Nord par la topographie (versant arvan).

* la faille de la Roche du Bonhomme : vers 2430m sur le versant arvan de la Tête des Masses, la faille hache les conglomérats, se prolonge jusqu'à la ligne de crête et passe en contrebas du sommet, séparant là flysch conglomératique et flysch turbiditique (photo n° 27).
Sur le versant valloirin, elle rejoint la Roche du Bonhomme, déterminant cette morphologie particulière où des dalles verticales se dressent au creux d'une dépression (fig. 63).

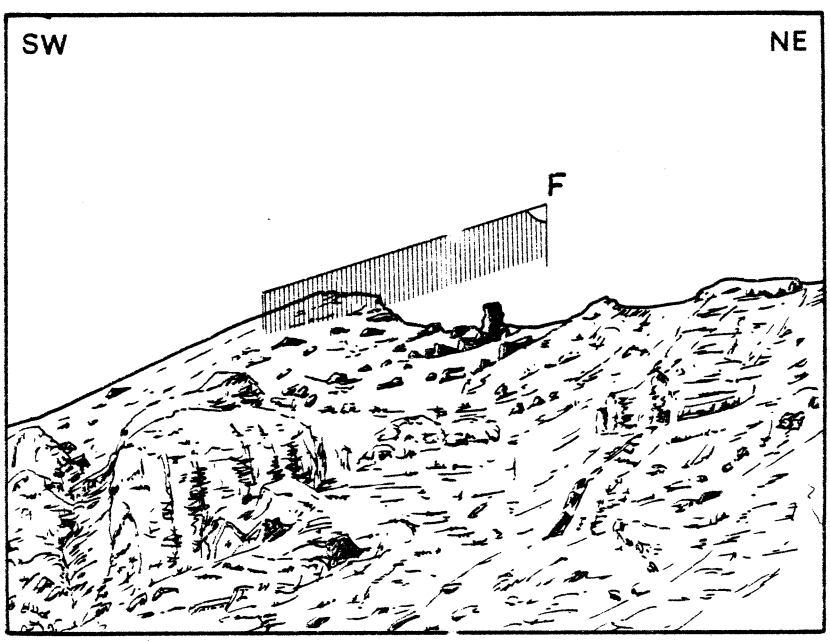


Fig. 63 : Panorama de la faille de la Roche du Bonhomme sur le versant valloirin.

Dans le fond du vallon de Pémian, nous trouvons une morphologie semblable à celle du vallon des Aiguilles : une barre conglomératique, mise à l'affleurement par l'effondrement de la partie est, forme une petite falaise d'une cinquantaine de mètres.
Puis la faille franchit le Crey Rond entre les points cotés 2667m et 2647m et se perd sous les éboulis de la Combe de Beaujournal. Deux autres failles parallèles s'observent vers l'Est sur le Crey Rond.

* La faille de la Grande Chible : cette dernière est à l'origine du col des Masses et se poursuit vers le Nord sur le flanc occidental de la Grande Chible.

Pour compléter ces observations, nous ajouterons qu'au col d'Albanne (Nord-Est de la Pointe d'Emy) une grande faille orientée approximativement N160 est visible sur les photographies aériennes. Elle expliquerait la présence du flysch conglomératique sous la Pointe d'Emy et sa disparition au Nord du col (partie effondrée à l'Est de la faille). D'autre part, des études entreprises par E.D.F.(1) dans le secteur du lac du Goléon ont mis en évidence des failles sub-verticales orientées N150 à 165. Enfin, la direction moyenne du torrent du Maurian entre sa source et le lac du Goléon (N150 à 155) s'inscrit dans la même logique.

L'ensemble de ces failles N160 senestres entrent dans un modèle de failles disposées en échelon, qui pourrait traduire l'existence d'un grand décrochement méridien senestre tel que L.E. Ricou (1980) l'a décrit pour le Subbriançonnais (fig. 64).

Il est à noter que ces failles ne semblent apparaître que dans l'unité inférieure : elles sont bien marquées dans les conglomérats. Il en existe néanmoins dans l'unité supérieure : Crey du Meigno, Crey Rond, Arête des Mossières. Elles y sont moins bien conservées dans les formations plus tendres et plus facilement délitables que sont les schistes et les grès.

b- *La fracturation associée.*

Le jeu cisaillant subméridien sénestre s'accompagne de fractures conjuguées de type "Riedel". Dans le cas théorique, ces fractures de "Riedel" se forment à une trentaine de degrés de part et d'autre des fentes de tension, elles-mêmes à 45° de la direction de cisaillement (fig. 65).

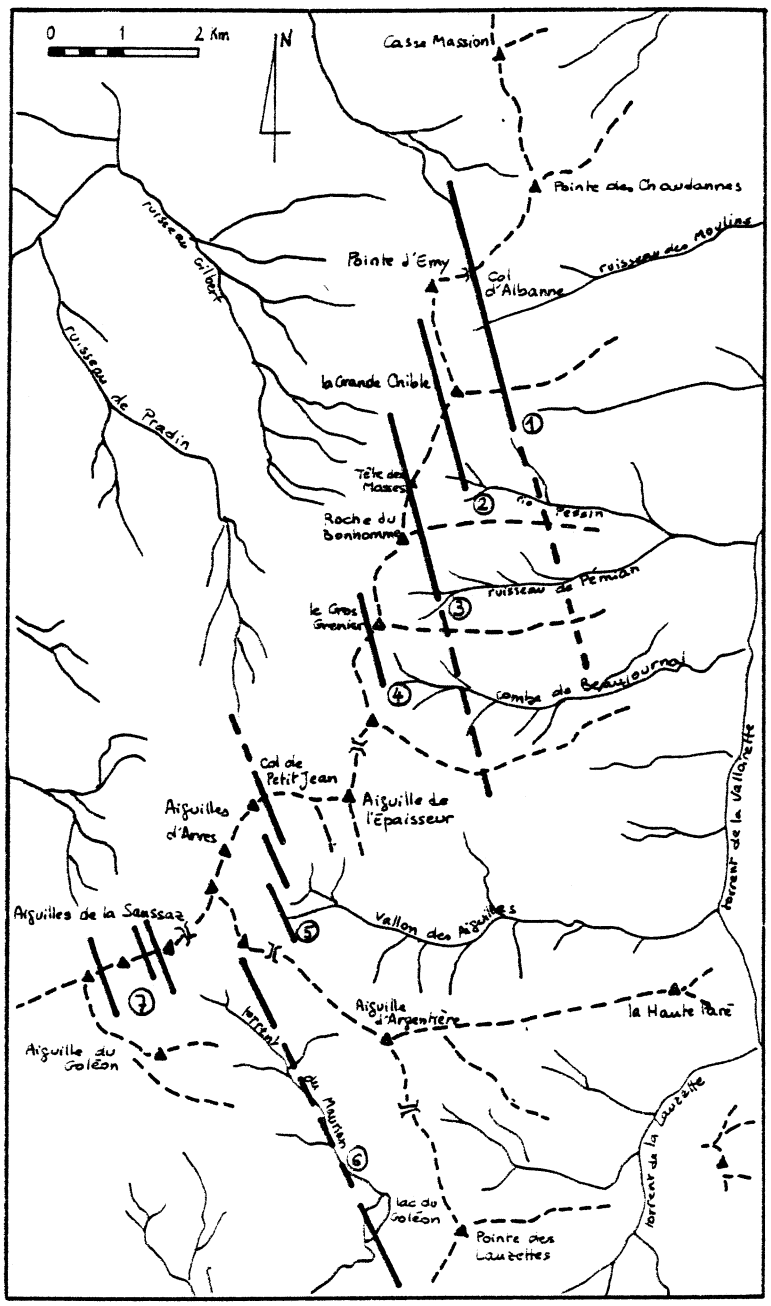
Ceci nous donne, pour un décrochement sénestre orienté N160, un système conjugué de fractures de "Riedel" où les directions de R sénestre et R' dextre sont respectivement N145 et N80.

Si ces directions n'apparaissent pas dans les formations schisto-gréseuses, les conglomérats, eux, se présentent comme un matériau privilégié. Le cirque des Aiguilles d'Arves en montre un bel exemple (fig. 66).

Accompagnant la faille majeure subméridienne passant par le col de Petit Jean (cf supra), nous avons pu observer un certain nombre de failles d'orientation moyenne N145 et N80.

---

(1) Communication J. Dubier



① faille du Col d'Albanne
② faille de la Grande Chible
③ faille de la Roche du Bonhomme
④ faille du Gros Grenier
⑤ faille du Col de Petit Jean
⑥ faille du vallon du Goléon
⑦ failles des Aiguilles de la Saussaz

Fig. 64 : Schéma de la disposition des failles subméridiennes le long de la crête du flysch.

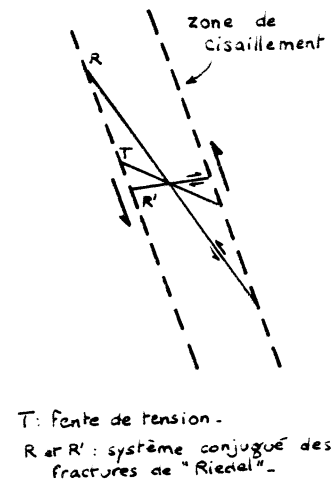


Fig. 65 : Répartition des différentes fractures de second ordre dans une zone de cisaillement majeure. (d'après J. Boudon et al., 1976).

Du Nord au Sud (fig. 66) :

* dans le collet à l'Ouest du col de Petit Jean, deux failles délimitent un compartiment effondré de flysch turbiditique entre deux masses de flysch conglomératique (dont l'Aiguille septentrionale d'Arves, à l'Ouest). Elles sont orientées N150 (cf fig.62);

* au col des Aiguilles d'Arves, une première faille (N135) longe le flanc sud de l'Aiguille septentrionale, tandis que la seconde (N85) borde la face nord de l'Aiguille centrale (photo n° 28). Il semble là aussi que nous soyons en présence d'un compartiment effondré ayant conservé un mince placage de flysch turbiditique. Le glacier des Aiguilles d'Arves rend l'accès et l'observation malaisés ;

* la dépression entre Aiguilles centrale et méridionale (col de Gros Jean) est déterminée par le passage d'une faille Est-Ouest (cf. photo n° 28). Le glacier de Gros Jean emprunte cette direction le long du flanc sud de l'Aiguille centrale ;

* enfin, l'arête joignant l'Aiguille méridionale à la Pointe Salvador est coupée par trois ou quatre failles (N85 à N90). Elles passent au niveau de la Brèche Brulle, du col Nord de Jean-Jean et au pied de la Pointe Salvador (col Maître). La quatrième, moins nette, serait à mi-chemin entre ces deux dernières.

Il en existe certainement d'autres au Nord comme au Sud mais les conditions d'affleurement sont moins bonnes, les conglomérats étant moins abondants et les failles peu visibles dans les faciès tendres tels que

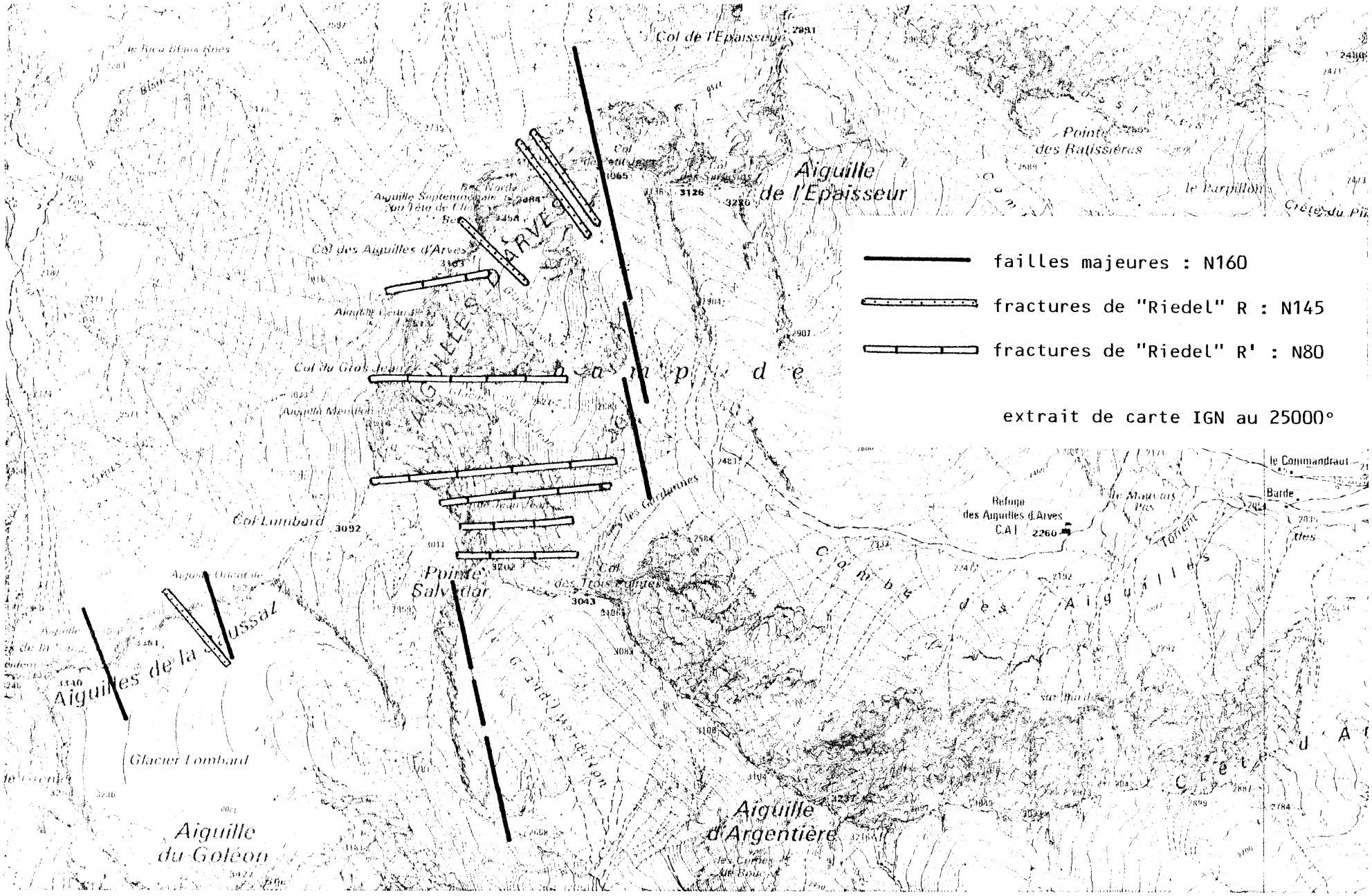


Fig. 66 : Failles subméridiennes et fractures associées dans le cirque des Aiguilles d'Arves.

schistes et calcschistes. Nous en avons néanmoins décelé quelques unes sur les photographies aériennes : une première N140 séparant la Pointe des Adrets de la Pointe des Ratissières (arête des Mossières), deux autres N145 vers 2500m sur le Crey Rond. Enfin, les Aiguilles de la Saussaz, constituées de flysch conglomératique sont fracturées selon des directions identiques.

5°/- Conclusions :

Dans cette zone de flysch nummulitique, les deux faits tectoniques les plus marquants sont donc :

1- une structuration en deux nappes superposées, à matériel identique ;

2- une fracturation visible sous l'aspect de grandes failles verticales subméridiennes, disposées en échelons et accompagnées de leur cortège de fractures associées.

Dans l'unité inférieure, le système de failles décrochantes en échelons induit des plis à schistosité de crénulation N10° plongeant de quelques degrés, tantôt vers l'Est, tantôt vers l'Ouest.

Ces mêmes failles jouent sans doute aussi le rôle de butoir lors de la mise en place de l'unité supérieure provoquant bourrages et autres structures bizarres.

Le mouvement décrochant, amorcé sans doute dès le Crétacé (?), se poursuit postérieurement à la mise en place de l'unité supérieure (certaines failles affectent le contact cisaillant).

La mise en place de l'unité supérieure ("Cheval Noir - Casse Massion") est au moins Eocène supérieur à Oligocène (blocs de l'olistostrome sommital de l'unité inférieure dauphinoise orientale datés de l'Eocène moyen dans le vallon du Goléon).

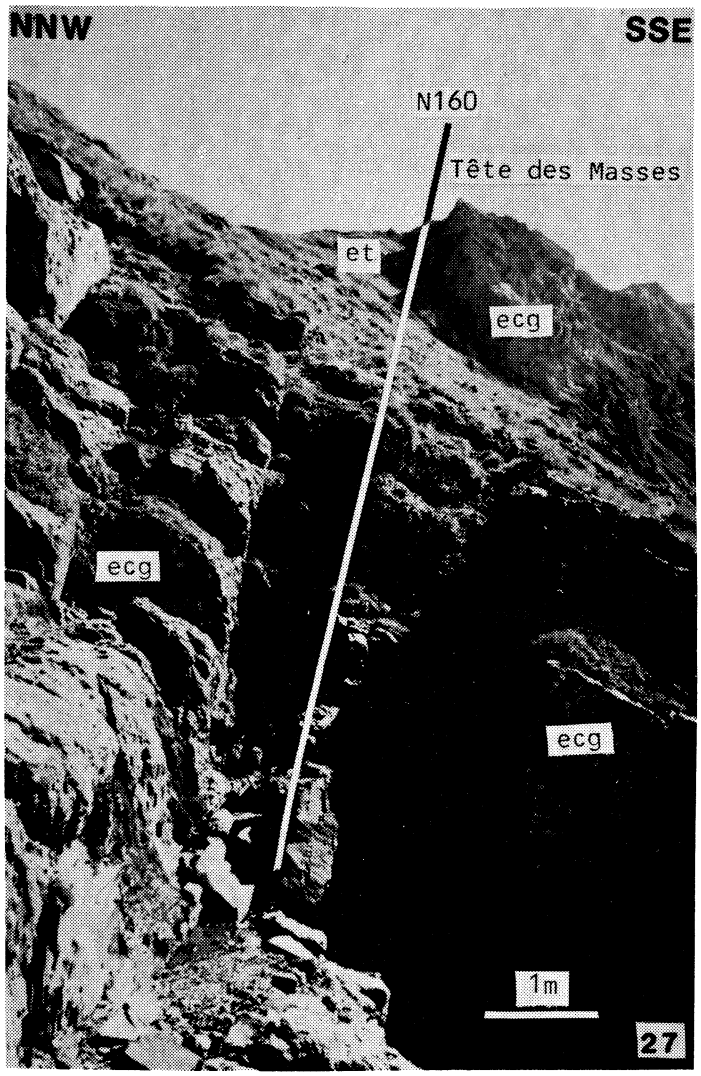
Le bassin de flysch était installé à la fois sur les domaines dauphinois oriental et briançonnais (la "zone subbriançonnaise" n'étant pas franchement individualisée du point de vue paléogéographique). Et lors de son avancée sur la partie la plus externe, la partie interne aurait entraîné à sa base un lambeau de terrains briançonnais (substratum d'affinité briançonnaise du ravin des Sétives).

