



**CARTE  
GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE  
À 1/50 000**

# ANNECY- BONNEVILLE

## ANNECY-BONNEVILLE

par

J. CHAROLLAIS, R. BUSNARDO,  
M. CARDIN, B. CLAVEL, D. DECROUEZ,  
M. DELAMETTE, G. GORIN,  
M. LEPILLER, P.-H. MONDAIN,  
J. ROSSET, F. VILLARS

La carte géologique à 1/50 000  
ANNECY-BONNEVILLE est recouverte par la coupure  
ANNECY (N° 160 bis)  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Saint-Julien- en-Genevois	Annemasse	Samoens Pas-de-Morgins
Seyssel	ANNECY BONNEVILLE	Cluses
Rumilly	Anancy Ugine	Saint-Gervais- les-Bains

BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



Géosciences pour une Terre durable

**brgm**

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
ANNECY » BONNEVILLE A 1/50 000**

**par**

**CHAROLLAIS Jean, BUSNARDO Robert, CARDIN Michel, CLAVEL Bernard,  
DECROUEZ Danielle, DELAMETTE Michel, GORIN Georges, LEPILLER Michel,  
MONDAIN Paul-Henri, ROSSET Jean. VILLARS François**

**1988**

## SOMMAIRE

	<b>Pages</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>5</b>
<i>SALÈVE</i>	<b>5</b>
<i>CHAÎNES SUBALPINES</i>	<b>16</b>
<i>KLIPPE DES ANNES</i>	<b>67</b>
<i>KLIPPE DU DANAY</i>	<b>71</b>
<i>PLATEAU DES BORNES</i>	<b>72</b>
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES</i>	<b>76</b>
<b>TECTONIQUE</b>	<b>87</b>
<i>TECTONIQUE DU MASSIF DES BORNES</i>	<b>89</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>103</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	<b>103</b>
<i>SUBSTANCES MINÉRALES ET MATÉRIEAUX UTILES</i>	<b>115</b>
<b>AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE</b>	<b>126</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>127</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<b>127</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>127</b>
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	<b>139</b>
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	<b>139</b>

## INTRODUCTION

Les unités figurant sur la feuille Annecy — Bonneville appartiennent à plusieurs zones paléogéographiques et tectoniques de la partie externe des Alpes occidentales, du Nord-Ouest au Sud-Est :

— la structure chevauchante du mont Salève qui émerge du bassin molassique et dont les caractères stratigraphiques et tectoniques s'apparentent au domaine jurassien,

— le plateau molassique des Bornes, vaste synclinorium, dont l'épaisse série détritique repose sur un Mésozoïque peu accidenté,

— le massif des Bornes *lato sensu* qui représente, tout au moins dans la zone la plus externe, la partie la plus septentrionale des chaînes subalpines françaises. Il s'agit d'une couverture décollée, séparée géographiquement en deux par le large synclinal complexe de Thônes,

\* au Nord-Ouest, une zone externe dont le bord occidental chevauchant dessine un arc entre le lac d'Annecy et la vallée de l'Arve : massif des Bornes *stricto sensu*,

\* au Sud-Est, une zone interne représentée par le front de la chaîne des Aravis,

— la klippe préalpine des Annes, dont les faciès qui s'étendent du Trias au Domérien supérieur, sont rattachés classiquement au domaine subbriançonnais,

— l'"unité du Danay-la Duché" constituée uniquement de flysch, d'abord rattachée par Rosset (1957) à l'unité du Bouchet (= domaine ultrahelvétique probable), puis attribuée provisoirement par Rosset *et al.* (1976, p. 371) au domaine subalpin *sensu lato*.

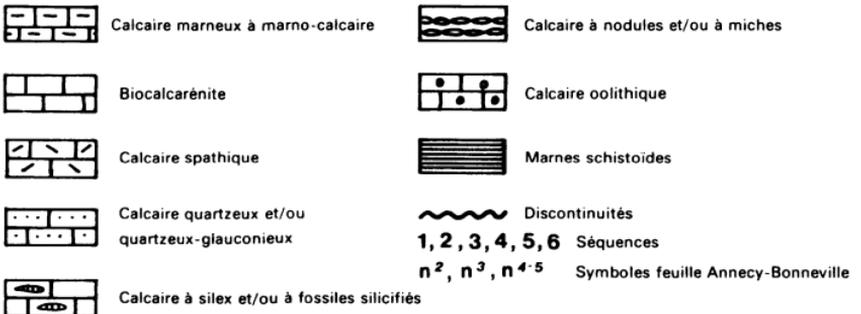
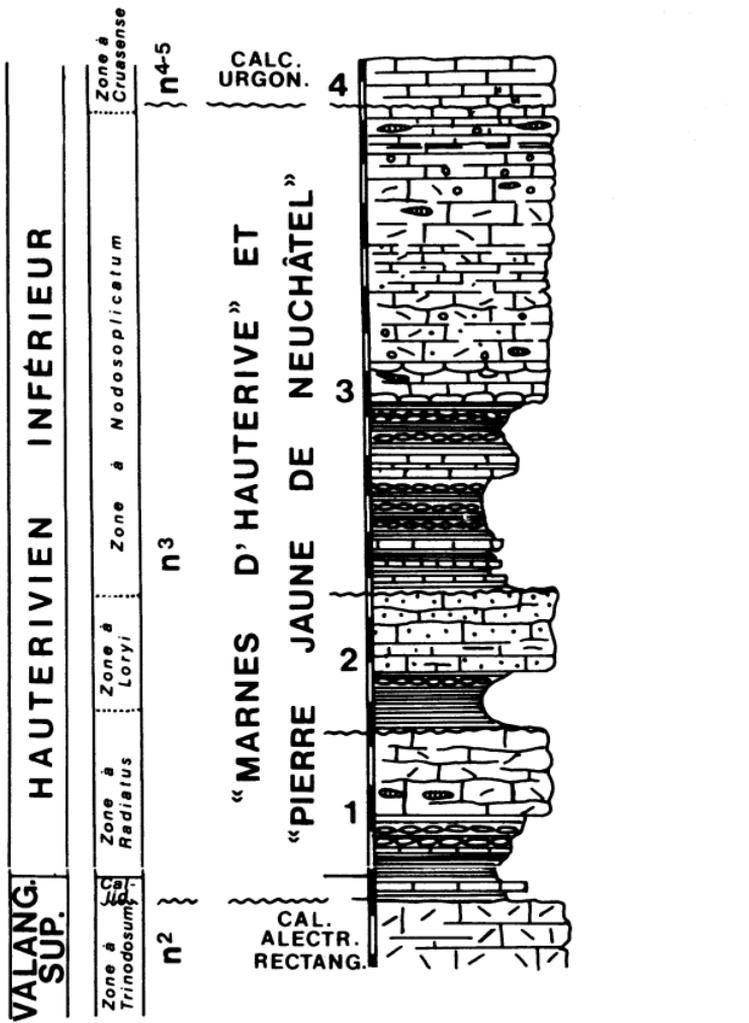
## DESCRIPTION DES TERRAINS

### SALÈVE

Le chaînon du Salève orienté NE — SW, d'une longueur de 35 km et d'une largeur maximum de 4 km, s'étend du village d'Étrembières (vallée de l'Arve) près d'Annemasse, jusqu'aux gorges du Fier, à l'Ouest d'Annecy. Son point culminant, le Grand Piton, atteint 1 380 m. Le versant nord-ouest, qui barre l'horizon de Genève en direction des Alpes de Savoie, est plus abrupt que le versant sud-est qui apparaît sur le bord nord-occidental de la feuille Annecy — Bonneville.

Le Grand Salève correspond non pas à un anticlinal "en genou" comme l'ont proposé Joukowsky & Favre (1913), auteurs d'une excellente monographie, mais à une structure faillée, chevauchante ; celle-ci témoigne de plusieurs mouvements diversement orientés dont les plus importants sont probablement liés à la phase ponto-pliocène, caractérisée par des poussées dirigées du Sud-Est vers le Nord-Ouest (voir le profil d'ESSO-REP, 1969, figurant en cartouche, en bas de la feuille Annecy — Bonneville). Le chaînon du Salève, constitué de terrains à faciès jurassiens qui s'échelonnent du Séquanien (?) à l'Oligocène inférieur, est affecté par sept décrochements généralement sénestres qui le découpent en huit tronçons. Sur le bord nord-ouest de la feuille Annecy — Bonneville, apparaît le Mésozoïque de trois compartiments, du Nord au Sud :

— les Calcaires urgoniens du compartiment de la Caille,



A gauche de la colonne lithologique, chaque intervalle, alternativement noir et blanc, correspond à 5 mètres.

**Fig. 1 - Stratigraphie des formations du sommet du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien au Salève, d'après CLAVEL et CHAROLLAIS (1988)**

- les Calcaires urgoniens (fortement ravinés par les faciès gréseux du Sidérolithique bien développés dans cette région) du compartiment de l'Abergement séparé du compartiment précédent par le décrochement de Cruseilles ; cette zone fracturée est empruntée par la nationale reliant Saint-Julien à Annecy,
- les formations d'âge Valanginien, Hauterivien et Barrémien des compartiments des Pitons sud-ouest et nord-est. Ces derniers sont séparés du compartiment de l'Abergement par un décrochement sénestre qui se prolonge en direction de l'étang des Dronières.

n2. Calcaire roux et Calcaire à *Alectryonia rectangularis* (Valanginien p.p.) : 44 mètres. Sous n2, ont été regroupés des faciès carbonatés bioclastiques à patine rousse qui atteignent 44 m, selon Joukowsky & Favre (1913, p. 336) et qui comprennent trois termes lithologiques, de bas en haut :

● **Le membre du Guiers** (Steinhauser & Lombard, 1969) est caractérisé par un calcaire à patine rousse, biodétritique, quartzeux, à pellets, parfois oolithique, dont le litage en strates de 2 à 10 cm est souvent accompagné de stratifications obliques et entrecroisées, à joints onduleux soulignés par des oxydes de fer. Au Salève, la puissance de ce membre atteindrait une quinzaine de mètres et se terminerait, selon Joukowsky & Favre (1913, p. 335), par une brèche à "galets oolithiques bleus ou roux, roulés et aplatis, parfois perforés par des Mollusques lithophages. Ces galets sont empâtés dans une microbrèche zoogène tendre où les débris d'Echinodermes et de Bryozoaires sont abondants. Cette couche curieuse, dont le caractère rappelle celui d'une plage de galets, indique donc une émergence".

Le membre du Guiers, équivalent latéral des Marnes d'Arzier, dénommé "Valanginien supérieur marneux" par Mouty (1966), correspond, selon Clavel *et al.* (1987), au Valanginien inférieur (partie supérieure de la zone à Otopeta). *Pseudotextulariella salevensis* Charollais, Brönnimann, Zaninetti et *Ammocyclolocolina erratica* (Joukowsky & Favre) se rencontrent assez fréquemment dans ce membre, sans en être exclusifs.

● **Le Calcaire Roux**, d'à peine une vingtaine de mètres de puissance, engendre généralement un ressaut topographique sur le versant oriental du Salève. Le Calcaire roux se compose de calcarénites échinodermiques, peu quartzieuses, parfois glauconieuses et/ou silicifiées ; elles sont quelquefois difficiles à distinguer des faciès de la Pierre jaune de Neuchâtel (Hauterivien). Les faciès de type *grainstone* du Calcaire roux correspondent à des milieux de dépôt de haute énergie, ce qu'atteste la présence de stratifications obliques. Les débris d'échinodermes constituent la majorité des bioclastes, qu'accompagnent parfois de nombreuses oolithes.

Quant à l'âge, le Calcaire roux représente la partie supérieure du Valanginien inférieur (zone à Pertransiens et Campylotoxum) (Clavel & Charollais, 1987).

● **Le Calcaire à *Alectryonia rectangularis*** (fig. 1), estimé à 11 m d'épaisseur par Joukowsky & Favre (1913), est caractérisé par des faciès très proches de ceux du Calcaire roux ; il comprend des bancs décimétriques de calcaires à patine rousse, bioclastiques, à texture *grainstone*, séparés par des joints centimétriques plus argileux. En plus des débris de crinoïdes, de bryozoaires, de serpules, spongiaires, gastéropodes, térébratules, bélemnites et nautilus, l'association faunique se compose de nombreuses *Aetostreon*, qui caractérisent un environnement à la limite de l'infralittoral et du circalittoral. La microfaune

comprend des nodosariidés, des textulariidés, *Citaella favrei* et des nubéculaires encroûtants. Les niveaux de moyenne et haute énergie prédominent ; ils ravinent parfois les faciès plus argileux de basse énergie.

Le Calcaire à *Alectryonia rectangularis* doit être rattaché à la zone à Trinodosum. La discontinuité reconnue par Clavel & Charollais (1988) au sommet du Calcaire à *Alectryonia rectangularis* ne marque donc pas la base de l'Hauterivien, mais appartient encore au Valanginien supérieur et marque la limite entre les zones à Trinodosum et Callidiscus. Cette discontinuité correspond à un approfondissement qui se traduit par le dépôt de marnes hémipélagiques.

Quant à la zone à Verrucosum, qui se trouve au-dessus du Calcaire roux dans le Nord du Jura, elle n'apparaît pas au Salève ; cette absence caractérise d'ailleurs tout l'Est du Jura méridional (Clavel & Donze, inédit).

**n3. Marnes d'Hauterive et Pierre jaune de Neuchâtel (Valanginien sommital – Hauterivien inférieur) :** 94 mètres. Déjà en 1913, Joukowsky & Favre, auteurs de la seule carte géologique du Salève à 1/25 000, entre Etrembières et Cruseilles, ont réuni sous une seule couleur tout l'"Hauterivien", alors que, dans leur monographie, ils distinguent nettement une partie inférieure (Marnes d'Hauterive) et une partie supérieure (Pierre jaune de Neuchâtel).

● **Lithologie.** Comme le montre la fig. 1, le symbole n3 recouvre un ensemble lithologique inférieur à prédominance marneuse (= Marnes d'Hauterive des auteurs) et supérieur à prédominance calcaire (= Pierre jaune de Neuchâtel des auteurs).

En fait, la "partie inférieure à faciès marneux" (nomenclature de Joukowsky & Favre, 1913), de 59 m de puissance, se compose de marnes et marno-calcaires à spicules de spongiaires et céphalopodes caractéristiques d'un domaine circalittoral de basse énergie, dans lesquels s'intercalent des niveaux parfois décamétriques de biocalcarénites, quelquefois oolithiques, que Charollais *et al.* (1988) interprètent comme des coulées sableuses distales dont l'origine est à rechercher dans le domaine infralittoral. Ces faciès sont, en tous points, identiques à ceux de la "Pierre jaune de Neuchâtel" des auteurs. Quant à la "partie supérieure à faciès calcaire" (nomenclature Joukowsky & Favre, 1913), de 35 m d'épaisseur d'après ces auteurs, elle comprend un ensemble de bancs de biocalcarénites jaune-roux, parfois oolithiques, plus ou moins riches en quartz et en glauconie, avec silicifications fréquentes ; entre ces bancs qui présentent, en certains points, des stratifications obliques, s'intercalent, surtout vers la base, quelques niveaux biomicritiques à spicules de spongiaires caractéristiques d'un milieu hémipélagique.

Les termes "Marnes d'Hauterive" et "Pierre jaune de Neuchâtel" ne doivent donc plus être employés pour définir des formations, mais être réservés pour caractériser des faciès. Les faciès de type "Marnes d'Hauterive" et de type "Pierre jaune de Neuchâtel" correspondent, pour le premier, à des dépôts circalittoraux à prédominance marneuse et à spicules de spongiaires, et, pour les seconds, à des coulées sableuses carbonatées d'origine infralittorale. Ces dernières se distribuent sporadiquement dans le temps et irrégulièrement dans l'espace, au gré de la morphologie sous-marine ; elles sont liées à la progradation de la plate-forme urgonienne qui apparaît très tôt au Nord-Ouest du bassin genevois (sommet de l'Hauterivien inférieur).

Des faciès de type "Pierre jaune de Neuchâtel" se manifestent déjà dans la partie inférieure de ce qu'il est convenu d'appeler la formation des "Marnes d'Hauterive"; de même, des faciès de type "Marnes d'Hauterive" s'intercalent dans ce que les auteurs appellent communément la formation de la "Pierre jaune de Neuchâtel". Il en est découlé une certaine confusion que la plupart des géologues cartographes ont ressentie, particulièrement lorsqu'ils se sont confrontés sur le terrain avec des affleurements isolés et limités en extension verticale.

La limite cartographique entre n3 et n4-5 correspond, sur le flanc oriental du Salève, au contact entre les faciès de type "Pierre jaune de Neuchâtel" et les calcaires grumeleux oolithiques jaune-roux assimilés aux "Couches de la Rus-sille" par Joukowsky & Favre (1913). Sur le flanc occidental du Salève, le long de la route reliant le Coin à la Croisette, Charollais *et al.* (1987) ont relevé que le faciès "Pierre jaune de Neuchâtel" était directement surmonté par une barre oolithique de 2,50 m, qui constitue la base de la formation des Calcaires urgoniens (n4-5); le sommet du faciès "Pierre jaune de Neuchâtel" est ici très riche en dents de poissons parmi lesquels : *Heterodontus (Cestracion) sp.*, cf. *Macro-mesodon sp.*, *Carcharias gracilis* (Agassiz).

● **Biostratigraphie.** Suivant les régions, le Calcaire à *Alectryonia rectangularis* soit se termine par un *hard ground*, soit est surmonté par un niveau de marnes d'ordre métrique suivi d'un banc de calcaire micritique légèrement bioclastique de même ordre, sur lequel repose le premier niveau important de marnes bleues (10 à 20 m), qui constitue la base de la "partie inférieure à faciès marneux" (nomenclature Joukowsky & Favre, 1913). La collecte d'ammonites valanginiennes de part et d'autre de ce banc (rattaché par les auteurs aux Marnes d'Hauterive) au Salève et au Vuache (*Teschenites sp.*), à Lamoura (*Karakaschiceras biassalensis*), à Hauteville et à la cluse de Chailles (*Dicostella pitrei*, *Neocomites ? dubisiensis*, *Karakaschiceras biassalensis*, *Teschenites gr. flucticulus*), montre que le passage Valanginien — Hauterivien s'effectue indubitablement au sein des marnes bleues et que le banc de calcaire micritique doit être attribué à la zone à Callidiscus. Les échinides (*Toxaster*, *Tetraromania*) confirment ce point de vue (Clavel & Charollais, 1988). En conséquence, la base de la formation cartographiée sous n3 appartient au Valanginien sommital, plus précisément à la zone à Callidiscus.

Les marnes bleues qui surmontent le banc de calcaire micritique (zone à Callidiscus) appartiennent lithologiquement à la "partie inférieure à faciès marneux" (nomenclature Joukowsky & Favre, 1913); elles ont fourni successivement, de bas en haut, des faunes des zones à Radiatus, Loryi et Nodosoplicatum.

En effet, au-dessus de la zone à Callidiscus, sur environ 33 m, ont été trouvés, en divers points du Salève, notamment *Acanthodiscus radiatus*, *A. pseudoradiatus*, *Leopoldia leopoldina*, *Breistofferella castellanensis*, *Saynella clypeiformis*, *Crioceratites sp.* Ces faunes caractérisent les zones à Radiatus et Loryi. Au-dessus de celles-ci, sur 23 m, les faciès à prédominance marneuse ont fourni des faunes de la zone à Nodosoplicatum, puisque Charollais & Clavel (1988) signalent au Salève : *Lyticoceras nodosoplicatum*, *Lyticoceras sp.*, *Saynella clypeiformis* (Grande Varappe, Pointe du Plan, gare du Téléphérique, Etrembières).

Quant à la "partie supérieure à faciès calcaire" (nomenclature Joukowsky & Favre, 1913), bien que n'ayant fourni aucune ammonite au Salève, elle peut

être attribuée à la zone à *Nodosoplicatum*, grâce aux résultats fournis par l'analyse séquentielle.

● **Analyse séquentielle.** Au-dessus de la discontinuité surmontant le Calcaire à *Alectryonia rectangularis*, (précédemment décrite sous n2), trois discontinuités peuvent être observées au Salève, limitant quatre séquences, dont les trois premières appartiennent à n3 et dont la quatrième sert de limite entre n3 et n4-5.

Les deux premières discontinuités limitant les séquences 1 et 2 (fig. 1) se situent au sommet de deux ensembles de calcaires à faciès "Pierre jaune de Neuchâtel"; elles marquent le passage de calcaires bioclastiques grossiers infralittoraux à des marnes argileuses circalittorales. La base de la séquence 1 correspond à l'extrême sommet du Valanginien (zone à *Callidiscus*); le reste représente la partie inférieure de la zone à *Radiatus*. Quant à la séquence 2, Clavel & Charollais (1988) l'attribuent au sommet de la zone à *Radiatus* et à la zone à *Loryi*. La limite entre ces deux zones n'est pas argumentée au Salève, mais elle peut cependant être placée ainsi, par référence au schéma séquentiel du Jura neuchâtelois.

La troisième discontinuité qui limite les séquences 3 (sommet de n3) et 4 (base de n4-5) (fig. 1) est peu visible sur le terrain. Selon Clavel & Charollais (1988), elle correspond à un niveau marneux d'épaisseur centimétrique à décimétrique amenant des faciès fins à débris d'échinodermes en majorité circalittoraux sur un ensemble oolithique ou bioclastique grossier. Ces auteurs rattachent la séquence 3 à la zone à *Nodosoplicatum*, sur la base de la découverte de nombreux *Lyticoceras*, accompagnés de *Saynella clypeiformis* au Salève, Vuache, Mont de Musières, Clergeon, col de l'Épine.

La limite entre les séquences 3 et 4 correspond à la limite entre les zones à *Nodosoplicatum* et *Cruasense*.

Au Salève, les "Marnes d'Hauterive" des auteurs (= "partie inférieure à faciès marneux"; Joukowsky & Favre, 1913) et la "Pierre jaune de Neuchâtel" des auteurs (= "partie supérieure à faciès calcaire"; Joukowsky & Favre, 1913) appartiennent donc uniquement à l'Hauterivien inférieur, et pour les premiers mètres de la base, à la zone à *Callidiscus*.

**n4-5. Calcaires urgoniens (sommet de l'Hauterivien inférieur — Bédoulien) :** 0 à 200 mètres. La formation des Calcaires urgoniens du chaînon du Salève, lorsqu'elle est complète, atteint une épaisseur voisine de 200 mètres. En de nombreux secteurs, cette formation est beaucoup plus réduite par suite de son érosion en milieu continental; en effet, la zone topographiquement haute du Salève a été émergée probablement dès la fin du Crétacé supérieur et, en tout cas, durant le Bartonien et le Ludien. Parfois même, les Calcaires urgoniens ont été complètement démantelés et les Grès sidérolithiques du Tertiaire reposent directement soit sur des faciès de type "Pierre jaune de Neuchâtel", soit sur des faciès de type "Marnes d'Hauterive": c'est le cas au Sud du Grand Piton et à l'Est du plateau du Grillet, près de la Croisette, à l'Ouest et au Nord des Rochers de Faverges (Paréjas, 1938, p. 15).

Conrad (1969, 1977) a proposé des subdivisions au sein de la formation des Calcaires urgoniens. Il a semblé utile d'adopter l'ancienne nomenclature utilisée dans le Jura méridional (et particulièrement au Vuache) par Schardt

(1891). Selon Conrad, de haut en bas, se succèdent les quatre assises suivantes (fig. 2).

● **La zone de transition inférieure (Urgonien I ou inférieur :** marnes et calcaires jaunes de la Russille ; Schardt, 1891) correspond à des calcaires pseudo-noduleux à délit marneux, souvent dolomitiques, à spongiaires, polypiers et brachiopodes. Ces faciès atteignent une dizaine de mètres d'épaisseur au Salève et avaient été mis en parallèle avec les "Couches de la Russille" par Joukowsky & Favre (1913, p. 344). Conrad (1969, p. 20) nuance ce point de vue, après avoir étudié la coupe du Grand Piton, et relève que "dans la région du pli du Salève, le soubassement des calcaires urgoniens est caractérisé par l'absence de véritables Marnes de la Russille. Ces niveaux sont remplacés par des calcaires pseudo-noduleux, à délit marneux".

Sur le flanc occidental du Salève, cette zone de transition inférieure n'a pas été observée, tout au moins là où les couches apparaissent verticalement, le long de la route reliant les hameaux du Coin et de la Croisette.

● **Le membre des Calcaires urgoniens inférieurs (Urgonien II ou supérieur :** calcaires blancs à *Requienia ammonia* ; Schardt, 1891), d'une épaisseur d'environ 140 m, forme une falaise de calcaires massifs blancs, bien repérable dans la morphologie. D'après Conrad (1977), ce membre comprend, de la base au sommet :

— sur 40 m, des *grainstones* oolithiques à la base, passant, vers le haut, à des *packstones* massifs ou noduleux et des *grainstones* plaquetés, avec oolithes plus ou moins fréquentes,

— sur 20 m (Conrad, 1977, fig. 3, p. 132), des *wackestones* et des *packstones*, dépourvus d'oolithes, à bryozoaires, éponges, polypiers, brachiopodes, déposés en milieu de vasières. Ces faciès, qui, dans la coupe de l'oratoire, entre les Pitons et Cruseilles (Conrad, 1977, fig. 2, p. 130) n'atteindraient que 6 m, ont fait l'objet d'une dénomination particulière. Bien qu'ils ne renferment pas d'*Heteraster couloni*, ils sont considérés par Conrad comme équivalents des Calcaires marneux de la Rivière,

— sur 80 m, des "faciès urgoniens *str. s.* à rudistes, polypiers, etc." (Conrad, 1977, fig. 3, p. 131) qui sont peu développés dans le Jura méridional.

● **Le membre des Marnes à orbitolines,** de 20 à 25 m de puissance, présente une grande variété de faciès, mais se caractérise surtout par son enrichissement en terrigènes : argiles et quartz.

● **Le membre des Calcaires urgoniens supérieurs** se compose de calcaires massifs, irrégulièrement envahis de quartz détritiques. Il peut atteindre environ 35 m d'épaisseur dans le Sud du chaînon du Salève, à Chaumontet.

Les études paléontologiques des Calcaires urgoniens du Salève restent fragmentaires, malgré les récoltes et les citations d'échinides, de lamellibranches, de brachiopodes et de gastéropodes, amassées dans la monographie de Joukowsky & Favre (1913) et malgré les études micropaléontologiques de Conrad (1969 et 1977). Aussi, les attributions chronostratigraphiques proposées ici, pour le Salève, seront-elles basées sur des résultats obtenus sur des coupes relevées et récemment étudiées dans le Jura méridional : Vuache, Musièges, Fort de l'Ecluse principalement (Blondel & Schroeder, 1986 ; Charollais *et al.*, 1987 ; Clavel & Charollais, 1988).