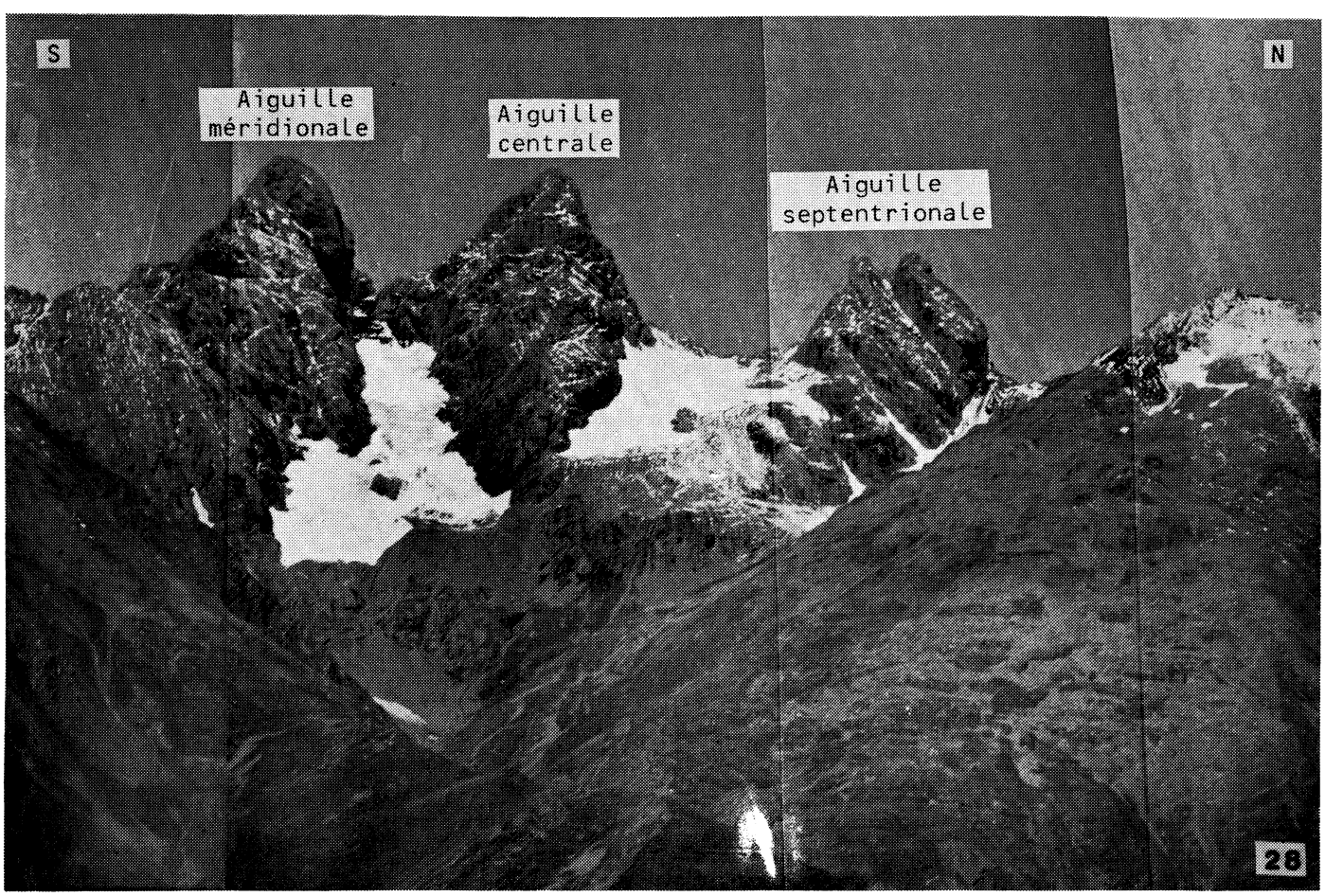
TECTONIQUE DE LA ZONE DU FLYSCH

Photo nº 27 : Faille de la Roche du Bonhomme (versant arvan, cote 2500m). Elle hache ici le flysch conglomératique. Sur la ligne de crête (Tête des Masses), elle affaisse relativement le compartiment septentrional (flysch turbiditique) par rapport au compartiment méridional (flysch conglomératique).

Photo nº 28 : Les Aiguilles d'Arves (cf. fig. 66).

Commentaire dans le texte.


NNW
SSE
N160
Tête des Masses
et
ecg
ecg
ecg
1m
27


S
N
Aiguille méridionale
Aiguille centrale
Aiguille septentrionale
28

CHAPITRE III : LA ZONE SUBBRIANCONNAISE.

Constituée d'une suite de massifs discontinus, la zone subbriançonnaise s'étire en une mince bande le long du torrent de la Valloirette. Coincée entre la zone du flysch à l'Ouest et le Briançonnais à l'Est, elle ne fait guère qu'un kilomètre de large à la latitude de Valloire et trois kilomètres là où elle trouve son plus grand développement, c'est-à-dire sur l'arête du col du Galibier (fig. 67).

1°/- Les limites :

La limite inférieure occidentale est jalonnée par une certaine épaisseur de gypse, épaisseur qui va en s'amenuisant vers le Sud.

* Au Nord, le sentier qui monte de Valloire à Poingt Ravier par la Borgé, serpente dans le gypse (cf. fig. 17). Ce dernier atteint là une puissance de 100 à 150m, et emballe quelques blocs : d'une part un morceau de Rhétien subbriançonnais semblable à celui visible au Pas du Roc en aval de Saint-Michel-de-Maurienne, d'autre part, deux éléments plus importants de calcaires plaquetés ayant livré une faune d'âge Sénonien à Eocène inférieur, identifiable avec les olistolites décrits dans la partie sommitale du flysch nummulitique donc avec les calcschistes plaquetés du type briançonnais.

* Au niveau de la Rivine, le problème est tout autre car les faciès subbriançonnais n'existent pas à l'affleurement. Mais le gypse est présent en placage sur les schistes, grès et blocs de l'olistostrome sommital du flysch : le ruisseau du Grand Bégan, en amont de la Rivine creuse son lit dans le flysch, sans que n'y apparaisse la moindre trace de gypse. Par contre, des klippes gypseuses montent assez haut dans la topographie (granges du Vallon, 2174m ; ruines des Ayguets, 2050m).

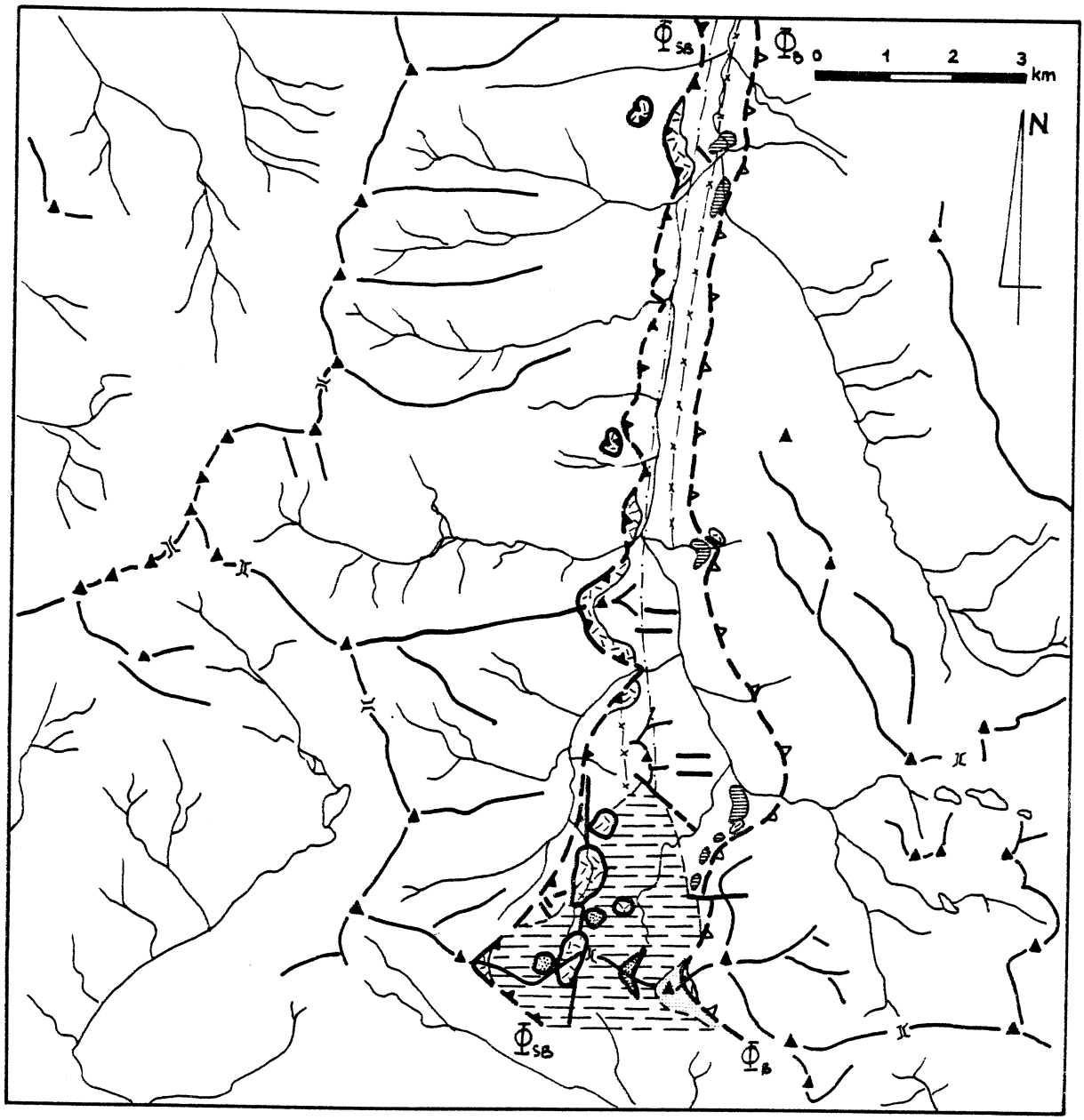
* La vallée de la Valloirette se resserre à la Roche Bernard où la base du massif montre sa petite accumulation de gypse (La Barmette).

* A la Haute Paré, nous avons signalé que le Lias inférieur était raboté à sa base par un contact injecté de gypse (fig. 68). Ce phénomène est bien visible sur la face nord. Le flanc sud, quant à lui, montre une belle accumulation de gypse (cf. fig. 12 et 13) ainsi que des entonnoirs de dissolution au col et à mi-pente.

* En rive droite du torrent de la Lauzette, sous les éboulis de la Roche Olvéra, nous devinons une bande de gypse vers 1950-2000m.

* Vers le Sud, les affleurements disparaissent. Nous n'avons retrouvé qu'une faible proportion de gypse, mêlé à des cargneules, sur la crête du Galibier, au pied du Pic Blanc (cf. fig. 22).

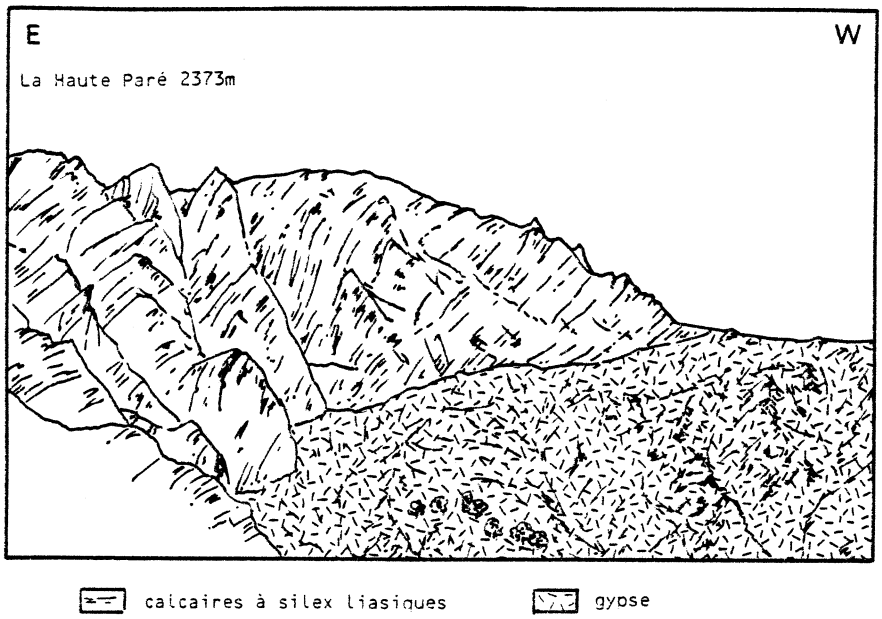
La limite supérieure orientale ne se présente pas sous le même aspect. Les gypses pourtant largement développés au Nord de l'Arc (Zone des



ΦSB chevauchement du Subbriançonnais
ΦB chevauchement du Briançonnais
faille verticale
faille potentielle
axe anticlinal
axe synclinal
gypse
"couches-savon" calcschisteuses
"klippe briançonnaise"
flysch à Helminthoïdes
faciès flysch
faciès plate-forme

(pour la toponymie, se reporter à la figure 1)

Fig. 67 : Schéma structural de la zone subbriançonnaise.



Remarquer les couches de Lias tronquées à leur base par le gypse.

Fig. 68 : Panorama du flanc nord de la Haute Paré, vu depuis la Roche Bernard.

gypses) sont pratiquement absents entre Valloire et le Galibier. Il semble que ce soient des calcaires plaquetés à fantômes de *Globotruncanae* qui jouent le rôle de couches-savon. En effet, ils jalonnent le contact et nous avons pu les voir en divers endroits.

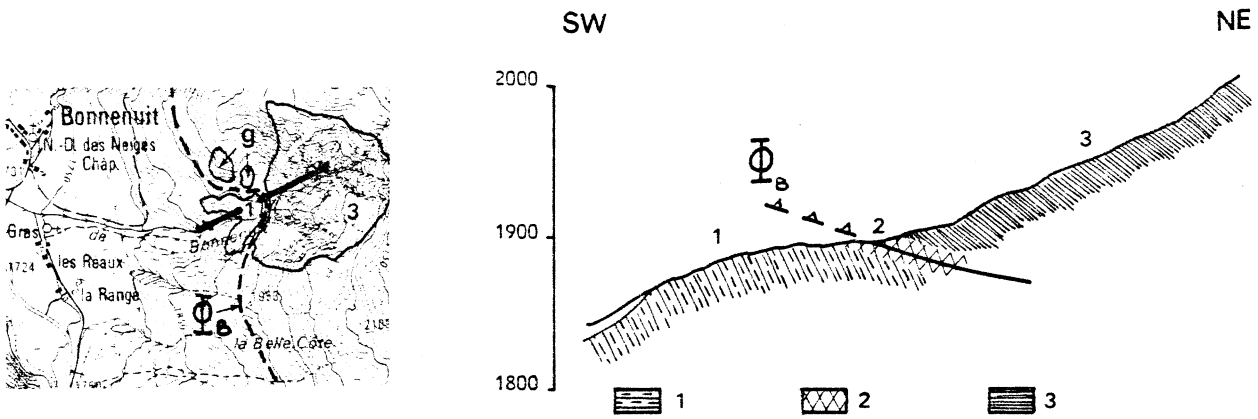
* Sur le flanc est du massif de Poingt Ravier, au-dessus du cimetière de Valloire, les couches de calcaires du Sénonien supérieur (Globotruncanidés dont *Globotruncana* cf *arca*, Hedbergelles, *Heterohelix* sp.(1)) viennent buter en discordance angulaire contre les calcaires du Dogger (le contact est invisible sous les éboulis et la végétation).

* Le Rocher Saint-Pierre est lui aussi, au-dessus de Tigny, flanqué de ses calcschistes.

* Entre la chapelle Saint-Pierre et Plan Lachat, les éboulis cachent tout affleurement de calcschistes et/ou de gypse. Cependant, le ruisseau de Bonnenuit a mis à jour une importante masse de schistes noirs westphaliens briançonnais que nous voyons reposer par l'intermédiaire d'une zone broyée de quelques mètres sur des calcschistes verdâtres (fig. 69).

En outre, nous avons trouvé à proximité, en rive droite du torrent, deux petits affleurements de gypse.

(1) détermination G. et J.J. Bizon



1- calcschistes verdâtres du Crétacé supérieur-Eocène; 2- zone broyée; 3- schistes noirs westphaliens; Φ_b- contact de base de la zone briançonnaise.

Fig. 69 : Coupe du ruisseau de Bonnenuit.

* A Plan Lachat une étroite bande de calcschistes s'allonge sur le flanc nord de la Pointe du Vallon. L'âge sénonien supérieur est confirmé par la présence de Globotruncanidés dont *Globotruncana stuarti*, *Heterohelix* et Hedbergelles (1). Le contact est ensuite souligné à la base de la falaise triasique par quatre pointements de calcaires en plaquettes apparaissant sous les éboulis.

* Enfin, au col du Clot Julien, les figures 40 et 41 nous montraient un maigre coussinet gypseux par l'intermédiaire duquel les schistes noirs westphaliens reposent sur le flysch à Helminthoïdes de la Pointe de la Tête Noire.

2°/- Les plis de la vallée de la Valloirette :

En remontant la vallée de la Valloirette, un premier aspect de la déformation de la zone subbriançonnaise saute aux yeux. Ce sont de grands plis d'axe subméridien, déversés vers l'Ouest. Ils se raccordent vers le Nord aux structures du Perron des Encombres (rive droite de l'Arc entre Saint-Michel et Saint-Jean-de-Maurienne) où R. Barbier (1948) décrivait une succession de cinq synclinaux et anticlinaux. L'étroitesse de la zone subbriançonnaise entre Valloire et la Roche Olvéra ne nous en laisse voir que trois (fig. 70). Ce sont successivement, d'Est en Ouest :

1- le synclinal de la Valloirette : bien visible au Rocher Saint-Pierre (cf. fig. 15), le torrent de la Valloirette a creusé son lit en son coeur vers le Nord. Vers le Sud, ce premier synclinal disparaît sous les éboulis ;

(1) détermination G. et J.J. Bizon

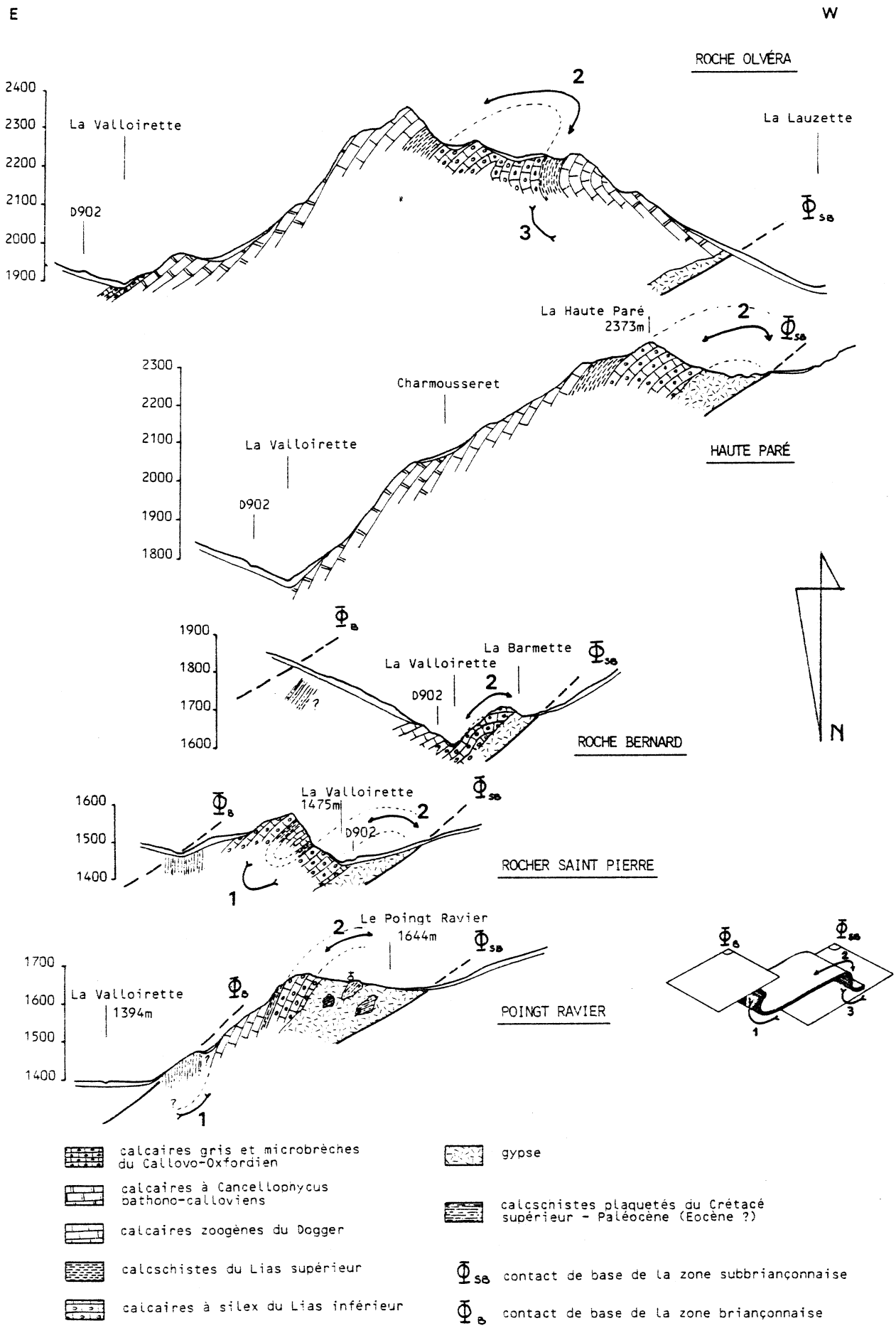


Fig. 70 : Coupes sériées dans la zone subbriançonnaise telles qu'on les voit en remontant la vallée de la Valloirette depuis Valloire.