Par analogie avec le Jura méridional, la zone de transition inférieure (équivalente de l'Urgonien I ou inférieur de Schardt, 1891) doit être attribuée au sommet de l'Hauterivien inférieur (zone à Cruasense). Par conséquent, la base des Calcaires urgoniens inférieurs de Conrad (1969, 1977) (= Urgonien II ou supérieur, ou Urgonien blanc ou Calcaires blancs à *Requienia ammonia*; nomenclature Schardt, 1891) correspondrait à la limite Hauterivien inférieur/Hauterivien supérieur.

Quant aux faciès qui apparaissent au sommet du tiers inférieur des Calcaires urgoniens inférieurs de Conrad et qui sont considérés par cet auteur comme équivalents de ceux qui caractérisent les Calcaires marneux de la Rivière, ils devraient être attribués au Barrémien inférieur et non pas au Barrémien supérieur *lato sensu* (Conrad, 1969) ou à la base du Barrémien supérieur (Conrad & Ducloz, 1977). En effet, récemment, de part et d'autre de la vallée du Rhône, à l'extrémité septentrionale du Vuache et au Fort de l'Ecluse, Blondel & Schroeder (1986) ont signalé dans les Calcaires marneux de la Rivière, en plus d'*Heteraster couloni*, une association de foraminifères caractéristiques du Barrémien inférieur : *Belorussiella* cf. *taurica* Gorbatchic, *Choffatella decipiens* Schlumberger, *Derventina filipescui* Neagu, *Eopalorbitolina charollaisi* Schroeder & Conrad, *Glomospira urgoniana* Arnaud-Vanneau, *Nautiloculina brönnimanni* Arnaud-Vanneau & Peybernès, *Nautiloculina cretacea* Peybernès, *Paleodictyoconus cuvillieri* (Foury), "*Paleodictyoconus*" *glanensis* Foury, *Paracoskinolina hispanica*, *Paracoskinolina maynci* (Chevalier), *Pfenderina globosa* Foury, *Praereticulinella cuvillieri* Deloffre & Hamaoui, *Reophax ? giganteus* Arnaud-Vanneau, *Valserina brönnimanni* Schroeder & Conrad, *Valserina primitiva* Schroeder, Charollais & Conrad.

Donc, pour autant qu'au Salève les faciès attribués par Conrad & Ducloz (1977) aux Calcaires marneux de la Rivière leur appartiennent bien, il faudrait situer la limite Hauterivien/Barrémien dans le premier tiers de la "falaise urgonienne".

Enfin, le membre des Marnes à orbitolines (Conrad, 1969) fait partie des "Couches inférieures à orbitolines" des anciens auteurs (Paquier, 1900), reconnues depuis le Jura neuchâtelois jusque dans le Sud-Est de la France. Par comparaison avec ces régions, les Marnes à orbitolines du Salève doivent être attribuées à la partie moyenne du Bédoulien (zone à *Consobrinus* et *Matheroni pro parte*) (Charollais, Clavel, Schroeder, 1986).

En conclusion, les Calcaires urgoniens du Salève cartographiés sous la notation n4-5 représentent une formation qui s'étend du sommet de l'Hauterivien inférieur jusqu'à la partie inférieure du Bédoulien.

e. Sidérolithique (Bartonien ? à Ludien ?) : 0 à 40 mètres. Selon Conrad & Ducloz (1977, p. 134), le Sidérolithique du Salève se compose de trois termes : "des grès quartzeux affleurant particulièrement bien dans la région de Cruseilles et qui sont, de loin, en volume, les dépôts les plus importants, des grès fins argileux et des argiles silteuses rougeâtres ou gris verdâtre, les "bolus" des auteurs".

Les grès de Cruseilles sont des quartzarénites (= grès quartzeux purs), blancs ou jaunâtres à rougeâtres (lorsqu'ils renferment des oxydes et des hydroxydes de fer), avec peu de kaolinite, des traces d'illite, exceptionnellement de la glauconie. Ces grès, souvent friables à l'affleurement, reposent sur une surface d'érosion très irrégulière, creusée de poches et de cavités parfois assez

vastes dans les Calcaires urgoniens, plus rarement dans des terrains sous-jacents ; Joukowsky & Favre (1913) ont observé que certaines fissures remplies de grès sidérolithiques avaient, par endroits, traversé des terrains du Portlandien inférieur. L'épaisseur de ces grès varie entre 0 et 40 mètres. La surface qui forme le mur du dépôt des grès sidérolithiques a été interprétée par Martini (1962) comme celle d'un karst à "pitons" et même à "touvelles", donc d'un karst tropical très évolué. Conrad & Ducloz (1977, p. 138) l'apparentent plutôt aux "hums" des karsts méditerranéens.

Dans les grès de Cruseilles, la taille moyenne du quartz détritique varie entre 0,3 et 0,4 mm. La partie inférieure de cette formation renferme des microgalets dont le diamètre oscille entre 5 et 10 mm et atteint exceptionnellement 15 mm ; la grande majorité de ceux-ci (95 %) est formée de quartz blanc d'origine filonienne (Conrad & Ducloz, 1977, p. 136). En outre, la fraction de minéraux lourds est infime et comprend essentiellement de la tourmaline et de la staurotide ; zircon et actinote sont rares.

Tous les auteurs s'accordent pour considérer les grès sidérolithiques comme un dépôt continental de remaniement résultant en partie de la destruction d'une zone d'altération latéritique. Le quartz détritique provient certainement du démantèlement des formations gréseuses d'âge Crétacé moyen ; cette source n'est peut-être pas unique. Une autre partie du détritisme a peut-être pour origine l'érosion du socle du Massif Central français et de sa couverture gréseuse triasique. Quant au mode de transport, il pose encore des problèmes aux géologues : l'absence de figures sédimentaires dans les grès sidérolithiques généralement massifs (de vagues stratifications horizontales ou obliques sont exceptionnelles) ne facilite pas l'analyse. Pour les uns, le transport serait éolien, pour les autres fluviatile. Conrad & Ducloz (1977, p. 140) interprètent les faciès sidérolithiques du Salève "comme un dépôt de basse plaine présentant une très faible déclivité. Ce dépôt, dont l'origine était lointaine (plus de 130 à 150 km), se serait effectué rapidement à la suite d'inondations. Il a comblé, en grande partie, un relief karstique peu accusé, façonné dans les calcaires urgoniens. L'absence de paléosols au mur des grès de Cruseilles indique clairement que ce relief avait été préalablement décapé de sa couverture latéritique".

Les grès sidérolithiques sont particulièrement bien développés sur le flanc oriental du Salève, notamment dans la partie figurant au Nord-Ouest de la feuille Annecy - Bonneville. Les faciès sidérolithiques apparaissent également au front des chaînes subalpines, bien qu'ils ne figurent pas sur la carte géologique Annecy - Bonneville. Là, ils remplissent des fissures d'origine karstique, parallèles ou obliques à la stratification, et se présentent généralement sous forme de grès verdâtres ; la glauconie et la chlorite (?) proviennent du remaniement des grès glauconieux du Gault (= Grès verts des Aravis). Parfois, des grès blanchâtres à nodules de marcssite apparaissent dans les Calcaires urgoniens, exploités en carrière aujourd'hui abandonnée, sur le flanc septentrional de l'anticlinal de Dessy.

Les faciès sidérolithiques affleurent au front des chaînes subalpines, notamment le long de la route D 12, entre Saint-Pierre-en-Faucigny et le Petit-Bornand : là, ils pénètrent, et parfois traversent, les Calcaires urgoniens de l'anticlinal de Dessy, du plateau d'Andey et du synclinal de Delaire - plateau d'Andey. Sur le flanc septentrional de ce synclinal, ces dépôts avaient été confondus avec les faciès du Gault (= Grès verts des Aravis) : en effet, Rigassi (1957, p. 177) décrit "dans la vallée du Borne (coord. 2123,05/913,25), une très curieuse érosion préalpine : sur un urgonien (barrémien moyen) raviné et

creusé de poches karstiques à remplissage de grès glauconieux, transgresse directement la fausse brèche à *Hoplites tardefurcatus* de l'Albien". En fait, ces grès glauconieux résultent d'un remaniement postérieur à leur dépôt (Crétacé moyen) puisqu'ils renferment des débris de silex remaniés et provenant des Calcaires sublithographiques (= Calcaires de Seewen) d'âge Crétacé supérieur (Charollais, inédit); ces derniers sont relativement fréquents dans un affleurement du talus de la route D12, qui coupe le flanc méridional du synclinal de Delaire — plateau d'Andey. Enfin, le long de la route entre Delaire et Prêle, affleurent des poches karstiques remplies par une brèche à éléments de calcaires urgoniens pratiquement dépourvue de ciment; elles sont aussi à rattacher aux formations sidérolithiques.

Des filons karstiques, colmatés par une brèche à éléments de calcaires urgoniens et à ciment gréseux verdâtre, sont également observables sur la remontée occidentale de l'anticlinal du Parmelan, dans les Calcaires urgoniens qu'entaille la route reliant Aviernois au chalet de l'Anglette.

Comme les faciès sidérolithiques du front des chaînes subalpines sont peu développés et qu'ils apparaissent généralement dans des falaises, ils n'ont pu être notés sur la carte à 1/50 000; c'est ce qui explique leur absence sur la feuille géologique Annecy — Bonneville.

Ni au Salève, ni au front des chaînes subalpines, les faciès sidérolithiques n'ont jusqu'ici été datés sur la base d'arguments paléontologiques. Plus au Nord, dans le Jura, Weidmann (1984, p. 140) rappelle que les mammifères fossiles trouvés dans le Sidérolithique (les Alleveys/la Sarraz, Mormont-Eclépens et Mormont-Entreroches) doivent être rattachés au Bartonien et au Ludien. Plus au Sud, le gîte des Echelles (Savoie) a livré *Lophiodon tapirotherium* (= *larteti*) attribué actuellement au Bartonien inférieur (Auversien). Il serait donc logique de proposer un âge Bartonien à Ludien pour les faciès sidérolithiques du Salève; pour ceux des chaînes subalpines, il faut envisager un âge Paléocène puisque des faunes marines du Cuisien ont été signalées dans le massif des Bornes par Charollais (1962).

Au Salève, les grès sidérolithiques sont parfois assez riches en oxydes de fer pour avoir alimenté les fonderies des Allobroges, qui, d'autre part, sont à l'origine du boisement de cette montagne; de nombreuses scories peuvent encore être récoltées aujourd'hui. Par contre, aux environs de Cruseilles, des grès blancs très purs (quartzarénites) ont donné lieu à des exploitations pour la verrerie. Enfin, près de la vallée des Tourches (extrémité nord de la feuille Annecy — Bonneville) et surtout dans la région de Praz Penaz, Joukowsky & Favre (1913, p. 347) signalent un faciès sidérolithique, "sous la forme de minéral de fer pisolitique".

**g1M. Poudingues de Mornex (Oligocène inférieur ?):** 0 à 25 m (?). Les Poudingues de Mornex représentent un dépôt détritique plus ou moins grossier, discontinu, défini au Petit-Salève, à Mornex, et dont l'épaisseur maximum a été évaluée à 44 m par Collet & Paréjas (1936) et à environ 25 m par Rigassi (1957), en amont du pont de la Caille, dans la cluse des Usses (bord occidental de la feuille Annecy — Bonneville). Ces poudingues reposent soit directement sur les Calcaires urgoniens, soit plus rarement sur le Sidérolithique. Au-dessus, la Molasse rouge repose en légère discordance sur les Poudingues de Mornex, d'après Collet & Paréjas (1936, p. 99-100).

Les Poudingues de Mornex comprennent essentiellement deux types de faciès. Les uns, grossiers, se composent de grès et de conglomérats où prédominent des galets provenant du démantèlement des Calcaires urgoniens et des Calcaires sublithographiques (Calcaires de Seewen) dont ne subsistent que les silex ; les éléments à faciès calcaréo-gréseux (Hauterivien) et grésoglaucוניeux (Crétacé moyen) sont rares. Les autres, plus fins, dénommés "couches rouges" par Collet & Paréjas (1936), sont constitués de grès rougeâtres à verdâtres parfois marneux, de calcaires gréseux gris et de marno-calcaires gréseux rouges ; les gros éléments y sont rares. En outre, les Poudingues de Mornex renferment, comme d'ailleurs la plupart des gompholites jurassiennes, des galets de croûte calcaire (Ducloz, 1981, 1983).

L'origine et l'âge des Poudingues de Mornex, dans lesquels ont été signalés, entre autre, *Cepaea rugulosa* (Zieten), des huîtres, des natices, des cérithes, des pinces de crustacé décapode (*Callianassa* sp. ; détermination Van Straelen, 1936) et des charophytes, sont différemment interprétés par les auteurs : continentale et partiellement marine (pour la partie supérieure seulement) et Oligocène probable (Paréjas, 1938) ; torrentielle et éolienne, et Rupélien supérieur (Rigassi, 1957) ; lacustre et Oligocène (Martini, 1962). Plus tard, Rigassi (1977, p. 23) considère que "les minces niveaux marins s'intercalant à Mornex, entre "Chattien" et Crétacé sidérolifié sont probablement un témoin extrême-occidental de l'UMM (= Molasse marine inférieure)". Pour Ducloz (1981, p. 176), les Poudingues de Mornex représentent "une formation de pente, un éboulis remanié par du ruissellement en nappe, un glaciais d'accumulation en quelque sorte" que, précédemment, Conrad & Ducloz (1977, p. 134) avaient attribués avec doute au Sannoisien.

### CHAÎNES SUBALPINES

Les chaînes subalpines couvrent la moitié de la feuille Annecy — Bonneville ; elles représentent l'extrémité septentrionale d'un ensemble structural qui s'étend du front des Alpes, depuis la Méditerranée jusqu'à la vallée de l'Arve. Sur le plan paléogéographique, ces chaînes correspondent à la zone la plus externe ; c'est le domaine appelé dauphinois par les géologues français ou helvétique par les géologues suisses ; aux confins de la Haute-Savoie et de la Suisse occidentale, le terme delphino-helvétique est admis. D'altitude moyenne, mais atteignant pourtant 2 437 m (Pointe Blanche) sur la feuille Annecy — Bonneville, ces chaînes subalpines se composent de deux ensembles : à l'Ouest, le massif des Bornes proprement dit et, à l'Est, la chaîne des Aravis. Ces deux entités dont la stratigraphie et la tectonique sont très voisines, sont séparées par le synclinal de Thônes, au sein duquel apparaît la klippe subbriançonnaise des Annes.

Dans cette notice explicative, sous l'appellation "massif des Bornes", s'inscrit tout le secteur compris entre le plateau de Bornes à l'Ouest et le synclinal de Thônes à l'Est, ainsi que la structure anticlinale de Mont Durand qui pointe au milieu du synclinal de Thônes. Sur la feuille Annecy — Bonneville, la chaîne des Aravis ne commence qu'à l'Est de la Clusaz.

L'ossature du massif des Bornes est déterminée essentiellement par les Calcaires urgoniens (n4-5) dont la puissante barre forme les principaux sommets. A grande échelle, ce massif comprend surtout des plis (anticlinaux et synclinaux) et des failles-plis d'ailleurs beaucoup plus nombreuses qu'il n'en paraît dans la littérature géologique. Toutes les structures nettement

déversées vers le Nord-Ouest ainsi que les chevauchements kilométriques, voire décakilométriques, résultent d'une poussée tangentielle orientée du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Dans les chaînes subalpines septentrionales les auteurs admettent que l'ensemble de la série, à partir du Trias, atteint une épaisseur de l'ordre de 3 000 à 3 500 mètres. Sur la feuille Annecy — Bonneville, affleurent seulement des formations du Crétacé et du Tertiaire, à l'exception d'une écaille calcaire correspondant au sommet de la "barre tithonique" des auteurs (j9), mais dont la microfaune appartient à la base du Berriasien inférieur ; cette écaille souligne un plan de chevauchement important, sur la rive gauche du Borne, vers la partie frontale du massif des Bornes.

**j9. Calcaires du Tithonique (base du Berriasien inférieur).** Sur le territoire de la feuille Annecy — Bonneville, la formation des Calcaires du Tithonique n'affleure qu'en un seul point, dans le ruisseau de Beffay. Ce torrent suit un plan de faille très important, jalonné par une écaille tectonique constituée par un calcaire blanc massif, écrasé ; à son sommet, un niveau conglomératique de 0,20 à 0,30 m renferme des ammonites. L'association de calpionelles analysée par Remane (1987, communication orale) caractérise la partie inférieure de la zone B, ce qui correspond non pas au Tithonique (comme l'indique la légende de la feuille Annecy — Bonneville), mais à la partie basale du Berriasien inférieur. Les nombreuses calpionelles, observées dans la biomicrite bioturbée cartographiée sous j9, témoignent d'un milieu marin pélagique profond qui a été néanmoins soumis à de faibles influences néritiques.

**n1 à n3. Néocomien.** Pour distinguer les terrains de la zone subalpine attribués au Néocomien, les auteurs de la légende de la 3ème édition de la feuille Annecy (1/80 000) ont eu recours à trois notations principales :

- $c_{VI}$  : Berriasien, subdivisé en  $c^z_{VI}$  (calcaires zoogènes) et  $c_{VI}$  (calcaires marneux)
- $c_V$  : Valanginien, comprenant  $c^r_V$  (calcaires spathiques et roux) et  $c_V$  (schistes noirs)
- $c_{IV}$  : Hauterivien.

Pour le massif des Bornes, le symbole  $c_{IV.V}$  avait généralement été employé pour regrouper les formations rattachées au Berriasien et au Valanginien. C'est dire que, dans bien des secteurs, entre la "barre tithonique" des auteurs (j9) et la "falaise urgonienne" (n4-5), les cartographes ne distinguaient que deux ensembles, l'un inférieur, à prédominance marneuse, l'autre supérieur, très puissant, calcaréo-gréseux. Ce découpage provient du fait que, d'une part, les affleurements sont discontinus et généralement pauvres en fossiles, et que, d'autre part, la base de la "série néocomienne" a souvent joué le rôle de plan de décollement pour les grandes structures chevauchantes actuellement visibles à l'affleurement : chevauchement de la Montagne de Veyrier sur le Roc-de-Chère (Schardt, *in* Moret, 1934, p. 92), chevauchement du Parmelan dans la vallée de la Filière (Charollais & Liermier, 1967). Les formations à prédominance marneuse n'apparaissent en permanence que dans les entailles profondes dues aux rivières principales (Borne, Filière, Fier) et à leurs affluents torrentiels, et temporairement, à la faveur d'un glissement de terrain ou lors de creusement de fondations. Mais, généralement, ces formations engendrent des pentes douces, souvent recouvertes de dépôts quaternaires favorables au développement des pâturages et des forêts. Seuls, les faciès calcaires siliceux, parfois michoïdes, forment des reliefs dont l'observation est parfois périlleuse du fait de la forte déclivité.



Malgré toutes ces difficultés (rareté des faunes, discontinuité des affleurements, accidents tectoniques), il a cependant été possible de distinguer plusieurs formations, sur la feuille Annecy — Bonneville (1/50 000) (fig. 3). Il faut rappeler que ce découpage en formations (reportées par des couleurs différentes et les sigles n<sub>1</sub>, n<sub>2</sub>, n<sub>3</sub>) n'est basé que sur des critères lithostratigraphiques et non pas chronostratigraphiques. Pour aider le lecteur au déchiffrement de cette lithologie dont les variations latérales sont complexes, la corrélation de plusieurs coupes relevées sur les deux rives du Borne, est présentée sur la figure 3. La coupe-type de la chaîne des Aravis, établie près du col des Aravis (feuille Cluses), y a été adjointe. Ainsi, bien qu'elles ne s'ordonnent pas toujours sur la même verticale, cinq formations attribuables au Néocomien ont été cartographiées sur la feuille Annecy — Bonneville (1/50 000): n<sub>1a</sub>, n<sub>1b</sub>, n<sub>2-3a</sub>, n<sub>2b-3a</sub>, n<sub>3c</sub>.

n<sub>1a</sub>. **Conglomérat du Petit-Bornand (Berriasien inférieur à supérieur)**: 85 mètres. Cette formation observable dans le lit du Borne, légèrement en aval du Petit-Bornand, regroupe, en fait, trois ensembles lithologiques distincts (fig. 3).

— A la base, sur une soixantaine de mètres, des niveaux marneux alternent avec des bancs décimétriques de calcaires fins plus ou moins lenticulaires, souvent contournés. Les bancs renferment parfois des lithoclastes calcaires ( $\varnothing$  moy. : 0,5 à 1 cm). Cette disposition caractérise des dépôts essentiellement liés à des *slumps* qui peuvent parfois être accompagnés de coulées boueuses. La base de ces alternances doit être rattachée au Berriasien inférieur (zone B) tandis que le sommet renferme des associations de calpionelles caractéristiques de la sous-zone D2 (Berriasien supérieur). D'autre part, le caractère profond de ces dépôts est attesté par la présence de *Tithonia berriasensis* de Loriol.

Sur le plan paléogéographique régional, la fin du Berriasien inférieur et le début du Berriasien moyen sont caractérisés par un développement généralisé des glissements synsédimentaires : vallée du Borne, chaîne des Aravis, massif de Platé. Ces phénomènes sont probablement liés à la phase néocimmérienne dont les effets se font également sentir sur la plate-forme et qui se sont enregistrés au sommet des faciès purbeckiens du Jura et du Salève (Strasser, 1987, 1988). Détraz *et al.* (1987, p. 85) ont proposé un modèle de paléobassin, dont la morphologie liée à d'anciennes fractures, comprend "des pentes sédimentaires favorables au développement des *slumps* ainsi que des gouttières qu'emprunteront préférentiellement les coulées boueuses ou lithoclastiques et les turbidites bioclastiques". A ce titre, les affleurements de la région du Petit-Bornand, qui apparaissent sous la notation n<sub>1a</sub>, font figure d'exception, car il sont complètement dépourvus de sédiments bioclastiques allochtones et d'arrivées détritiques quartzeuses.

Détraz *et al.* (1987) relèvent que dans la chaîne des Aravis, la fin du Berriasien inférieur et le début du Berriasien moyen (zone B supérieure à terminale) correspond à une accumulation des résédiments liés à des glissements sédimentaires, dont l'épaisseur moyenne atteint 85 m et l'extension latérale dépasse 20 km.

Les grandes séries *slumpées* du Berriasien inférieur terminal et du Berriasien moyen ont certainement été provoquées par une importante variation eustatique négative.

— Au-dessus, un niveau conglomératique qui atteint 11,50 m d'épaisseur dans le lit du Borne, correspond au "Conglomérat du Petit-Bornand" proprement dit. Sa partie inférieure (1,50 m) comprend un horizon conglomératique à galets de calcaire fin, surmonté par un niveau *slumpé* marneux à nombreux phacoides et bancs calcaires contournés. Sur celui-ci, se développe, sur une dizaine de mètres, un conglomérat faiblement granogradué à blocs, galets et cailloutis arrondis, emballés dans une matrice marneuse. Ce faciès conglomératique appartient à un cône d'épandage dont la mise en place résulte probablement d'un mouvement eustatique négatif. Le conglomérat dit du Petit-Bornand, bien qu'individualisé sur la feuille Annecy — Bonneville, ne peut être utilisé comme horizon-repère dans des corrélations stratigraphiques à grande échelle. En effet, de tels faciès peuvent apparaître dans des zones biostratigraphiques différentes, comme l'avaient déjà remarqué Remane (1960) dans le Sud-Est de la France et Charollais (1962) dans le massif des Bornes.

Cet ensemble chaotique, attribué à des coulées boueuses par Charollais (1962, p. 651) et par Détraz *et al.* (1987), recèle dans sa matrice des associations de calpionelles appartenant à la limite des sous-zones D2/D3 (Berriasien supérieur), tandis que les galets remaniés renferment des associations du Berriasien moyen et supérieur.

— Au sommet, toujours dans l'affleurement du lit du Borne, et au-dessus du conglomérat, apparaissent, sur une quinzaine de mètres, des alternances de niveaux marneux et de bancs calcaires comprenant des phacoides ; elles doivent également être interprétées comme des dépôts liés à des *slumps*. Cette série, comme d'ailleurs le conglomérat du Petit-Bornand *stricto sensu*, a été attribuée hypothétiquement au Valanginien par Détraz *et al.* (1987, fig. 17) ; cette proposition semble devoir être infirmée, car la base des marnes schisteuses de la formation sus-jacente (n<sup>1b</sup>) a livré un exemplaire de *Tirnovella* sp., surtout caractéristique du Berriasien supérieur, n'atteignant qu'exceptionnellement la base de la zone à Otopeta.

n<sup>1b</sup>. *Marnes schisteuses (Berriasien supérieur — Valanginien inférieur sensu lato)* : environ 170 à 270 mètres. Cette épaisse série marneuse schistoïde, évaluée entre 170 m au Nord-Ouest et 270 m au Sud-Est (Aravis) dans le massif des Bornes, débute généralement, à la base, par une vingtaine de mètres d'alternances de calcaires fins et de marnes parfois riches en ammonites (Entremont) et se poursuit par une puissante série de marnes schistoïdes dans lesquelles s'intercalent, surtout vers le haut, quelques bancs calcaires centimétriques puis décimétriques (fig. 3).

— *Alternances de calcaires fins et de marnes schistoïdes (Berriasien supérieur)* : 20 mètres. Ce membre lithologique n'a pas pu être individualisé dans le cadre d'une cartographie à 1/50 000 ; il a été englobé dans la formation n<sup>1b</sup>. Les bancs de calcaires fins renferment des calpionelles de la zone D, plus précisément des sous-zones D2/D3, caractéristiques du Berriasien supérieur. Cette attribution chronostratigraphique est confirmée par l'ammonito-faune qui a été découverte en plusieurs points. A Entremont (vallée du Borne), ont été récoltés : *Fauriella* aff. *rarefurcata* Pictet, *Berriasibellus extincorius* ?, *Neolissoceras* sp., *Cymatoceras neocomiensis*, *Neolissoceras grasianum*, *Aptychus* sp., *Berriasella calisto* ?, *Spiticeras* sp., *Propeamusium* sp. (Charollais, Busnardo, Le Hégarat ; inédit). En outre, Büttler (1927/28) avait déposé du matériel provenant d'Entremont, au Département de géologie et de paléontologie de Genève ; parmi les formes déterminables, Le Hégarat a identifié *Berriasella* sp. et *Tirnovella donzei* Le Hégarat.

Ces Alternances ont pu également être rattachées au Berriasien supérieur, par ammonito-faune, sur la rive droite du Fier, dans le Nant Fournet ; là, elles surmontent des marnes schistoïdes qui ont livré une ammonite du Berriasien moyen. Dans la chaîne des Aravis, Détraz *et al.* (1986, p. 369) signalent dans ces alternances évaluées entre 30 et 35 m de puissance, en plus d'associations de calponnelles des sous-zones D2 et D3, *Holcophylloceras gr. serum* Opperl.

La présence, en plusieurs points du massif des Bornes de *Propeamussium* sp. et de *Tithonia berriasensis* de Lorient aux Aravis, confère un caractère profond (-300 m ou plus) aux dépôts des Alternances de calcaires fins et de marnes schistoïdes du Berriasien supérieur.

Ces Alternances sont contemporaines des *slumps* et des coulées boueuses cartographiées dans la vallée du Borne (n1a) ainsi que des glissements synsédimentaires et des coulées boueuses signalés par Charollais (1962, p. 651) et décrits par Détraz *et al.* (1987), au Sud de la vallée du Fier, près du col de la Forclaz (Montmin), sur la feuille Annecy — Ugine.

Au Berriasien supérieur, la sédimentation semble localement plus calme qu'à la fin du Berriasien inférieur et au début du Berriasien moyen. En effet, en aval (région des Combes) et en amont (Entremont) de la vallée du Borne ainsi qu'au col des Aravis, se déposent des alternances de calcaires fins et de marnes schistoïdes. Par contre, en d'autres points, comme dans la région du Petit-Bornand et de Montmin (au Sud de la vallée du Fier ; feuille Annecy — Ugine), des glissements synsédimentaires et des coulées boueuses ont été observés. Ces phénomènes seraient peut-être plus à relier au jeu de failles synsédimentaires qu'à un mouvement eustatique négatif général.

— *Marnes schisteuses sensu stricto (Valanginien inférieur lato sensu)* : environ 150 m à 250 mètres. Cette puissante formation marneuse schistoïde dans laquelle s'intercalent des bancs de calcaires marneux fins et dont la puissance est évaluée à environ 150 m dans la partie externe des Bornes, engendre une morphologie douce ; l'analyse de ces terrains est rendue difficile par la mauvaise qualité due aux nombreux accidents tectoniques, la discontinuité et la rareté desaffleurements. Si la limite inférieure avec les Alternances de calcaires fins et de marnes schistoïdes sous-jacentes (Berriasien supérieur) est assez franche, il n'en est pas de même pour la limite supérieure. En effet, le passage est graduel entre les Marnes schisteuses (n1b) et la formation sus-jacente (Alternances calcaires-marnes, n2-3a) ; vers le haut de la formation n1b, les bancs calcaires apparaissent de plus en plus fréquemment dans les marnes en même temps qu'ils se développent en épaisseur. Cette transition progressive entre les deux formations, n1b et n2-3a, a posé des problèmes pour les délimiter en cartographie.

Dans la chaîne des Aravis, Détraz *et al.* (1986, p. 369) qui ont dénommé les formations des marnes schisteuses (n1b) et les alternances calcaires-marnes (n2-3a), "marnes noires supérieures", évaluent leur puissance à 250 mètres. Dans cette région, Charollais et Busnardo (1981) avaient signalé une association du Valanginien inférieur avec *Thurmanniceras* sp., *Protetragonites quadrisulcatum*, *Kilianella* ? sp., "*Inoceramus*" *neocomiensis*, *Aptychus* sp.. Par contre, dans le massif des Bornes, aucune ammonite spécifique du Valanginien inférieur n'a été découverte jusqu'ici. C'est pourquoi, sur la feuille Annecy — Bonneville, les marnes schistoïdes, cartographiées sous n1b, sont attribuées au Valanginien inférieur *lato sensu*. Cette datation repose d'une part sur la corrélation faite avec la majeure partie des "marnes noires supérieures" des Aravis

et, d'autre part, sur l'âge des formations qui l'encadrent : à la base, les Alternances de calcaires fins et de marnes schistoïdes (ou éventuellement le Conglomérat du Petit-Bornand) du Berriasien supérieur, et, au sommet, les Alternances de calcaires et de marnes (n2-3a) attribuées par ammonito-faune au Valanginien supérieur et à l'Hauterivien basal.

**n2-3a. Alternances calcaires — marnes (Valanginien supérieur lato sensu — Hauterivien basal) :** 50 à 80 mètres. Cette formation dont la limite inférieure avec les Marnes schisteuses (n1b) est assez floue, comprend des alternances de marnes schistoïdes et des bancs de calcaires fins qui, minces et rares à la base, s'accroissent en fréquence et en puissance vers le haut. Généralement, des niveaux bioclastiques plus ou moins glauconieux de calcarénites à patine rousse (= "Calcaire roux" des auteurs) s'intercalent à plusieurs reprises dans ces Alternances calcaires — marnes, tout au moins dans leur partie supérieure. Bien repérables sur le terrain, ils ont été individualisés en cartographie sous la notation n2b-3a, lorsqu'ils atteignent un certain développement ; en effet, leur identification présente un intérêt non seulement en stratigraphie, mais aussi sur le plan structural. Le sommet des Alternances calcaires — marnes se termine souvent, tout au moins dans la partie externe du massif des Bornes, par un banc d'ordre métrique ou décamétrique, de "Calcaire roux".

La formation des Alternances calcaires — marnes atteint 50 à 80 m d'épaisseur dans la partie externe du massif des Bornes. L'épaisseur totale des Marnes schisteuses (n1a) et des Alternances calcaires — marnes (n2-3a) est du même ordre de grandeur que celle des "marnes noires supérieures" des Aravis qui regroupent n1a et n2-3a, et dont l'épaisseur s'élèverait à 250 m, selon Détraz *et al.* (1986, p. 369).

Les Alternances calcaires — marnes (n2-3a) n'ont pas fourni de faune à valeur biostratigraphique dans leurs parties inférieure et moyenne ; seule, la portion supérieure a livré des ammonito — faunes du Valanginien sommital (zone à *Callidiscus*) et de la base de l'Hauterivien inférieur (zone à *Acanthodiscus radiatus*) (fig. 3) : vallée du Borne (flanc nord de la structure anticlinale du plateau d'Andey, sous les Tampes, la Ville, torrent de la Frasse, Aiguille verte) ; vallée du Fier (ruisseau des Curtils).

En outre, *Eopecten euthymi* Pictet (détermination Macsotay) et *Propeamusium* sp. ont été récoltés dans les Alternances calcaires — marnes en plusieurs points : Nant de la Ville, ruisseau de la Courbe, près d'Entremont ; ruisseau du Taleu, rive droite du Borne. Cette association caractérise des zones assez profondes de bassin marin, de l'ordre de - 1 000 m, généralement assez éloignées des côtes.

**n2b-3a. Calcaire roux (Valanginien sommital — Hauterivien basal) :** 0 à environ 30 mètres. Le Calcaire roux, dont le mode de mise en place correspond à des coulées sableuses, n'a été cartographié que lorsqu'il atteignait une certaine puissance (d'ordre métrique ou décamétrique). Comme le montre la feuille Annecy — Bonneville, ces calcarénites rousses sont particulièrement bien développées en fréquence et en épaisseur, au front externe des chaînes subalpines (gorges du Bronze, plateau et Pointe d'Andey, sur Cou, chalets de Balme, front de Sous-Dine, Parmelan, région de Dingy-Saint-Clair), deviennent réduites dans la partie interne (flanc oriental de la structure anticlinale des Vergys — Mont la Cha) et disparaissent complètement près d'Entremont (Nant de la Ville, torrent de l'Overan) et en certains points de la rive droite de la Filière (Nant Sec).

Dans la partie externe des chaînes subalpines (fig. 3 ; ruisseau du Taleu, Bellajoux), ces faciès bioclastiques (n2b-3a) de type *grainstone*, s'intercalent à plusieurs reprises sous forme de petits bancs décimétriques à métriques, dans les Alternances calcaires — marnes (n2-3a) ; puis, ils couronnent cette formation par une barre calcaire (n2b-3a) d'une trentaine de mètres d'épaisseur. Les oolithes et les microfaunes (orbitolinidés, trocholines, nautiloculines), qui se rencontrent dans le faciès "Calcaire roux", démontrent qu'il s'agit de coulées sableuses qui se sont épanchées dans le bassin subalpin et dont l'origine est à rechercher dans les zones pré-subalpines ou même sur la plate-forme jurassienne. Le granoclassement et les stratifications obliques parfois visibles confirment cette interprétation du mode de dépôt.

Par contre, le Calcaire roux de la partie interne du massif des Bornes (ruisseau de la Courbe, Aiguille verte) et des Aravis ne provient peut-être pas de la même source. Du fait qu'il est mieux développé dans le massif de Platé que dans celui des Bornes, Détraz *et al.* (1987, p. 83) en déduisent que, dans ce secteur, les épandages bioclastiques se font suivant une direction NE — SW et que le massif de Platé occupe une position plus proximale que la chaîne des Aravis ; cette interprétation impliquerait l'existence d'une plate-forme carbonatée, source du matériel bioclastique, au Nord-Est du massif de Platé.

Dans la coupe du flanc septentrional de la structure anticlinale du plateau d'Andey, Charollais *et al.* (1981, p. 93-98) signalent *Teschenites* sp. au-dessus d'une première coulée bioclastique à faciès "Calcaire roux", d'environ 25 m d'épaisseur, et *Acanthodiscus radiatus* juste au-dessous d'une deuxième turbidite calcarénitique de type "Calcaire roux", d'environ 3 m d'épaisseur. Au-dessus de cette dernière, ces auteurs ont récolté *Leopoldia* cf. *desmoceroides*. Ces deux coulées à faciès "Calcaire roux" doivent donc être attribuées, pour la première, au Valanginien sommital (zone à *Callidiscus*) et, pour la deuxième, à l'Hauterivien basal (zone à *Acanthodiscus radiatus*). Partout où ces faciès ont pu être datés, ces âges ont été confirmés.

De par leur âge et leur faciès, les Calcaires roux (n2b-3a) du massif des Bornes et des Aravis s'apparentent aux Couches à *Pygurus* bien connues dans le domaine helvétique de Suisse occidentale.

Parfois, le sommet des coulées bioclastiques, lorsqu'elles sont décamétriques, présente un *hard ground* riche en fossiles, malheureusement souvent difficiles à dégager. Dans le lit du Borne, au coeur de la structure anticlinale du plateau d'Andey, une croûte limonitique coiffe une épaisse coulée à faciès "Calcaire roux" dans laquelle Charollais et Busnardo (inédit) ont recueilli, outre des coraux, gastéropodes, bélemnites, pygopes : *Plicarostrum hauteriviense* Burri, *Rhynchonella cherenensis* Jacob et Fallot, *Lamellarhynchia desori* (de Loriol), *Loriolithyris valdensis* (de Loriol), *Teschenites* sp., *Teschenites pachydicanus* Thieuloy, *Crioceratites* sp.. Ce niveau de condensation renferme donc des formes du Valanginien sommital et de l'Hauterivien basal. D'autre part, la présence de *Propeamusium* sp. dans ce niveau de condensation confirme que ces faciès bioclastiques de plate-forme se sont épanchés dans un bassin dont la profondeur a été estimée aux environs de - 1 000 mètres.

Dans la région des Sambuis, sur la rive gauche du Borne, un niveau de condensation très glauconieux au sommet d'une coulée sableuse calcarénitique à faciès "Calcaire roux" a livré, en plus de quelques rhynchonelles : *Teschenites* sp., *Acanthodiscus radiatus* et *Duvalia* sp.. Là encore, se trouvent réunies des formes des zones à *Callidiscus* et *Radiatus*. Un niveau identique a été repéré

entre Charvex et la Balme de Thuy, sur la rive droite de la vallée du Fier ; c'est probablement le même horizon que Moret (1934, p. 17) décrit entre Dingy et la Balme de Thuy et dans lequel il mentionne des "fossiles phosphatés roulés : *Neocomites neocomiensiformis*, *Hoplites* sp., *Hibolites jaculum*, *Duvalia dilatata*, *D. binervia*". D'ailleurs, dans la même région, ce niveau de condensation, remarquable par sa haute teneur en glauconie, avait également été repéré par Moret (1934, p. 16) et précédemment par Favre (1867, t. II, p. 192), au défilé de Dingy, dans la cluse du Fier. Ces auteurs y signalaient, en plus de térébratules, rhynchonelles et gastéropodes : "*Nautilus pseudoelegans*, *Nautilus* sp., *Neocomites neocomiensiformis*, *Acanthodiscus radiatus*, *A. subfimbriatus*, *Crioceras duvali*, *C. emerici* (?), *Hoplites* sp., *Belemnites pistilliformis*, *B. fusiiformis*, *B. binervius*, *B. minaret*, *Duvalia dilatata*, *Aptychus didayi*".

Sur le plan de la chronostratigraphie, il est évident que la partie supérieure des Alternances calcaires — marnes (n2-3a) est absolument contemporaine des coulées sableuses à faciès "Calcaire roux" (n2b-3a) ; l'ensemble appartient au Valanginien sommital et à l'Hauterivien basal. Là encore, il convient de se rappeler que les limites des formations ne correspondent pas aux limites d'étages. D'autre part, le découpage lithostratigraphique (n2-3a, n2b-3a), qu'effectue le cartographe sur le terrain, repose sur des concepts fondamentalement différents de ceux sur lesquels est fondée la biostratigraphie.

Enfin, ces niveaux de Calcaires roux ont joué un rôle important sur le plan structural, car ils jalonnent, sous forme d'écaillés tectoniques, tous les grands plans de chevauchement (bases de la Montagne de Veyrier, du Parmelan), développés dans les Marnes schisteuses (n1b) du Berriasien supérieur — Valanginien *lato sensu*.

n3c. **Calcaires gréseux à miches (Hauterivien)** : 400 à 650 mètres. Cette formation se présente soit comme une série de bancs centimétriques à décimétriques de calcaires quartzeux à spicules de spongiaires séparés par des joints schistoïdes, soit comme des alternances mal définies de calcaires finement quartzeux et de marnes silto-gréseuses. soit comme un ensemble massif à texture michoïde caractérisé par des "boules" (ou miches) assez carbonatées, de la taille d'un melon et emballées dans des marnes schisto-gréseuses. Quel que soit son aspect à l'affleurement, le micro-faciès (de type *wacke- à packstone*) de la formation n3c contraste avec celui des formations qui l'encadrent, par sa richesse en silice (essentiellement quartz détritiques, parfois calcédoine) et en spicules de spongiaires. Cette formation qui s'épaissit du Nord (environ 400 m au front externe du massif des Bornes) au Sud (650 m dans la région du col des Aravis ; 700 m dans le massif de la Tournette) engendre, dans sa partie moyenne et supérieure, des pentes très raides, humides et sombres, parfois même de véritables parois infranchissables.

Dans la partie externe du massif des Bornes (fig. 3), là où les turbidites de Calcaires roux se terminent par un niveau de condensation comprenant les zones à *Callidiscus* et *Radiatus*, la formation des Calcaires gréseux à miches débute parfois directement par un faciès calcaréo-quartzeux qui forme un mur dans la topographie ; c'est le cas, dans le lit du Borne, au coeur de la structure anticlinale du plateau d'Andey, ainsi que dans les gorges du Bronze.

Par contre, en bien d'autres endroits, notamment sur la rive droite de la Filière, en amont d'Usillon, et sur la rive droite du Fier, entre Dingy-Saint-Clair et la Balme de Thuy, la formation n3c commence par un complexe lithologique riche en quartz détritiques, pouvant atteindre une centaine de mètres

d'épaisseur (Nant-Sec), composé, à la base, de marnes schistoïdes brunâtres passant progressivement à des alternances de calcaires et de marnes schistoïdes et se terminant par des bancs de calcaires argileux séparés par des délits marneux. Une telle succession affleure dans les lits du Nant-Sec et de ses affluents, où elle est surmontée par l'imposante falaise des Calcaires gréseux à miches proprement dit. En certains points (Balme de Thuy), ce complexe lithologique est essentiellement marneux. En d'autres régions, le terme marneux schistoïde de la base de ce complexe n'apparaît pas, comme dans les falaises de la rive droite du Nant de la Ville, près d'Entremont. Alors, les Alternances calcaires — marnes (n2-3a) sont directement surmontées par d'autres alternances de calcaires et de marnes qui ne se différencient pas sur le terrain, mais dont les teneurs en quartz détritiques sont nettement plus importantes.

Le complexe lithologique décrit dans la région de Nant-Sec, d'Entremont ou de la Balme de Thuy, représente, en fait, un membre au sein de la formation n3c. Quoique plus riche en quartz détritiques que les Alternances calcaires — marnes sous-jacentes (n2-3a) et bien que pourvu uniquement de faunes appartenant à l'Hauterivien inférieur, ce complexe est souvent difficile à identifier et à départager de la formation n2-3a. C'est pourquoi, dans bien des cas, il a été regroupé avec celle-ci. Cette option ne serait pas acceptable dans le cadre d'une cartographie à 1/20 000, par exemple, mais elle a été prise pour le levé géologique à 1/50 000, vu la discontinuité des affleurements qui n'apparaissent généralement que sporadiquement dans les fonds de torrents. En conclusion, pour des relevés plus détaillés futurs, il conviendrait de distinguer trois unités, de bas en haut : les Alternances calcaires — marnes (n2-3a), un complexe lithologique discontinu (de 0 à une centaine de mètres de puissance) parfois à prédominance marneuse, mais généralement composé d'alternances de calcaires et de marnes (avec ou sans base marneuse) et très enrichies en quartz détritiques par rapport aux alternances précédentes, et des Calcaires gréseux à miches (n3c). Dans la chaîne des Aravis, où les conditions d'affleurements sont bien meilleures en raison de l'altitude et du faible couvert végétal, Détraz *et al.* (1986, p. 369) ont individualisé ce complexe lithologique, limité à 25 ou 30 m de puissance au col des Aravis, et dénommé par ces auteurs "alternances marne-calcaires régulières"; celles-ci assurent la transition entre les Alternances calcaires — marnes (n2-3a) et ce qu'ils appellent "calcaire siliceux" (= Calcaires gréseux à miches, n3c).

Le sommet de la formation des Calcaires gréseux à miches (n3c) a été limité arbitrairement à un niveau très riche en silex, d'ordre métrique à décamétrique, qui apparaît dans la quasi-totalité des chaînes subalpines septentrionales et déjà signalé par Charollais et Lombard (1966, p. 63). Pourtant, dans la partie interne du massif des Bornes (gorges des Etroits, Mont la Cha) et dans la chaîne des Aravis, la limite entre les faciès hémipélagiques quartzeux brunâtres à spicules de spongiaires (n3c) et les calcaires blancs à faciès urgonien (n4-5) est assez bien tranchée, malgré la présence, au sommet de n3c, de coulées sableuses bioclastiques dont les faciès s'apparentent à ceux des calcaires urgoniens; celles-ci ont été incluses dans la formation n3c de la feuille Annecy — Bonneville, mais sont individualisées dans la chaîne des Aravis, sur la feuille Cluses.

Les diverses récoltes d'ammonites faites par Busnardo et Charollais (inédit) incitent à proposer un âge Hauterivien inférieur (zone à *Nodosoplicatum* probable) pour la base de la formation des Calcaires gréseux à miches (n3c), sans toutefois être assuré de son isochronie sur l'ensemble du massif des

Bornes (tout au moins pour la partie qui figure sur la feuille Annecy — Bonneville).

Sous la falaise des Calcaires gréseux à miches (n3c) de la rive droite du Nant de la Ville près d'Entremont, la partie moyenne des alternances de calcaires et de marnes (fig. 3) a fourni "*Crioceras*" n. sp., connu dans la Veveyse de Châtel-Saint-Denis (Vaud, Suisse) dans le Valanginien sommital ; à quelques dizaines de mètres au-dessus, ces mêmes alternances ont livré un *Spitidiscus* sp., caractéristique de l'Hauterivien inférieur. Dans la vallée de la Filière, dans le lit du Nant-Sec, des alternances de calcaires et de marnes, déjà décrites précédemment au sein d'un complexe lithologique compris entre n2-3a et n3c (mais cartographiées sur la feuille Annecy — Bonneville sous la notation n2-3a), recèlent à leur base *Leopoldia* ? sp. et, dans leur partie moyenne, *Lyticoceras* sp., *Lyticoceras subfimbriatum*, *Neolissoceras* sp.. Enfin, sur la rive droite du Fier, dans la région de la Balme de Thuy, Busnardo et Charollais ont recueilli en plusieurs points des *Lyticoceras* caractéristiques de la zone à *Nodosoplicatum*, dans le sommet d'un complexe lithologique d'environ 70 à 80 m d'épaisseur, à prédominance marneuse (également cartographié sous la notation n2-3a, sur la feuille Annecy — Bonneville) et qui, comme il a été mentionné plus haut, est surmonté par les Calcaires gréseux à miches (n3c).

L'épaisse série de Calcaires gréseux à miches *stricto sensu*, de plusieurs centaines de mètres de puissance, n'a fourni jusqu'ici que de très rares formes significatives sur le plan biostratigraphique. Wernli (inédit) a recueilli *Cymatoceras* sp. dans la partie moyenne de cette formation, qui affleure le long de la route reliant Usillon au plateau des Glières. D'autre part, *Crioceratites foxi* Sarkar de l'Hauterivien supérieur a été découvert en éboulis, au Nord de la Blonnière, dans les torrents des Esserts qui drainent les falaises de Calcaires gréseux à miches, sous le Parmelan.

Quant au sommet de la formation n3c, la mise en évidence de son hétérochronie repose sur la découverte et l'analyse d'ammonites et d'échinides ; les résultats viennent d'être publiés dans plusieurs travaux récents : Clavel *et al.* (1986), Charollais *et al.* (1986), Clavel *et al.* (1988). Au Nord, au front externe du massif des Bornes, les faciès hémipélagiques à spicules de spongiaires sont relayés par les Calcaires urgoniens, vers le début de l'Hauterivien supérieur, puisque le niveau à silex, qui sert de limite cartographique entre n3c et n4-5, correspond à la zone à Balearis. Au Sud, dans les gorges du Borne, au bois des Etroits, le sommet des Calcaires gréseux à miches correspond à la limite Hauterivien/Barrémien. Enfin, tout au Sud de la feuille Annecy — Bonneville, dans la chaîne des Aravis, le contact entre n3c et n4-5 se situe au Barrémien basal (zone à Hugii).

Dans la coupe du flanc septentrional de la structure anticlinale du plateau d'Andey (Charollais *et al.*, 1986), le sommet des Calcaires gréseux à miches devient plus marneux et apparaissent alors des bancs décimétriques de calcaires argilo-gréseux séparés par des délits marneux schistoïdes (fig. 5). Ces faciès sont souvent très riches en glauconie et renferment de nombreux *Toxaster retusus* Desor et quelques *Exogyra couloni* DeFrance. Puis, au-dessus, le niveau à silex d'à peine une dizaine de mètres, fait la transition avec les calcarénites blanchâtres de la base des Calcaires urgoniens (n4-5). Dans les faciès marneux gréso-glauconieux de la partie supérieure de la formation n3c, riches en *Toxaster retusus*, des études paléontologiques ont porté sur les foraminifères, les ostracodes, la nannoflore et les kystes de dinoflagellés. S'appuyant sur les données biostratigraphiques et l'analyse séquentielle, Charollais *et al.* (1986,

fig. 5, p. 64) ont attribué ces faciès aux zones à Cruasense (sommet de l'Hauterivien inférieur) et Sayni (base de l'Hauterivien supérieur) et rattaché le niveau à silex à la zone à Balearis (Hauterivien supérieur). Parmi les 30 espèces de kystes de Dinoflagellés découverts au sommet de la formation des Calcaires gréseux à miches, Monteil (1986, p. 87) a reconnu des formes qui se situent vers la limite Hauterivien inférieur/Hauterivien supérieur : *Cribroperodinium confossum* (Duabury), *Spiniferites ? dentatus* (Gocht), *Walloodinium luna* (Cookson et Eisenack), *Mudrongia crucis* Neale et Sarjeant, *Mudrongia staurorota* Sarjeant et *Oligosphaeridium ? asterigerum* (Gocht). Il faut aussi relever la présence de nombreuses orbitolines dans ces niveaux : *Dictyorbitolina* aff. *ichnusae*, *Paleodictyoconus* sp., *Paleodictyoconus cuvillieri* Foury (Schroeder, 1986, p. 89).

Dans la partie interne du massif des Bornes (bois des Etroits, Mont la Cha) ainsi que dans la partie centrale de la chaîne des Aravis, la partie supérieure des Calcaires gréseux à miches (n3c) comprend des niveaux métriques et décimétriques, composés de bioclastes et d'intraclastes resédimentés dont l'origine est à rechercher au Nord-Ouest et qui sont issus de la plate-forme urgonienne en progradation vers le Sud-Est. Ces resédiments forment de véritables coulées sableuses à texture *grainstone*, qui se marquent dans la topographie par une barre dure et massive d'ordre décimétrique, vers le haut de n3c, et à quelques dizaines de mètres au-dessous de la "falaise urgonienne" (n4-5). Les coulées sableuses qui constituent cette barre renferment quelques oïdes où se mêlent une microfaune autochtone à caractère circalittoral et des associations d'environnement infralittoral, donc allochtones, composées essentiellement de dasycladacées, de trocholines, de nautiloculines et d'orbitolines : *Paracoskino-lina* sp., *Paleodictyoconus cuvillieri* (Foury), *Valserina primitiva* (Schroeder et al.). La présence de *Toxaster seynensis* Lambert juste au-dessus des coulées sableuses, mais encore dans la formation n3c, ont incité Charollais et al. (1986) à situer la limite Hauterivien/Barrémien, au contact des Calcaires gréseux à miches (n3c) et des Calcaires urgoniens (n4-5).

Dans la partie centrale des Aravis, *Toxaster seynensis* apparaît dans la formation des Calcaires gréseux à miches (n3c) entre 45 et 50 m sous la "falaise urgonienne", et 10 m au-dessus de *Pseudothurmannia* sp., *Crioceratites* sp. et *Toxaster retusus*. Un peu plus au Sud, aux Adroits des Aravis, *Torcapella sue-si* Sim. et *Emericeras* cf. *ottohaasi* Sark. ont été collectés dans la partie supérieure des Calcaires gréseux à miches, à 45 m sous la falaise. Donc, dans les Aravis, cette formation (n3c) se poursuit jusque dans le Barrémien basal (zone à Hugii).

En conclusion, il ressort que, dès l'Hauterivien, le bassin subalpin se comble avec un matériel carbonaté, mais très riche en terrigènes (argiles et quartz détritiques), déposé en milieu hémipélagique. Cette phase de comblement, qui s'était achevée vers la fin de l'Hauterivien inférieur (zone à *Nodosplicatum*) au Salève, se termine vers le début de l'Hauterivien supérieur (zone à Balearis) dans la partie externe du massif des Bornes et à la limite Hauterivien/Barrémien dans les zones internes de ce massif ; il se poursuit jusque dans le Barrémien basal (zone à Hugii) dans la chaîne des Aravis. Une fois ce comblement effectué, la plate-forme carbonatée urgonienne pourra prograder et couvrir toute la marge delphino-helvétique.



**n4-5. Calcaires urgoniens (Hauterivien supérieur — Bédoulien) : 0 à 240 mètres.** La formation des Calcaires urgoniens constitue l'ossature des chaînes subalpines septentrionales. Elle affleure sur de vastes plateaux lapiazés (Leschaux, les Combes, Sous-Dine, les Frêtes, Parmelan, Mont Terret, Tête Noire et Tête Ronde) ou se dresse en parois qui moulent les structures (anticlinal du Bargy, synclinal de Morette, pli en genou du Rocher Noir, chevauchement des Leschaux) ; elle couronne les principaux sommets : Pointe du Midi (2 364 m), Pointe Blanche (2 437 m), Pic de Jallouvre (2 408 m), le Buclon (2 072 m), l'Aiguille Verte (2 045 m), Mont la Cha (2 020 m).