2- l'anticlinal Lauzet-Roche Olvéra : c'est sur le flanc nord de la Roche Olvéra qu'il est le plus visible (cf. fig. 16) et c'est ce même anticlinal que R. Barbier (1963) a retrouvé au Lauzet *"où la belle charnière réapparaît après être passée "en tunnel" sous la crête du Galibier formée par des terrains plus récents (Crétacé et Nummulitique)"*. Toutefois, nous le voyons se dessiner à la Haute Paré ainsi qu'à la Roche Bernard où il s'exprime sous la forme d'un pli en genou (fig. 71) ;

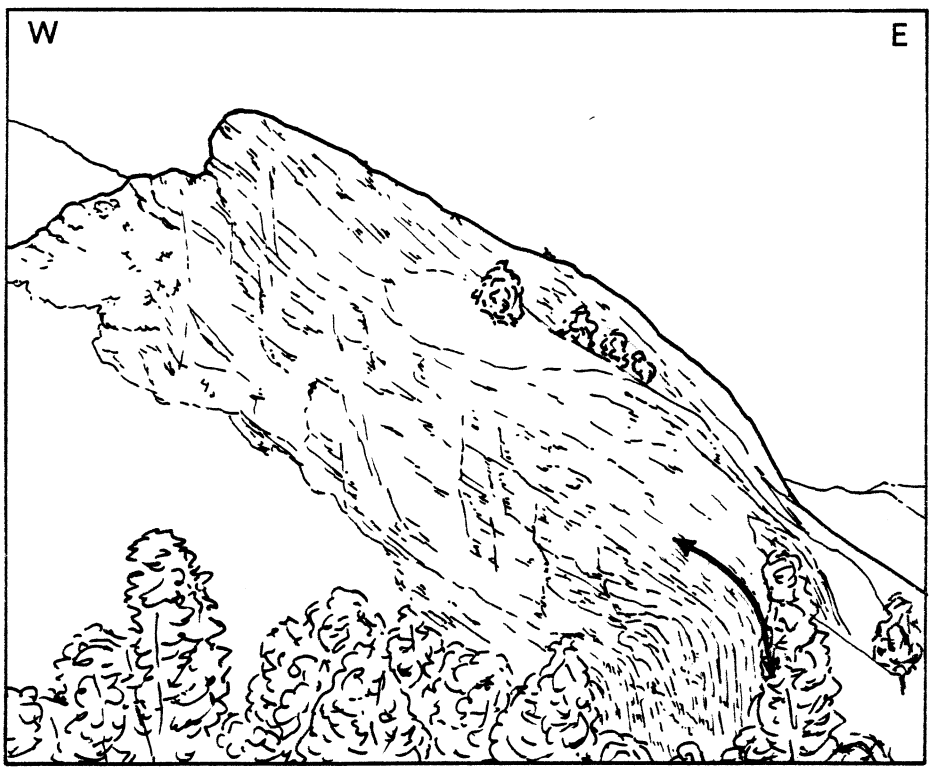


Fig. 71 : Pli en genou dans le Lias inférieur de la Roche Bernard.

3- le synclinal de Roche Olvéra : il s'amorce sur le flanc ouest de la Roche Olvéra (cf. fig. 16). Partout ailleurs, l'érosion en front de la nappe en a fait disparaître les traces.

Ce style de déformation est une conséquence de la compétence des calcaires massifs dont est constituée la base de la série (Lias et Dogger). Les schistes noirs qui leur font suite servent de niveau de décollement : la couverture crétacée à tertiaire possède son propre style tectonique.

3°/- La déformation de la série flyschoïde :

Le secteur sud de la zone subbriançonnaise, au pied du Col du Galibier se prête volontiers à une étude plus détaillée par sa facilité d'accès et son plus grand nombre d'affleurements quoique souvent limités en surface.

Nous y avons vu deux principales directions de plissements : l'une orientée en moyenne N120, l'autre subméridienne.

La première, N120, présente des plis serrés, couchés à plans axiaux sub-horizontaux et schistosité plan axial associée. Nous les avons essentiellement observés en trois endroits :

* d'une part, dans la première partie de la coupe d'Aravo (cf. fig. 27) où, le long de la crête, le niveau de schistes noirs oxfordiens se répète plusieurs fois (fig. 72)

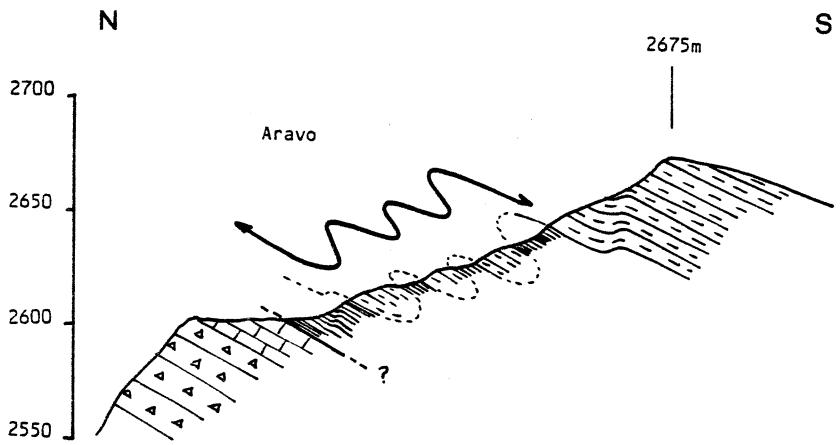


Fig. 72 : Coupe des plis d'Aravo (même légende que fig. 27).

Les schistes noirs se débitent en frites, les bancs de grès sont boudinés ;

* d'autre part, un peu en contrebas de Fontaine Lombarde, où les plans axiaux pendent là d'une quinzaine de degrés vers le Nord (fig. 73) ;

* et, enfin, au col entre Le Rabel et la Roche Olvéra (cf. fig. 20) où, au Sud-Ouest de la faille qui détermine la dépression, l'axe des plis dans les schistes noirs est sensiblement orienté N120.

La seconde direction de plissement est subméridienne et beaucoup mieux exprimée. Les plis sont couchés et déversés vers l'Ouest, leur plan axial penté en moyenne de 60° vers l'Est. Ils sont visibles dans les trois coupes décrites dans le chapitre Stratigraphie :

* coupe des Prés du Galibier (cf. fig. 24) : elle nous montre de nombreux plis décimétriques à métriques (fig. 74) ;

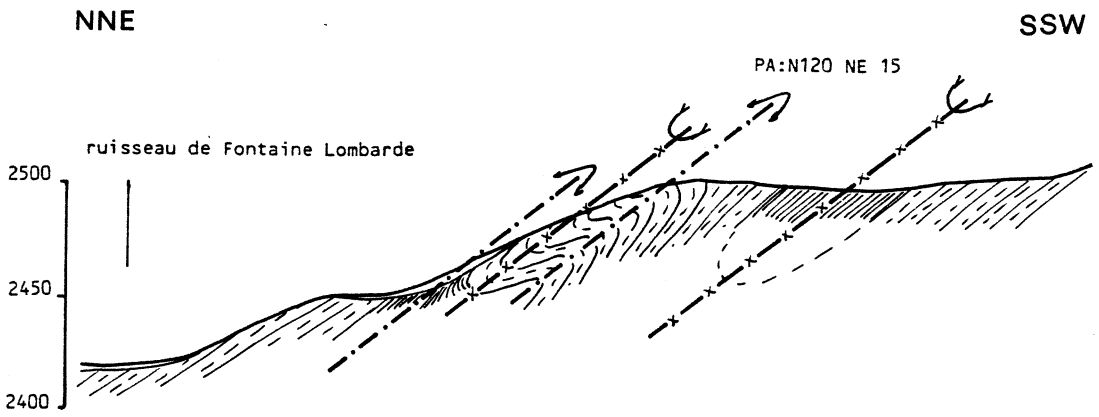


Fig. 73 : Coupe des plis de Fontaine Lombarde.
(même légende que fig. 28).

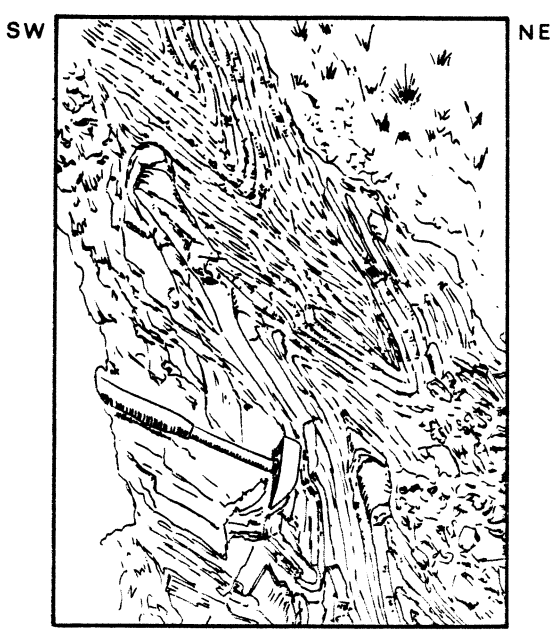


Fig. 74 : Détail d'un repli dans la série flyschoïde
(Prés du Galibier).

* coupe de la Crête du Pic Blanc (cf. fig. 26) ;

* coupe d'Aravo - Fontaine Lombarde (cf. fig. 28) où les plis peuvent atteindre une taille hectométrique (fig. 75).

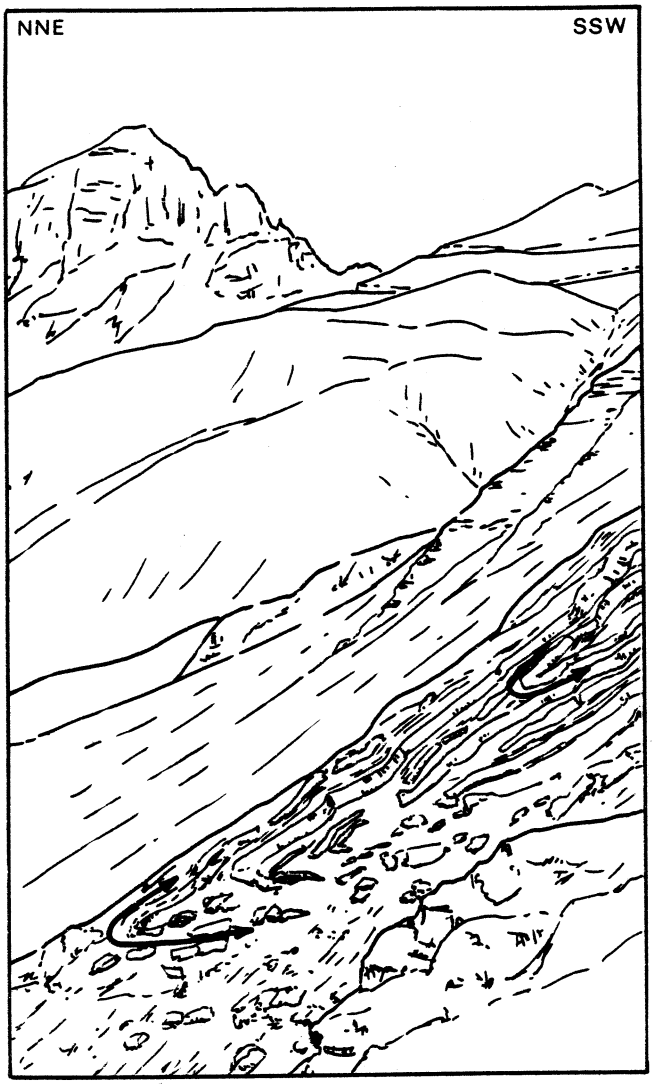
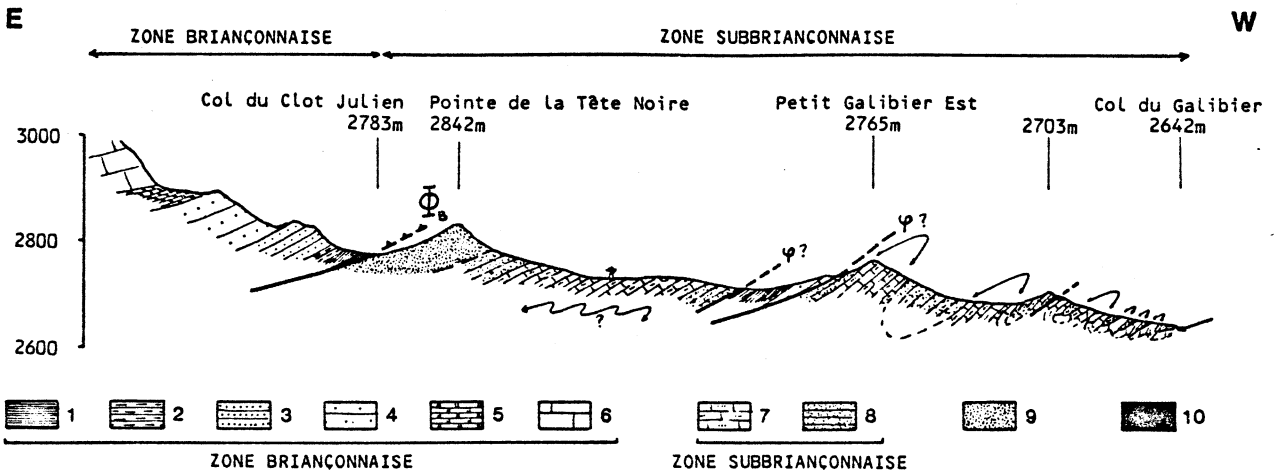


Fig. 75 : Replis déca à hectométriques dans la série flyschoïde (Fontaine Lombarde).

Mais nous les avons aussi dans les affleurements qui émergent des éboulis de Terres Vieilles et surtout sur la crête qui joint le Grand Galibier au col du Galibier où flysch noir et série flyschoïde calcaire sont intimement imbriqués en plis serrés (fig. 76).

Nous n'avons vu nulle part les rapports entre ces deux phases de plis. La première, N120, est sans doute liée aux décrochements sénestres, tandis que la seconde, subméridienne, paraît être le résultat du serrage Est-Ouest.



1- schistes noirs westphaliens; 2- schistes lie-de-vin permiens; 3- conglomérats clairs permo-triasiques; 4- quartzites werféniens; 5- schistes dolomitiques spathiens; 6- calcaires anisiens; 7- série flyschoïde calcaire; 8- flysch noir; 9- flysch à Helminthoïdes; 10- gypse et cargneules; Φ_b contact de base de la zone briançonnaise ; φ - contact limitant l'écaille briançonnaise.

Fig. 76 : Coupe de la crête du Galibier.

4°/- Le problème de la série flyschoïde :

Il reste que la constitution de la "nappe subbriançonnaise" n'est pas encore clairement établie : s'agit-il d'une seule série, continue entre le Lias (+ Rhétien vers le Nord) et le flysch noir nummulitique ? Ou sommes-nous en présence de deux voire trois unités empilées ? (cf. deuxième partie: Stratigraphie).

* La première comporterait la série calcaire de plateforme allant en s'approfondissant, du Lias au Callovo-Oxfordien (calcaires gris), d'affinité dauphinoise ;

* la seconde serait décollée au niveau de l'Oxfordien schisteux et constituée d'une série de flysch ;

* la troisième enfin serait la nappe du flysch à Helminthoïdes avec son complexe de base de schistes noirs.

La nappe de flysch à Helminthoïdes se serait mise en place sur une série flyschoïde, sédimentée en domaine interne (ultrabriançonnais, lombard ?). Cette dernière, décollée au niveau de l'Oxfordien schisteux, remonte jusqu'à la latitude de l'actuel Galibier par le jeu conjugué de décrochements et de charriages. Elle vient substituer la couverture (érodée ici jusqu'au Dogger) d'une série de type dauphinois. Nous discuterons des mécanismes de cette structuration dans la quatrième partie consacrée à l'évolution géodynamique.

Nous avons vu dans le chapitre V de la Stratigraphie que le flysch à Helminthoïdes de la Pointe de la Tête Noire pouvait fort bien se concevoir comme une "cuillère tectonique". Les formations noires sur lesquelles il repose serait non pas du "flysch noir subbriançonnais" mais le complexe de base. D'autant qu'il apparaît tranquille sur la série flyschoïde tourmentée de la crête du Galibier.

Pour le décollement à la base de l'Oxfordien, nous n'avons aucun argument direct . Les schistes noirs affleurent essentiellement en trois endroits :

* sur le flanc méridional de la Roche Olévra, où il est impossible d'apprécier leurs rapports avec les calcaires gris car une faille verticale les sépare (cf. fig. 20 et 24) ;

* sur la crête au pied du Pic Blanc du Galibier mais là, l'Oxfordien schisteux repose, par l'intermédiaire d'une zone cargneulisée, sur le flysch gréseux "Cheval Noir - Casse Massion" (cf. fig. 22) ;

* et, enfin, au collet d'Aravo, où la série flyschoïde présente des plis serrés impliquant les schistes noirs et grès roux (les premiers montrent des débits en frites, les seconds sont tordus et boudinés), le tout reposant sur la dalle de Brèches du Télégraphe et son placage de calcaires gris qui semblent exempts de toute déformation (cf. fig. 27 et 72).

Bien que mal exprimé, le décollement peut exister dans ces trois cas. Rappelons que J.C. Barféty (1965) plaçait des contacts anormaux à la base des schistes noirs, désolidarisant la partie supérieure de son substratum juste au Sud du col du Galibier et que vers le Nord, dans le massif des Encombres, la série flyschoïde n'existe nulle part, même au coeur des replis serrés.

5°/- Les manifestations du décrochement subméridien sénestre :

En 1980, L.E. Ricou déclare que *"le Subbriançonnais n'est pas une zone au sens paléogéographique du terme mais au seul sens tectonique [...] : ce sont des lambeaux arrachés au domaine externe et entraînés vers le Nord par un grand décrochement sénestre sub-méridien, ceci bien entendu avant le rabattement vers l'Ouest par le charriage pennique".*

En effet, il semble bien que la juxtaposition de domaines à paléogéographies diverses et sans aucun passage de faciès, soit le fait d'un ample décrochement amenant à la même latitude des zones autrefois très éloignées. Le charriage vers l'Ouest n'est pas forcément de grande amplitude si on l'unit au décrochement dans un phénomène de "transpression". Ce phénomène a été décrit pour la première fois en 1973 sous le nom de *convergent Wrenching* (décrochement convergent) par R.E. Wilcox, T.P. Harding et D.R. Seely sur la base de travaux effectués sur la faille de San Andreas (Californie), mais il paraît être largement représenté à l'échelle globale (et notamment dans le domaine caraïbe, communication orale J.Ch. Carfantan). Ceci se traduit sur le terrain par une faille décrochante verticale qui "cesse" brutalement quand l'un des deux compartiments déborde sur son voisin.