Les Calcaires urgoniens atteignent 240 m d'épaisseur au Pas du Roc (Conrad, 1969) et au Rocher de Cluses (Charollais *et al.*, 1965), dans le massif des Bornes, et 220 m dans la chaîne des Aravis (Détraz *et al.*, 1986, p. 372). Cette formation a été fortement érodée, lors de l'émersion régionale, entre la fin du Crétacé (?) et le Tertiaire (Bartonien — Ludien). A l'extrémité nord-est de la structure anticlinale du plateau d'Andey et du Rocher Noir (gorges du Bronze), les faciès marins transgressifs de l'Eocène supérieur (conglomérats et calcaires biodétritiques à petites nummulites) reposent directement sur la formation des Calcaires gréseux à miches (n3c) ; ici, les Calcaires urgoniens ont été complètement démantelés et se retrouvent à l'état de galets dans d'épaisses séries conglomératiques de l'Eocène.

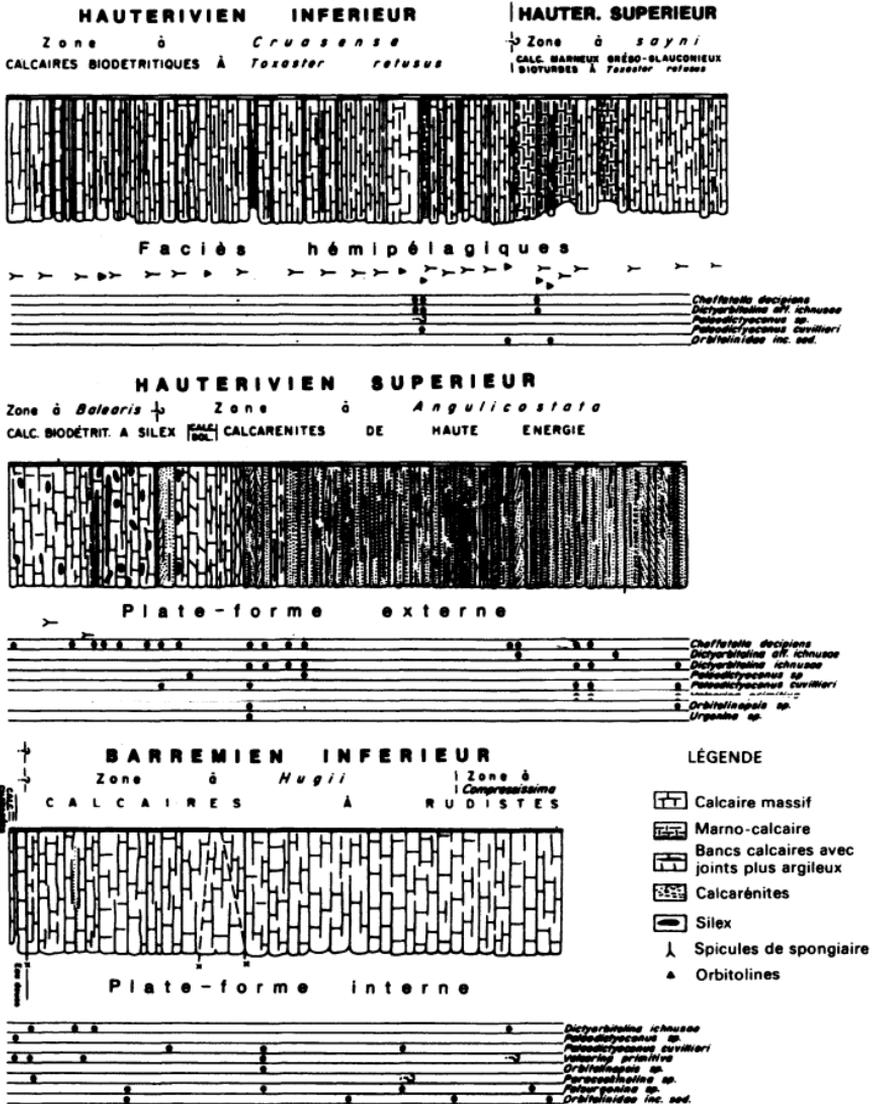
● **Lithostratigraphie.** La formation des Calcaires urgoniens est essentiellement carbonatée, blanchâtre à grisâtre, généralement dépourvue d'éléments détritiques, sauf dans les derniers mètres sommitaux et dans les "vires à orbitolines". Les éléments figurés sont, soit noyés dans une matrice micritique pour les faciès de faible énergie (plate-forme interne), soit cimentés par de la sparite pour les dépôts de haute énergie (plate-forme externe). Dans le massif des Bornes et la chaîne des Aravis, les Calcaires urgoniens se composent de trois ensembles, de bas en haut (fig. 4, 6) :

— une puissante assise blanchâtre (180 m au Pas du Roc, près de Thorens (Conrad, 1969) ; 200 m au Rocher de Cluses (Charollais *et al.*, 1965)), essentiellement formée de calcaires massifs, correspondant au membre des "Calcaires urgoniens inférieurs" (Conrad, 1969),

— des niveaux marneux et gréseux, brunâtres, lenticulaires et très riches en orbitolines, discontinus, formant une vire dans la morphologie ; c'est le membre des "Marnes à orbitolines" (Conrad, 1969), anciennement dénommées "Couches inférieures à orbitolines" (Paquier, 1900) et qui atteignent à peine une vingtaine de mètres d'épaisseur dans les chaînes subalpines. Cet horizon est connu sur toute la plate-forme jurassienne et delphino-helvétique,

— une assise (membre des "Calcaires urgoniens supérieurs" selon Conrad, 1969) calcaire d'environ une cinquantaine de mètres de puissance (45 m au Parmelan ; Conrad, 1969), blanchâtre à grisâtre plus ou moins sombre, par endroits quartzeuse. Les Calcaires urgoniens se terminent par des faciès blanchâtres, gréseux quartzitiques (quartzarénites) azoïques, qui remplissent un réseau de filons ; du fait de leurs diverses orientations par rapport à la stratification, ils découpent la roche en lui conférant un aspect bréché.

Par rapport au Salève, la formation des Calcaires urgoniens des chaînes subalpines présente de grandes variations de faciès, spécialement au sein des "Calcaires urgoniens inférieurs". De plus, des évolutions lithologiques latérales ont également été mises en évidence, à l'intérieur même du massif des Bornes. Dans une cartographie à 1/50 000, toutes ces variations ne pouvaient être figurées ; c'est pourquoi, l'ensemble de la formation, entre le Salève et la chaîne des Aravis, porte la même couleur et la même notation (n4-5).



(A gauche de la colonne lithologique, chaque espace alternativement noir et blanc correspond à 1 m)

**Fig. 5 - Coupe du sommet des Calcaires gréseux à miches (n3c) et de la base des Calcaires urgoniens (n4-5), sur le flanc septentrional de la structure anticlinale du plateau d'Andey (CHAROLLAIS, CLAVEL, SCHROEDER, 1988)**

— *Membre des Calcaires urgoniens inférieurs*. Le passage des faciès hémipélagiques (Calcaires gréseux à miches : n3c) aux Calcaires urgoniens inférieurs a été étudié en détail dans les parties externe et interne du massif des Bornes, à l'amont (plateau d'Andey) et à l'aval (bois des Etroits) de la vallée du Borne (fig. 4, 5).

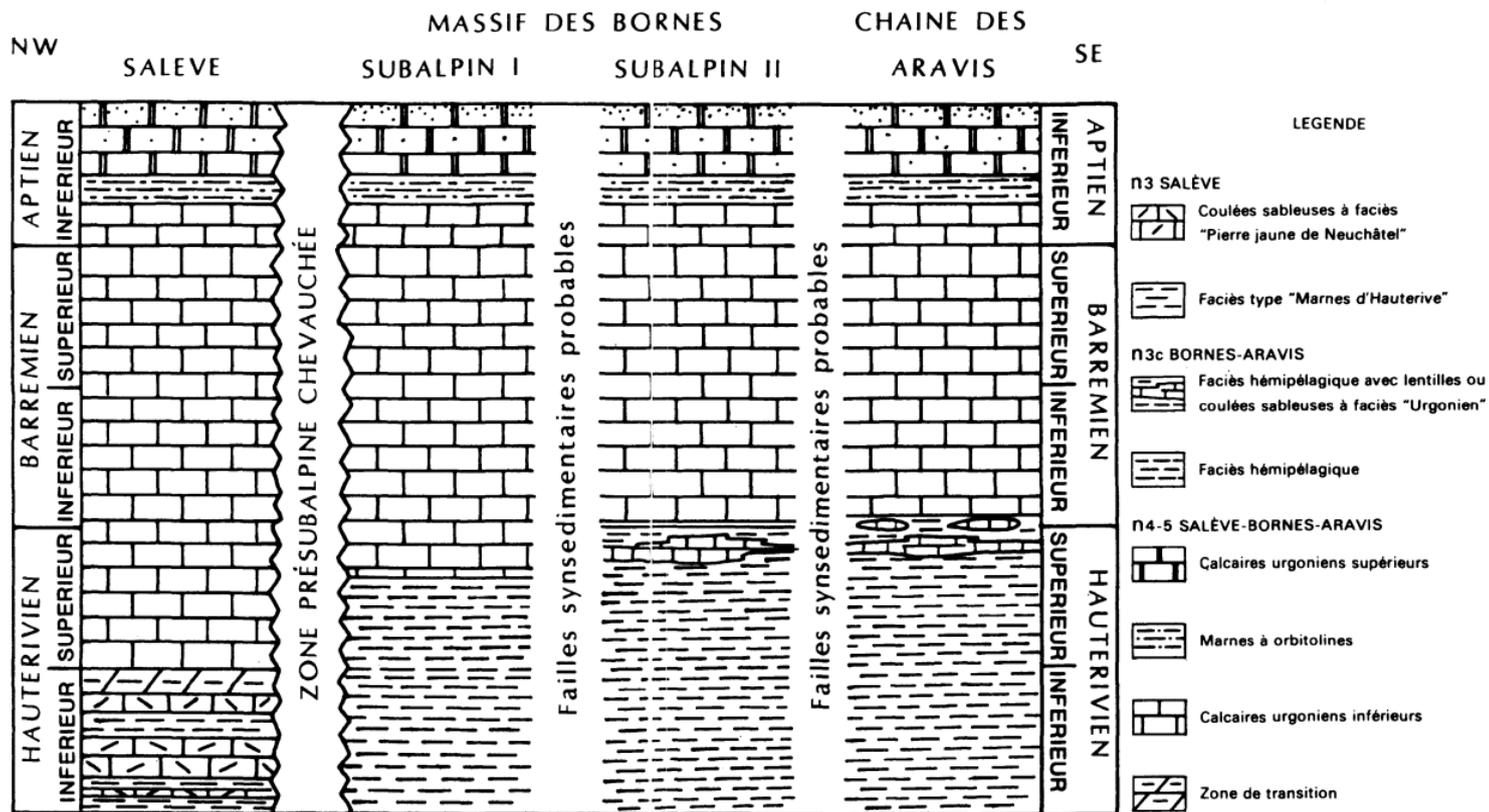
Dans le flanc septentrional de la structure anticlinale du plateau d'Andey, Charollais *et al.* (1986, p. 65-82) ont décrit au-dessus des calcaires marneux gréseux glauconieux bioturbés à *Toxaster retusus* (zone à Sayni) (fig. 5) :

- un niveau de calcaires biodétriques à silex (9 m) qui a été choisi comme limite cartographique entre n3c et n4-5 ; il est attribué à la zone à Balearis,
- sur 24 m, des calcarénites (biosparites) parfois même des calcirudites, de haute énergie, dolomitiques à la base, avec quelques stratifications obliques, riches en foraminifères, débris de coraux, stromatopores. Ces faciès correspondent aux accumulations du front de la plate-forme externe, liées à sa progradation,
- un niveau calcaire (biomicrite) à charophytes, de moins d'1 m d'épaisseur. Mojon (1986, p. 83), qui a examiné ces algues d'eau douce caractéristiques d'un milieu lacustre, conclut que "l'abondance des thalles traduit l'existence d'un herbier recouvrant le fond d'un lac",
- des calcaires (biomicrites) à rudistes déposés sur la plate-forme interne, et qui, malheureusement ici, n'affleurent pas sur plus d'une trentaine de mètres.

En conclusion, cette coupe illustre bien la loi de Walter, puisque la succession des faciès en vertical reflète leur évolution spatiale. Sur les faciès hémipélagiques et les calcaires biomicritiques à silex, progradent d'abord des faciès de plate-forme externe ; puis, à la faveur d'un mouvement eustatique négatif régional, la régression provoque une émergence avec remplissage des dépressions par des lacs d'eau douce dans lesquels ont pullulé les characées. Enfin, une nouvelle transgression entraîne la poursuite de la progradation de la plate-forme urgonienne vers le Sud-Est, et la zone étudiée se trouve alors en plate-forme interne.

En aval de la vallée du Borne, au bois des Etroits, le passage entre la formation des Calcaires gréseux à miches (n3c) et celle des Calcaires urgoniens (n4-5) diffère de l'évolution décrite en amont (fig. 4). Là, des coulées sableuses bioclastiques à faune remaniée d'origine infralittorale (orbitolines, trocholines, etc.) s'intercalent dans la partie supérieure des faciès hémipélagiques quartzeux à spicules de spongiaires (n3c) ; ces arrivées de matériel liées à la progradation de la plate-forme urgonienne sont d'ordre, d'abord décimétrique, puis métrique, enfin décamétrique. Ainsi, dans la partie supérieure de la formation n3c au sein des faciès calcaréo-gréseux plus tendres et plus sombres, et à une quarantaine de mètres sous la "falaise urgonienne", une barre calcaire dure beige, d'à peine une trentaine de mètres d'épaisseur et correspondant à la plus importante coulée sableuse, apparaît en relief.

Plus à l'Est, dans la chaîne des Aravis, le passage entre les formations n3c et n4-5 présente beaucoup d'analogies avec ce qui vient d'être décrit dans la partie interne du massif des Bornes ; là, s'ajoute, au sommet des faciès hémipélagiques à spicules de spongiaires (n3c), la présence de lentilles à faciès urgonien, dont la cimentation probablement très précoce a été déterminante sur leur mode de mise en place tout à fait comparable à celui d'olistolites (fig. 6).



**Fig. 6 - Migration de la plate-forme urgonienne sur la transversale de la vallée du Borne, depuis le Salève au Nord-Ouest jusqu'au col des Aravis au Sud-Est, d'après CHAROLLAIS, CLAVEL, SCHROEDER (1986), modifié**

Au sein du membre des Calcaires urgoniens inférieurs, de nombreuses variations de faciès ont été relevées par Moret (1934), Charollais (1962), Conrad (1969). Elles proviennent soit d'événements régionaux (mouvements eustatiques) soit d'accidents locaux (jeu de failles synsédimentaires).

A la base du membre des Calcaires urgoniens inférieurs, Charollais (1962, p. 679) signale, dans la vallée du Borne, entre le Petit-Bornand et Entremont, des niveaux de silex à lentilles charbonneuses.

Au sommet de ce membre, au Parmelan, à une trentaine de mètres au-dessous de la "vire à orbitolines", Conrad (1969) décrit un niveau de 8 m d'épaisseur, déjà mentionné par Moret (1934, p. 22) formé de calcaires (micrites) gris, pétris de silex coalescents, riche en foraminifères : *Choffatella decipiens*, *Paleodictyoconus* sp., *Palorbitolina* sp. ou *Eopalorbitolina* sp.. Plus au Sud, à Thônes, dans l'ancienne carrière du bord droit de la route en direction d'Annecy, cet auteur signale des faciès émerifs qu'il met en corrélation avec le niveau à silex du Parmelan ; cette émergence est marquée par des faciès de plages (biomicrudite à pélicypodes) surmontés par des pellicules charbonneuses. Des niveaux semblables ont été signalés par Kübler *et al.* (1972, tabl. 4, p. 361) au Mont Durand, sans que leur position stratigraphique soit clairement définie.

— *Membre des Marnes à Orbitolines.* Ce membre correspond à un ensemble de bancs calcaires plus ou moins argileux et quartzeux, séparés par des niveaux décimétriques à métriques de marnes gréseuses parfois glauconieuses, schistoïdes, brunâtres, particulièrement riches en orbitolines et autres foraminifères. En outre, de nombreux gastéropodes, lamellibranches, brachiopodes, échinides, stromatopores, coralliaires, dents de poissons caractérisent ce membre.

Au plateau des Glières, le long de la route reliant les fermes des Collets et de Traversy à la plaine de Dran, la base du membre des Marnes à orbitolines correspond à des dépôts marins proches de l'émergence, ce qu'atteste la présence de nombreux *bird's eyes*. Au-dessus, apparaissent des faciès carbonatés, par endroits quartzeux, parfois chenalisés et ravinants, toujours riches en orbitolines ; ils renferment de nombreux lamellibranches parmi lesquels *Anomia* sp. et *Syncyclonema* sp. (Charollais *et al.*, 1981, p. 71). Ces deux espèces vivent, d'après Macsotay (communication orale, 1980), à plus ou moins 30 m de profondeur, dans des zones où les courants de fond sont moyens à forts. Ces espèces épibenthiques et microphages confèrent un caractère nettement transgressif à la partie supérieure des Marnes à orbitolines. Cette interprétation expliquerait la présence, bien que très rare, de céphalopodes.

— *Membre des Calcaires urgoniens supérieurs.* Ce membre composé de calcaires massifs, irrégulièrement envahis de quartz détritiques, renferme toujours des orbitolines, mais l'association paléontologique (bryozoaires, algues) caractérise un milieu circalittoral.

Le sommet de la formation des Calcaires urgoniens se termine par un faciès à aspect bréchiq, résultant du remplissage de filons en réseaux différemment orientés, par des quartzites fins (quartzarénites). L'érosion d'origine météorique attaque plus facilement les pseudo-éléments calcaires, de sorte que les filons et les veines perpendiculaires, obliques ou parallèles à la stratification, apparaissent en saillie, sous forme de croûtes gris sombre, pulvérulentes. Enfin, souvent un *hard-ground* couronne ce faciès quartzitique. Charollais (1962, p. 680) l'a observé à Cenise, au Grand Bornand, sur le flanc

septentrional de la structure anticlinale d'Andey ; Conrad (1969) le cite dans la vallée du Fier, au ravin des Charbonnières, au Nord-Ouest de la Balme de Thuy, et, dans la vallée de la Filière, au Pas du Roc, au Sud-Est de Thorens. Delamette (1986) y a découvert des ammonites à Borderan (chaîne des Aravis).

● **Biostratigraphie.** La base de la formation des Calcaires urgoniens (n4-5) est hétérochrone (fig. 6). Ce fait est lié à la progradation de la plate-forme urgonienne du Salève (Nord-Ouest) vers les Aravis (Sud-Est). La mise en place de celle-ci a eu lieu à la fin de l'Hauterivien inférieur (zone à Cruasense) au Salève, vers la limite des zones à Balearis et Angulicostata (Hauterivien supérieur) dans la partie interne du massif des Bornes, à la limite Hauterivien/Barrémien dans la partie interne de ce massif, et dans la zone à Hugii (Barrémien basal) dans la chaîne des Aravis. Ces résultats ont été publiés dans plusieurs travaux récents (Clavel *et al.*, 1986 ; Charollais *et al.*, 1986 ; Clavel *et al.*, 1988).

— **Membre des Calcaires urgoniens inférieurs.** Dans le flanc septentrional de la structure anticlinale du plateau d'Andey (fig. 5), la base des Calcaires urgoniens inférieurs renferme une association d'orbitolines qui doit être rapportée à la zone à Angulicostata (Hauterivien sommital) ; elle comprend *Dictyorbitolina* aff. *ichnusae*, *Dictyorbitolina ichnusae* Cherchi et Schroeder, *Paleodictyoconus* sp., *Paleodictyoconus cuvillieri* Foury, *Valserina primitiva* Schroeder *et al.*, *Orbitolinopsis* sp., *Urgonina* sp.. Plus haut, le niveau à charophytes, terme de transition entre les faciès sous-jacents de haute énergie (plate-forme externe) et les calcaires à rudistes (plate-forme interne), a été attribué à la limite Hauterivien/Barrémien, grâce aux résultats de l'analyse séquentielle et à la présence des charophytes : *Nodosoclavator* sp., *Atopochara trivolvis* Peck, *Muscachiella maestatica* Martin-Closas et Grambast-Fessard (Mojon, 1986). Quant aux faciès de plate-forme interne qui surmontent directement ce niveau lacustre, sa datation repose sur les associations d'orbitolines (*Valserina primitiva* Schroeder *et al.*, *Paleodictyoconus cuvillieri* Foury, *Orbitolinopsis* sp., *Falsurgonina* ? sp. 1 Arnaud-Vanneau) et de dinoflagellés parmi lesquels Monteil (1986, p. 87) a reconnu *Subtilisphaera ? terrula* (Davey) qui caractérise le Barrémien et "appartient au moins à la zone à Compressissima".

En amont de la vallée du Borne, au bois des Etroits (fig. 4), la base de la formation des Calcaires urgoniens se trouve à quelques dizaines de mètres au-dessus de l'apparition de *Toxaster seynensis*, ce qui la situe vers la limite Hauterivien/Barrémien. Dans la chaîne des Aravis (fig. 4), la base de la "falaise urgonienne" se développe au sein de la zone à Hugii, ce que démontrent les ammonites découvertes dans cette région et citées précédemment.

Peu d'études micropaléontologiques à valeur biostratigraphique portent sur l'ensemble des Calcaires urgoniens inférieurs du massif des Bornes, après les travaux de Schroeder *et al.* (1968). La partie supérieure de ce membre, tout au moins dans la partie externe du massif des Bornes, se présente en bancs décimétriques à métriques, séparés par des délits marneux centimétriques, dans lesquels ont été récoltés à Haut-Rumilly : *Paracoskinolina maynci* (Chevalier), *Cribellopsis neolongata* (Cherchi et Schroeder), *Cribellopsis schroederi* Arnaud-Vanneau, *Paleodictyoconus actinostoma* Arnaud-Vanneau et Schroeder. Cette association, à laquelle s'ajoutent des ostracodes et des échinides, semble caractériser le Barrémien supérieur (Charollais *et al.*, 1986, p. 91).

Quant aux ammonites, elles sont rarissimes dans les Calcaires urgoniens inférieurs. Pourtant, Favre (1867) a déposé au Muséum de Genève, une ammonite qui proviendrait de ce membre et qui a été recueillie à "Brezon"

(= Brizon) ; il s'agit de *Spitidiscus* aff. *hugii* Ooster. Charollais (1962, p. 679) mentionne que Bütler avait trouvé, dans ses campagnes de 1922 et 1923, une ammonite dans l'urgonien de la région de Grand-Bornand ; celle-ci provient probablement des Marnes à orbitolines qui affleurent relativement bien dans ce secteur. Enfin, Charollais (inédit) a recueilli *Barremites* sp. également dans des Marnes à orbitolines du Roc de Tours, mais celles-ci ne doivent pas être confondues avec la "vire à orbitolines" des auteurs.

La partie sommitale des Calcaires urgoniens inférieurs est généralement considérée par les auteurs comme isochrone, et, de par sa position au sein de la formation, elle devrait être attribuée au Bédoulien.

— *Membre des Marnes à orbitolines.* Ce membre a livré quelques ammonites, en plus d'autres groupes paléontologiques variés et fréquents. Sur la rive gauche de la vallée du Fier, le long de la route gravissant le Mont Veyrier, Moret et Deleau (1960) ont récolté *Deshayesites* du groupe *weissi*, en plus "de petits rudistes, *Pterocera pelagi* d'Orbigny, *Heteraster oblongus* Brongniart, *Pygaulus desmoulini* Agassiz, *Nucleopygus roberti* Gras". En ce même point, Oertli (1966) et Schroeder (1966, 1986) ont analysé des ostracodes et les foraminifères ; parmi les orbitolines, Schroeder (*in* Charollais *et al.*, 1986, p. 101) a identifié : *Paleodictyoconus actinostoma* Arnaud-Vanneau et Schroeder, *Paracoskinolina maynci* (Chevallier), *Cribellopsis neolongata* (Cherchi et Schroeder), *Cribellopsis schroederi* Arnaud-Vanneau, *Orbitolinopsis kiliani* Silvestri, *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach).

Les associations micropaléontologiques, et surtout l'ammonito-faune, permettent d'attribuer le membre des Marnes à orbitolines au Bédoulien inférieur et de confirmer leur isochronie sur un très large territoire, du Jura neuchâtois au Sud-Est de la France.

— *Membre des Calcaires urgoniens supérieurs.* Les trop rares études biostratigraphiques de ce membre ne permettent pas de préciser son âge. Schroeder *et al.* (1968) et Conrad (1969, p. 24) signalent la présence d'*Orbitolinopsis* sp. gr. 2 et d'*Orbitolinopsis kiliani* Silvestri au Rocher de Cluses, au Parmelan et au ravin de Charbonnière, près de la Balme de Thuy. Cependant il semble logique de rattacher ce membre au Bédoulien *pro parte* par encadrement, puisqu'il surmonte les Marnes à orbitolines qui appartiennent au Bédoulien inférieur, et qu'il supporte, en tout cas à Borderan (Aravis), le membre de Borderan dans lequel Delamette (1986) a découvert des ammonites du Gargasien.

n7-c1. Gault (= Formation des grès verts des Aravis) (Aptien supérieur — Céno-manien) : 10 à 45 mètres(\*). Sous la notation n7-c1 sont regroupés un ensemble de dépôts grés-glaucוניeux séparant les Calcaires urgoniens des Calcaires de Seewen rattachés au Crétacé supérieur. Bien que représentant plus de 20 M.A., les dépôts du Crétacé moyen sont peu épais, ne dépassant guère en moyenne la vingtaine de mètres. En plusieurs points, spécialement dans la partie externe du massif des Bornes, ils ont été complètement érodés lors de l'émersion post-Crétacé. Les subdivisions décrites ci-dessous ne sont donc pas représentables à l'échelle de la carte.

(\*) Chapitre rédigé par M. Delamette.