Dans le secteur du col du Galibier, le stade décrochement serait dépassé et la zone subbriançonnaise apparaît charriée sur le flysch à l'Ouest.

Toutefois, le mouvement vers le Nord étant récent (voire actuel ?) plusieurs manifestations en sont visibles. La plus spectaculaire est la présence d'une formidable masse de gypse au col du Galibier[1], gypse dont les dessins (fig. 77) évoquent une mise en place diapirique à la faveur de la discontinuité causée par le décrochement.

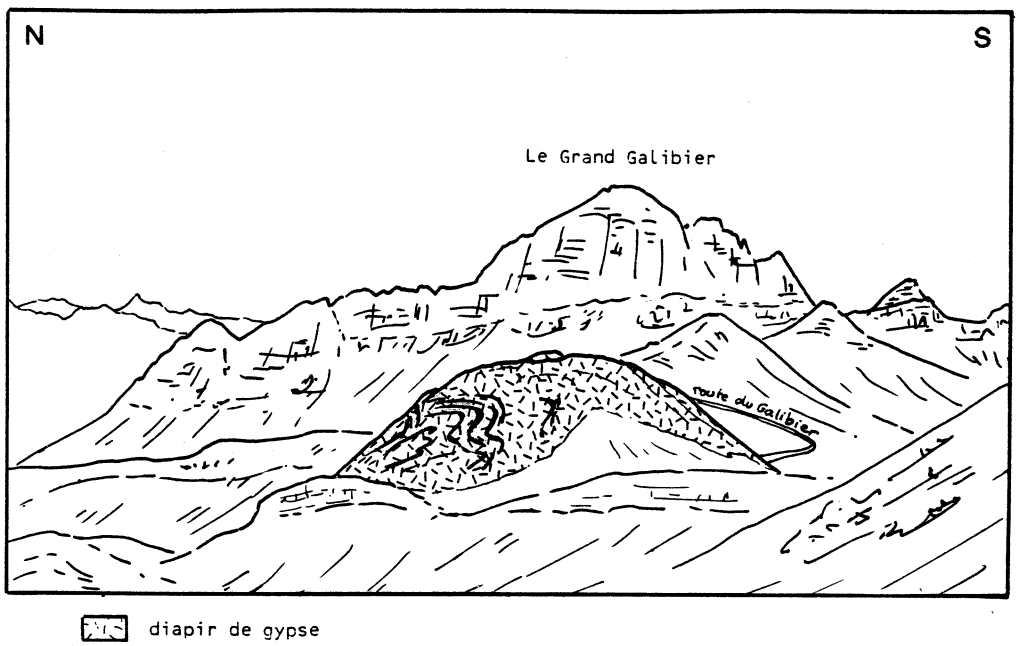


Fig. 77 : Diapir de gypse du col du Galibier.

Les Gypsières en constituent la prolongation vers le Nord selon la direction subméridienne et, comme au col du Galibier, le gypse recoupe toutes les structures existantes. Vers le Sud, nous n'avons pas examiné le problème du raccord avec les failles grossièrement Nord-Ouest - Sud-Est qui bordent la retombée septentrionale du massif du Pelvoux.

Une seconde manifestation s'exprime par la réponse cassante de la formation des Brèches du Télégraphe aux sollicitations du bâti. En effet, un réseau de fractures associées orientées selon les directions de Riedel (R et R'), hache la surface structurale des brèches au Nord d'Aravo. Les failles, verticales, ouvertes, s'alignent sur les azimuts N75 et N145. De plus, au collet entre le Rabel et la Roche Olvéra, la figure 20 montrait une faille verticale séparant les calcaires gris au Nord (160 W 60) des schistes noirs au Sud (175 E 45). Sur le flanc ouest du collet, elle se perd rapidement sous les éboulis (fig. 78) mais elle se suit sur près de 500m sur le flanc méridional selon une direction N145. Elle "s'amortit" peu après la route nationale.

Les flancs orientaux de la Roche Olvéra et de la Haute Paré présentent des petites failles et diaclases, d'extension très limitée et de direction N75 à 85.

Dans cette même logique de décrochement subméridien, nous pouvons aisément imaginer que le lit de la Valloirette suit le trajet d'une faille parallèle à celle des Gypsières. Mais l'abondance des formations quaternai-

(1) Galibier vient du patois savoyard "galibe", terme désignant les entonnoirs de dissolution du gypse.

res (éboulis, moraines, alluvions, ...) ne permet pas de confirmer cette présomption. Il faudrait voir vers le Nord s'il existe à l'affleurement des manifestations de ce couloir décrochant subméridien.

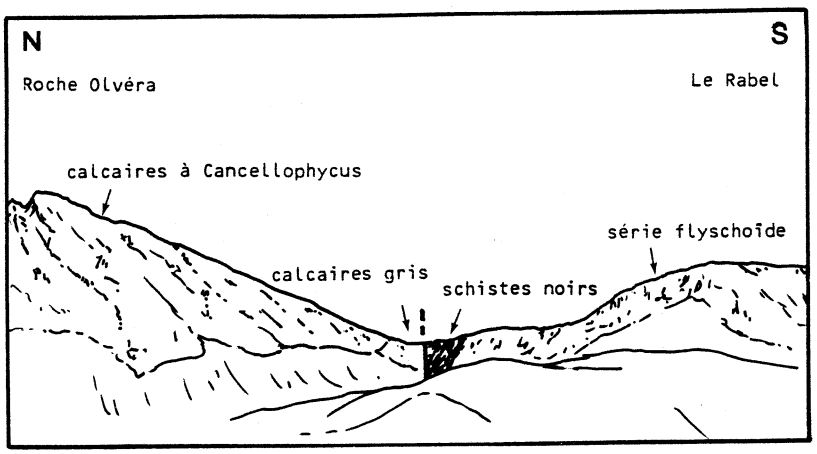


Fig. 78 : Panorama du flanc ouest de la Roche Olvéra.

6°/- Conclusions :

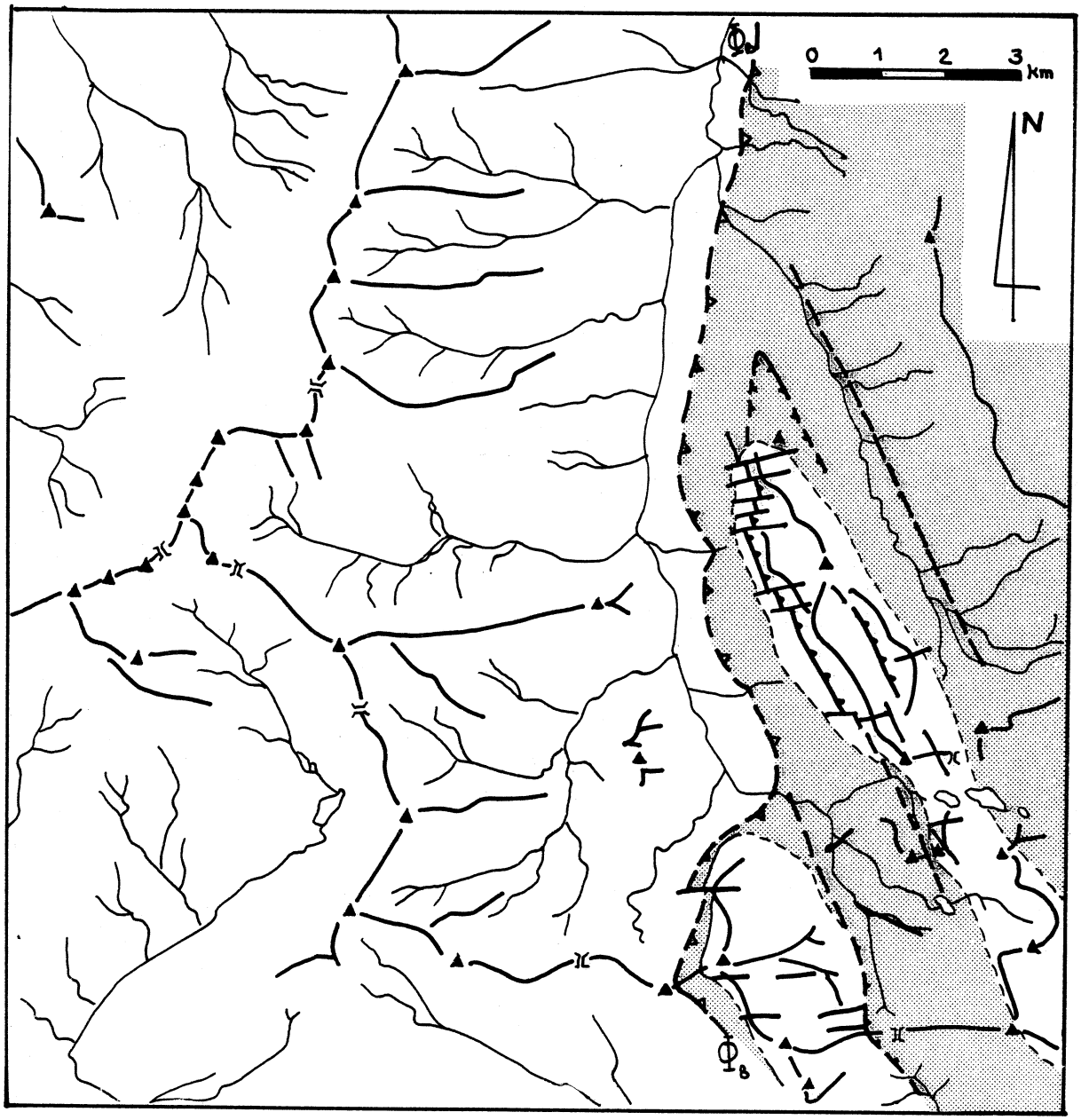
Si nous sommes ici en plein coeur d'une zone décrochante (suivant l'hypothèse de L.E. Ricou), les failles subméridiennes y sont alors très mal exprimées. Seuls l'alignement des masses de gypse diapirique (injectés dans des zones de fractures ?) vers le col du Galibier et peut être l'orientation de la vallée de la Valloirette nous les feraient deviner. Mais là encore, il doit s'agir de rejeu d'accidents plus anciens puisque la faille des Gypsières sépare les deux digitations déjà décrites par R. Barbier et J. Debelmas (1966) : digitation du Petit Galibier à l'Ouest, avec sa dalle de Brèches du Télégraphe (Aravo) et digitation du Lauzet-Roche Olvéra à l'Est, dont la partie occidentale ne présente pas de faciès bréchiques.

Rappelons toutefois que les déformations sont différentes entre la base de la série (Lias-Callovien) et son sommet (Oxfordien-Eocène ?) :

* grands plis, d'axe subméridien, déversés vers l'Ouest dans les calcaires massifs de la vallée de la Valloirette (cf. fig. 70), plis que l'on retrouve dans le massif des Encombres ;

* superposition de deux phases de plis serrés et couchés, d'axes N120 à N180 (cf. fig. 72 à 76), pour la série flyschoïde.

Cette différence de déformation peut être un argument de plus en faveur de la présence d'un contact tectonique majeur à la base de la série flyschoïde (au niveau de l'Oxfordien schisteux) et par là donc de l'appartenance de cette série à un domaine plus interne.



Φ_B chevauchement du Briançonnais

chevauchement de faible ampleur

faille verticale à subverticale

couverture mésozoïque carbonatée

Houiller + Permo-Trias

(pour la toponymie, se reporter à la figure 1)

Fig. 79 : Schéma structural de la zone briançonnaise.

CHAPITRE IV : LA ZONE BRIANCONNAISE.

La zone briançonnaise trouve son développement dans la partie orientale de notre terrain d'étude, en rive droite de la Valloirette.

1°/- Les limites :

Nous n'avons, dans la zone considérée, que la limite inférieure du Briançonnais. Elle longe la vallée de la Valloirette (fig. 79) mais disparaît presque partout sous les dépôts quaternaires. Nous ne reviendrons pas sur les détails déjà donnés dans le chapitre concernant la zone subbriançonnaise. Ce front chevauchant majeur s'accompagne de plans de charriages secondaires au sein de la série briançonnaise et de quelques écailles glissées à l'avant.

2°/- Tectoniques hercyniennes :

a- *Déformations.*

Les discordances cartographiques (mais aussi angulaires) notées dans les terrains paléozoïques (cf. fig. 39) sont l'indice de phases tectoniques du cycle hercynien. Les plissements n'en sont guère visibles, schistes et conglomérats n'étant pas matériaux propices à la conservation de telles structures. Néanmoins, nous avons pu remarquer deux discordances majeures.

La première correspond à l'envahissement d'un bassin westphalien par des décharges conglomératiques au Stéphanien supérieur. Le sommet du Westphalien D et le Stéphanien inférieur et moyen (Stéphanien A et B) manquent. La mise en place de roches éruptives acides interstratifiées dans les schistes westphaliens serait contemporaine. Tout ceci serait lié à la *phase asturienne* qui s'est déroulée au Stéphanien inférieur à moyen (phase principale entre le Stéphanien A et le Stéphanien B-C ; d'après R.H. Wagner et Ch. Wagner-Gentis, in J. Fabre, 1961).

Une seconde discordance est visible à la base des conglomérats du Néopermien. Bien souvent, l'assise bariolée stéphano-autunienne et, d'une façon générale, les séries éopermiennes (Autunien supérieur et Permien inférieur) sont absentes (érosion ? non dépôt ?). Il semble qu'une érosion importante se soit produite pendant les déformations de la phase *saalienne*. Celle-ci est ensuite caractérisée par une coulée volcanique irrégulièrement répartie (porphyrites du vallon de la Ponsonnière), venant couronner l'Autunien inférieur et précédant immédiatement les dépôts du Néopermien.

Enfin, pour conclure le cycle hercynien, nous aurions quelques indices de la *phase palatine* par la présence sporadique de coulées acides

(rhyolitoïdes). Elles se situent, en général, dans la zone de passage de faciès entre Néopermien (conglomérats lie de vin) et Permo-Trias (conglomérats roses à blancs).

Mais l'étude des déformations hercyniennes se heurte au problème de la surimposition de tectoniques ultérieures (cycle alpin).

b- Métamorphisme.

Les formations du Houiller présentent un métamorphisme de contact limité dans l'espace. Il s'agit d'une transformation du charbon en coke naturel sur une faible épaisseur, effet thermique lié à la mise en place des sills de microdiorites. Un métamorphisme régional peut s'y ajouter, provoquant la formation de graphite et d'anthracite (fig. 80).

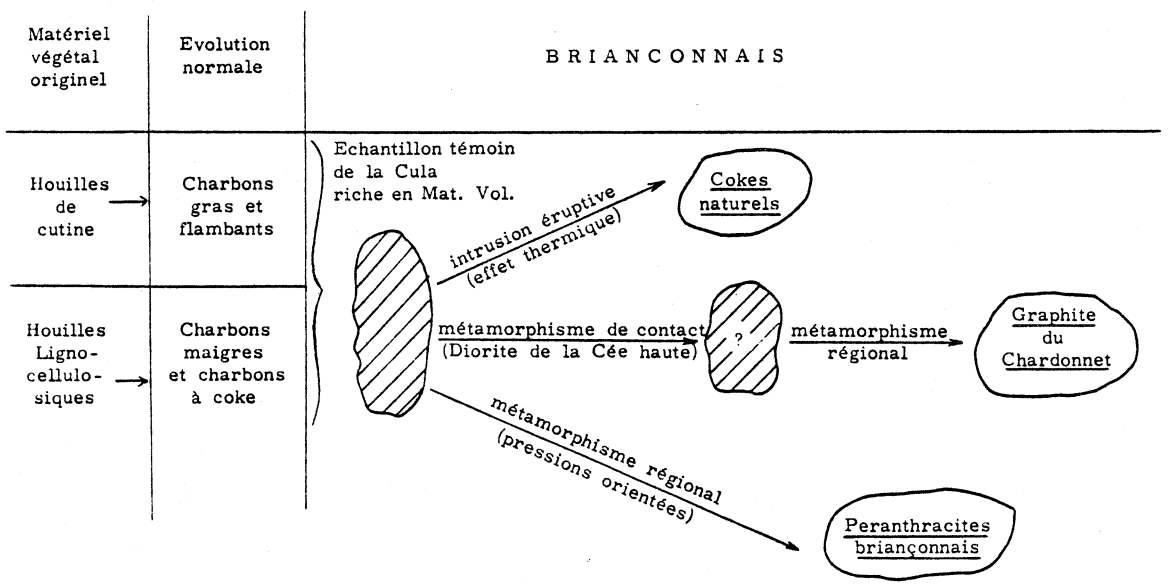


Fig. 80 : Métamorphisme et évolution des charbons briançonnais (R. Feys, 1963).

3°/- Tectoniques alpines :

a- Déformations et chevauchements.

La très classique phase distensive du Lias s'exprime dans notre secteur par une absence de terrains de cet âge et l'existence de faciès bréchiques entre le Trias supérieur et le Jurassique supérieur. En effet, nous avons vu dans le chapitre consacré à la Stratigraphie que les brèches du Trias supérieur (Rochers Plats du Lac Blanc) pourraient éventuellement être liasiques, que les calcaires du Dogger sont localement microbréchiques et que les faciès du Malm débutent par une brèche et se poursuivent par un calcaire noduleux, signe d'une instabilité (locale ou généralisée, la faible étendue des affleurements ne nous permet pas de trancher).

Au Crétacé inférieur (et, plus précisément, après le Berriasien et avant le Sénonien), il y a lacune sur l'ensemble de la région, correspondant peut-être à une période de non-dépôt et en tout cas à une phase d'érosion importante. Un régime karstique s'établit alors, attaquant les formidables épaisseurs calcaires du Trias. Ce régime karstique ne nécessite pas obligatoirement une émersion. En effet, ces reliefs caractéristiques ont été observés sous la C.C.D. (communication orale, J.M. Auzende).

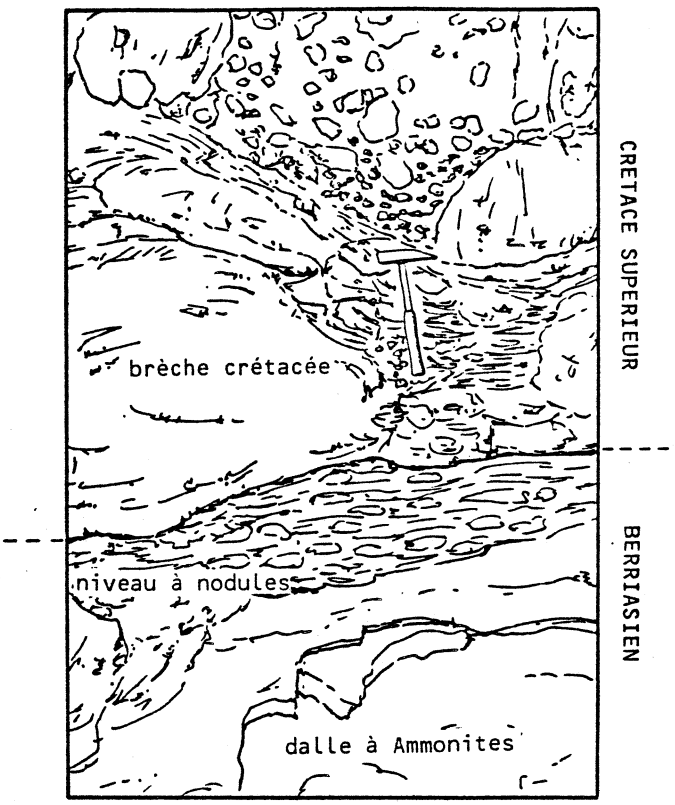
La sédimentation reprend au Sénonien par une crachée de brèches qui viennent combler toutes les cavités dégagées par les dissolutions karstiques. Aux Rochers Plats du Lac Blanc, le Gisement des Ammonites nous montre clairement (fig. 81) les brèches crétacées qui viennent occuper tous les espaces laissés vides par le ravinement du niveau supérieur calcaire à nodules et encroûtements (observation déjà effectuée par M. Bourbon, 1980).