**TABLEAU 1 - DONNÉES SYNTHÉTIQUES SUR LES DÉPÔTS DU CRÉTACÉ MOYEN DANS LA PARTIE NORD-OUEST  
DU MASSIF DES BORNES**

UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES		PRINCIPAUX FACIÉS ET HORIZONS-REPÈRES	INTERPRÉTATION DES CONDITIONS DE DÉPÔTS	AGE
CALCAIRES DE SEEWEN (base)		Biomicrite à globotruncanidés et calcisphaerulidés	Plate-forme carbonatée pélagique (Profondeur: > 300 m mais < 1000 m)	TURONIEN
FORMATION DES GRES VERTS DES ARAVIS	MEMBRE DE PLATE	(Horizon stromatolithique sommital) Biomicrite glauconieuse à ammonites et globotruncanidés	(Niveau condensé de transgression) Plate-forme carbonatée hémipélagique sous alimentée (condensation) (Profondeur: 200-300 m)	CENOMANIEN
		Ensemble terrigène et glauconieux, à abondante faune d'ammonites, riche en phosphorites et présentant de nombreuses discontinuités internes (niveaux condensés, horizons de remaniement, surfaces érosives, encroûtements stromatolithiques)	Plate-forme silicoclastique externe sous alimentée (condensation) (Profondeur: 100-200 m)	ALBIEN
	HORIZON DU MONT-JEAN (à ammonites phosphatées)	(Niveau condensé de transgression) Surface localement érosive		
	MEMBRE DE BOSSETAN	COUCHES DE LA COLUMBIÈRE Grès calcaire et grès argileux bioturbés à bryozoaires, ostréidés, serpules et brachiopodes	Plate-forme biosilicoclastique bien alimentée (Profondeur: 30-80 m)	APTIEN SUPÉRIEUR
		COUCHES DE BORDERAN: Grès fins et silts argileux bioturbés à rares bivalves		
HORIZON DE BORDERAN (à ammonites phosphatées)	Niveau condensé de transgression			
CALCAIRES URGONIENS (sommet)		Biosparite souvent gréseuse à milioles, orbitolines et rudistes	Plate-forme carbonatée peu profonde (< 50 m)	APTIEN INFÉRIEUR

● **Formation des grès verts des Aravis.** Sur la plus grande partie de la carte (exception faite du bord sud-ouest : Montagne de Veyrier), les dépôts du Crétacé moyen sont représentés par la *Formation des Grès verts des Aravis* (Delamette, 1986). Celle-ci comprend deux unités superposées (tableau 1) :

- une unité inférieure dite *Membre de Bossetan*, (0 à 35 m), d'âge Aptien supérieur, composée de silts ou de grès fins argileux surmontés de grès glauconieux sombres à nodules carbonatés,
- une unité supérieure dite *Membre de Platé* (0,1 à 20 m), comprenant des grès glauconieux à horizons de phosphorites (Aptien terminal — Albien) passant verticalement à des calcaires micritiques glauconieux avec ou sans nodules calcaréo-phosphatés (Cénomaniens généralement mais pouvant atteindre le Coniacien).

La Formation des Aravis se présente dans le paysage comme une bande sombre, presque toujours en dépression relative et très souvent en partie masquée par le couvert végétal. Elle contraste ainsi avec les deux ensembles carbonatés qui l'encadrent (Calcaires urgoniens vers le bas et Calcaires de Seewen vers le haut) et constitue un niveau-repère particulièrement visible dans les parois ("Vire du Crétacé moyen").

— *Dépôts du Membre de Bossetan (Aptien supérieur)*

Lithostratigraphie. Les dépôts du Membre de Bossetan sont séparés des Calcaires urgoniens sous-jacents par une surface durcie, minéralisée (fer, phosphate), parfois perforée par des bivalves. Sur cette surface de discontinuité très rarement exposée s'observent fréquemment des bélemnites et plus rarement des ammonites, échinides et brachiopodes phosphatés. Au-dessus, on distingue aisément deux ensembles lithologiques. Le premier, ou *Couches de Borderan*, est composé de grès ou de silts fins argileux, bioturbés à rares empreintes de bivalves (Limidés). Ces couches déterminent une couche humide, siège de nombreuses petites sources. La dépression des Couches de Borderan est généralement surmontée d'un ressaut représentant un deuxième ensemble lithologique nettement plus gréseux nommé *Couches de la Colombière*. Ces dernières sont composées de grès bioturbés à nodules calcaréo-gréseux vraisemblablement d'origine diagénétique. Localement, ces nodules peuvent former des bancs calcaréo-gréseux. La partie sommitale des Couches de la Colombière est souvent nettement plus carbonatée que le reste des dépôts. Dans de nombreux affleurements se développent des calcaires gréseux présentant une accumulation de bivalves du genre *Epicyprina* (exemple : Nant du Talavé : x = 912,80 ; y = 2 116,17). Cet enrichissement en carbonate est encore plus prononcé au front des Bornes (Andey : x = 916,45 ; y = 2 114,25 ; gorges du Cé : x = 920,67 ; y = 2 125,91) où se développent des calcaires bioclastiques gréseux. Ces faciès semblent ainsi annoncer les dépôts bioclastiques plus méridionaux (feuille Annecy-Ugine) connus sous l'appellation de "Lumachelle".

Contenu faunique et environnement de dépôt. La surface durcie coiffant les Calcaires urgoniens et par laquelle débute les dépôts du Crétacé moyen a livré à Borderan même une petite faunule phosphatée composée d'ammonites (*Epicheloniceras*, *Colombiceras*, *Toxoceras* ?), d'échinides (*Discoïdes decoratus* Desor), de brachiopodes (térébratulidés indéterminables) et de bélemnites (*Mesohibolites semicanaliculatus* (Blainville) ?). Cette association suggère un milieu infralittoral à circalittoral (30 à 80 m ?).

Les Couches de Borderan sont presque azoïques ; seules les bioturbations de type *Palaeophycus* sont abondantes. Les fossiles les plus fréquents sont des

Limidés et Pectinidés (*Lima* cf. *parallela* d'Orb., *Chlamys saxoneti* (Pictet et Roux)). Quelques fragments de nautilus et de bélemnites ont été sporadiquement observés ainsi que des spicules d'éponges hexactinellides.

Dans l'affleurement de l'Arête de Chevry (x = 917,42 ; y = 2 120,40), ces couches ont livré des ostracodes et quelques mauvais foraminifères planctoniques (voir in Charollais, Moullade, Oertli et Porthault, 1971). Cet ensemble faunique indique un environnement franchement marin calme et envasé, probablement à fort taux de sédimentation (fossiles aplatis).

Avec les Couches de la Colombière au détritisme plus grossier, la faune devient abondante. L'association est dominée par des formes benthiques épilithes parmi lesquelles on peut citer des bryozoaires rameux (exemple : *Meliceritites irregularis* (d'Orb.)) et foliacés (exemple : *Mesenteripora vaudensis* d'Orb.) (voir in Delamette et Walter, 1984), des brachiopodes (exemples : *Tropeothyris islarensis* Middlemiss, *Cyrtothyris middlemissi* Calzada), des grands bivalves (exemples : *Aetostreon latissimum* (Lam.), *Gervillaria alpina* (Pictet et Roux), *Rastellum macropterum* (d'Orb.), *Neithea quinquecostata* (Sow.), *Epicyprina angulata* (Sow.)), de nombreuses serpules (dont *Filograna socialis* (Goldfuss)). Curieusement, les gastéropodes et les échinodermes semblent absents (un seul exemplaire d'échinide : *Epiaster* cf. *ricordeauanus* Cotteau, à l'Arête de Chevry).

L'abondance des formes épilithes ou encroûtantes (serpules, bryozoaires non identifiés et petits bivalves tels *Gryphaeostrea canaliculata* Sow.), l'absence de perforations dans le sédiment, les nombreuses bioturbations et la très bonne préservation des colonies de bryozoaires indiquent un fond sableux, bien ventilé, situé sous la zone d'action des vagues. Les formes pélagiques sont rares et essentiellement représentées par des bélemnites, des nautilus et une ammonite non identifiable.

Les Couches de la Colombière renferment également des ooides très souvent centrées sur des grains de quartz ( $\varnothing$  150 à 400  $\mu$ m), plus rarement sur des bioclastes mais jamais sur les grains de glauconie. Ces ooides, presque toujours de type tangentiel et à cortex micritisé, sont en faible quantité (1 à 2 %) et concentrées dans les horizons les plus bioclastiques. Cet ensemble de caractères indiquerait qu'il s'agit d'un matériel remanié depuis des secteurs à haute énergie.

Les figures de dépôt sont généralement absentes, probablement oblitérées par l'abondante bioturbation. Cependant ont été observés localement (Arête de Chevry sur cette feuille, Chérente et Nant d'Orlier sur la feuille Cluses) des horizons granoclassés parfois laminés et de faible extension latérale. Malgré l'absence de figures de dépôt typique et compte tenu du contexte sédimentaire, ces horizons peuvent probablement être interprétés comme des dépôts de tempêtes. Les ooides pourraient aussi avoir été transportées par un processus semblable.

Les Couches de la Colombière correspondraient à des sédiments de plateforme bio-silicoclastiques déposés sous la zone d'action des vagues mais sensibles aux fortes tempêtes et/ou soumis à des courants. Une profondeur de 30 à 80 m est probable.

Biostratigraphie. Les deux ensembles lithologiques distingués dans le Membre de Bossetan ne renferment aucun fossile réputé bon marqueur

biostratigraphique. Leur datation n'est donc possible que par encadrement. La découverte d'ammonites (*Epichelonicas gr. martinioides* Casey, *E. cf. pusillum* (Sinzow), *E. gr. subnodosocostatum* (Sinzow), *E. gr. helveticum* Breistr., *Colombiceras gr. tobleri* (Jacob), *Toxoceras* sp. ?) plaquées sur la surface durcie du toit des Calcaires urgoniens (gîte de Borderan dans les Aravis :  $x = 921,10$  ;  $y = 2\ 106,95$ , feuille Annecy-Ugine) permet d'attribuer la base du Membre de Bossetan au Gargasien (zone à *Martinioides sensu* Casey, 1961). Au sommet de cette unité existe, d'autre part, un horizon condensé (horizon du Mont-Jean : Delamette, 1986) qui livre presque partout des ammonites indiquant le sommet de l'Aptien (partie supérieure de la zone à *Jacobi*) et la base de l'Albien (zone à *Tardefurcata*) (voir détail sous Membre de Platé ci-dessous). Ces deux horizons à ammonites permettent donc d'attribuer les dépôts du Membre de Bossetan entièrement à l'Aptien supérieur et non à l'Albien inférieur et moyen comme cela était admis antérieurement. Sauf lacune interne non décelée, le Membre de Bossetan représenterait donc la zone à *Martinioides*, la zone à *Nutfieldensis* et probablement la base de la zone à *Jacobi*, soit le Gargasien et la base du Clansayésien. Remarquons que beaucoup de fossiles identifiés dans les Couches de la Colombière sont par ailleurs connus en Angleterre dans la zone à *Nutfieldensis*.

#### — Dépôts du Membre de Platé

Particularités sédimentologiques. Malgré son caractère terrigène, le Membre de Platé correspond à une série globalement condensée (taux de sédimentation apparent  $< 1$  m/M.A.). Les éléments authigènes, c'est-à-dire glauconie et phosphorites, sont abondants. Cette série se compose d'un ensemble de couches grésoglaucוניeuses et argilo-silteuses à phosphorites noires, riches en ammonites évoluant verticalement vers des calcaires micritiques glauconieux à rotalipores (Cénomaniens inférieur-moyen). Ce dernier faciès peut être beaucoup plus jeune par suite de phénomènes de remaniement liés à des érosions sous-marines dont l'ampleur va croissant du Nord-Est au Sud-Ouest de la carte.

Les phosphorites du Membre de Platé sont toutes des phosphorites de type nodules ou croûtes. Celles rattachées à l'Albien sont grésophosphatées et ont une couleur noire caractéristique que l'on observe à travers l'ensemble de la plate-forme helvétique depuis Annecy jusque dans le Vorarlberg en Autriche. Les phosphorites cénomaniennes sont plus claires (brunes à beiges) et de type calcaréo-phosphaté. La plupart des phosphorites sont concentrées dans des horizons conglomératiques de condensation dans lesquels les mélanges polyzoonaux de marqueurs biostratigraphiques sont de règle.

Dans la plupart des affleurements, le Membre de Platé est séparé du Membre de Bossetan par une surface de discontinuité minéralisée en phosphate. A cette surface est associé un niveau condensé (*horizon du Mont-Jean*) constituant un horizon-repère séparant les deux membres. Cependant, dans les affleurements des Rochers de Leschaux ( $x = 910,97$  ;  $y = 2\ 119,20$ ), du synclinal du Cruet (cf. Caron, Charollais et Septfontaine, 1970), et du flanc ouest de la Tournette, le Membre de Platé repose directement sur les Calcaires urgoniens ou sur un Membre de Bossetan réduit, probablement tronqué (Col du Freu ?). Ces affleurements déterminent une sorte de gouttière reliant Leschaux à l'Arclosan (et se poursuivant jusqu'à l'Arclusaz sur la feuille Annecy-Ugine) dans laquelle les dépôts de l'Aptien supérieur manquent tandis que ceux de l'Albien sont souvent dilatés. Un tel dispositif se répète dans les massifs plus septentrionaux de Platé et du Haut-Giffre (feuilles Cluses et Samoëns).



**Lithostratigraphie.** Les dépôts de l'Aptien terminal et de l'Albien sont les dépôts qui ont fourni la plupart des fossiles (en particulier les nombreuses ammonites) étudiés au siècle dernier par Pictet et Roux (1848-52). Récemment une liste révisée des ammonites a été publiée pour les principaux gîtes (Charollais, de Villoutreys et Davaud, 1978). Cet important matériel paléontologique a pour origine l'exploitation de quelques affleurements actuellement épuisés, tels que ceux des pâturages des Bourgets (= "Mont Saxonnet" in Pictet et Roux : voir Delamette, 1982), de la Gaudinière (= "Goudinière"), de Sommier d'Aval (= "Reposoir"), du Col du Freu (= "Petit Bornand", "Col de Taine"), etc. Tous ces gîtes sont liés à l'altération, sous couvert pédologique, d'un horizon condensé décimétrique (= conglomérat du Bargy) renfermant un mélange polyzonal de marqueurs s'étendant de l'Albien basal à l'Albien terminal voire au Cénomaniens (Bourgets).

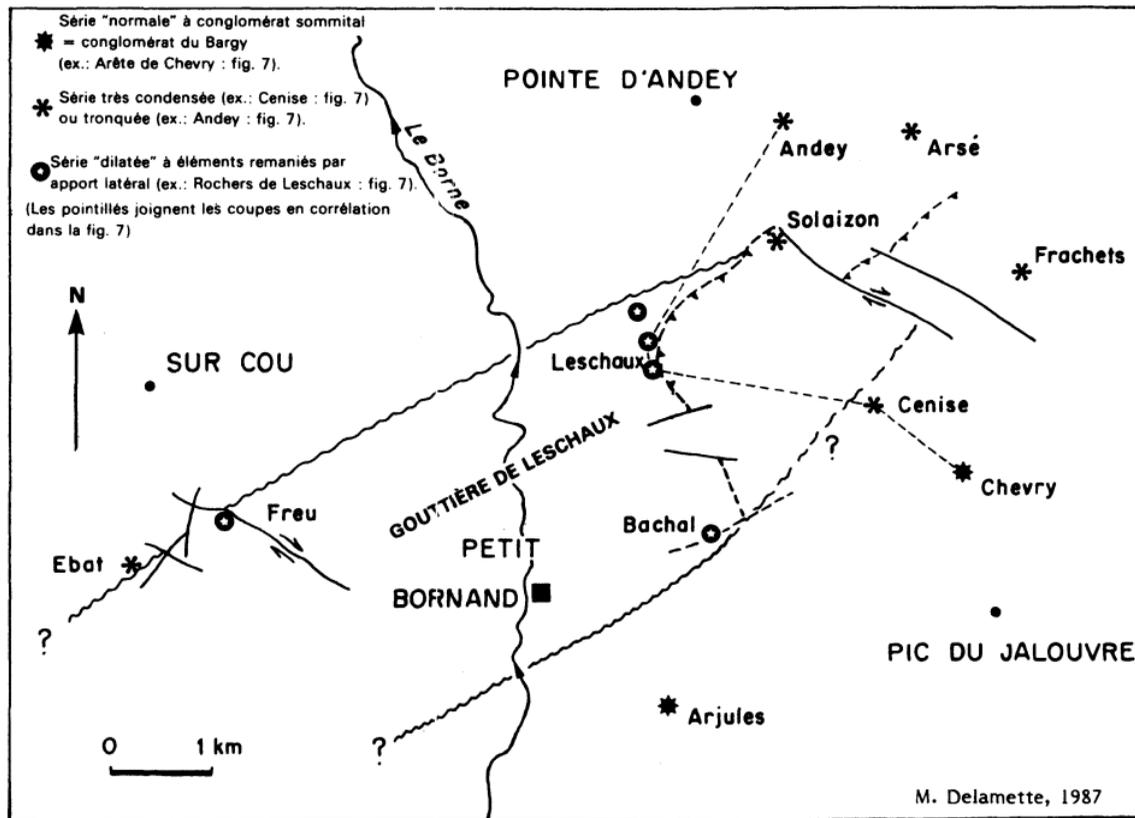
Compte tenu de la disposition particulière des dépôts à phosphorites (cf. introduction ci-dessus), le Membre de Platé présente de grandes variations latérales de faciès liées pour partie à un dispositif morphosédimentaire particulier, dont une brève description est donnée ci-après.

Hormis les séries particulières étroitement conditionnées par ce cadre de dépôt, les séries albiennes sont constituées par un ensemble terrigène gréseux et/ou silto-argileux non fossilifère reposant sur l'horizon phosphaté du Mont-Jean (ex. : Chevry, fig. 7). Ce premier ensemble est coiffé par un niveau conglomératique (= *conglomérat du Bargy*, Delamette, 1986) fortement polyzonal (Albien à Cénomaniens, voire Turonien). Ce niveau est connu dans la littérature régionale sous l'appellation de "pseudo-brèche" (Jayet et Butler, 1926). Le conglomérat du Bargy est constitué d'une accumulation de nodules phosphatés et de nodules calcaréo-gréseux dans une matrice de micrite glauconieuse très légèrement gréseuse. Ce conglomérat comporte souvent à sa base un remarquable horizon à terriers glauconieux (*Thalassinoides ichnosp.*) pénétrant dans l'ensemble terrigène sous-jacent. La partie sommitale, en contact avec les Calcaires de Seewen, est souvent encroûtée par des stromatolithes calcaréo-phosphatés de quelques centimètres d'épaisseur ayant piégé des Rotali-pores (Delamette, 1981).

A côté des séries "normales" décrites succinctement ci-dessus, on peut identifier deux autres types de séries :

— des séries très condensées (exemple : Cenise :  $x = 917,50$  ;  $y = 2\ 120,90$  et fig. 7) voire tronquées (exemples : Col de l'Ebat :  $x = 910,20$  ;  $y = 2\ 119,40$  et Andey :  $x = 916,45$  ;  $y = 2\ 124,25$  et fig. 7), réduites à des accumulations décimétriques de nodules et de croûtes phosphatées souvent riches en encroûtements microbiens (voiles bactériens et stromatolithes),

— des séries dilatées essentiellement terrigènes dans lesquelles les phosphorites sont soit concentrées en lits, soit dispersées dans une matrice gréséo-glauconieuse (exemples : Rochers de Leschaux :  $x = 917,70$  ;  $y = 2\ 121,60$  et fig. 8 ; Col du Freu :  $x = 910,97$  ;  $y = 2\ 119,90$ ). A Leschaux, ces phosphorites s'infiltrant dans un réseau de cavités de dissolution au toit des Calcaires urgoniens ; les ammonites phosphatées indiquent que la totalité de l'Albien est représenté.



**Fig. 8 - Interprétation des relations entre les divers dépôts albiens dans le secteur des Rochers de Leschaux–Champ-Laitier (massif des Bornes)**

La position en aval des séries dilatées par rapport aux séries très condensées et/ou tronquées est attestée par la présence, à divers niveaux des séries dilatées, d'éléments anciens remaniés dans une matrice plus jeune. Ainsi la série albienne du Col du Freu à nombreux horizons fossilifères s'achève par un conglomérat phosphaté renfermant des ammonites de l'Albien inférieur, de la base de l'Albien moyen et de l'Albien supérieur. Etant donné la présence dans les horizons fossilifères sous-jacents d'une suite normale d'ammonites s'étalant de l'Albien basal à l'Albien moyen, il est clair que les formes *ante* Albien supérieur présentes dans le conglomérat sommital sont remaniées par apport latéral. Ce remaniement s'exprime, en outre, par la présence de fragments de roches encore plus anciennes (Couches de la Colombière) souvent encroûtés par des stromatolites. Cette disposition témoigne donc d'une érosion sous-marine s'effectuant latéralement par rapport aux séries dilatées qui accueillent les produits d'érosion.

Les dépôts cénomaniens, sur la carte Annecy — Bonneville, n'existent que rarement en tant que niveaux individualisés. Dans la plupart des cas, ils sont réduits à la matrice micritique du conglomérat du Bargy à ammonites albiennes. Dans la gouttière de Leschaux cependant, les dépôts cénomaniens sont mieux représentés et comprennent des calcaires micritiques glauconieux à rares nodules calcaréo-phosphatés. Une partie au moins du quartz, de la glauconie et des phosphorites sont des produits remaniés probablement à partir des aires bordant cette gouttière. Un dispositif "séries amont tronquées — séries aval dilatées" peut s'observer avec le couple Andey (amont) — Rochers de Leschaux (aval) et avec celui du Col de l'Ebat (amont) — Col du Freu (aval) (fig. 8). Un tel dispositif témoigne d'une érosion sous-marine intra-cénomannienne se poursuivant localement jusqu'au Turonien. D'après les corrélations entre affleurements (en particulier avec ceux de la carte Cluses), il semble que la formation de la glauconie et celle des nodules calcaréo-gréseux aient cessé dès la base du Cénomannien moyen (zone à Rhotomagense), le régime micritique caractéristique des Calcaires de Seewen débutant dans la zone à Cushmani. Tous les mélanges micrite — quartz — glauconie — phosphorites postérieurs résulteraient donc de remaniements par érosion sous-marine.

*Contenu faunique et environnement de dépôt.* L'association faunique des dépôts terrigènes de l'Aptien supérieur — Albien est riche puisque à peu près tous les grands groupes d'organismes marins susceptibles de se fossiliser sont présents (céphalopodes, bivalves, gastéropodes, coelentérés, brachiopodes, scaphopodes, échinides, etc.). La malacofaune est composée de petites formes connues comme indiquant un milieu circalittoral. La présence de petits gastéropodes se nourrissant de détritux végétaux (*Semisolarium*, *Nummocalcar*) laisse à penser que la profondeur ne devait pas dépasser 200 mètres. Les foraminifères planctoniques sont réduits à des petites hedbergelles, les formes plus grandes n'apparaissant qu'à l'Albien terminal (zone à Appenninica).

Les dépôts albiens correspondraient à des dépôts de plate-forme externe. La composition de l'ammonito-faune va dans ce sens puisque l'on note une relative forte proportion de formes de haute mer telles que les phylloceratidés, les gaudryceratidés et les tetragonitidés. Inversement, les hoplitidés, formes plus ou moins inféodées aux plates-formes peu profondes, sont mal représentées alors qu'elles sont abondantes dans le Sud du Jura (région de Bellegarde).

Les accumulations de fossiles dans les horizons condensés auraient une double origine. Elles correspondraient à la fois à des sections condensées liées aux variations eustatiques et témoigneraient également de l'existence de

courants océaniques de subsurface, lesquels seraient aussi, pour partie, responsables de l'existence des gouttières à terrigènes (Delamette, 1986).

A proximité de la limite Albien — Cénomanién, les apports terrigènes cessent tandis que persistera, pour un temps, la formation de glauconie et de phosphorites. Le fond devient boueux et la macrofaune benthique se raréfie considérablement. Seuls persistent des échinides semi-fouisseurs (*Holaster subglobosus* Leske) accompagnés localement de petits crinoïdes et de rares brachiopodes térébratulidés. Cette baisse dans la diversité faunique s'observe aussi chez les ammonites réduites à quelques genres (*Schloenbachia*, *Mantelliceras*, *Hypoturritites*, *Sciponoceras* pour les principaux). Mentionnons la présence d'un hydrozoaire particulier car sphérique et supposé pélagique, *Parkeria sphaerica* Carter (Delamette, Termier et Termier, 1983). Le zooplancton est par contre abondant, comprenant une association de globotruncanidés (genre *Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, *Whittheinella*) et de calcisphaerulidés (dont *Bonetocardiella conoidea* Bonnet). Une biocénose particulière composée d'encroûtements microbiens (stromatolithes) auxquels s'associent des foraminifères sessiles colonisent la plupart des fonds (à l'exception des gouttières) au Cénomanién moyen.

L'association faunique cénomaniénne suggère une profondeur de quelques centaines de mètres mais probablement inférieure à 500 m (vers 300 m ?).

L'approfondissement se poursuivrait ensuite car la faune de crinoïdes composée de petits isocrinidés et de *Bourgueticrinus* de la base des Calcaires de Seewen indiquerait selon M. Roux (communication écrite) une profondeur supérieure à 500 m mais inférieure à 1 000 mètres.

Quoi qu'il en soit, il semble que la bathymétrie devait décroître du Nord-Est au Sud-Ouest de la carte ainsi que le suggère l'instauration progressive des micrites à foraminifères planctoniques et rares radiolaires dans le même sens durant la période fini-cénomaniénne à coniacienne.

Biostratigraphie. Malgré sa relative richesse en marqueurs biostratigraphiques, le Membre de Platé n'est pas toujours facile à dater. Deux phénomènes plus ou moins liés interviennent : la condensation et le remaniement. La surimposition de ce dernier phénomène au premier, c'est-à-dire le remaniement de dépôts condensés, donne naissance à des niveaux particuliers, à mélange faunique important, pouvant couvrir plusieurs étages, de l'Aptien supérieur à la base du Coniacien. Déchiffrer très précisément une telle évolution nécessiterait donc un travail biostratigraphique très fin qui, malgré ceci, restera toujours limité par le manque de continuité entreaffleurements. Seules peuvent donc être dégagées les grandes tendances.

Dans la plupart desaffleurements, les dépôts albiens ne renferment que deux horizons à ammonites : un horizon basal peu condensé plaqué au toit du Membre de Bossetan (= horizon du Mont-Jean) et un horizon sommital polyzoonal (= conglomérat du Bary) sous-jacent aux Calcaires de Seewen.

L'horizon inférieur ou du Mont-Jean (localité de référence : x = 910,32 ; y = 2 108,05) livre presque partout une association à *Leymeriella* et *Hypacanthoplites* de l'Albien basal (zone à *Tardefurcata*). Cependant, certaines espèces du genre *Hypacanthoplites* telles *H. anglicus* Casey, *H. rubricosus* Casey, *H. propinquus* Casey seraient cantonnées dans l'Aptien terminal (partie supérieure de la zone à *Jacobi*). En un seul endroit (Rocher de Borni entre Scionzier

et Mont-Saxonnet :  $x = 923,52$  ;  $y = 2\ 125,62$ , feuille Cluses), il a été observé une séparation entre un premier horizon ne livrant apparemment que des *Hypacanthoplites* et un second à *Hypacanthoplites* et *Leymeriella*. Le Membre de Platé débiterait donc dès l'Aptien terminal.

L'horizon supérieur ou conglomérat du Bargy (localité de référence : Colombière :  $x = 910,32$  ;  $y = 2\ 108,05$ ) renferme une association polyzonale dans laquelle on peut reconnaître l'Albien inférieur (zone à *Tardefurcata* et zone à *Mammillatum*), une partie seulement de l'Albien moyen (zone à *Dentatus* et peut-être la base de la zone à *Loricatus*) et l'Albien supérieur (zone à *Inflatum* et zone à *Dispar*). On notera que malgré la présence d'Albien supérieur, il semble exister un hiatus biostratigraphique correspondant à la partie supérieure de l'Albien moyen (absence de faunes de la zone à *Loricatus pro parte* et de la zone à *Lautus*). La matrice micritique du conglomérat du Bargy renferme des foraminifères planctoniques du Cénomaniens (zone à *Brotzeni* + zone à *Reichei* et parfois aussi zone à *Cushmani*). Localement, le Turonien (zone à *Archeocretacea* et zone à *Helvetica*) peut être représenté dans les quelques centimètres supérieurs du conglomérat, entre les colonnettes stromatolitiques.

Le conglomérat du Bargy est parfois surmonté par quelques décimètres de biomicrites glauconieuses présentant des âges très variables s'échelonnant du Cénomaniens à la base du Coniacien. Ainsi à la Porte d'Age (partie nord du flanc est du Bargy :  $x = 920,87$  ;  $y = 2\ 119,20$  sur la feuille Cluses), ces calcaires livrent des ammonites calcaréo-phosphatées de la base du Cénomaniens (zone à *Mantelli*) tandis que la matrice micritique non phosphatée renferme des formes du Cénomaniens supérieur (zone à *Cushmani*).

Par contre au Sud-Ouest du plateau des Glières (Indivis :  $x = 907,62$  ;  $y = 2\ 113,75$ ), les calcaires glauconieux livrent des microfaunes de la base du Coniacien (zone à *Primitiva*). Ces deux affleurements illustrent ainsi une évolution régionale, à savoir que l'âge des niveaux de biomicrite glauconieuse à petits lithoclastes phosphatés est de plus en plus jeune du Nord-Est au Sud-Ouest. Cette évolution traduit un remaniement de plus en plus prononcé des dépôts condensés albiens selon cet axe NE — SW.

• "*Lumachelle*" et "*Sables verts dauphinois*". Dans le coin sud-ouest de la carte, la série du Crétacé moyen du Creux ( $x = 898,80$  ;  $y = 2\ 109,30$ ) étudiée autrefois par Jayet (1926), bien que tronquée en partie par les dépôts fluviatiles tertiaires, présente des faciès différents de la Formation des Aravis. Ces faciès sont beaucoup plus clairs, moins indurés. Les phosphorites ont des couleurs beiges, verdâtres ou blanchâtres comme celles des dépôts plus méridionaux des Bauges ou plus occidentaux du Jura méridional. En outre, l'Aptien supérieur est représenté par des calcarénites grés-glauconieuses semblables à la "*Lumachelle*" de la Chartreuse et du Vercors. L'affleurement, actuellement discontinu, permet d'observer deux horizons à ammonites. Le premier, vraisemblablement situé au toit des calcarénites de la "*Lumachelle*", livre des *Hypacanthoplites* (limite Aptien — Albien). Le second horizon, pour partie tronqué par les dépôts tertiaires, présente le même mélange polyzonal que le conglomérat du Bargy. Seule la matrice micritique cénomaniens manque.

Ce changement de couleur à la latitude du lac d'Annecy correspond à la limite "Albien noir" et "Albien vert clair" de Moret (1934) et Paréjas (1938). Ces variations de couleur bien marquées dans les phosphorites ont probablement une origine à la fois sédimentaire et diagénétique, les phosphorites noires typiques du domaine helvétique étant plus proches des fluoro-apatites que celles des domaines dauphinois et jurassien.

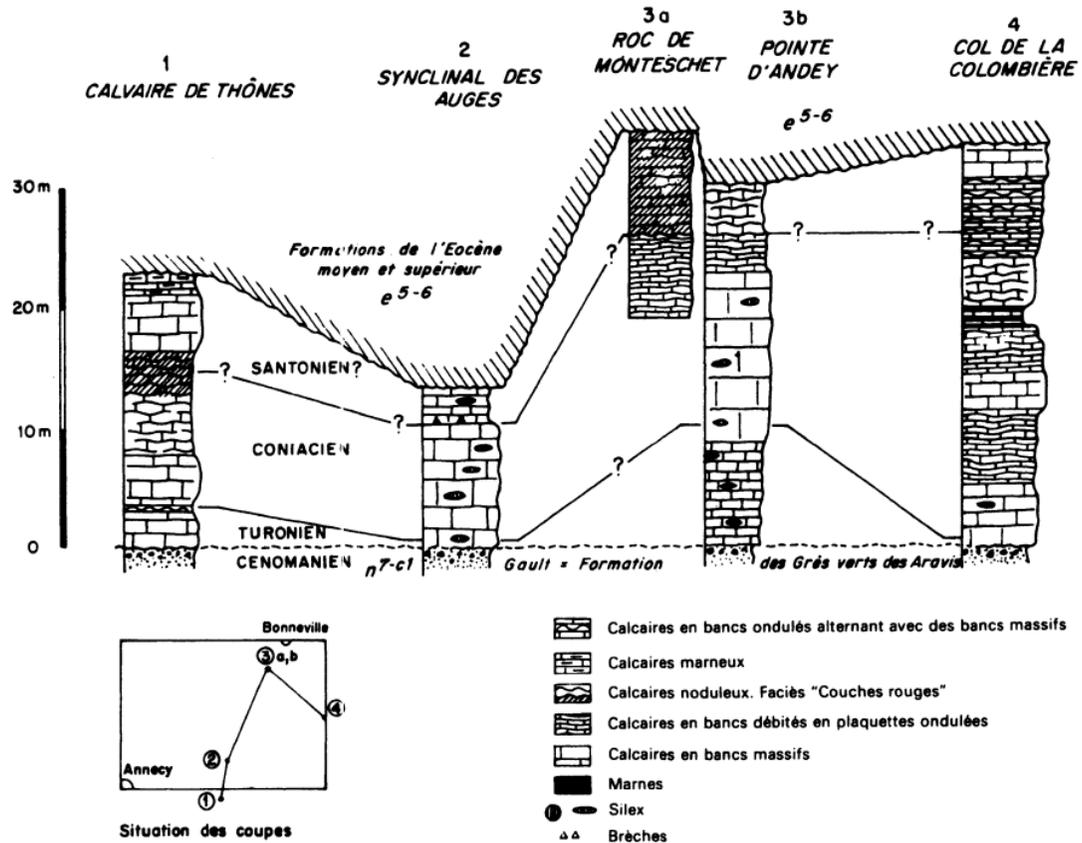


Fig. 9 - Evolution stratigraphique des Calcaires de Seewen, sur la feuille Annecy-Bonneville (VILLARS, 1987)

**Cs. Calcaires de Seewen (= Calcaires sublithographiques) (Turonien – Santonien) :** 0 à 70 mètres(\*). Cette formation essentiellement constituée de bancs décimétriques de calcaires sub-lithographiques (biomicrites), blancs ou gris clair, correspond au Seewenkalk de Suisse centrale, qui a été décrit formellement par Studer en 1839. C'est pourquoi le terme "Calcaires sublithographiques", pourtant d'usage courant en Haute-Savoie, doit être abandonné au profit d'une dénomination conforme à la nomenclature stratigraphique. Réputée d'une "monotonie désespérante" (Moret, 1934, p. 31), la formation des Calcaires de Seewen présente toutefois des variations stratonomiques (fig. 9) ; elle apparaît en bancs soit massifs soit plaquetés soit noduleux ; par endroits (col de la Colombière), ce sont de véritables alternances de bancs onduleux et de bancs massifs. Les niveaux marneux sont très rares et peu épais. En outre, des silex jaunâtres à blanchâtres se développent dans différents niveaux, alors que les passées bréchiques sont exceptionnelles (Pas du Loup).

Le microfaciès fondamental des Calcaires de Seewen correspond à une biomicrite, riche en foraminifères planctoniques et calcisphéridés, débris d'inocérames et d'échinodermes. A leur base, les Calcaires de Seewen peuvent renfermer quartz et glauconie en faible proportion.

Des faciès noduleux rouge vif plus ou moins panachés de vert, très riches en foraminifères planctoniques et débris d'inocérames, ont intrigué tous les géologues qui ont travaillé dans ces régions : synclinal de Morette et de Dran, synclinal d'Ablon, calvaire de Thônes.

Dans la partie externe du massif des Bornes, particulièrement au Nord-Est, les Calcaires de Seewen ont généralement été décapés par l'érosion en milieu continental, entre la fin (?) du Crétacé et l'Eocène. Mais, il est certain que cette formation s'est déposée sur l'ensemble du massif des Bornes et de la chaîne des Aravis, et même sur le Salève et le Jura méridional. En effet, les Calcaires de Seewen se trouvent à l'état de galets dans les assises conglomératiques, parfois puissantes, de l'Eocène (Bornes et Aravis), ainsi que dans les Poudingues de Mornex (Salève) et les gompholites (Jura). De plus, tous les faciès des galets composant ces conglomérats, ainsi que les rares affleurements préservés par l'érosion ante-éocène au Salève (Bromines) et dans le Jura méridional (Chézery), sont des biomicrites à faune planctonique résultant d'un dépôt en milieu pélagique ; ils sont donc en tous points semblables à ceux qui affleurent encore aujourd'hui largement dans le domaine delphino-helvétique. Aucun faciès de rivage d'âge Crétacé supérieur *pro parte* n'a été signalé jusqu'ici, soit dans les galets, soit dans les affleurements préservés de l'érosion ante-éocène ; ce qui démontre bien que la mer du Crétacé supérieur *pro parte* s'est étendue, avec plus ou moins la même tranche d'eau, sur tout le territoire considéré : Jura méridional, Salève, massif des Bornes et chaîne des Aravis, soit sur l'ensemble du domaine subalpin *lato sensu*. Sur le territoire de la feuille Annecy – Bonneville, l'épaisseur maximum des Calcaires de Seewen a été évaluée à 70 m par Charollais (1962, pl. III), dans les parois des Bouchats, au Sud-Ouest de Solaizon.

(\*) Chapitre rédigé par F. Villars et J. Charollais

La datation des Calcaires de Seewen repose sur l'analyse des foraminifères planctoniques et de la nannoflore. Cette formation ne semble pas renfermer d'ammonites ; les auteurs ne signalent, parmi la macrofaune, que des inocérames et des échinides. Murchison (1848) a découvert à Thônes "*Inoceramus cuvieri*"; Charollais (1962, p. 692) cite deux exemplaires d'*Inoceramus (Selenoceramus) europaeus* Heinz, récoltés par Rigassi au Sud-Est de Brizon.

Cette figure illustre la grande variabilité des faciès (e5-6) liée à la transgression nummulitique et met en évidence la complexité géologique et morphologique du substratum sur lequel ont progressé les différentes incursions marines. Cette complexité résulte à la fois d'une paléotectonique ante-Eocène et d'une érosion continentale (Sidérolithique).

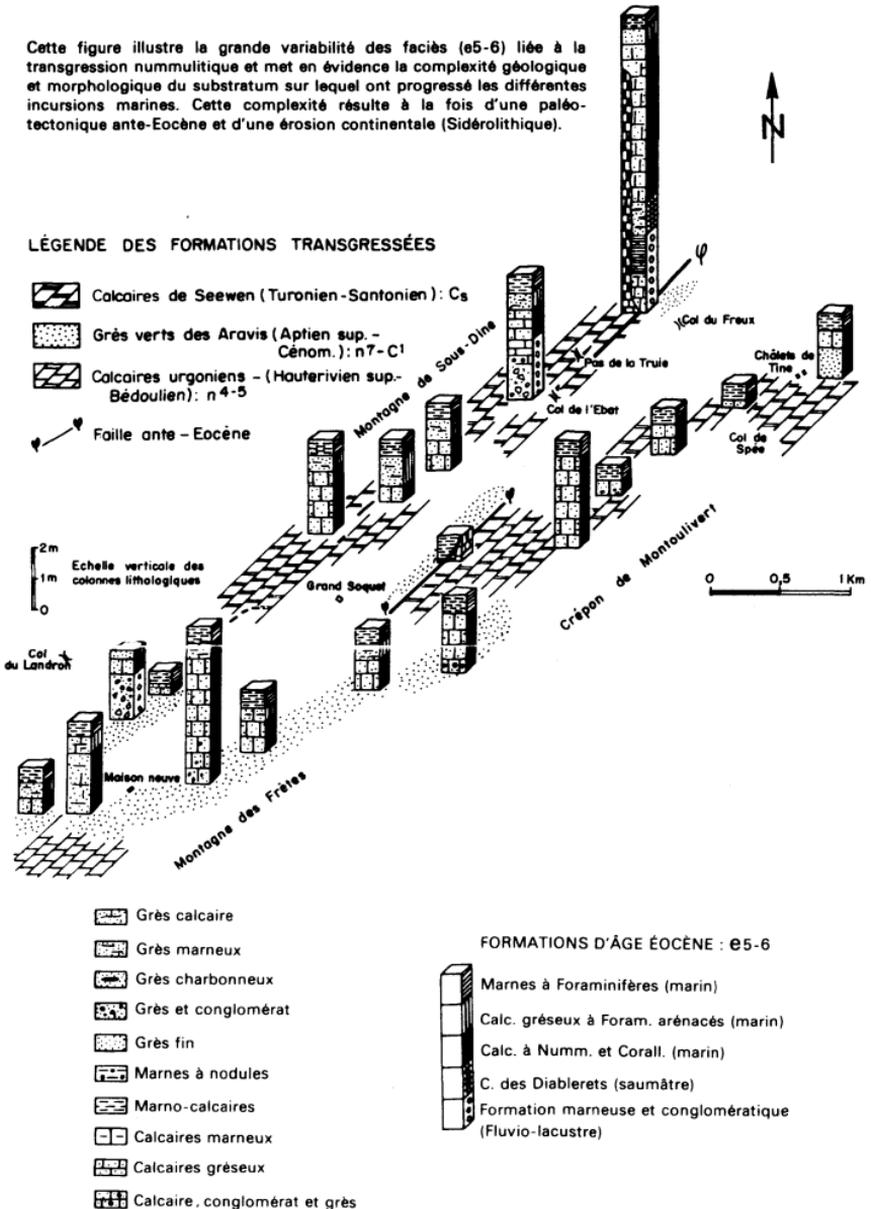


Fig. 10 - Répartition des faciès de l'Eocène moyen et supérieur dans le synclinal de Champ-Laitier, entre le Borne et la Filière (CHAROLLAIS, 1987)

Moret (1934) mentionne *Micraster* sp., *Ananchytes* sp. (dans les environs de Thônes) et une dent de *Ptychodus* sp. (dans le synclinal de Dran). Grâce aux foraminifères planctoniques, il est démontré que la base de la formation des Calcaires de Seewen appartient au Turonien (zone à *Helvetica-Sigali*) et le sommet au Santonien (zone à *Asymetrica* probable). Vu la rareté des espèces-marqueurs et le caractère appauvri des assemblages de foraminifères planctoniques (formes petites et globuleuses), il n'est pas toujours possible de définir précisément les biozones du Coniacien — Santonien. Ainsi, la base du Coniacien (zone à *Dicarinella primitiva*) est déterminée, en l'absence du marqueur, par l'apparition du genre *Archaeoglobigerina*. De même, l'apparition des formes rapportées à l'espèce *rosita fornicata* est utilisée pour repérer la base du Santonien, en l'absence du marqueur *Dicarinella asymetrica*.

La nannoflore confirme les datations basées sur les foraminifères planctoniques. Charollais (1962, p. 694) mentionne : *Arkhangelskiella* cf. *specillata* Vershina, *Coccolithus pelagicus* (Wallisch), *Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre, *Tetralithus pyramidus* Gardet, *Zygrhablithus turrideiffeli* Deflandre. De plus, Stradner, l'auteur de ces déterminations, précise que la nannoflore comprend également de nombreuses espèces remaniées, caractéristiques du Tithonique supérieur et du Crétacé inférieur telles que *Braarudospaera bigelowi* et *B. discula*. Ceci témoigne de l'érosion de formations d'âge Jurassique supérieur et Crétacé inférieur, situées bien au-delà du domaine delphino-helvétique. En effet, partout dans le massif des Bornes et dans la chaîne des Aravis, ainsi que sur la plate-forme jurassienne, les Calcaires de Seewen reposent sur les Grès verts des Aravis (n7-c1), sauf en de rares points (synclinal du Lindion) où ils surmontent directement les Calcaires urgoniens (Caron *et al.*, 1970).

Quant à l'environnement de dépôt, il correspondrait à une "plate-forme pélagique" ("*shelf sea pelagic sedimentation*"; Scholle *et al.*, 1983).

**es-6. Formations de l'Eocène moyen et supérieur(\*)** : 0 à environ 65 mètres. Dans le détail, les formations de l'Eocène moyen et supérieur sont extrêmement complexes. La figure 10 illustre la diversité des faciès transgressifs et des formations transgressées (paléo-tectonique ante-éocène), dans le synclinal de Champlaitier.

● **Eocène inférieur marin.** Si les premiers dépôts d'âge Eocène inférieur (zone à *Planulatus* et zone à *Oblonga* P7) sont connus dans le massif des Bauges (Martini, 1968), sur cette carte, ils ne sont signalés qu'à l'état remanié dans la coupe de Pierre-Lente près de Brizon (Charollais, 1962). En effet, les grandes nummulites lutétiennes (*Nummulites aturicus*) sont accompagnées d'alvéolines cuisienues (*Alveolina oblonga*, formes A ; *A. rutimeyeri*, formes A et *Glo-malveolina* cf. *minutula* ; détermination Hottinger).

Alors que Martini (1968) estime que la plus grande partie des chaînes subalpines a été recouverte par la mer cuisienne, il est plus exact de dire que la transgression s'est avancée à différents moments de l'Eocène inférieur dans les chenaux et les grabens liés à la phase tectonique post-sénonienne. Les périodes d'érosion successives ultérieures auraient enlevé la quasi-totalité de ces terrains.

(\*) Chapitre rédigé par D. Decrouez

● **Eocène moyen marin et lacustre.** Il n'est connu, jusqu'à présent, qu'en trois points de la feuille Annecy — Bonneville : Roc de Monteschet, ruisseau de Pierre-Lente près Brizon et gorges du Cé près Mont-Saxonnex.

L'épaisseur des dépôts marins n'atteint que quelques mètres. Il s'agit essentiellement de formations biodétritiques ou détritiques : des grès calcaires, des calcaires gréseux et des conglomérats. La microfaune, essentiellement composée de nummulites (*N. aturicus*, *N. millicaput*, P 11/P 12 ?), d'assilines et d'alvéolines (remaniées ou non), est plus riche dans la partie inférieure.

Des calcaires gréseux à cyanophycées surmontent parfois ces formations. La présence de *Microcodium* a également été relevée.

Aux formations marines un âge Lutétien est attribué alors que les niveaux lacustres seraient plutôt bartoniens (Pairis *et al.*, 1984).

Là aussi, il est difficile de préciser l'extension de la mer lutétienne, mais elle a vraisemblablement été conditionnée par une morphotectonique plus ou moins comparable à celle de l'Eocène inférieur et l'érosion a certainement enlevé une grande partie des dépôts. La présence des *Microcodium* témoigne d'une émergence. Il faut aussi envisager le cas d'une érosion sous-marine. En outre, la présence d'horizons conglomératiques à n'importe quel niveau des coupes confirme que cette région fut active du point de vue tectonique durant l'Eocène moyen.

● **Eocène supérieur lacustre et marin.** La transgression priabonienne s'est étendue à l'ensemble du massif des Bornes et de la chaîne des Aravis et elle s'est poursuivie à l'Oligocène inférieur. Elle doit être mise en relation avec la phase tectonique de l'Eocène moyen (Moret, 1934 ; Martini, 1968) qui d'ailleurs continue durant tout le Priabonien avec moins d'ampleur. Charollais (1962) a observé de faibles discordances stratigraphiques dans les couches des Diablerets du synclinal de Delaire. Le substratum, accidenté tectoniquement et morphologiquement, est variable : soit les Calcaires de Seewen, soit les Grès verts helvétiques ou encore les Calcaires urgoniens ou même les Calcaires gréseux à miches (Hauterivien).

La limite entre le Priabonien et le Crétacé supérieur est très nette et le sommet du Sénonien est souvent perforé par des lithophages. En outre, les niveaux transgressifs apparaissent parfois clairement comme une formation discordante (Col de la Colombière, Chinaillon ; Dondey, 1961).

Avec les Grès verts helvétiques, la limite est souvent évidente bien qu'elle ne puisse pas toujours être placée avec exactitude. Dans la carrière du Grand-Bornand (Dondey, 1961), par exemple, sous le conglomérat se trouvent des grès à rhynchonelles albiennes et à nummulites priaboniennes.

Par contre, il est souvent difficile de préciser la limite entre les grès calcaires de la partie sommitale des Calcaires urgoniens et les grès calcaires de la base des horizons transgressifs. Le conglomérat, quand il existe, ne se trouve pas à la base. Les formations déposées au cours de l'Eocène supérieur présentent des variations latérales et verticales de faciès rapides. Les épaisseurs sont extrêmement variables et la composition de la série change brusquement sur de faibles distances. Une hétérochronie des dépôts doit être envisagée. Ces caractères sont liés à une paléotectonique antépriabonienne responsable d'une paléomorphologie et à une tectonique active synsédimentaire. Quand la série est complète, on observe de bas en haut :

— *les couches des Diablerets* (= Formation brune de Pairis, 1975). Il s'agit de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de calcschistes gris à bruns, riches en mollusques (cérithes) et à passées conglomératiques. Cette série comporte localement des niveaux charbonneux assez purs (bois de l'Arzé, mine du Chouet au Sud-Ouest du plateau de Cenise autrefois exploitée). Elle est d'origine lacustre mais la présence de foraminifères et d'algues rouges atteste des incursions marines. Charollais (1962, p. 705) signale dans les Couches des Diablerets près de Brizon, sur le chemin reliant Chavanne à Malatré, *Spondylus* sp. (?), cf. *Meretrix villanovae* Deshayes, cf. *Cardium* (*Nennocardium*) *breve* Frauscher, *Cyrena* cf. *sirena* Brongniart, *Ostrea* groupe *multicostata* Deshayes ;

— *des calcaires gréseux et/ou des grès calcaires, conglomératiques* (= Formation grise de Pairis, 1975, *pro parte*). Les éléments du conglomérat varient de quelques millimètres à 20 cm de diamètre. Ils sont composés de calcaires à globotruncanidés, calcisphaerulidés et silex du Crétacé supérieur, de grès glauconieux et phosphatés du "Crétacé moyen", de faciès urgoniens du Barrémien et Bédoulien et de calcaires gréseux à spicules d'éponges de l'Hauterivien. Le faciès du ciment est en relation étroite avec le substratum. L'épaisseur varie de quelques centimètres à plus d'un mètre ;

— *des grès et des calcaires gréseux* (= Formation grise de Pairis 1975, *pro parte*) avec une microfaune assez pauvre : *Asterigerina* sp., *Pararotalia* sp., quelques nummulites et des débris de corallinacées. L'épaisseur varie de quelques mètres à une dizaine de mètres ;

— *des calcaires à nummulites, discocyclines, polypiers et algues* (= calcaires blancs de Pairis, 1975). L'épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres (40 à 50 m au maximum). Nummulites : *N. chavannesi*, *N. garnieri*, *N. fabianii*, *N. incrassatus*, espèces tout à fait typiques du Priabonien. Autres foraminifères : *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., *Actinocyclina* sp., *Operculina* sp., *Heterostegina* sp., *Silvestriella tetraedra*, *Planorbulina brönnimanni*, *Sphaerogypsina globulus*, *Chapmanina gassinensis*, *Fabiana cassis*, *Haddonina heissegi*, *Boannularia eocenica*, *Schlosserina* sp., *Gypsina* sp., *Asterigerina* sp., *Pararotalia* sp., etc. Parmi ces foraminifères, signalons que *P. brönnimanni* est une forme qui semble n'apparaître qu'au Priabonien (Decrouez et Herb, travaux en cours). D'autre part cette espèce (Bignot et Decrouez, 1982) ainsi que les autres comme par exemple *S. tetraedra* (Decrouez, 1978) et *C. gassinensis* (Barbin et Decrouez, 1987) sont fréquentes dans le Priabonien des régions mésogéennes. Polypiers : *Pattalophyllia cyclolitoïdes*, *P. cf. subinflata*, *Pattalophyllia* sp., *Caulastraea* sp. (détermination Chevalier). Algues rouges : *Lithophyllum* cf. *borneoense*, *L. contii*, *L. barbarensis*, *L. mengaudi*, *L. quadrangulum*, *L. simplex*, *Lithophyllum* sp., *Lithoporella minus*, *Archaeolithothamnium dallonii*, *Lithothamnium abradi*, *L. aggregatum*, *L. andrusovi*, *L. bofilli*, *L. charollaisi*, *L. faurai*, *L. minae*, *L. marianae*, *L.* ; aff. *ramosissimum*, *L. moreti*, *L. vaughani*, *L. roveretoi*, *Mesophyllum rigidum*, *M. pfenderae*, *Mesophyllum* sp. et formes indéterminées (détermination de Segonzac, 1974). Les bryozoaires et les débris de tests de mollusques (huîtres, pectinités) sont fréquents. La présence d'échinodermes a également été remarquée. Ces calcaires se sont déposés dans un domaine péricéfale à récifal. Dans les zones (Col de la Colombière, les Eculés au Nord de Saint-Jean-de-Sixt) qui ont bénéficié d'une relative accalmie sur le plan tectonique, on peut observer l'installation d'un récif avec le faciès d'arrière-récif (calcaire à nummulites et polypiers isolés) et les faciès récifaux (calcaire à algues et bryozoaires, calcaire à polypiers). Le milieu de dépôt des niveaux à discocyclines est plus difficile à interpréter (arrière-récif, avant-récif?), ils semblent toujours précéder l'apparition du récif ;

— des calcaires gréseux à grands foraminifères arénacés dont l'épaisseur dépasse rarement le mètre ; leur patine rousse en font un bon repère sur le terrain. Charollais (1962, p. 708) y signale des corallinacées, des petites nummulites et des pectinidés parmi lesquels *Chlamys deleta* Michelotti (?).

**g<sub>1</sub>. Marnes à foraminifères (Oligocène inférieur basal — sommet de l'Oligocène inférieur) :** 0 à 50 mètres. Les Marnes à foraminifères doivent être considérées comme une formation, bien que ses contacts et ses limites inférieure et supérieure soient souvent très graduels : à la base, Calcaires à petites nummulites et Calcaires gréseux à foraminifères arénacés ; au sommet, Schistes à *Melletta* dans les Bornes et Grès de Taveyane dans les Aravis. Dans la littérature géologique, la formation g<sub>1</sub> a été désignée sous de nombreux vocables : marnes schistoïdes bleues, marnes à foraminifères, marnes schisteuses à globigérines, etc.. Depuis quelques années, le terme de "Marnes à foraminifères" semble être adopté par la plupart des auteurs.