Mais les mouvements importants ne débutent qu'à l'Eocène-Oligocène. C'est à ce moment que commence la mise en place des nappes. Des niveaux de décollement s'établissent dans les couches les plus plastiques : des cisaillements couches sur couches dans les schistes du Houiller, une désolidarisation entre les quartzites werféniens et les formations carbonifères ainsi qu'un décollement de la couverture calcaire triasique au niveau des schistes dolomitiques du Werfénien supérieur.

Le massif du Grand Galibier semble glissé en avant du front de chevauchement puis rechevauché par le Houiller (fig. 82 mais cf. aussi fig. 32).

Simple dans ses grandes lignes, le synclinal des Sétaz déjà souvent décrit (W. Kilian et J. Revil, 1899 ; M. Gignoux et L. Moret, 1937 ; P. Bulard et J. Debelmas, 1961) se révèle plus compliqué dans le détail. De petits chevauchements y sont observables, accompagnant des plis annexes.

Au Nord, sous la Sétaz Vieille, un contact anormal amène le Permien lie-de-vin sur le Werfénien blanc, redoublant la série et mettant ainsi à l'affleurement une formidable épaisseur de quartzites à la terminaison périclinale du massif.



Noter la présence d'éléments de grande taille dans une matrice à débris plus petits. Ils viennent s'imbriquer dans les couches supérieures des niveaux à nodules, sans doute imparfaitement indurées à cette période.

Fig. 81 : Schéma du passage du Berriasien au Crétacé supérieur au Gisement des Ammonites (Rochers Plats du Lac Blanc).

Un chevauchement de faible ampleur, mais souligné par la présence de gypse et cargneules, court sur la presque totalité du flanc occidental du synclinal. En 1961, P. Bulard et J. Debelmas y voyaient une faille verticale, au Nord, qui se couchait *"si bien que l'anticlinal sus-jacent passait à un véritable pli-faille"* puis se redressait vers le Sud pour rejoindre (ou être relayée par) la faille verticale du Collet de la Fourche. Nous nous proposons de le dessiner comme une manifestation du phénomène de transpression, décrit plus haut : ces chevauchements de faible ampleur seraient l'indice de failles profondes, verticales et orientées N160, failles verticales visibles au Nord comme au Sud (fig. 83).

Enfin, dans la partie méridionale du massif, vers Plan Lachat, les replis de Côte Vieille montrent de petits chevauchements, répétant la série paléozoïque (fig. 84).

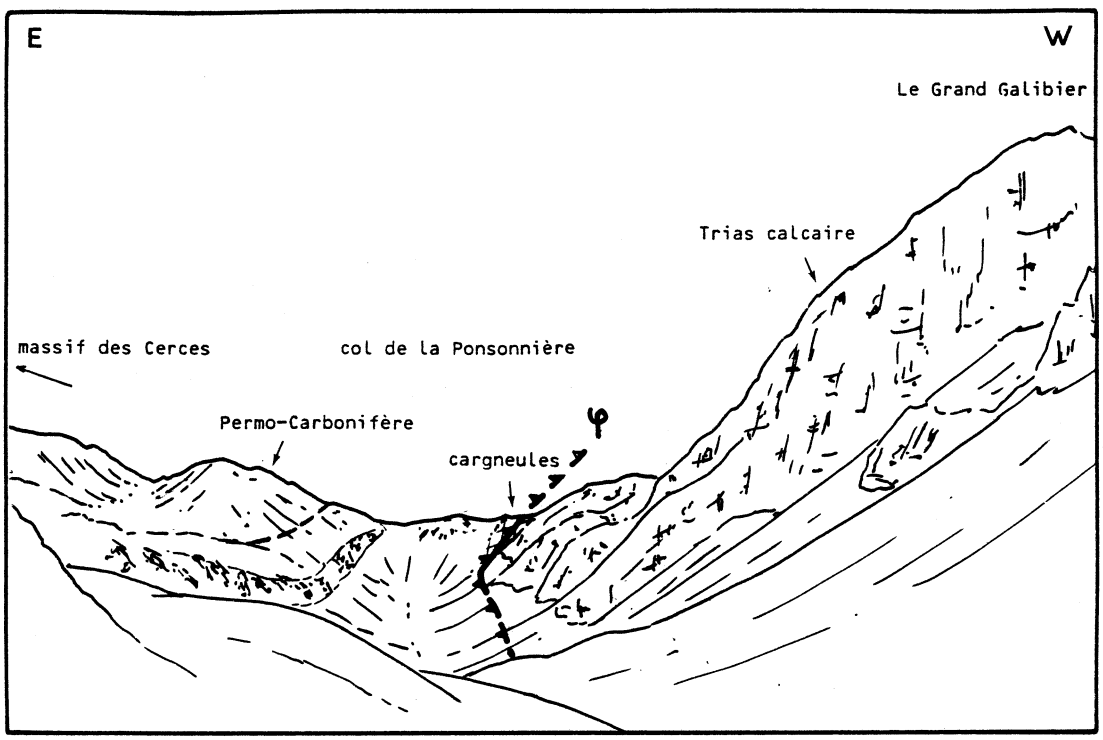
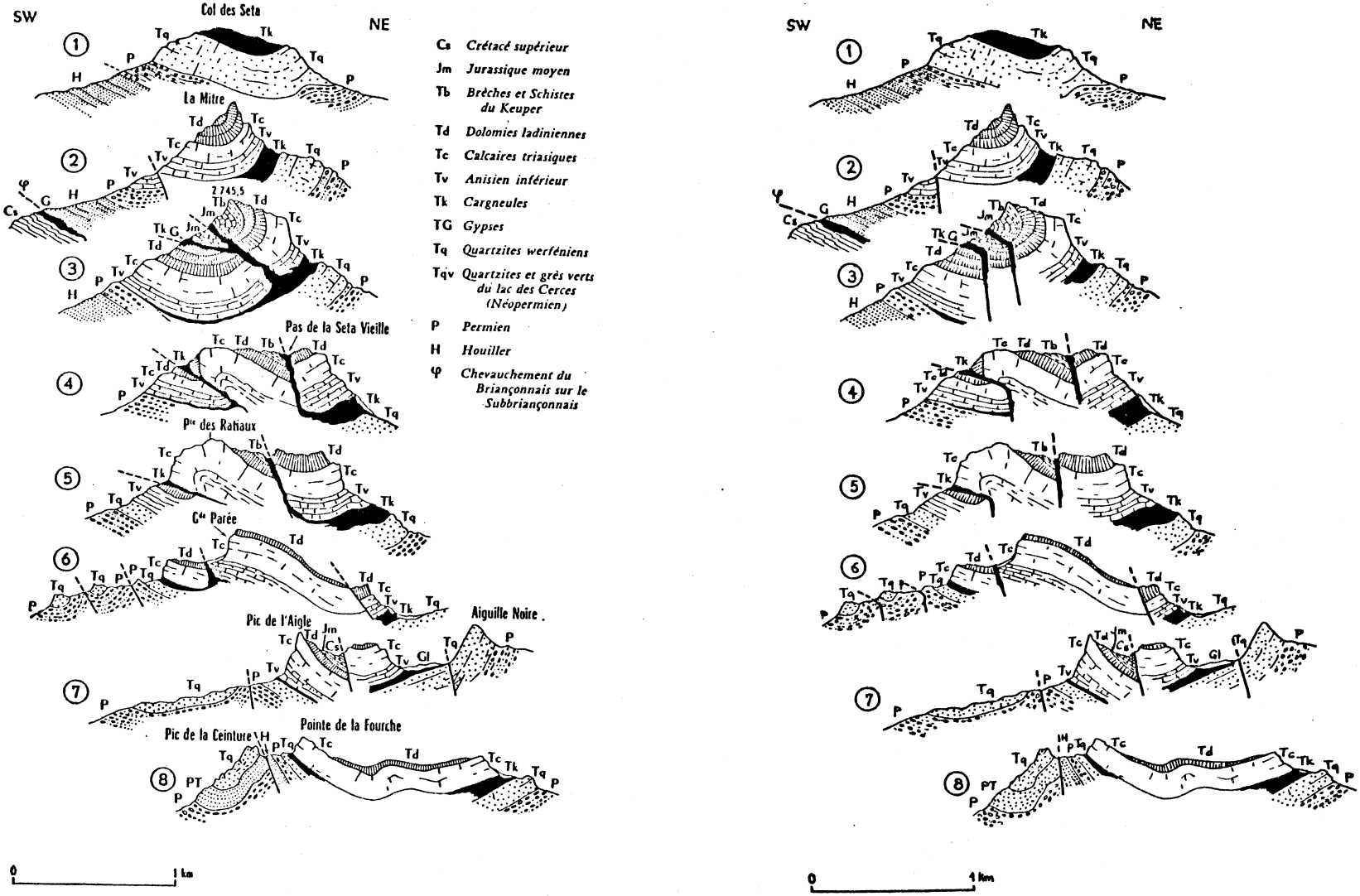


Fig. 82 : Panorama du vallon de la Ponsonnière, vu depuis les Mottets.

Dans la coupe A, à mi-pente, le Permien, caractéristique par sa couleur rouge violacée, vient au contact d'une formation calcaréo-dolomitique jaune, écrasée (niveau 6 ou 7) dont il est difficile de dire si elle appartient à la base du Trias calcaire ou au Werfénien supérieur-Spathien inférieur qui le précède juste (fig. 85).

Dans la coupe B, le niveau calcaréo-dolomitique a disparu mais le chevauchement qu'il soulignait existe toujours. D'autre part, nous constatons la présence d'une écaille de schistes noirs attribués au Westphalien (niveau 1), pincée entre deux formations d'âge permien ou permo-triasique (niveaux 3 et 4).

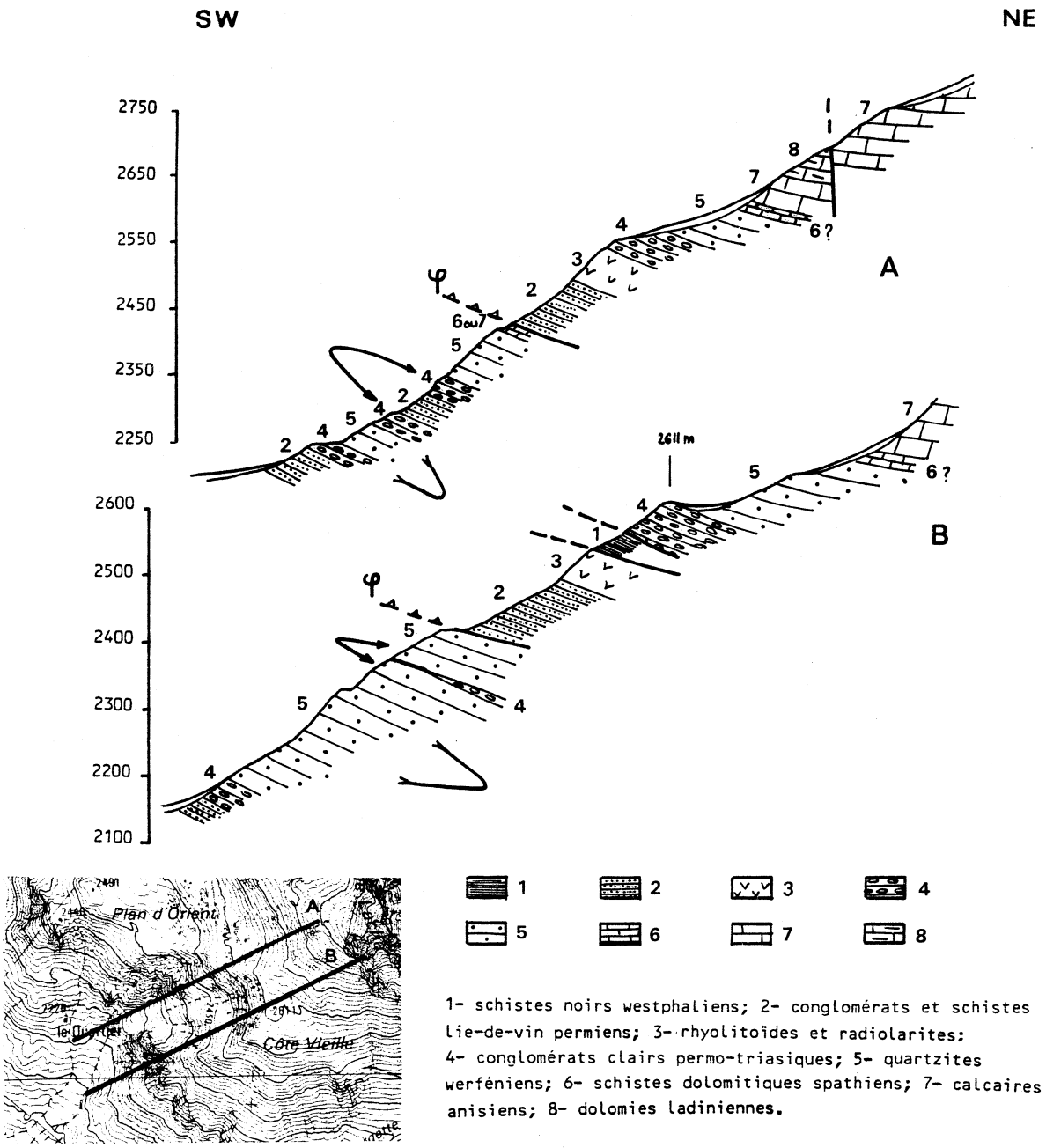
Enfin, la répétition de certains niveaux vers la base des coupes nous indique la présence de plis couchés, serrés, dont les charnières restent invisibles.



Hypothèse P. Bulard et J. Debelmas (1961)

Hypothèse proposée

Fig. 83 : Coupes sériées dans le massif des Sétaz.



1- schistes noirs westphaliens; 2- conglomérats et schistes lie-de-vin permiens; 3- rhyolitoïdes et radiolarites; 4- conglomérats clairs permo-triasiques; 5- quartzites werféniens; 6- schistes dolomitiques spathiens; 7- calcaires anisiens; 8- dolomies ladiniennes.

Fig. 84 : Coupe des replis de Côte Vieille.

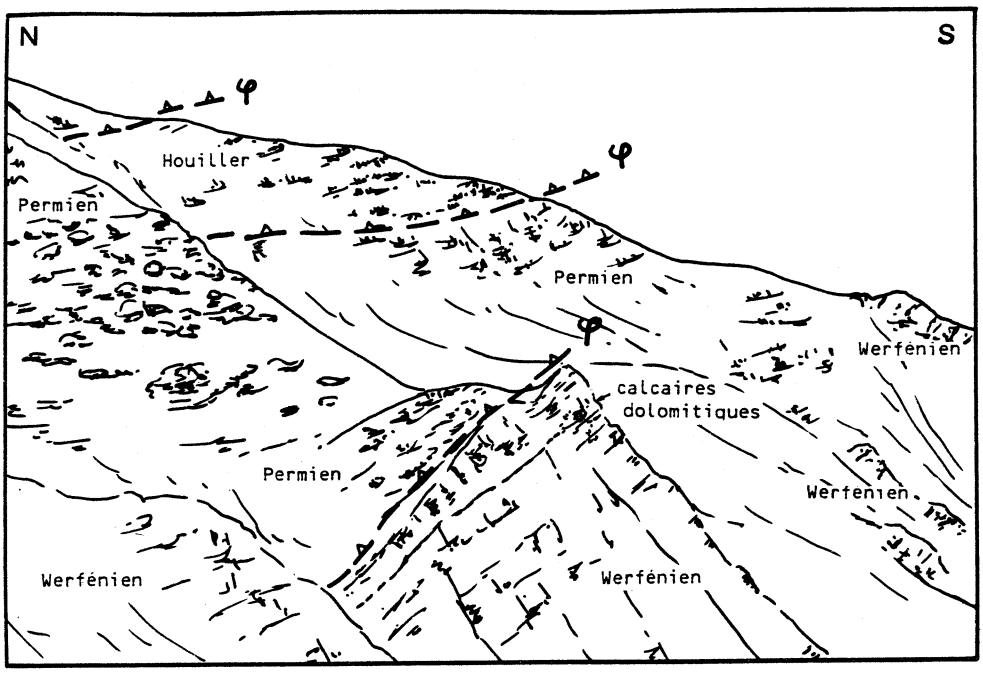


Fig. 85 : Panorama du cirque de Côte Vieille.

Tous ces replis de détail et ces petits chevauchements limités sont liés à la mise en place de la nappe briançonnaise sur la zone subbriançonnaise. De même lui sont liées les écailles giclées en avant du front : écaille du Petit Galibier Est, écailles du col du Galibier. Ces écailles peuvent alors être déformées avec leur substratum relatif subbriançonnais et même rechevauchées par lui. C'est le cas pour l'écaille du Petit Galibier Est où le flysch noir vient par l'Est sur la pincée briançonnaise en série inverse (cf fig. 34 et 76).

b- *Métamorphisme.*

Durant la phase alpine, la zone briançonnaise a subi un métamorphisme régional. Mais dans le secteur qui nous intéresse aujourd'hui, il n'a jamais été observé de minéraux caractéristiques d'un faciès métamorphique très poussé. Il serait peut-être plus juste de parler de recristallisation. L'observation des lames minces taillées dans les différents niveaux de la série paléozoïque, révèle la paragenèse suivante :

* quantité de petits cristaux de quartz néoformés ;
* des feldspaths très souvent séricitisés, calcitisés ou pseudomorphosés en épidote ;
* d'anciennes amphiboles (?) entièrement chloritisés ;
* des albites néoformées, postérieures à la schistosité ;

* et, dans tous les cas, une recristallisation quasi générale de la roche, comme nous l'avons vu pour les laves mises en place lors de la phase saalienne (porphyrites, photo n° 15, page 131).

Les formations mésozoïco-cénozoïques (quartzites, calcaires, calcschistes) qui font suite aux schistes, grès, conglomérats et roches volcaniques du Paléozoïque, présentent elles aussi des recristallisations secondaires : les calcaires triasiques n'ont pas livré de faune déterminable, les calcschistes du Crétacé supérieur - Eocène basal donnent bien souvent des fantômes de *Globotruncanae* recristallisées ...

4°/- La fracturation tardive :

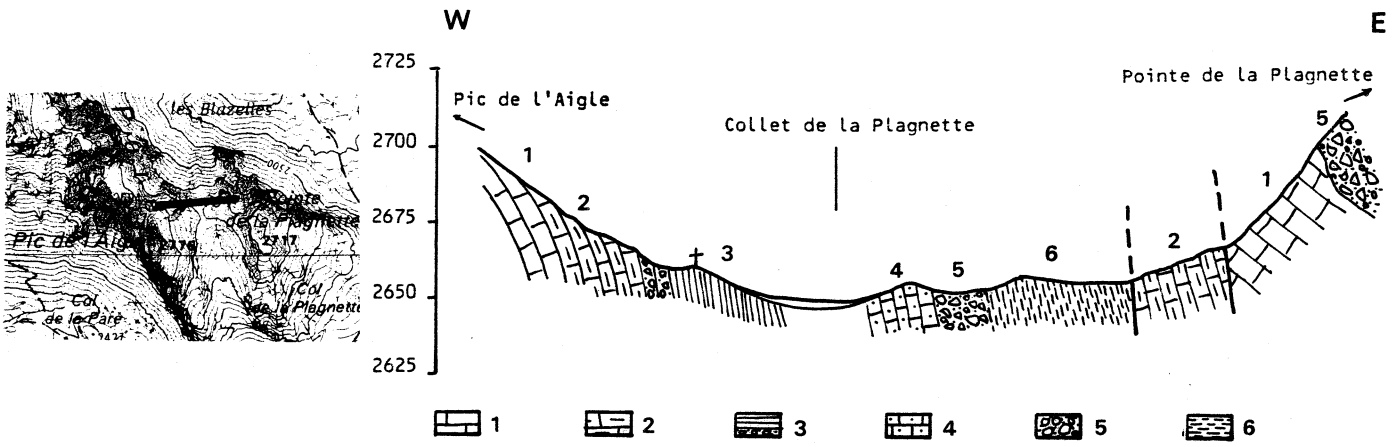
La zone briançonnaise subit, comme ses voisines, des contraintes tardives dont résultent de grandes failles subméridiennes et leur cortège de failles secondaires.

R. Fabre (1982) décrit un couloir de cisaillements subméridiens à décrochement sénestre entre Névache et Briançon. La vallée de La Clarée suit d'ailleurs cette direction et R. Fabre déclare y voir un faisceau de failles verticales subméridiennes dont les compartiments orientaux sont affaissés avec un rejet d'une centaine de mètres. Ceci cadre tout à fait avec ce que nous avions pu voir dans le flysch dauphinois oriental où la partie occidentale des failles, surélevée relativement par rapport à la partie orientale, mettait à jour la base de la série (flysch conglomératique).

A ce décrochement subméridien sénestre, sont associées de nombreuses fractures orientées selon les directions de Riedel (R ≃ N145 ; R' ≃ N80). La plus importante se cache peut être dans la vallée de la Neuvachette providentiellement orientée N150 et dont le compartiment occidental montre des niveaux plus élevés dans la série stratigraphique (Trias) que le compartiment oriental (Houiller). Mais peu d'indices nous confortent dans cette optique, si ce n'est une petite faille verticale (N155) au collet de la Plagnette (fig. 86), ainsi qu'une autre sub-parallèle dans les dolomies des Rateaux, légèrement au Nord-Ouest.

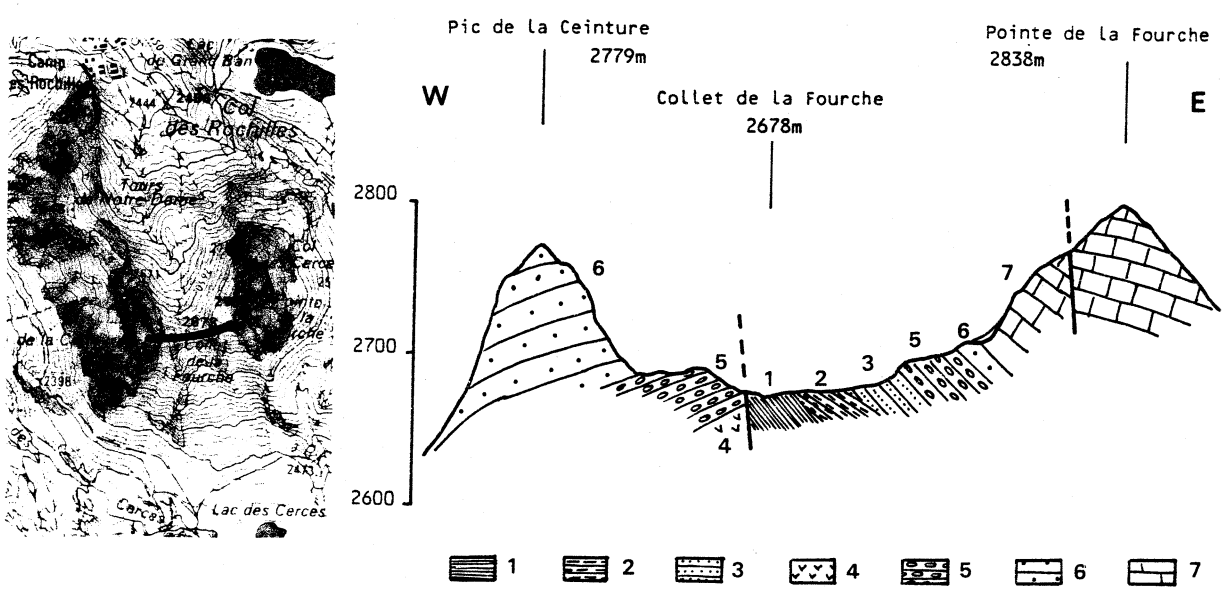
Une autre petite faille de même direction est visible au collet de la Fourche (fig. 87), mettant au contact schistes noirs houillers et conglomérats clairs permo-triasiques. Elle se prolonge très vraisemblablement au Sud jusqu'à la latitude du lac des Cerces. Vers le Nord, elle rejoint ou relaie sans doute, comme l'avaient dit P. Bulard et J. Debelmas (1961), le chevauchement du flanc occidental du massif des Sétaz.

Enfin, il est possible que le chevauchement qui amène, dans le vallon de la Ponsonnière, le Houiller sur le massif du Grand Galibier ne soit à l'origine qu'une grande faille verticale, dont la partie orientale vient chevaucher sa voisine par phénomène de "transpression". Encore une fois, nous remarquons que le vallon possède une orientation N155 à N160.



1- calcaires triasiques; 2- dolomies triasiques; 3- schistes dolomitiques noirs (microbrèches à la base) du Trias supérieur (Lias inférieur?); 4- calcaires zoogènes du Dogger; 5- brèches du Crétacé supérieur; 6- calcschistes plaquetés du Crétacé supérieur - Eocène(?).

Fig. 86 : Coupe du collet de la Plagnette.



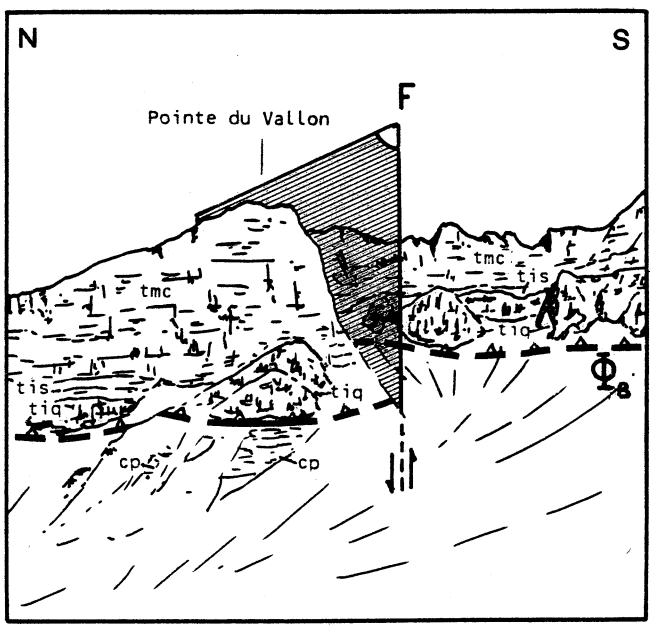
1- schistes noirs westphaliens; 2- schistes versicolores stéphano-autuniens; 3- schistes lie-de-vin permiens; 4- rhyolitoïdes (et radiolarites?); 5- conglomérats clairs permo-triasiques; 6- quartzites werféniens; 7- calcaires du Trias moyen.

Fig. 87 : Coupe du collet de la Fourche.

Pour ce qui est des failles transverses Est-Ouest, R. Fabre (1982) en a mis en évidence un grand nombre dans le Houiller de la vallée de La Clarée. Mais elles y sont difficilement observables : les formations calcaires du Trias nous les ont beaucoup mieux conservées. Deux sont particulièrement bien exprimées :

* la faille de la Mitre, au Nord du massif des Sétaz (photo n° 29) dont le miroir qui fait près de 300m domine la cuvette du col des Sétaz ;

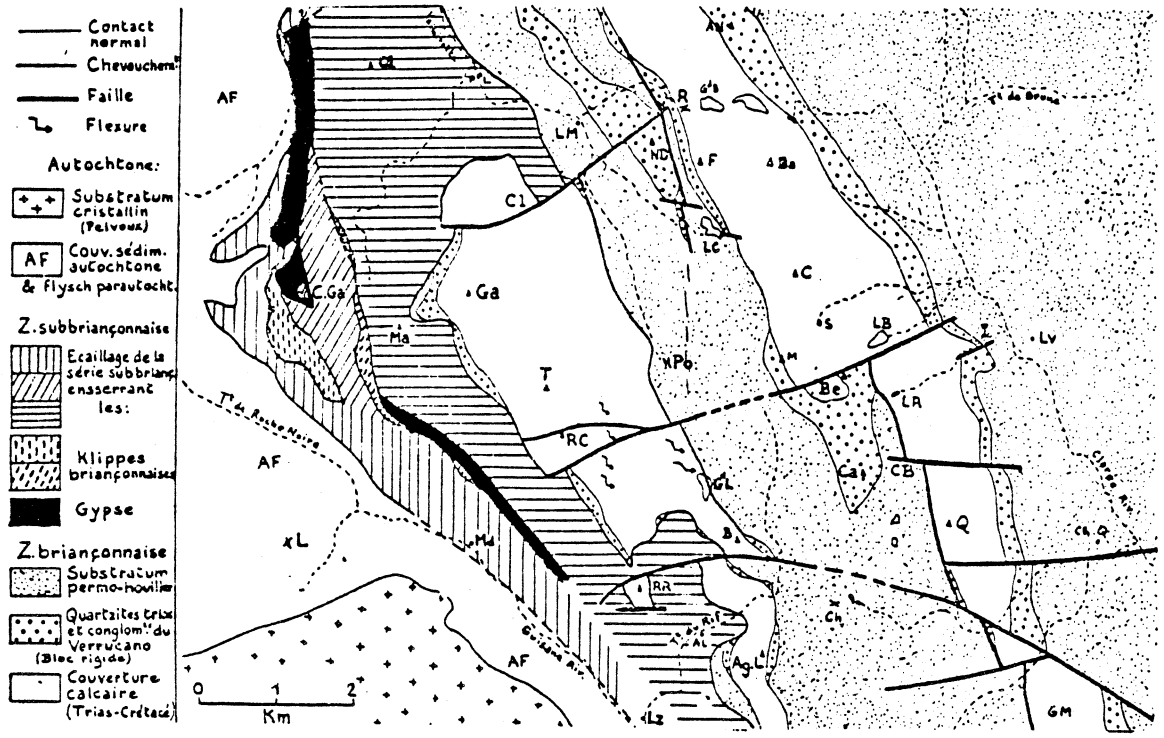
* la faille de la Pointe du Vallon (fig. 88) que l'on voit affecter le contact chevauchant du Trias briançonnais du massif du Grand Galibier sur les formations subbriançonnaises.



cp- calcschistes du Crétacé supérieur - Paléocène (Eocène?); tiq- Trias inférieur quartzitique; tis- schistes dolomitiques du sommet du Trias inférieur; tmc- Trias moyen calcaire; Φs- contact de base de la zone briançonnaise.

Fig. 88 : Panorama de la faille du Vallon, vu depuis la Roche Olvéra.

Il en existe bien d'autres, notamment dans le massif des Sétaz, associées à la faille de la Mitre, entre ce sommet et le Plan des Moutons, ainsi que vers la Crête de Lacha et dans le massif du Grand Galibier (Rochers Plats du Lac Blanc, col Termier, ...) (cf. fig. 79). Les formations permiennes montrent tout de même de petites failles et diaclases décimétriques à métriques, dont les orientations sont groupées autour de N160 à 180, N120 à 145 et N65 à 90. Enfin, B. Tissot (1956) en a signalé dans le massif des Cerces, au Nord-Est du col de la Ponsonnière (fig. 89).



Carte tectonique des massifs du Galibier et des Cerces.

AL, Alpe du Lauzet; AgL, Aiguillette du Lauzet; AN, Aiguille Noire; B, Pic de la Bruyère; Ba, Pointe des Banchets; Be, Roche des Béraudes; C, Pointe des Cerces; Ca, Tête de la Cassille; CB, Crête de Casse Blanche; Ch, Col du Chardonnet; Cl, la Clapière; CGa, Col du Galibier; F, Pointe de la Fourche; Ga, Pic du Grand Galibier; GdB, Lac du Grand Ban; GdL, Grand Lac; GM, Grande Manche; I, Infernet; L, Col du Lautaret; LB, Lac des Béraudes; LC, Lac des Cerces; LR, Lac Rouge; LM, Les Mottets; LZ, le Lauzet; Lv, Laval; M, Pic de la Moulinière; Ma, Pointe de la Mandette; Md, la Madeleine; ND, Tours Notre-Dame; Ol, Roche Olvera; PL, Plan Lachat; Po, Col de la Ponsonnière; Q, Queyrellin; ChQ, Chalets du Queyrellin; R, Col des Rochilles; RC, Roche Colombe; RR, Roche Robert; S, Lac Sorcier; T, Roc Termier.

Fig. 89 : Carte tectonique des massifs du Galibier et des Cerces (B. Tissot, 1956).

5°/- Conclusions :

Les formations paléozoïques de la zone briançonnaise conservent des traces des tectoniques hercyniennes, souvent mal exprimées si ce n'est sous la forme de discordances cartographiques ou angulaires et par la présence de manifestations volcaniques.

Pour ce qui est de la phase alpine, nous voyons clairement le Houiller ou le Trias alpin chevaucher des formations plus récentes appartenant à la zone subbriançonnaise. Ce chevauchement s'accompagne de replis de détail (replis de Côte Vieille, des Rochers Plats du Lac Blanc (cf. fig. 46 : Le Gâteau), ...).

Postérieurement à la structuration de la nappe, nous pouvons mettre en évidence, comme dans les deux précédentes zones, les traces d'une zone de décrochement sénestre : failles verticales subméridiennes (et les fractures du Riedel associées) du massif des Sétaz, de la vallée de la Neuvachette (?) et du vallon de la Ponsonnière, sans oublier celles de la vallée de La Clarée, plus à l'Est, pour lesquelles R. Fabre (1982) dit aussi que ce sont des accidents anté-alpins ayant rejoué lors de l'orogenèse alpine ...

Enfin, le phénomène de transpression apparaît nettement dans le flanc du massif des Sétaz : une faille verticale passe rapidement à un chevauchement avant de redevenir tout aussi rapidement faille verticale. Et il est fort possible que les formations quaternaires du vallon de la Ponsonnière cachent une même structure.

Le jeu (rejeu ?) de ces grands accidents est postérieur à la mise en place de la nappe briançonnaise puisque l'on voit sous la Pointe du Vallon une faille du réseau associé (N85) affecter le chevauchement (cf. fig. 88). Quant à la "transpression", elle est logiquement postérieure au jeu décrochant mais on voit le chevauchement affecté par les fractures de Riedel R' (N70 à 80) dans le massif des Sétaz, entre la Mitre et le Plan des Moutons. La transpression est donc fort probablement synchrone de la phase décrochante.

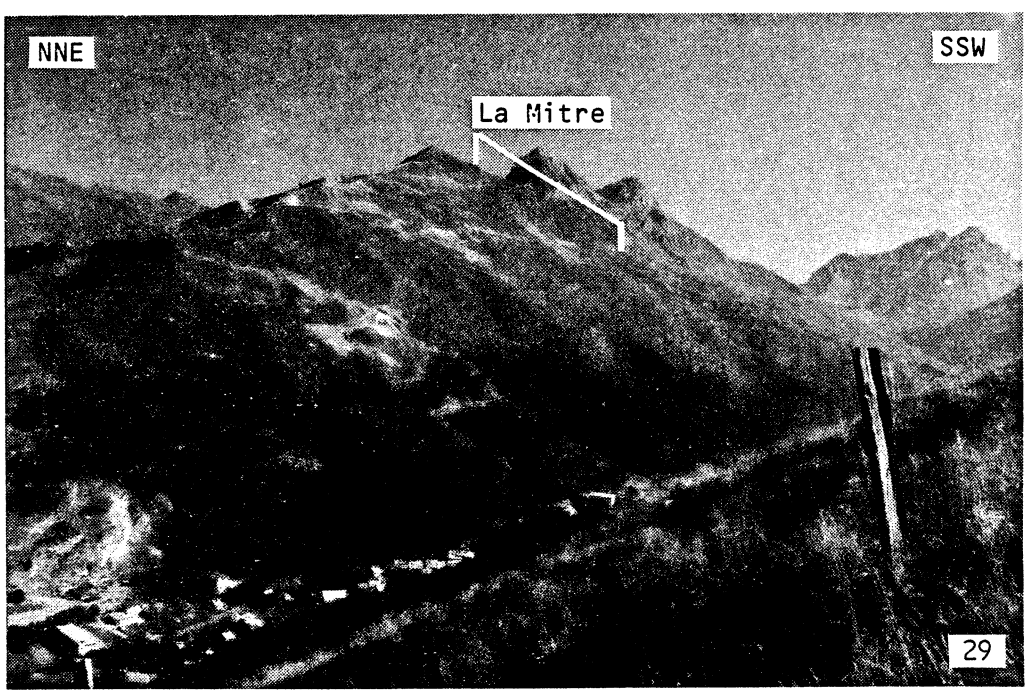


Photo n° 29 : Faille de la Mitre.

CHAPITRE V : CONCLUSIONS SUR LA TECTONIQUE.

De la comparaison de ces trois zones ressort un trait tectonique marquant : les grandes failles décrochantes subméridiennes (N160) sénestres, bien visibles dans la zone du flysch, existent aussi dans le Briançonnais. Des fractures de Riedel R et R' (N145 à N80) leurs sont associées. Dans la zone subbriançonnaise, les failles majeures semblent plus méridiennes et l'on est en droit de se demander si les failles N160 du Flysch et du Briançonnais ne seraient pas tout simplement les fractures de Riedel R d'un décrochement sénestre orienté N180. Ce dernier est en accord avec le modèle de P. Maury et L.E. Ricou (1980 à 1984) d'une part mais aussi avec le schéma proposé par J. Boudon, J.F. Gamond et al., (1976) (fig. 90).

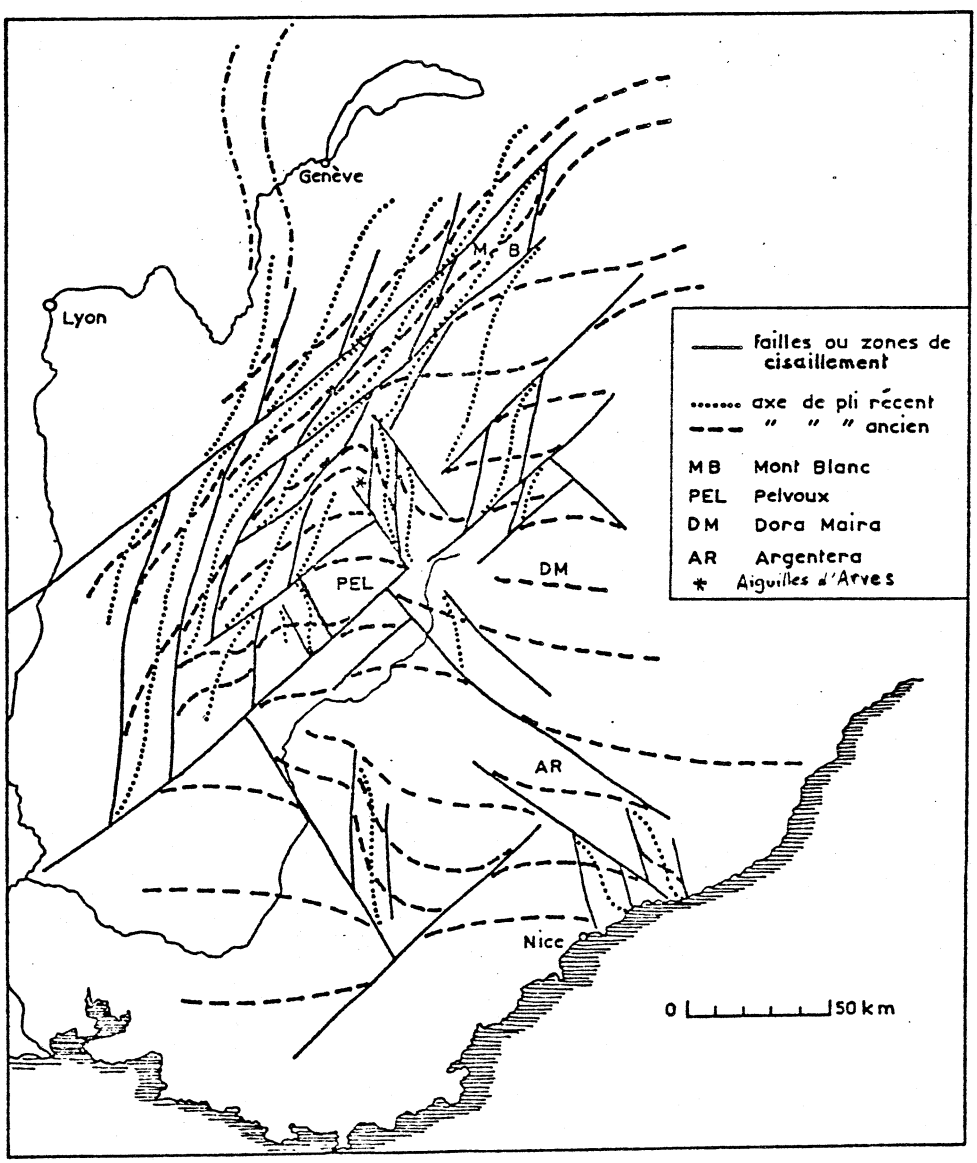


Fig. 90 : Proposition d'un modèle général pour l'arc des Alpes occidentales (J. Boudon, J.F. Gamond et al., 1976).