La lithologie des Marnes à foraminifères est assez homogène, encore qu'elles comportent des *hard grounds*, des *slumps*, des *debris-flow* et que leur base puisse être grossièrement détritique, lorsque la formation transgresse directement sur le substratum mésozoïque (plateau d'Andey, Champ Laitier, les Glières, Thorens). Les Marnes à foraminifères sont constituées par une série de bancs à joints mal définis généralement bioturbés et renfermant de nombreuses pistes d'animaux fouisseurs. Ce sont des calcaires argileux schistoïdes au sein desquels s'intercalent des niveaux très carbonatés, à patine gris bleuâtre à jaune-rouille. Leur teneur en CaCO<sub>3</sub> oscille entre 60 et 90 % ; forte à la base, elle diminue progressivement vers le haut à l'inverse des teneurs en argiles. Celles-ci comprennent, selon Sittler (1965), de l'illite pure à laquelle s'ajoute une quantité presque égale d'interstratifiés I-V à 12 Å, avec un peu de kaolinite et de faibles traces de chlorite. En outre, les Marnes à foraminifères contiennent une faible proportion de quartz détritique, de muscovite, de glauconie et de composés ferreux qui se présentent soit à l'état diffus, soit sous forme de nodules et de remplissage de loges de foraminifères, ce qui augmente la difficulté de leur extraction.

L'épaisseur des Marnes à foraminifères est variable ; absentes dans la région du synclinal de Dessy (Charollais *et al.*, 1980), elles atteignent 25 m sur le plateau de Cenise et une cinquantaine de mètres d'épaisseur dans la chaîne des Aravis (Rosset, 1957 ; Détraz *et al.*, 1986).

Les Marnes à foraminifères sont caractérisées non seulement par l'abondance des foraminifères (et particulièrement des globigérines), mais aussi par de nombreux moules de lamelibranches, généralement de petite taille. Ainsi, Moret (1934, p. 43) signale, au Mont Veyrier, toute une faunule qui a été retrouvée en partie en d'autres points, notamment près du Grand Bornand : "*Chlamys* sp., *Amussium* sp., *Parvamussium bronni*, *Cardita laurae*, *Crassatella* sp., *Modiola* sp., *Arca* sp., *Xenophora* sp., *Voluta* sp., *Pyrula* sp., *Dentalium appenninum*, *Porina coronata*, *Retopora tuberculata*". Dans la chaîne des Aravis, Rosset (1957, p. 55) relève que "les marnes bleues (= Marnes à foraminifères) contiennent souvent dans les premiers mètres de la formation, de belles empreintes de pectinidés", parmi lesquels *Chlamys subdiscors* d'Archiac et *C. parvicostata* Bellardi.

Les études micropaléontologiques portant sur les foraminifères, la nannoflore, les palynomorphes et les ostracodes, ont amené Charollais *et al.* (1980) à conclure que la formation des Marnes à foraminifères du massif des Bornes (et

probablement de la chaîne des Aravis) s'étendait de la base de l'Oligocène inférieur et même, éventuellement depuis l'Éocène tout à fait terminal, jusqu'à la partie supérieure de l'Oligocène inférieur. En effet, l'association des foraminifères planctoniques déterminée par Toumarkine (*in* Charollais *et al.*, 1980) caractérise l'Oligocène inférieur (zone à *Cassigerinella chipolensis/Pseudohastigerina micra* selon Bolli ou zone P17 *pro parte* à P19 selon Blow) puisqu'elle comprend : *Pseudohastigerina nagewichiensis*, *Globigerina ampliapertura*, *G. angiporoides*, *G. euapertura*, *G. galavisi*, *G. gortanii gortani*, *Globorotalia increbescens*, *G. postcretacea*, *Chiloguembelina cubensis*. Par ailleurs, Wernli (*in* Détraz, 1986, p. 373), après avoir étudié les foraminifères planctoniques de la partie supérieure des Marnes à foraminifères des Aravis, les rattache également à l'Oligocène inférieur (zones P18 et P19 de Blow).

De plus, les 21 espèces des genres *Uvigerina*, *Bulimina* et *Bolivina* qui ont été identifiées par Rögl (*in* Charollais *et al.*, 1980) et qui proviennent principalement de la partie inférieure des Marnes à foraminifères du massif des Bornes, sont identiques à celles qui composent les associations attribuées au Lattorfien (= Oligocène inférieur) près de Häring (Tyrol) et dans l'unité de Pouzdrany (Tchécoslovaquie). Ce résultat confirme l'attribution chronostratigraphique basée sur les foraminifères planctoniques.

Quant à l'association palynologique, elle est caractérisée par la forme-guide de l'Oligocène inférieur et moyen : *Boehleispollis hohli* reconnue en plusieurs points du massif des Bornes. En outre, Hochuli (*in* Charollais *et al.*, 1980) a reconnu dans les Marnes à foraminifères des Bornes, des espèces typiques de l'Oligocène inférieur : *Caryapollenites simplex*, *Polyatriopollenites stellularis*, *Polyporopollenites undulosus* et *Trivestibulopollenites betuloides*. L'assemblage sporo-pollinique de cette formation appartient, dans le massif des Bornes, à la zone florale (Paléogène) 19, peut-être à la zone 20a. Enfin, toutes les associations de kystes de dinoflagellés des Marnes à foraminifères se rapportent à la zone à *Deflandrea heterophlycta*, bien que quelques espèces considérées comme typiques de la zone précédente soient présentes.

À l'échelle de la feuille Annecy - Bonneville, aucun diachronisme n'a pu être décelé au sein de la formation des Marnes à foraminifères ; et s'il apparaît, par endroits, des différences de composition dans les associations paléontologiques, elles sont plus liées à des variations écologiques qu'à des variations temporelles ; celles-là peuvent dépendre soit de la morphologie sous-marine, soit du jeu de failles syndésimentaires, soit de mouvements eustatiques. Ces derniers sont invoqués par Müller (1987, communication orale) pour expliquer la présence de résédiments à caractères péri-récifaux, dans les Marnes à foraminifères de la chaîne des Aravis, ce qui a incité Détraz *et al.* (1986, p. 373) à considérer, dans cette région, la partie inférieure des Marnes à foraminifères comme un équivalent latéral des calcaires péri-récifaux, faciès appartenant à la formation des Calcaires à petites nummulites et cartographiés comme tels.

Charollais et Wellhäuser (1962) ont montré, au Col de la Colombière, qu'à la base de la formation des Marnes à foraminifères, la proportion de foraminifères benthiques atteignait 95 % pour s'abaisser à 5 % dans la partie sommitale (au contact des Schistes à *Meletta*) ; à l'inverse, la fréquence des organismes planctoniques passe de 5 %, à la base, à 95 % au sommet. D'autre part, la courbe calcimétrique se parallélise, malgré quelques oscillations, avec la courbe de fréquence des foraminifères benthiques. Très carbonatées à la base (environ 80 %), les Marnes à foraminifères s'enrichissent en argiles dans la partie supérieure, où les carbonates ont une valeur moyenne de 60 %. Comparant ces résultats avec les études de Grimsdale et Van Morkhoven (1955), Charollais et

Wellhäuser (1962, p. 35) admettent "que les premiers dépôts des Marnes à foraminifères ont eu lieu dans une mer où les bas-fonds ne dépassaient pas 100 mètres. Quant aux marno-calcaires supérieurs, très riches en globigérines, ils correspondraient aux dépôts d'une mer plus profonde, voisine de 1 000 mètres". Comme l'a remarqué Martini (1968, p. 84), l'estimation chiffrée de l'évolution bathymétrique du dépôt des Marnes à foraminifères doit toutefois être examinée avec prudence, car, simultanément, l'approfondissement du bassin se conjugait avec son confinement, ce qui a concouru à accroître la proportion des foraminifères planctoniques par rapport aux benthiques.

La reconstitution du paléoenvironnement a pu encore être précisée, grâce à l'analyse des ostracodes. En effet, Oertli (*in* Charollais *et al.*, 1980, p. 46) a identifié dans les Marnes à foraminifères du massif des Bornes, des associations d'ostracodes, généralement attribuées à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène inférieur, parmi lesquelles les espèces les plus fréquentes sont : *Bairdia gr. gliberti* Keij, *Cytherella ihsaniyensis* Soenmez, *Krithe bartonensis* (Jones), *Henryhowella asperrima* (Reuss) et *Agrenocythere ordinata* (Deltel). L'auteur de ces déterminations estime que la bathymétrie se situait probablement entre -400 m et -800 m.

En conclusion, s'appuyant sur l'analyse des foraminifères et des ostracodes, on peut envisager que le massif des Bornes et la chaîne de Aravis se trouvaient recouverts par une tranche d'eau voisine de 800 m, à la fin du dépôt des Marnes à foraminifères. L'approfondissement de la mer, depuis l'Eocène supérieur jusqu'à la fin de l'Oligocène inférieur, a certainement été soumis à des fluctuations liées aux variations eustatiques mises en évidence par Vail (1987, communication écrite) ; les *slumps* et *debris-flow* observés dans les Marnes à foraminifères en sont peut-être la trace.

**g<sub>2</sub>. Flysch indifférencié : Oligocène inférieur à moyen.** Sous le terme "Flysch indifférencié" (g<sub>2</sub>), qui n'a été employé que dans le massif des Bornes, se trouve regroupé un ensemble de faciès détritiques qui surmontent les Marnes à foraminifères : il peut donc s'agir de Schistes à *Meletta*, de silts marno-micacés et/ou de grauwackes à débris volcaniques de type Val d'Illicz. La plupart du temps, la notation g<sub>2</sub> a été utilisée pour identifier des affleurements très restreints, où apparaissaient plusieurs formations qu'il n'était pas possible de figurer sur une carte à 1/50 000. Lorsque la grandeur de l'affleurement le permettait, les formations qui surmontent les Marnes à foraminifères, ont pu être individualisées :

— dans le massif des Bornes :

● g<sub>2b2</sub> : flysch à prédominance silteuse composé des Schistes à *Meletta* surmontés de silts marno-micacés ;

● g<sub>2b3</sub> : flysch à prédominance de grauwackes de type Val d'Illicz, disposé soit en alternances de silts marno-micacés et de grauwackes, soit en bancs épais de grauwackes, parfois conglomératiques ;

— dans la chaîne des Aravis :

● g<sub>2b1</sub> : Grès de Taveyanne, épaisse série de grauwackes à débris volcaniques ;

— au contact de la klippe subbriançonnaise des Annes :

● g<sub>2c</sub> : flysch à lentilles qui n'apparaît sur la feuille Annecy — Bonneville que sur le bord occidental de la klippe des Annes ; il s'agit d'un flysch à prédominance silteuse, appartenant au domaine subalpin et tout à fait identique à g<sub>2b2</sub>, mais renfermant des galets et lentilles "exotiques" issus du démantèlement des nappes (surtout briançonnaise et piémontaise) en progression.

*Remarque* : le Flysch spécifiquement subalpin (g2b2, g2b3) est dénommé "Molasse subalpine" par les géologues suisses alémaniques. La classification des faciès détritiques des flyschs figurant sur la feuille Annecy — Bonneville est basée sur les travaux de Vuagnat (1952), Martini (1968) et Sawatzki (1975). Les grands types (Grès de Taveyanne, Grès du Val d'Illicz) ont été définis pétrographiquement en Suisse occidentale par Vuagnat (1952); de nouvelles subdivisions ont été apportées par les études, en Haute-Savoie, de Martini (1968) entre Arve et Giffre, et de Sawatzki (1975) dans le synclinal de Thônes.

g2b2. *Flysch à prédominance silteuse : Schistes à Meletta et "Marno-micacé" (sommet de l'Oligocène inférieur — partie inférieure de l'Oligocène moyen ?)* : 100 m à environ 200 mètres. Dans le massif des Bornes (domaine subalpin *sensu stricto*), les Marnes à foraminifères (g1) passent progressivement vers leur sommet (sur quelques mètres) au Flysch à prédominance silteuse (g2b2). Cette formation n'apparaît pas dans la chaîne des Aravis où elle est remplacée par les Grès de Taveyanne (g2b1). Le Flysch subalpin (g2b2) (ou "Molasse subalpine" des auteurs suisses alémaniques) limité uniquement au massif des Bornes, comprend deux unités lithologiques qu'il n'a pas été possible d'individualiser sur la carte à 1/50 000, pour des raisons de graphisme : à la base, les Schistes à *Meletta* (sommet de l'Oligocène inférieur — base de l'Oligocène moyen) qui atteignent, au maximum, une trentaine à une quarantaine de mètres de puissance ; au sommet, les silts marno-micacés (Oligocène moyen), 60 à 170 m d'épaisseur.

● *Schistes à Meletta* (sommet de l'Oligocène inférieur — base de l'Oligocène moyen) : absents dans les Aravis, 1,50 à environ 30 m dans les Bornes. Les Schistes à *Meletta* sont des marnes schistoïdes, peu quartzzeuses et peu micacées, particulièrement riches en matière organique et spécialement en débris de poissons (surtout écailles) du genre *Clupea* sp. Les argiles sont illitiques avec quelques traces de kaolinite et de chlorites (Sittler, 1965, p. 254) ; les carbonates ne dépassent pas 50 à 70 %. A l'affleurement, les Schistes à *Meletta* se délitent en plaquettes et offrent une patine brun foncé à gris-bleu sombre. Dans le massif des Bornes, les Schistes à *Meletta* n'affleurent qu'assez rarement ; parce que facilement altérables, ils sont la plupart du temps recouverts par la végétation.

Les Schistes à *Meletta* peuvent être considérés soit comme un membre soit comme une formation. Ils n'ont qu'1,50 m au col de la Colombière, se développent généralement sur 10 à 20 m mais n'excèdent jamais une trentaine à une quarantaine de mètres de puissance et ne présentent pas de limites franches avec les termes lithologiques qui les encadrent. Il arrive cependant qu'ils soient transgressifs sur des formations plus anciennes comme c'est le cas dans le synclinal de Dessy où ils sont directement en contact avec les Calcaires à nummulites de l'Eocène supérieur : un *hard ground* souligné par une croûte limonitique et glauconieuse sépare ces deux formations. Par ailleurs, la base des Schistes à *Meletta* est parfois perturbée par des niveaux conglomératiques d'origine turbiditique, comme c'est le cas près du Mont Saxonnet. Ces niveaux correspondent à d'anciennes avalanches sous-marines, composées d'éléments locaux provenant du démantèlement de formations d'âge Eocène, Crétacé supérieur, Barrémo-Aptien et peut-être même Hauterivien. Ces faciès conglomératiques ont une extension restreinte, d'ordre hectométrique, rarement kilométrique. Ces niveaux conglomératiques semblent contemporains du Flysch à lentilles (g2c) ; ils pourraient donc être liés à la mise en place de la klippe des Annes.

TABLEAU 2 - RELATIONS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ENTRE LES GROUPES PALÉONTOLOGIQUES ÉTUDIÉS DANS LES MARNES À FORAMINIFÈRES ET LES SCHISTES À MELETTA DANS LES CHAINES SUBALPINES SEPTENTRIONALES, D'APRÈS CHAROLLAIS et al. (1980)

		MARNES À FORAMINIFÈRES	SCHISTES À MELETTA
Zones à kystes de dinoflagellés	WILLIAMS, 1977	Zone de <i>Chiropteridium dispersum</i> - <i>Samlandia chlamydothora</i> Subzone à <i>Deflandrea heterophlycta</i> (Oligocène inférieur)	
	COSTA & DOWNIE, 1976	Zone de <i>Wetzelia gochtii</i> (Oligocène ? inférieur p.p. et moyen)	
Zones de pollen et spores	KRUTZSCH, 1966 HOCHULI, 1978	Zone florale (Paléogène) 19 (Oligocène inférieur)	Zone florale (Paléogène) 20a (Oligocène inférieur et moyen p.p.)
Zones de Foraminifères planctoniques	BOLLI, 1966	<i>Cassigerinella chipolensis</i> / <i>Pseudohastigerina micra</i> (Oligocène inférieur)	<i>Cass. chip.</i> / <i>Ps. micra</i> , p.p. - ? <i>Globigerina ampliapertura</i> (Oligocène inférieur à ? base Oligo- cène moyen)
	BLOW, 1969	P 17 p.p. - P 18 - P 19 p.p. (Oligocène inférieur)	- P 19 - ? P 20 (Oligocène inférieur à ? base Oligocène moyen)
Age des <i>Uvigerina</i> , <i>Bulimina</i> et <i>Bolivina</i>	Oligocène inférieur		
Age de la nannoflore	Eocène supérieur à Oligocène inférieur		
Age des ostracodes	Eocène supérieur à Oligocène inférieur		

Si lithologiquement, les Schistes à *Meletta* se différencient des Marnes à foraminifères par un plus grand détritisme (argiles, quartz, micas), ils s'en distinguent également paléontologiquement (tableau 2). En effet, les Schistes à *Meletta*, beaucoup plus riches en matière organique, renferment de nombreux débris de poissons (*Clupea* sp.). De plus, cette formation est caractérisée par la disparition presque totale des foraminifères benthiques ainsi que des grands foraminifères planctoniques, au profit de petites formes planctoniques telles que *Globigerina officinalis*, *G. ouachitaensis* et *G. praebulloides*. Seuls font exception les Schistes à *Meletta* de la région de la Sage (plateau d'Andey) qui présentent une microfaune très riche, aussi bien benthique que planctonique, ce qui résulte probablement de remaniements. Mais, en général, les Schistes à *Meletta* recèlent une microfaune riche en individus de petite taille, mais pauvre en espèces, ce qui est en accord avec l'abondance de la matière organique, apanage des milieux confinés.

D'autre part, les Schistes à *Meletta* contiennent des formes planctoniques qui ne se rencontrent pas dans les Marnes à foraminifères, telles que *Globorotalia* gr. *opima* et *G. munda*. La présence de cette dernière (et l'absence de *Pseudohastigerina* sp.) confère un caractère biostratigraphique particulier, avec affinités Oligocène moyen, qui permet de distinguer paléontologiquement cette formation des Marnes à foraminifères. C'est au plateau d'Andey, près de la Sage, que la microfaune planctonique s'est montrée la plus variée (en dehors des formes remaniées). D'après Toumarkine (*in* Charollais *et al.*, 1980, p. 45), "de très rares *Globorotalia opima opima* et d'assez abondants *G. munda* permettent de donner (aux Schistes à *Meletta*) un âge compris entre le sommet de l'Oligocène inférieur et la base de l'Oligocène moyen (sommet de la zone à *Cassigerinella chipolensis*/*Pseudohastigerina micra* — zone à *Globigerina ampliapertura* selon la zonation de Bolli ou P19-20 selon la zonation de Blow)". Par contre, au front du Mont Veyrier et dans la région de Naves — Parmelan, les foraminifères planctoniques semblent un peu plus anciens. Cependant, malgré tout, après une étude micropaléontologique détaillée, Charollais *et al.* (1980) estiment qu'aucun diachronisme ne peut être mis en évidence dans les Schistes à *Meletta*, à l'échelle du massif des Bornes ; s'il existe, ce qui ne serait pas totalement à exclure, son ordre de grandeur est inférieur à celui des biozones basées soit sur les foraminifères planctoniques, soit sur la nannoflore, soit sur les dinoflagellés.

Selon Hochuli (*in* Charollais *et al.*, 1980, p. 41), les associations sporo-polliniques des Schistes à *Meletta*, comme celles des Marnes à foraminifères d'ailleurs, font partie de la zone florale (Paléogène) 19, peut-être de la zone 20a. De plus, si l'on se réfère à la zonation basée sur les associations de kystes de dinoflagellés de l'Atlantique nord, on peut rattacher les associations des Schistes à *Meletta*, comme celles des Marnes à foraminifères, à la zone à *Deflandrea heterophlycta*. D'autre part, l'augmentation dans les Schistes à *Meletta* de la fréquence d'*Areosphaeridium arcuatum* et des espèces du groupe *Wetzeliella-Kisselovia* confirme que le milieu franchement marin des Marnes à foraminifères devient plus confiné lors de la sédimentation des Schistes à *Meletta*.

Au front du Mont Veyrier, les Schistes à *Meletta* présentent de nombreux moules internes de petits lamelibranches qui sont probablement les mêmes que Moret avait signalés au sommet des Marnes à foraminifères (coupe des Barattes, station de "sur les Bois") et qu'il avait rapportés à *Parvamussium bronni*. De même, Rosset (1957, p. 56) mentionne, dans les Schistes à *Meletta*, "un banc riche en petits lamelibranches au Terret, près du Grand-Bornand, et une feuille de Naïadacée (*Zoster*) au Reposoir".

Enfin, dans les Schistes à *Meletta* du plateau d'Andey, Charollais *et al.* (1980, p. 38) ont signalé *Palliolum (Pappiolum)* sp. et *Acmaea* sp. Les représentants actuels de ces genres de lamellibranche et de gastéropode vivent, selon Macsotay, auteur de ces déterminations, dans des fonds marins compris entre -600 et -1 000 mètres. Il semblerait donc que les Schistes à *Meletta* correspondraient aux dépôts marins les plus profonds de toutes les formations tertiaires subalpines ; l'abondance de la microfaune planctonique plaiderait en faveur d'une telle interprétation. Et le confinement exceptionnel de cette mer pourrait s'expliquer par la barrière sous-marine que constituait à cette époque, dans la région du synclinal de Thônes-le Reposoir, le front des nappes préalpines dont il ne reste aujourd'hui que les klippen des Annes et de Sulens.

● *Marno-micacé* ou *Schistes marno-micacés* (partie inférieure de l'Oligocène moyen ?) : 100 à 150 mètres. Les Schistes à *Meletta* passent progressivement vers le haut à des silts de plus en plus argileux, micacés et quartzeux, et de moins en moins carbonatés, en même temps que disparaissent les écailles de *Clupea* sp. Alors, se développe, sur 100 à 150 m, une série communément appelée "marno-micacée" ou "Schistes marno-micacés" (fig. 11). Ce terme a été défini par Schroeder et Ducloz (1955) dans le Val d'Illicz, en Suisse occidentale. Cette unité lithologique a été regroupée avec les Schistes à *Meletta*, dans certains secteurs du massif des Bornes, sous la notation g2b2 ; dans la chaîne des Aravis, où elle est moins épaisse, elle a été rattachée à la formation des Grès de Taveyanne (g2b1). Les Schistes marno-micacés correspondent à des turbidites pélitiques distales dans lesquelles s'intercalent, dans la partie moyenne et supérieure, des bancs centimétriques plus quartzeux, qui augmentent en épaisseur et en fréquence du bas vers le haut. Comme l'ont décrit Weidmann *et al.* (1982, p. 164) à propos de leur équivalent en Suisse occidentale, la formation de Cucloz, "les structures sédimentaires montrent qu'il s'agit généralement de turbidites : fréquents cycles de Bouma tronqués (Tb-e, Tc-e, "faciès D" de Mutti et Ricci-Lucchi, 1975), plus rarement des faciès E de Mutti et Ricci-Lucchi, 1975".

Progressivement, dans la partie supérieure des Schistes marno-micacés, l'épaisseur des bancs, la granulométrie et la fréquence des débris volcaniques augmentent : c'est le faciès dénommé, sur la feuille Annecy - Bonneville, "Flysch à prédominance de grès type Val d'Illicz" (g2b3). La limite entre les formations g2b2 et g2b3 est donc fictive ; la première, le Flysch à prédominance silteuse, correspond au début du comblement du bassin, la seconde, le Flysch à prédominance de grès type Val d'Illicz, traduit sa fermeture, avec des faciès proches de l'émersion.

Les études portant sur les assemblages sporo-polliniques et sur les associations de kystes de dinoflagellés, menées par Châteauneuf (1977, communication écrite) ainsi que les recherches de Charollais *et al.* (1975) sur les flyschs des environs de Bonneville, au front du massif des Bornes, ne permettent pas d'apporter des précisions sur l'âge des Schistes marno-micacés. Dans cette formation, parmi les pollens et les spores, les conifères de type dissacate prédominent nettement ; leur pourcentage varie de 60 % à 90 % par rapport au total des microfossiles organiques. Parmi les espèces les plus importantes, figurent *Citricosporites dorogensis*, *Echinatisporis* cf. *verruchinus*, *Plicapollis pseudoexcelsus*. Quant aux dinophycées, les plus fréquemment représentées sont : *Cyclonephelium* sp., *Deflandrea phosphorica*, *Spiniferites* sp., *Wetzeliella symmetrica* ; en outre, apparaissent quelques autres espèces telles que *Aero-*

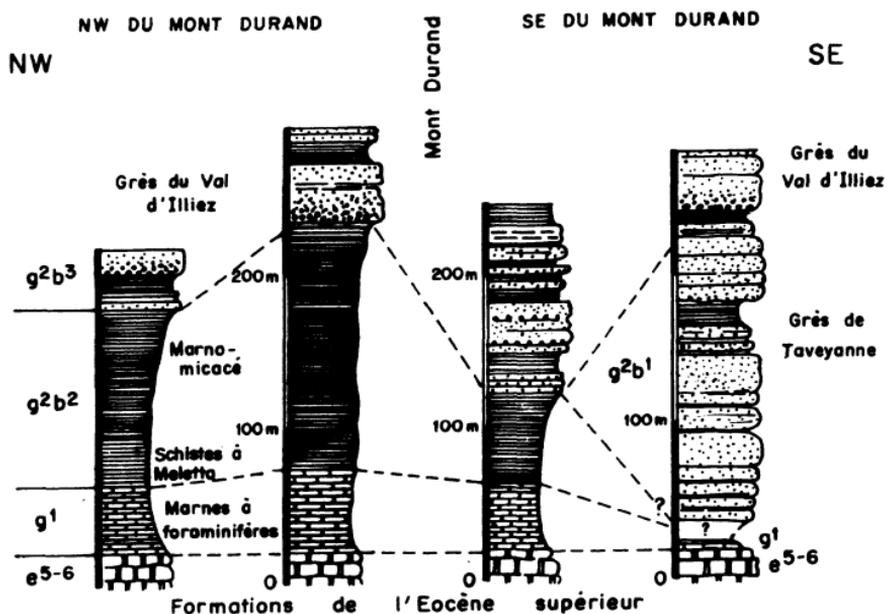


Fig. 11 - Corrélation des flyschs du synclinal de Thônes, d'après SAWATZKI (1975), modifié

*sphaeridium diktyoplokus*, *A. arcuatum*. D'autre part, la nannoflore calcaire pauvre et mal conservée n'a pas apporté de résultats précis en chronostratigraphie.