De plus, J. Boudon, J.F. Gamond et al. mettent des axes de plis plus ou moins subméridiens à cet endroit qui pourraient correspondre aux plis de la vallée de la Valloirette et/ou au synclinal des Sétaz ...

Si les failles sont récentes, postérieures à la structuration en nappes, la plupart existaient déjà et ne font que rejouer. R. Fabre (1982) les qualifie d'anciens accidents anté-alpins ayant rejoué lors de l'orogénèse alpine et, en 1956, B. Tissot disait ceci : *"Certaines d'entre elles, au moins, affectent à la fois le Subbriançonnais et l'ensemble de la série briançonnaise. Il semble qu'elles aient toutes joué ou rejoué postérieurement à la mise en place des nappes. Mais certaines d'entre elles existaient déjà sûrement auparavant (pendant ou même avant cette mise en place)".*

Des failles décrochantes évoluant en charriage (= transpression) semblent généralisées dans le domaine alpin occidental. B. de Lépinay (1982) en décrit dans les Préalpes du Chablais et R. Fabre (1982) dans le Briançonnais de Névache. Les plus beaux exemples sur notre terrain d'étude seraient la grande faille du vallon de la Ponsonnière qui fait chevaucher le Houiller sur le Trias au col du même nom et le chevauchement de faible ampleur qui court dans le flanc occidental du massif des Sétaz.

←

Proposition d'un modèle général pour l'arc des Alpes occidentales.

Dans ce schéma synthétique les principales unités amygdalaires sont situées avec les plis associés. Seuls les mouvements de décrochement horizontal sont pris en compte; en réalité les composantes de déplacement vertical ne sont pas négligeables, elles se combinent, voire avec chevauchements, à ces glissements. Noter que dans la région où prédomine le régime senestre (dislocations N 50° E: partie NW de l'arc), les superpositions se font sous un angle faible et qu'il est possible de confondre les différentes générations de structures. L'aspect général des formes sigmoïdes y *mime*, à un examen rapide, des glissements dextres.

QUATRIEME PARTIE

EVOLUTION GEODYNAMIQUE

ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE DE LA REGION.

L'histoire géologique de la région avant la formation d'un bassin de flysch au Priabonien, a été de nombreuses fois décrite. Nous ne la rappellerons ici que très brièvement.

1°/- Histoire paléozoïque et mésozoïque :

a- Paléozoïque.

Une épaisse série détritique continentale s'installe sur toute la région entre le Namurien (Infranamurien ?) et le Permo-Trias, à peine troublée par de rares et très minces passées marines calcaires (Stéphano-Autunien). Des travaux récents dans la région de Briançon (D. Mercier et B. Beaudoin, 1984) ont montré une structuration (phase saalienne ?) des terrains carbonifères en deux nappes superposées.

Ce qui est certain c'est que l'abondance de conglomérats dans tous les niveaux et la présence de manifestations volcaniques attestent d'instabilités (phases asturienne, saalienne et palatine).

b- Trias.

C'est au Trias que s'individualisent deux domaines : d'une part un **domaine dauphinois** où se dépose un Trias continental puis laguno-marin de **type germanique**, d'autre part, un **domaine briançonnais** caractérisé par un **Trias alpin**, *i.e.* des quartzites sub-littoraux puis une épaisse série de plate-forme subsidente.

Dans les deux domaines, la série se termine au Trias supérieur par des brèches, première manifestation de la grande phase distensive du Lias.

c- Jurassique.

En **domaine dauphinois**, la distension se poursuit. Puis s'instaure, un régime de sédimentation calcaréo-argileuse dans des bassins subsidents.

En **domaine briançonnais**, les brèches sont abondantes avant le dépôt de calcaires pélagiques au sommet du Jurassique.

Entre ces deux domaines se trouve tectoniquement la *zone subbriançonnaise*. Pour elle, deux types d'ambiance sédimentaire se succèdent.

En effet, elle présente des caractères dauphinois jusqu'au Bathono-Callovien (et peut être plus haut). Au Callovien, les faciès indiquent un approfondissement (Brèches du Télégraphe) et la proximité d'une mer ouverte (calcaires gris à Radiolaires). Cette série pourrait être la transition entre un domaine dauphinois de bassins subsidents et un domaine briançonnais de mer ouverte : ce serait le *domaine subbriançonnais s.s.* .

A partir de l'Oxfordien et jusque dans le Tertiaire, s'instaure une sédimentation de type pré-flysch. Nous avons vu (Stratigraphie et Tectonique) que ce flysch pourrait ne pas être la couverture normale de la série. Il se serait alors déposé dans un domaine beaucoup plus interne (briançonnais interne ou même au-delà, peut-être lombard ... ?).

d- Crétacé à Eocène inférieur.

En **domaine dauphinois,** aucun terrain de cet âge n'est connu dans la région, du fait d'une importante érosion avant le Priabonien.

En **domaine briançonnais,** nous trouvons à partir du Crétacé supérieur, une formation de calcschistes plaquetés, toujours de caractère pélagique et débutant par une brèche.

Avant le Sénonien, ces deux domaines ont été le siège d'importantes érosions, qui ont parfois dégagé jusqu'à la base du Mésozoïque (calcschistes plaquetés du Crétacé supérieur transgressifs sur les quartzites werféniens).

Le **domaine** *"subbriançonnais s.s."* participe de ces domaines et subit l'intense érosion du Crétacé inférieur puisque, comme en Dauphinois, on n'y connaît aucun terrain plus récent que l'Oxfordien (vallée de la Valloirette, massif des Encombres, etc...). L'absence de ces niveaux peut aussi être due à une érosion plus récente.

Par contre, dans le **domaine** *"interne"*, la sédimentation flyschoïde se poursuit avec la série de flysch calcaire couronnée d'un olistostrome sommital à blocs d'Eocène inférieur, puis le flysch noir d'âge *pro-parte* Lutétien (?).

C'est aussi à cette époque que P. Maury et L.E. Ricou (1980 à 1984) initient leur phase d'amples décrochements subméridiens sénestres.

2°/- Histoire cénozoïque :

Nous pourrions imaginer une structuration de la région au Cénozoïque en quatre étapes (fig. 91).

Selon P. Maury et L.E. Ricou (1980 à 1984), à la fin du Mésozoïque, nous aurions une paléogéographie Est-Ouest, individualisant un domaine dauphinois au Nord et un domaine briançonnais au Sud. Plus au Sud encore (domaine *"interne"*), un flysch calcaire se déposerait depuis l'Oxfordien dans un large bassin assez calme. Peut-être aussi est-ce à cette époque que la nappe du flysch à Helminthoïdes commence à se déplacer (simple charriage ? jeu décrochant ?).

a- *Première étape.*

Au Priabonien, un bassin de flysch s'établit à cheval sur les zones dauphinoise et briançonnaise . La sédimentation commence par d'abondantes crachées détritiques (flysch conglomératique), écho d'une tectonique importante dans des zones plus internes (jeu décrochant ?). Nous pourrions même envisager que le domaine de sédimentation de ce flysch *"delphino-briançonnais"* s'étende sur une bonne part du Briançonnais et rejoigne même le bassin de flysch *"ultrabriançonnais"*. Une structuration ultérieure en horst de la partie médiane du Briançonnais expliquerait l'absence de flysch à cet endroit et des décharges olistostromiques visibles dans l'externe comme dans l'interne à la partie sommitale des flyschs (flysch dauphinois oriental, flysch Cheval Noir - Casse Massion et sommet de la série flyschoïde "subbriançonnaise").

b- *Deuxième étape.*

A l'Oligocène se situerait la première phase compressive.

La partie briançonnaise (Unité Cheval Noir - Casse Massion) du bassin de flysch priabonien viendrait chevaucher sa partie externe (unité dauphinoise orientale), entraînant à sa base un lambeau de son substratum (substratum briançonnais du Ravin des Sétives, cf. J. Martinez-Reyes, 1980). Elle se structure au passage sur les reliefs causés par les grandes failles décrochantes (cf. Chapitre II de la Troisième partie).

La nappe de flysch *"interne"* quant à elle commencerait à chevaucher le Briançonnais, aidée en cela par sa semelle d'Oxfordien schisteux. Elle se rapprocherait peu à peu de la position qu'elle occupe actuellement.

c- *Troisième étape.*

Après cette étape de serrage qui a vu l'empilement de l'unité Cheval Noir - Casse Massion sur sa voisine dauphinoise orientale, un rejeu décrochant paraît nécessaire (failles affectant les deux unités à flysch dans la partie nord-ouest de notre zone d'étude) amenant la nappe

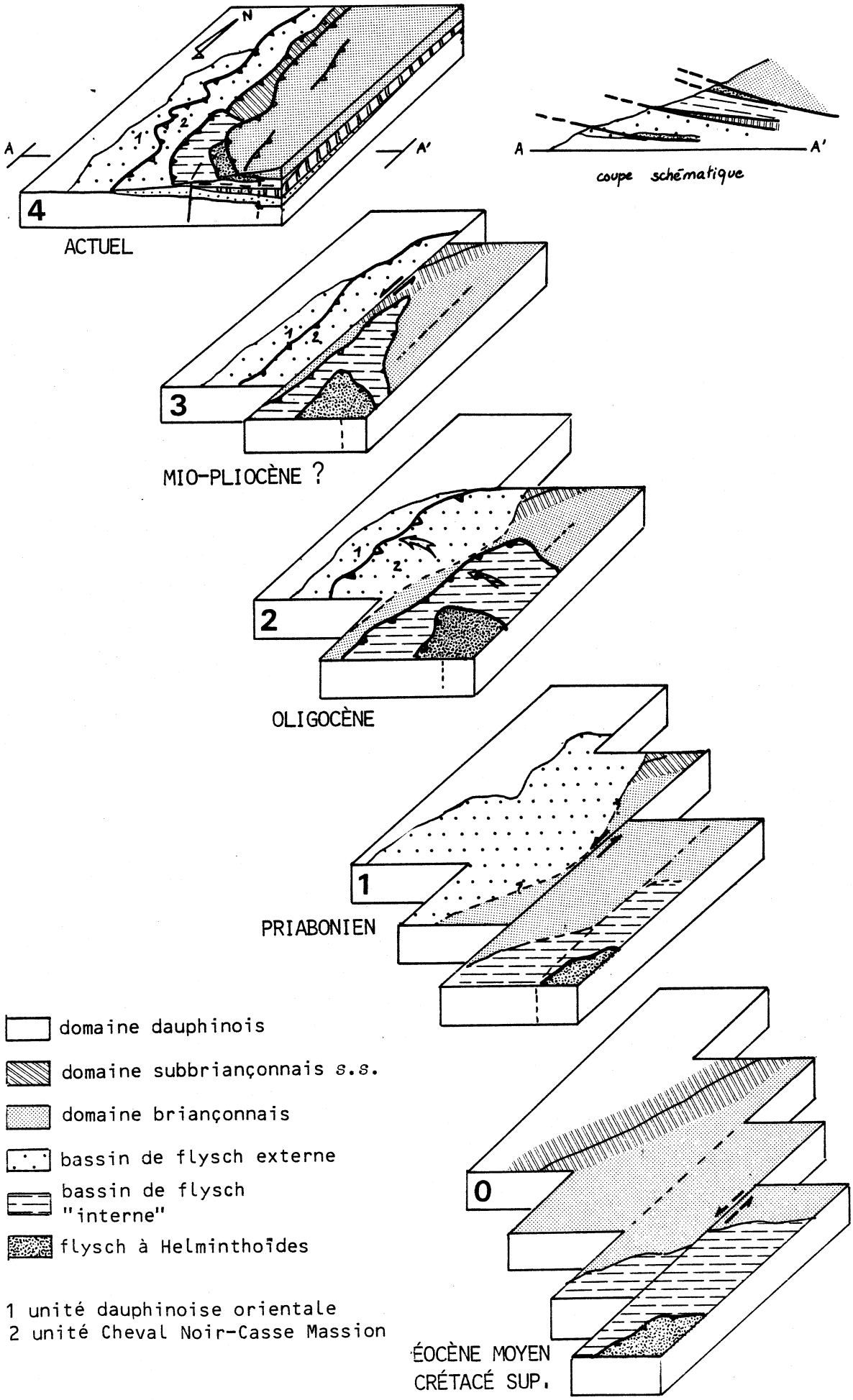


Fig. 91 : Essai de modélisation pour la mise en place des différentes unités.

"interne" (et sa klippe de flysch à Helminthoïdes) au droit de la nappe Cheval Noir - Casse Massion.

d- Quatrième étape.

Une phase finale de serrage amènerait la nappe *"interne"* au Sud et le *"Subbriançonnais s.s."* au Nord sur l'unité Cheval Noir - Casse Massion. Le Briançonnais chevauvherait l'ensemble par l'Est avec, en arrière du front, des charriages de faible ampleur et très localisés, sans doute initiés sur des fractures subméridiennes (= transpression ?) comme par exemple dans le flanc occidental du massif des Sétaz ou dans le vallon de la Ponsonnière où le Houiller vient sur le Trias ... .

Nous arriverions donc ainsi à un empilement où se succèderaient de bas en haut : un "autochtone" relatif dauphinois, une nappe de flysch briançonnais externe, une écaille de *"subbriançonnais s.s."*, une nappe de flysch provenant d'un domaine interne et sa klippe de flysch à Helminthoïdes et, enfin, du Briançonnais externe.

Il est difficile de dater les dernières étapes mais cette structuration a dû se faire pendant la période allant du Crétacé supérieur au Mio-Pliocène (?). Décrochement et serrage devaient être étroitement liés, l'un commençant alors que l'autre n'était pas encore achevé et inversement.

Si le modèle présenté peut être valable dans ce secteur des Alpes occidentales, il reste à vérifier que cette logique s'applique dans les régions voisines ...

BIBLIOGRAPHIE

****

ANTOINE P., BARBIER R. et al. (1978) - Les rapports entre le flysch des Aiguilles d'Arves et le domaine valaisan au cirque de Valbuche (Savoie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 286, p. 1751-1753.

ANTOINE P., BARBIER R. et al. (1980) - Précisions sur la formation détritique de base du flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 290, p. 1451-1453.

AUBOUIN J., SIGAL J. et al. (1970) - Sur un bassin de flysch : stratigraphie et paléogéographie des flyschs crétacés de la Lombardie (versant sud des Alpes orientales, Italie). *Bull. Soc. géol. France*, XII, n° 4, p. 612-658.

BARBIER R. (1942) - La position stratigraphique de la Brèche du Télégraphe. *C.R. Acad. Sc. Paris*, p. 363-365.

BARBIER R. (1943) - L'âge du flysch des Aiguilles d'Arves et du grès d'Annot. *C.R. somm. Soc. géol. France*, (5), XIII, p. 214-216.

BARBIER R. (1948) - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *Mém. expl. Carte géol. France*, 291 p.

BARBIER R. (1953) - Stratigraphie et tectonique du flysch des Aiguilles d'Arves, entre l'Arc et ces Aiguilles. *C.R. somm. Soc. géol. France*, (6), III, p. 89.

BARBIER R. (1954) - L'âge des spilites du versant sud du Pic des Trois Evêchés, près du col du Lautaret (Hautes-Alpes). *C.R. somm. Soc. géol. France*, (6), IV, p. 148.

BARBIER R. (1956) - Remarques sur la tectonique et la stratigraphie de la zone dauphinoise orientale au Nord du Pelvoux. *C.R. somm. Soc. géol. France*, (6), VI, p. 49-51.

BARBIER R. (1956) - L'importance de la tectonique "anté-nummulitique" dans la zone ultradauphinoise au Nord du Pelvoux: la chaîne arvinche. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VI, p. 355-370.

BARBIER R. (1963) - La zone subbriançonnaise dans la région du col du Galibier. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 39, p. 247-257.

BARBIER R. (1963) - Quelques réflexions sur le Trias des zones externes des Alpes françaises. *Colloque sur le Trias ... Montpellier 1961, Mém. B.R.G.M.*, n° 15, p. 243-246.

BARBIER R. (1963) - La tectonique de la zone ultradauphinoise au NE du Pelvoux. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 39, p. 239-246.

BARBIER R. (1963) - Réflexions sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultradauphinoise. *Livre à la mém. du prof. P. Fallot*, t. 2, p. 321-329.

BARBIER R., VERNET J. (1956) - La tectonique de la bordure nord du massif du Pelvoux. *C.R. somm. Soc. géol. France*, (6), VI, p. 131-132.

BARBIER R., MICHEL R. (1958) - Découverte d'une roche volcanique (andésite) dans la zone du flysch des Aiguilles d'Arves. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, p. 709-714.

BARBIER R., DEBELMAS J. (1961) - Les domaines de sédimentation dans la zone subbriançonnaise. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 252, p. 916-918.

BARBIER R., BLOCH J.P. et al. (1960-1963) - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. *Livre à la mém. du prof. P. Fallot, Mém. Soc. géol. France*, (hors série), p. 331-377.

BARBIER R., 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.

BARBIER R., BARFETY J.C. (1972) - Les structures E-W de la zone ultradauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification (feuille Saint-Jean-de-Maurienne et La Grave au 1/50.000). *Géol. alpine*, t. 48, p. 151-158.

BARFETY J.C. (1965) - Etude géologique des environs du Monêtier-Les-Bains (Hautes-Alpes) (Zones subbriançonnaise et briançonnaise). Thèse Doctorat 3ème cycle, Univ. Grenoble.

BARFETY J.C. (1976) - Données nouvelles sur les traits fondamentaux de la structure de la zone dauphinoise au Nord du massif du Pelvoux. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 283, p. 889-892.

BEACH A. (1981) - Thrust structures in the eastern Dauphinois Zone (French Alps), north of the Pelvoux Massif. *Journal of Struct. Geol.*, vol. 3, n° 3, p. 299-308.

BEACH A. (1981) - Thrust tectonics and cover-basement relations on the northern margin of the Pelvoux massif, French Alps. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 74/2, p. 471-479.

BELLAIR P. (1953) - La zone des Aiguilles d'Arves au Sud du Massif Central dauphinois. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 237, p. 739.

BELLAIR P. (1954) - A propos de la tectonique des environs du Lautaret (Hautes-Alpes). *C.R. somm. Soc. géol. France*, (6), IV, p. 417.

BOUDON J., GAMOND J.F. et al. (1976) - L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S ? *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 69/2, p. 509-519.

BOURBON M. (1977) - Reconstitution paléomorphologique de fonds marins sur la marge nord-téthysienne : le Jurassique supérieur et le Crétacé briançonnais externes près de Briançon. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIX, n° 4, p. 729-733.

BOURBON M. (1980) - Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 580p.

BOURBON M., GRACIANSKY P.C. de et al. (1973) - L'évolution paléogéographique du domaine briançonnais au Mésozoïque : carbonates de plate-forme subsidente, révolution du Lias sup., instauration progressive d'un régime pélagique profond. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 277, p. 769-772.

BOUSSAC J. (1912) - Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Carte géol. France,* 657 p.

BRAVARD Ch. (1982) - Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique de la zone des Aiguilles d'Arves au Nord du Lautaret. *Géol. alpine,* t. 58, p. 5-13.

BRAVARD Ch. (1983) - Précisions sur l'âge et les caractères de la tectonique du soubassement du flysch des Aiguilles d'Arves. *C.R. Acad. Sc. Paris,* t. 297, p. 285-288.

BRAVARD Ch. (1983) - Les structures à vergence Est de la zone des Aiguilles d'Arves (Savoie). *Géol. alpine,* t. 59, p. 33-43.

BRAVARD Ch., GIDON M. (1979) - La structure du revers oriental du massif du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. *Géol. alpine,* t. 55, p. 23-33.

BRAVARD Ch., KERCKHOVE C., 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. Paris,* t. 292, n° 6, p. 531-534.

BRUN J.P., MERLE O. (1982) - La nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye) : II. Mécanismes de mise en place. *9ème R.A.S.T., Paris,* p. 98.

BULARD P., DEBELMAS J. (1961) - Contribution à l'étude de la zone briançonnaise : le massif de la Séta (Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. France,* n° 264, t. 58, p. 113-130.

BYRAMJEE R., LEMOINE M., POIMBOEUF F. (1953) - Sur une coupe fossilifère précisant les rapports du Crétacé supérieur et de l'Eocène de la zone briançonnaise au Nord-Ouest de Serre Chevalier (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sc. Paris,* t. 236, p. 724-726.

CARON J.M. (1977) - Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes Cottiennes Septentrionales et en Corse orientale. Thèse Strasbourg, *Mém. n° 48,* 326 p.

CHENET P.Y. (1978) - La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le Col du Galibier (Alpes occidentales françaises). Thèse Doc. ing. E.N.S.M. Paris, 385 p.

CHENET P.Y. (1979) - Le secteur subbriançonnais entre Gap et le Col du Galibier au Mésozoïque, sa place dans la marge européenne de la Téthys. *Géol. alpine,* t. 55, p. 45-74.

DAVIES V.M. (1982) - Interaction of thrusts and basement faults in the French external Alps. *Tectonophysics,* 88, p. 325-331.

DEBELMAS J. (1955) - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise orientale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. Serv. Carte géol. France,* 172 p.

DEBELMAS J. (1960) - Comparaison du Trias haut-tatrique avec celui des Alpes occidentales (zone intra-alpine). *Acta geologica polonica,* 10, n° 2, p. 107.

DEBELMAS J. (1961) - La zone subbriançonnaise entre Vallouise et le Monêtier (Hautes-Alpes) (feuille de Briançon au 50.000ème). *Bull. Serv. Carte géol. France,* n° 264, t. 58, p. 131-146.

DEBELMAS J. (1970) - La position des formations de type flysch dans le développement orogénique des chaînes méditerranéennes. *Bull. Soc. géol. France,* (7), XII, n° 4, p. 595-598.

DEBELMAS J., LEMOINE M. (1963) - Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le Briançonnais sensu stricto. *Colloque sur le Trias ..., Montpellier 1961, Mém. B.R.G.M.,* n° 15, p. 232-242.

DEPARDON J.P. (1979) - Les déformations de la couverture mésozoïque au Nord de l'Oisans. Thèse 3ème cycle, Lyon, 76p.

ELIE de BEAUMONT M.L. (1828) - Sur un gisement de végétaux fossiles et de graphite, situé au col du Chardonnet, département des Hautes-Alpes. *Ann. des Sc. Nat.,* t. XV, p. 353.

ELLENBERGER F. (1958) - Etude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Serv. Carte géol. France,* 561 p.

ELLENBERGER F. (1963) - Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. *Colloque sur le Trias .. Montpellier 1961, Mém. B.R.G.M.,* n° 15, p. 215-231.

ELTER G., ELTER P. et al. (1966) - Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Arch. Sc. Genève,* vol. 19, fasc. 3, p. 279-377.

ENAY R., BOURBON M. et GRACIANSKY P.C. de (1979) - Diachronisme des Faciès Ammonitico-Rosso dans la zone briançonnaise (Région de Briançon). *Symposium "Sédimentation jurassique W. européen", A.S.F. Publication spéciale,* n° 1, p. 135-143.

FABRE J. (1953) - Sur quelques roches éruptives du terrain houiller de la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sc. Paris,* t. 236, p. 2416-2418.

FABRE J. (1955) - Volcanisme dans le Permocarbonifère de la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sc. Paris,* t. 241, n° 24, p. 1795-1798.

FABRE J. (1961) - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. B. R.G.M.,* 2, 315 p.

FABRE J. et FEYS R. (1966) - Les séries bariolées du massif de Rochachille, leurs rapports avec le "Verrucano" de Briançon et les "Permiens" de Maurienne et de Tarentaise. *Atti del Symposium sul Verrucano, Pisa Set. 1965,* p. 143-169.

FABRE R. (1982) - Le Paléozoïque briançonnais au Nord de Névache : analyse des déformations alpines d'un secteur de la zone "axiale" briançonnaise. Thèse 3ème cycle, Grenoble.

FABRE R., GIDON M., TRICART P. (1982) - La structure du Paléozoïque de la zone briançonnaise axiale au Nord de Névache. *Géol. alpine,* t. 58, p. 31-52.

FABRE R., GIDON M. (1982) - Les déformations alpines du Paléozoïque briançonnais au N de Névache (05). *9ème R.A.S.T., Paris,* p. 237.

FEYS R. (1952) - Le Carbonifère sur la rive gauche de la Guisane (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. géol. France,* (6), II, p. 197-206.

FEYS R. (1954) - Présence probable de dépôts marins dans le paléozoïque briançonnais. *Bull. Soc. géol. France*, (6), IV, p. 443-445.

FEYS R. (1963) - Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes-Alpes). *Mém. B.R.G.M.*, 6, 387 p.

FEYS R., GREBER Ch. (1949) - Sur l'association dans le terrain houiller du Briançonnais (Hautes-Alpes) des roches éruptives d'intrusion et des niveaux charbonneux. *Bull. Soc. géol. France*, (5), XIX, p. 435-438.

GAMOND J.F. (1972) - Les plis coniques ; analyse théorique et implications mécaniques. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.

GAMOND J.F., GIRAUD A. (1982) - Identification des zones de faille à l'aide des associations de fractures de second ordre. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIV, n° 4, p. 755-762.

GIDON P. (1949) - Sur les relations de la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves et du massif du Pelvoux. *Bull. Soc. géol. France*, (5), XIX, p. 545.

GIGNOUX M. (1936) - Stratigraphie de la bordure ouest du Briançonnais entre Briançon et le Galibier : origine de la "4ème écaille" briançonnaise. *Bull. Soc. géol. France*, (5), VI, p. 155-163.

GIGNOUX M. (1936) - Tectonique et stratigraphie du Nummulitique à l'Est du Pelvoux. *Bull. Soc. géol. France*, (5), VI, p. 425-438.

GIGNOUX M. (1936) - Le prolongement de la zone du flysch des Aiguilles d'Arves, à l'E du Pelvoux. *C.R. somm. Soc. géol. France*, (5), VI, p. 247-249.

GIGNOUX M., RAGUIN E. (1932) - Découvertes d'écailles de roches granitiques au NW du col du Lautaret (Hautes-Alpes) à la base du flysch des Aiguilles d'Arves. *Bull. Soc. géol. France*, (5), 11, p. 513-526.

GIGNOUX M., RAGUIN E. (1933) - Sur la stratigraphie du Trias de la zone du Briançonnais. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 192, p. 102.

GIGNOUX M., MORET L. (1934) - Les grandes subdivisions des Alpes françaises. *Ann. de Géogr., 15 juillet 1934*, n° 244, p. 358.

GIGNOUX M., MORET L. (1937) - Géologie et morphologie de la Vallée de la Valloirette (Savoie), du Col du Galibier à Saint-Michel-de-Maurienne. *Rev. géogr. alpine*, t. 25, p. 347-379.

GOURLAY P. (1984) - La tectonique chevauchante et décrochante alpine des massifs cristallins externes. *10ème R.A.S.T., Bordeaux*, p. 265.

GREBER Ch. (1952) - Flore et stratigraphie du Carbonifère de la rive gauche de la Guisane (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. géol. France*, (6), II, p. 207-213.

GREBER Ch. (1965) - Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. B.R.G.M.*, n° 21, 380 p.

GREBER Ch., FEYS R. (1952) - Note préliminaire. Présence probable de Namurien dans le Houiller briançonnais. *C.R. somm. Soc. géol. France*, (6), II, p. 36.

HAUG E. (1925) - Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, (4), XXV, n° 3, p. 93-243.

KERCKHOVE C. (1969) - La "zone" du flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géol. alpine*, t. 45, p. 5-204.

KERCKHOVE C. (1975) - Sédimentation chaotique et tectogénèse : les distostromes des nappes de l'Embrunais-Ubaye. *Tectonique et Sédimentation*, t. 2, p. 195-203. Thème 4 du IXème Congr. Intern. de Sédimentologie, Nice.

KILIAN W. (1891) - Sur la structure du massif de Varbuche (Savoie). *Bull. Soc. Hist. nat. Savoie, Chambéry*, t. 4, p. 101-116.

KILIAN W. (1891) - Note sur l'histoire et la structure géologique des chaînes alpines de la Maurienne, du Briançonnais et des régions adjacentes. *Bull. Soc. géol. France*, (3), XIX, p. 571-661.

KILIAN W. (1892) - Sur l'existence du Jurassique supérieur dans le massif du Grand Galibier. *Bull. Soc. géol. France*, (3), XX, p. 21.

KILIAN W. (1907) - Observations à propos de la note précédente de P. Termier. *Bull. Soc. géol. France*, (4), V, p. 190.

KILIAN W., REVIL J. (1893) - Une excursion géologique en Tarentaise, la brèche nummulitique et son extension au Nord de Moûtiers. *Bull. Soc. Hist. nat. de Savoie*, (1), VII, p. 28-40, Chambéry.

KILIAN W., REVIL J. (1893) - Sur la bande synclinale nummulitique des Aiguilles d'Arves. *Bull. Soc. géol. France*, (3), XXI, p. 86-87.

KILIAN W., REVIL J. (1893) - Sur la poursuite jusqu'au col du Bonhomme de la bande synclinale nummulitique des Aiguilles d'Arves. *C.R. somm. Soc. géol. France*, n° 13, p. 86-87.

KILIAN W., TERMIER P. (1898) - Contributions à l'étude des microdiorites du Briançonnais. *Bull. Soc. géol. France*, (3), XXXVI, p. 348.

KILIAN W., REVIL J. (1899) - Description géologique de la vallée de Valloire, Savoie. *Extr. du Bull. Soc. Hist. nat. de Savoie.*

KOGBLEVI J.C., LANG J. et al. (1974) - Etude des critères descriptifs utilisés pour définir des faciès réputés flysch ou molasse à partir d'exemples choisis dans les Alpes. *Géol. alpine*, t. 50, p. 99-105.

KOTANSKI Z. (1959) - Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra mounts. *Acta geologica polonica*, 9, n° 2, p. 113.

LANTEAUME M. (1962) - Considérations paléogéographiques sur la patrie supposée des nappes de flysch à Helmintoïdes des Alpes et des Apennins. *Bull. Soc. géol. France*, (7), IV, n° 5, p. 627-643.

LANTEAUME M. (1962-1968) - Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco-italiennes. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. de Paris, Mém. carte géol. détaillée de France, 405 p.

LANTEAUME M., HACCARD D. et al. (1963) - L'origine de la nappe du flysch à Helminthoïdes et la liaison Alpes-Apennins. *Livre à la mém. du prof. P. Fallot*, t. 2, p. 257-272.

LECANU J.P., VILLEY M. (1974) - Contribution à l'étude géologique du massif du Monte Mongioie (Briançonnais ligure). Thèse 3ème cycle, Univ. de Caen, 226 p.

LEMOINE M. (1950) - Le Jurassique supérieur et le Crétacé près de Névache (Briançonnais, Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 230, p. 1679-1680.

LEMOINE M. (1952) - Le Paléozoïque supérieur de la haute vallée de Névache (zone du Briançonnais). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 234, p. 2468-2470.

LEMOINE M. (1953) - Le problème de la transgression des marbres en plaquettes dans la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 236, p. 1056-1058.

LEMOINE M., BOURBON M., TRICART P. (1978) - Le Jurassique et le Crétacé pré-piémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys : données nouvelles et conséquences. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 286, p. 1237-1240.

LEPINAY B. de (1980) - Etude géologique dans la région des Gets et de Samoëns (Haute-Savoie) : les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gets) et les unités delphino-helvétiques. Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris.

LOMBARD A. (1963) - Stratonomie des séries du Flysch. *Eclog. Geol. Helv.*, 56/2, p. 481-511.

LORY Ch. (1859) - Note sur les grès de la Maurienne et du Briançonnais. *Bull. Soc. géol. France*, (2), XVII, p. 21-30.

LORY Ch. (1860) - Nouveaux documents sur les grès de la Maurienne et des Hautes Alpes (lettre à Monsieur Hébert). *Bull. Soc. géol. France*, (2), XVII, p. 177-187.

LORY Ch. (1866) - Essai sur la structure géologique de la partie des Alpes comprise entre le Mont Blanc et le Mont Viso. *Bull. Soc. géol. France*, (2), XXIII, p. 482-497.

MARTINEZ-REYES J., FUDRAL S. et al. (1979) - Regard sur la stratigraphie du substratum du flysch des Aiguilles d'Arves entre Arc et Isère (Savoie) : conséquences paléogéographiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 298, p. 203-206.

MARTINEZ-REYES J. (1980) - Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales entre Arc et Isère. Région du Mont Niélard et du Cheval Noir (Savoie). Le problème des unités à flysch. Thèse docteur-ingénieur, Univ. P. et M. Curie, Paris.

MAURY P. (1984) - Etude stratigraphique et structurale de la liaison Séolanes-Morgon (Ubaye) : son rôle dans la genèse de la zone subbriançonnaise. *Mém. Sc. Terre, Univ. Curie, Paris.*

MAURY P., RICOU L.E. (1983) - Le décrochement subbriançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. *Rev. Géol. dynam. et Géogr. Phys.*, vol. 24, fasc. 1, p. 3-22.

MEGARD-GALLI J., 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.

MERCIER D., BEAUDOIN B. (1984) - Le Briançonnais au Carbonifère : modalités de la subsidence d'une gouttière méridienne. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 298, n° 4, p. 125-128.

MERLE O. (1982) - Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales). Thèse 3ème cycle, Univ. de Rennes.

MERLE O., BRUN J.P. (1982) - La nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye) : I. Histoire de sa déformation et de sa mise en place. *9ème R.A.S.T., Paris*, p. 435.

MORET L. (1927) - Notice explicative d'une carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes à l'échelle du 200.000ème (avec une carte tectonique et une planche de coupes). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 15, p. 1-37.

PLOTTO P. (1977) - Structures et déformations des "grès" du Champsaur au SE du massif du Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Grenoble.

PUSSENOT C. (1930) - La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des schistes lustrés entre l'Arc et le Guil. *Grenoble, Impr. Allier.*

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. Paris*, t. 290, p. 835-838.

RICOU L.E. (1981) - Glissement senestre des nappes penniques le long de la bordure nord de l'Argentera ; son rôle dans le jeu de l'Arc alpin. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, p. 1305-1308.

RICOU L.E. (1982) - Tectonique longitudinale dans les Alpes occidentales. *9ème R.A.S.T., Paris*, p. 540.

SCHADE J. et FABRE J. (1984) - Réflexions sur la fin du Paléozoïque dans la zone houillère. *10ème R.A.S.T., Bordeaux.*

SCHNEEGANS D. (1931) - Observations sur la série stratigraphique du Grand Galibier (Briançonnais occidental). *C.R. somm. Soc. géol. France*, n° 5, p. 60.

SCHNEEGANS D. (1933) - La subdivision de la zone du Flysch au Sud de la Maurienne. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. CXCVII, p. 486-488.

SCHNEEGANS D. (1935) - La nappe des Aiguilles d'Arves dans les environs de Moûtiers (Tarentaise). *C.R. somm. Soc. géol. France*, (5), V, p. 245-246.

SERRE A. (1983) - Evolution géodynamique d'un secteur de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales : les unités à flysch paléogène de la région de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). *Trav. Départ. Sc. de la Terre, Chambéry*, n° 1.

TERMIER P. (1899) - Les nappes de recouvrement du Briançonnais. *Bull. Soc. géol. France*, (3), XXVII, p. 47-84.

TERMIER P. (1903) - Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. *Bull. Soc. géol. France*, (4), III, p. 711-765.

TERMIER P. (1903) - Les montagnes entre Briançon et Vallouise. *Mém. Serv. Carte géol. France.*

TERMIER P. (1907) - Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. *Bull. Soc. géol. France*, (4), V, p. 174-189.

TERMIER P. (1928) - Le pays de nappes des Alpes françaises. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 186, p. 113.

TERMIER P. (1928) - La nappe des Aiguilles d'Arves entre le Lautaret et la Vallouise. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. CLXXXVI, n° 2, p. 49-53.

TISSOT B. (1956) - Etude géologique du massif du Grand Galibier et des Cerces (zone briançonnaise). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 32, p. 110-192.

VERNET J. (1965) - Les écailles de Côte Plaine au NW du Lautaret. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 41, p. 253-257.

VIALON P., BOUDON J. et al. (1976) - L'Arc des Alpes occidentales : une zone de "transformation continentale" par glissement senestre ? Présentation d'un modèle de déformation. *4ème R.A.S.T., Paris*, p. 391.

WILCOX R.E., HARDING T.P. and SEELY D.R. (1973) - Basic Wrench Tectonics. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 57, n° 1, p. 74-96.

WOZNIAK J. (1977) - Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales internes : la région du Canavese (Piemont, Italie). Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris.

ODONNE F., GAMOND J.F. et al. (1982) - Modelisation analogique de plis sur un décrochement de socle. 3ème R.A.S.T., p. 479.

OUVRAGES GENERAUX

Livret guide des excursions du 26ème Congrès Géoloqique International (1980), "France : Introduction à la Géologie du Sud-Est". *In Géol. alpine*, t. 56.

Guides géologiques régionaux :
Alpes de Savoie, J. Debelmas et al., 1982, Masson éd.
Alpes du Dauphiné, J. Debelmas et al., 1983, Masson éd.

Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural.
M. Girod et al., 1978, Doin éd.

Précis de pétrographie. Roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives.
J. Jung, 1969, Masson éd.

Etude microscopique des roches meubles et consolidées.
G. Lucas, P. Cros et J. Lang, 1976, Doin éd.

CARTES GEOLOGIQUES

- Feuille de La Grave au 1/50.000 (1ère édition, 1976).
- Feuille de Saint-Jean-de-Maurienne au 1/50.000 (1ère édition, 1977).
- Feuille de Briançon au 1/80.000 (3ème édition, 1969).
- Feuille de Saint-Jean-de-Maurienne au 1/80.000 (2ème édition, 1931).
- Feuille d'Annecy au 1/250.000 (1ère édition, 1980).
- Feuille de Gap au 1/250.000 (1ère édition, 1980).

PLANCHES HORS TEXTE

****

PLANCHE I : Carte géologique au 1/25 000.

PLANCHE II : Coupes sériées au 1/25 000.

Schéma structural au 1/50 000.