Du fait que les Schistes marno-micacés surmontent les Schistes à *Meletta*, et que ceux-ci ont été datés en plusieurs points du massif des Bornes, il est logique de les attribuer à la partie inférieure de l'Oligocène moyen. Ils ne peuvent guère être plus récents, car, dans cette région (plateau des Bornes), la base de la Molasse rouge renferme des associations mammalogiques caractéristiques de la biozone de Montalban, éventuellement de la base de la biozone de Heimersheim (Charollais *et al.*, 1981).

Quant au paléoenvironnement, il peut être défini par analogie avec celui de la formation de Cucloz, équivalent en Suisse occidentale des Schistes marno-micacés. Cette formation a été interprétée par Weidmann *et al.* (1982, p. 166) comme un "dépôt peu profond, mais au-dessous du niveau de base des vagues, c'est-à-dire à une profondeur située entre quelques dizaines et quelques centaines de mètres tout au plus". Dans le massif des Bornes, le milieu de dépôt des

Schistes marno-micacés est certainement plus profond dans les parties internes (synclinal de Thônes) que sur son front externe. En effet, dans le synclinal de Dessy, Oertli (1979, communication écrite) a identifié dans la partie inférieure et moyenne de cette formation, une faunule d'ostracodes typique de milieu lagunaire avec *Loxoconcha delemontensis* Oertli, *Cytheromorpha subalpina* Scherrer, *Cytheridea ventricosa* Goerlich.

**g2b3. Flysch à prédominance de grès type Val d'Illicz (Oligocène moyen):** 0 à environ une centaine de mètres. Ce flysch est composé de niveaux centimétriques à décimétriques de silts marno-micacés alternant avec des bancs décimétriques à métriques de grès, parfois de grauwackes, en proportions plus ou moins égales à la base, et avec une nette prédominance des faciès gréseux dans la partie supérieure. Lorsque la granulométrie des grès est suffisamment élevée, d'ordre millimétrique, des fragments volcaniques apparaissent : leur fréquence varie de quelques pourcents, dans les fractions les plus fines, à 40 %, dans les faciès les plus grossiers (grauwackes). Comparée aux Schistes marno-micacés sous-jacents (g2b2 *pro parte*), cette formation se caractérise par un détritisme plus important et plus grossier ainsi que par un accroissement de débris végétaux dont l'accumulation peut parfois former des délits charbonneux. Ces faciès sont comparables, en Suisse occidentale, aux Grès de Cucloz, qui ont été décrits par Weidmann *et al.* (1982, p. 164), soit comme des turbidites classiques (séquences de Bouma complètes ou tronquées à la base ou au sommet, "faciès C et D" de Mutti et Ricci-Lucchi, 1975), soit (comme) des séquences chenalisées et amalgamées comprenant des dépôts de coulées sédimentaires (suspensions très chargées) ou même (comme) des dépôts laissés par des courants tractifs, résidus de fonds de chenaux ("faciès A, B et C" de Mutti et Ricci-Lucchi, 1975)".

Les Schistes marno-micacés (g2b2 *pro parte*) passent progressivement au Flysch à prédominance de grès type Val d'Illicz (g2b3) ; la limite cartographique entre ces deux formations est donc arbitraire. Le Flysch (g2b3) correspond à la fin du comblement du bassin subalpin alors que les Schistes marno-micacés en reflètent les premières étapes. Dans le massif des Bornes, tout au moins dans les parties centrale et externe, le Flysch à prédominance de grès type Val d'Illicz est directement tronqué par les dépôts morainiques quaternaires, de telle sorte qu'il n'est pas possible d'évaluer l'épaisseur originelle de cette formation, estimée néanmoins à une centaine de mètres sur le front externe. Par contre, au col de la Colombière, sous la Klippe des Annes, il n'apparaît pas ; il semble être remplacé par le Flysch à lentilles (g2c).

Du point de vue pétrographique, les grès de type Val d'Illicz sont définis par la présence d'éléments volcaniques (jusqu'à 40 %, d'après Sawatzki, 1975) à faciès andésitique et à faciès diabasique ; ces derniers caractérisés par des structures sphérolitique, étoilée, intersertale ou arborescente, proviennent de la destruction de laves en coussins (*pillow-lavas*). En outre, les grès du type Val d'Illicz renferment des fragments de roches volcaniques ou subvolcaniques acides (porphyres quartzifères, rhyolites, microgranites), de roches plutoniques ou métamorphiques acides (granites, gneiss), de roches métamorphiques (serpentes et gabbros métamorphisés), de roches sédimentaires provenant de l'érosion de séries delphino-helvétiques (comprises entre les Calcaires argoniens et les Grès de Taveyenne *lato sensu*) et de séries voisines (Flysch ultrahelvétique), enfin de roches d'origine inconnue (différentes variétés de calcaires, quartzites, radiolarites, cherts, spongolites).

L'âge du Flysch à prédominance de grès de type Val d'Illiez ainsi que son iso- ou hétérochronie, sont difficiles à déterminer du fait des importants phénomènes de remaniement décelables dans les associations de foraminifères benthiques ou planctoniques, de nannoflore, de spores, de pollens et de dinophycées. De par sa position stratigraphique entre les Schistes marno-micacés et la Molasse rouge, ce flysch ne peut être attribué qu'à l'Oligocène moyen, sans qu'il soit possible, dans l'état actuel de nos connaissances, de mieux préciser cette datation.

La partie supérieure du Flysch à prédominance de grès de type Val d'Illiez correspond, tout au moins dans les parties centrale et surtout externe du massif des Bornes, au comblement final du bassin subalpin. L'analyse de l'orientation des figures de courant (*groove* et *flute*) donne un sens de transport sédimentaire dirigé du Sud-Ouest vers le Nord-Est (Martini, 1968 ; Charollais *et al.*, 1971), donc plus ou moins parallèle aux axes structuraux actuels ; ce qui démontre l'antériorité de ceux-ci sur le moment du dépôt du flysch (g2b3). Martini (1968, p. 572) relevait qu'"un milieu profond est peu probable pour les Grès du Val d'Illiez (partie supérieure en tout cas)". Il appuyait cette assertion sur la présence d'ostracodes caractéristiques de milieux saumâtres (d'après Oertli), et découverts dans des marnes intercalées dans ce flysch, au Mont Veyrier. D'autre part, l'abondance de débris végétaux dans la partie supérieure de cette formation corrobore cette interprétation. De plus, Soares (communication écrite) a découvert, dans ce flysch, au pont de Naves, et déterminé un exemplaire d'*Unio* qu'il a rapporté avec doute à l'espèce "*subflabellatus*" (Rollier), typique d'un milieu d'eau douce à saumâtre.

● *Conglomérat de type Val d'Illiez, du synclinal de Thônes (la Vacherie, les Lombardes)*. Dans les parties centrale (plateau de Cenise) et surtout interne du massif des Bornes, des niveaux conglomératiques (*debris-flow*) apparaissent dans la partie supérieure du Flysch à prédominance de grès type Val d'Illiez. Ils ont fait l'objet d'études détaillées dans deux gisements (la Vacherie et les Lombardes) du synclinal de Thônes. Ici les conglomérats ont la même composition pétrographique que les grès de type Val d'Illiez, seule la taille des éléments diffère puisque le diamètre moyen des galets oscille entre 2 et 20 cm. La plupart des galets sont arrondis, à l'exception des éléments à faciès "Schistes marno-micacés" et à "Marnes à foraminifères", qui peuvent atteindre 50 cm.

Parmi les débris de roches sédimentaires, les plus fréquents proviennent du démantèlement de séries locales comprises entre les Calcaires urgoniens et les Schistes marno-micacés. D'autre part, Sawatzki (1975, p. 292) signale de rares galets de "Grès de Taveyenne typiques" et quelques éléments à faciès "Grès de Taveyenne intermédiaires" ; pourtant, le même auteur (1975, p. 363) écrit : "Il n'y a pas de vrais galets de Grès de Taveyenne dans les Grès du Val d'Illiez. De ce fait, une érosion des Grès de Taveyenne lors du dépôt des Grès du Val d'Illiez, avancée par certains auteurs, ne peut plus être envisagée". A côté d'éléments à faciès delphino-helvétiques et ultra-helvétiques, se rencontrent des galets d'origine inconnue, mais provenant de domaines plus internes (grès divers, cherts, radiolarites).



Les fragments de granite et de porphyre quartzifère offrent de grandes similitudes avec leurs équivalents décrits dans le Flysch des Gets (Bertrand, 1970) et dont les âges sont aussi hercyniens (Fontignie, 1980). Il en est de même pour les galets de roches cristallines intermédiaires et basiques, qui, comme pour les radiolarites et les cherts, proviendraient, selon Sawatzki (1975, p. 311), "de l'érosion d'une "nappe des ophiolites" (nappe des Gets ou nappe de la Simme *s.l.*)". Dans le conglomérat du synclinal de Thônes, les galets ophiolitiques représentent 10 à 15 % des composants et peuvent atteindre 15 cm de diamètre ; ils comprennent, par ordre de fréquence, des diabases, des andésites basaltiques ou leucobasaltes, des gabbros (dont de très rares gabbros serpentinisés), des dacites et des rhyolites (à structure hiéroglyptique ou granophyrique) et des ophicalcites.

Tous les types de diabases du Flysch du col des Gets décrits en détail par Bertrand (1970) se retrouvent avec la même composition minéralogique, les mêmes structures et les mêmes formes de transformations secondaires, dans les conglomérats du synclinal de Thônes ; il s'agit surtout de galets de laves en coussins (*pillow-lavas*) avec des structures intersertales, arborescentes, fibroradiées ou variolitiques. D'après Fontignie (1980), les valeurs des âges obtenus par géochronométrie sur les galets de diabases du synclinal de Thônes se répartissent en deux grands groupes, l'un à -120 MA qui correspond à l'âge de la formation des diabases, l'autre à -60 MA qui concorde avec une phase de métamorphisme élevé (Sawatzki, 1975) et qui a été retrouvé dans certaines diabases albito-chloritiques du col des Gets. Par contre, les âges obtenus par Fontignie (1980, p. 214), sur les galets andésitiques du conglomérat des Lombardes et de la Vacherie, oscillent autour de -27 MA ( $\pm 2,6$  MA), ce qui correspond à une phase de métamorphisme récent. Il ressort de ces études géochronométriques, que, contrairement à l'opinion généralement admise par les auteurs jusqu'à Sawatzki (1975), les cristallisations des andésites et des diabases semblent bien résulter de deux manifestations volcaniques différentes dans le temps.

g2b1. **Grès de Taveyanne (Oligocène inférieur ?)** : 280 à 460 mètres. La formation des Grès de Taveyanne est limitée à la chaîne des Aravis et n'apparaît que sur le bord sud-est de la feuille Annecy — Bonneville. Comme l'ont déjà remarqué plusieurs auteurs, notamment Vuagnat (1952), Charollais et Rosset (1965), Martini (1968), Sawatzki (1975), le terme "Grès de Taveyanne" est impropre, pour désigner une formation qui peut renfermer jusqu'à 80 % d'éléments volcaniques. Toutefois, il est conservé vu son emploi courant dans la littérature, depuis Studer (1834). Actuellement, les auteurs le réservent pour définir l'unité lithostratigraphique et emploient le terme "grauwacke" pour décrire le faciès des roches constituant cette formation.

Une des coupes les plus accessibles de la formation des Grès de Taveyanne est située légèrement à l'Est de la feuille Annecy — Bonneville, au col de l'Oulette (feuille Cluses). Lateltin et Müller (1987) viennent d'en faire la description (fig. 12). Suivant ces auteurs, la formation "débuté par des séquences marno-silteuses granocroissantes (faciès D, nomenclature Mutti et Ricci-Lucchi, 1972 ; Mutti, 1979) et des arénites peu épaisses présentant des structures de traction (faciès E et B2). Ces turbidites pélitiques s'intercalent également entre les bancs massifs sus-jacents, mais avec des épaisseurs très réduites". Ces séquences représentent ce que généralement les auteurs qualifiaient de "séries marno-micacées" ; elles correspondent à une "*thickening and coarsening upward*" séquence. Comme l'interprètent Lateltin et Müller (1987), "il s'agit d'une aggradation progressive de corps turbiditiques dans le bassin". Au-

dessus de ces séquences à prédominance pélitique, se développent des bancs massifs et tabulaires de grauwackes, amalgamés et déposés dans une zone axiale de bassin, comme le montre la fig. 12, sur laquelle sont représentées les coupes du col de l'Oulette et du chalet des Juments. Enfin, dans la partie supérieure, apparaissent des coulées grossières à base érosive. Au sommet, la formation des Grès de Taveyanne est directement surmontée par le Flysch à lentilles (g<sub>2c</sub>), base de la Klippe des Annes.

Du fait de la paléomorphologie du bassin et du mode de dépôt des Grès de Taveyanne, cette formation offre de grandes variations de faciès et d'épaisseurs (fig. 12). Lateltin et Müller (1987) ont démontré des augmentations d'épaisseur du Sud-Ouest au Nord-Est : 280 m au chalet des Juments (feuille Annecy - Ugine) et 460 m au col de l'Oulette (feuille Cluses).

Du point de vue pétrographique, la formation des Grès de Taveyanne comprend, dans sa partie inférieure, des grauwackes, qui, lorsqu'elles ont une certaine granulométrie, peuvent atteindre entre 60 et 80 % de débris volcaniques : ce sont les "Grès de Taveyanne typiques" selon Sawatzki (1975) ; ils se développent sur environ 350 m d'épaisseur au col de l'Oulette. Plus haut dans la formation, les grauwackes s'appauvrissent en débris volcaniques, dont la fréquence oscille entre 40 et 60 % : c'est le faciès "Grès de Taveyanne pauvre", dans la nomenclature de Sawatzki (1975).

Les grauwackes de la formation des Grès de Taveyanne sont donc constituées essentiellement d'éléments volcaniques, principalement fragments d'andésite à augite et d'andésite à hornblende. A ceux-ci, s'ajoutent des fragments de roches plutoniques (granites, microgranites, aplites, pegmatites), très rarement de roches métamorphiques (gneiss, micaschistes), beaucoup plus souvent de roches sédimentaires, soit d'origine locale provenant du démantèlement des formations delphino-helvétiques comprises entre les Calcaires urgoniens et les Marnes à foraminifères, soit d'origine lointaine résultant de l'érosion de formations appartenant à des domaines paléogéographiques internes (quartzites, cherts, radioarites penniques et/ou liguro-piemontais).

A l'état frais, les grauwackes sont gris-bleu verdâtre à vert foncé. La couleur d'altération varie en fonction de la calcitisation et du degré d'oxydation des chlorites ; elle passe du vert jaunâtre au brun jaunâtre ou au brun très sombre. L'aspect moucheté de certaines grauwackes caractérise les faciès à laumontite ; en effet, les mouchetures des fameux "grès mouchetés" sont dues à ce zéolite qui se présente en taches claires de 3 à 10 mm.

Grâce à des recherches géochronométriques, Fontignie (1980, p. 236) a démontré que les éléments andésitiques des Grès de Taveyanne, dans les Aravis, et que les galets andésitiques et diabasiques des Grès du Val d'Illiez du massif des Bornes avaient une origine différente. Cet auteur estime (1980, p. 239), par ailleurs, que les éléments acides des Grès de Taveyanne et que ceux des Grès du Val d'Illiez proviennent très vraisemblablement aussi de sources différentes. Par contre, l'origine des fragments andésitiques des Grès de Taveyanne reste encore hypothétique. Périodiquement, certains auteurs croient voir dans le synclinal de Thônes des filons (ou même des cheminées !) volcaniques qui seraient à l'origine de l'accumulation du matériel volcanique des Grès de Taveyanne. En réalité, les veines qui traversent les grauwackes métamorphiques ne relèvent que d'un phénomène d'hydrothermalisme, ce "qui n'a rien à voir avec une activité volcanique locale" (Vuagnat, 1985, p. 48).

Quant à l'âge des Grès de Taveyanne, il n'a pas pu être déterminé jusqu'ici, sur la base de critères paléontologiques. Toutefois, les Marnes à foraminifères de la chaîne des Aravis viennent d'être attribuées, en plusieurs points à l'Oligocène inférieur. En effet, Wernli (*in* Lateltin et Müller, 1987) a reconnu, dans la partie supérieure de cette formation une microfaune planctonique identique à celle décrite par Charollais *et al.* (1980) dans les Bornes ; il la rattache donc aux zones P18-19 de Blow. D'autre part, Müller (*in* Lateltin et Müller, 1987) a identifié, au sommet des Marnes à foraminifères, un assemblage de nannoflore correspondant à la zone NP 21 de Martini. Or, comme les Grès de Taveyanne surmontent les Marnes à foraminifères, il est logique de les rattacher au moins à l'Oligocène inférieur et non plus à l'Eocène supérieur, comme de nombreux auteurs l'ont prétendu.

D'autre part, si le Flysch à lentilles qui surmonte les Grès de Taveyanne dans les Aravis (comme c'est le cas dans la coupe du col de l'Oulette) s'avérait synchronique avec le Flysch à lentilles (g2c) des Bornes, qui, au col de la Colombière, débute à 1,50 m au-dessus de la base (bien datée par Charollais *et al.*, 1980) des Schistes à *Meletta*, il en résulterait que la partie supérieure des Grès de Taveyanne ne pourrait dépasser la limite Oligocène inférieur sommital/base de l'Oligocène moyen (= zone P19/P20 de Blow) ; cet âge correspond à celui des Schistes à *Meletta*.

En conclusion, si les études paléontologiques futures permettent de confirmer le synchronisme des Marnes à foraminifères des Aravis et des Bornes et celui des flyschs à lentilles qui supportent la klippe des Annes, de part et d'autre du synclinal de Thônes-le Reposoir, il en résulterait que la formation des Grès de Taveyanne pourrait être datée par encadrement et, de ce fait, être attribuée avec certitude à l'Oligocène inférieur. Cette conclusion conduirait à admettre un taux de sédimentation exceptionnellement rapide des Grès de Taveyanne.

**g2c. Flysch à lentilles (sommet de l'Oligocène inférieur) :** environ 250 mètres. **Lentilles :** FH (*Flysch à Helminthoides*) ; Br (*brèche à nummulites*) ; c-e (*calcaires sublithographiques du Sénonien et du Paléocène*) ; jn (*calcaires fins et calcarénites du Tithonique et du Néocomien*). Le Flysch à lentilles a été défini, selon Caron *et al.* (1967, p. 52) comme un complexe chaotique à faciès *wild-flysch* constitué d'une matrice schisteuse emballant de nombreuses lentilles de toutes tailles et de nature variée. La matrice schisteuse comprend peu de schistes noirs et une forte proportion de schistes marno-miacés de même type que ceux qui composent le flysch sous-jacent dans le synclinal de Thônes : g2b2 (voire g2b3) sur le flanc occidental (massif des Bornes), g2b1 sur le flanc oriental (chaîne des Aravis). Dans la partie septentrionale du synclinal de Thônes, la puissance du Flysch à lentilles g2c avoisine 250 m (Caron *et al.*, 1967, p. 51, fig. 2) à l'Ouest (col de la Colombière) comme à l'Est (col de l'Oulette).

Les galets ou lentilles emballés dans la matrice peuvent être considérés comme des olistolites provenant du démantèlement de nappes en mouvement ; l'étude de leur faciès a permis d'identifier des éléments du domaine Briançonnais *s.l.* et de zones paléogéographiques plus internes, notamment piémontaise ; par contre, des faciès typiquement ultra-helvétiques restent assez rares et, jusqu'ici, aucun élément caractéristique du domaine valaisan n'a été découvert.

Sur le plan cartographique, les lentilles ont été regroupées en quatre ensembles principaux :

— *lentilles FH* : *Flysch à Helminthoïdes*. Le Flysch g<sub>2c</sub> renferme des olistholites à faciès "Flysch à Helminthoïdes", notamment aux Gettiers ; il s'agit de schistes manganésifères verts et violets qui caractérisent la base du Flysch à Helminthoïdes et de calcaires blonds à empreintes d'Helminthoïdes fréquentes dans cette unité tectonique et paléogéographique ;

— *lentilles Br* : *brèche à nummulites*. Dans le Flysch à lentilles, se trouvent des galets de conglomérats à grandes nummulites qui avaient déjà été cités par Moret (1934), notamment près du col de la Colombière, à l'entrée de la combe des Forts. Le ciment calcaire quartzo-feldspathique de ces brèches est caractérisé par le développement de quartz authigènes qui épigénisent de façon insolite, les corallinacées, les nummulites et les discocyclines ; ce phénomène a été décrit dans d'autres flyschs préalpins suisses par Badoux (1954), sans qu'une explication génétique satisfaisante soit proposée ;

— *lentilles c-e* : *calcaires sublithographiques du Sénonien et du Paléocène*. Sous cette notation, ont été rassemblées des lentilles calcaires et gréseuses du Crétacé supérieur et du Tertiaire ; les faciès suivants ont été décrits par Caron *et al.* (1967) et Rosset *et al.* (1976) :

- biomicrites (parfois à faciès "Couches rouges") à *Globotruncana* du groupe *lapparenti* : Sénonien,
- biomicrites à *Globotruncana* du groupe *stuarti* : Maestrichtien,
- biomicrites (à faciès "Couches rouges") parfois gréseuses à *Globorotalia* sp. : Paléocène — Eocène,
- grès fins à ciment calcaire (faciès "flysch" ou "gréso-glaucouneux" de l'unité de Nantbellet ; Charollais *et al.*, 1981) à *Heterohelix* sp. : Crétacé supérieur,
- grès fins glaucouneux à *Globorotalia* sp. et nummulites : Paléocène — Eocène,
- grès moyens (faciès "flysch") à *Globorotalia* sp. et *Discocyclina* sp. : Eocène ;

— *lentilles jn* : *calcaires fins et calcarénites du Tithonique et du Néocomien*. Dans la région du col de la Colombière, près de la combe des Forts, Rosset *et al.* (1986, p. 363) ont signalé des lentilles de biomicrites ravinées par des calcarénites ou des calcirudites (Jurassique supérieur et/ou base du Néocomien) tout à fait analogues à celles de l'unité de Roche Vieille, définie par ces auteurs dans la partie méridionale du synclinal de Thônes. L'unité de Roche Vieille, caractérisée par une série calcaréo-argileuse microbréchique (Tithonique à Valanginien probable) transgressée par un conglomérat tertiaire, a récemment été attribuée au domaine ultra-helvétique interne (Charollais et Rosset, inédit). Récemment, Kindler (1988) a défini entre Arve et Giffre des faciès identiques à ceux des lentilles jn : ils constituent les "couches de Cheseaux" que cet auteur rattache au domaine valaisan.

En réalité, les lentilles du Flysch g<sub>2c</sub> sont encore plus diversifiées qu'il n'en paraît sur la légende de la feuille Annecy — Bonneville. En effet, Moret (1934) avait déjà signalé, au-dessus de la Touvière, au Nord du col de la Colombière (feuille Cluses), "des conglomérats à gros blocs en majorité cristallins (granites, gneiss, micaschistes, roches vertes ?), très laminés et associés à des lentilles de calcaires blancs à Rosalines, des schistes jaunes, des schistes noirs crétacés". D'autre part, à l'entrée de la combe des Forts, Rosset *et al.* (1976, p. 363) mentionnent des dolomies jaunes et des calcaires dolomitiques rattachés au Trias sans argument paléontologique, des calcaires à miliolles et glomospires probablement crétacés, des silex, des galets de granite rose et de paléovolcanites.

Enfin, Sawatzki (1975, p. 324) a observé sur le flanc occidental du synclinal de Thônes (régions de la Colombière, Samance), dans les "faciès gris foncé" du Flysch g<sub>2c</sub>, des lentilles de taille variable (du centimètre au décamètre) de Grès de Taveyenne typique, de Grès de Taveyenne pauvre et de grès dépourvus d'éléments volcaniques ; l'auteur rattache ces derniers au domaine ultrahelvétique. Il est à relever que Sawatzki a reconnu avec certitude, en plusieurs points, la présence de galets de Grès de Taveyenne dans le Flysch à lentilles g<sub>2c</sub> ; par contre, il réfute absolument la présence de ces derniers dans les faciès conglomératiques de la formation des Grès de type Val d'Illeiez (g<sub>2b3</sub>), apparaissant aux Lombardes, à la Vacherie et à Cenise. A ce propos, en conclusion de sa thèse, Sawatzki (1975, p. 363) écrit : "il n'y a pas de vrais galets de Grès de Taveyenne (GT) dans les Grès du Val d'Illeiez (GVI). De ce fait une érosion des Grès de Taveyenne (GT) lors du dépôt des Grès du Val d'Illeiez (GVI), avancée par certains auteurs, ne peut plus être envisagée".

Le Flysch à lentilles g<sub>2c</sub> ne présente de discontinuité tectonique ni avec le Flysch à prédominance silteuse (g<sub>2b2</sub>) du flanc occidental du synclinal de Thônes, ni avec la formation des Grès de Taveyenne (g<sub>2b1</sub>) de son flanc oriental. C'est pourquoi il ne figure pas de plan de chevauchement sur la carte géologique à 1/50 000, entre la klippe des Annes proprement dite (Trias et Lias) et le Flysch à lentilles (g<sub>2c</sub>) ; par contre, il apparaît sur l'esquisse tectonique, pour faciliter la lecture de la carte. Mais, en toute logique, la masse de Trias et de Lias qui constitue la klippe des Annes devrait être considérée comme un énorme olistolite.

Au col de la Colombière, le Flysch à lentilles (g<sub>2c</sub>) surmonte directement la base des Schistes à *Meletta*, ce qui permet de l'attribuer au sommet de l'Oligocène inférieur, tout au moins dans la partie septentrionale du synclinal de Thônes. Sur le chemin reliant le col de la Colombière aux chalets d'Auferrand, le Flysch à lentilles comprend, à sa base, des galets "exotiques" millimétriques et centimétriques ; au-dessus, les galets deviennent de plus en plus gros pour passer, vers le haut, à des lentilles métriques puis décamétriques et enfin hectométriques. Le Flysch à lentilles g<sub>2c</sub> est couronné par la masse kilométrique de Trias et de Lias qui forme la klippe des Annes elle-même ; c'est pourquoi, il semble raisonnable de considérer cette dernière comme un gigantesque olistolite.

Le Flysch à lentilles g<sub>2c</sub> revêt donc une grande importance pour la compréhension du mécanisme de mise en place de la klippe des Annes et pour sa datation. En effet, il fournit la preuve d'une translation de cette "masse exotique" de Trias et de Lias en milieu aquatique, ce qu'avait déjà pressenti Schardt en 1898 ! Sur le plan chronologique, la position stratigraphique de ce Flysch à lentilles permet de situer la mise en place de la klippe vers la fin de l'Oligocène inférieur, voire peut-être au début de l'Oligocène moyen.

### *KLIPPE DES ANNES*

Le klippe des Annes apparaît tout à l'Est de la feuille Annecy — Bonneville, sous forme de deux petits massifs, dont les sommets du Roc des Arces, du Sud de Croix Floria et du Chapeau, culminent respectivement à 1 772 m, 2 040 m et 1 832 m. Cette unité tectonique repose directement sur le Flysch à lentilles g<sub>2c</sub> et correspond à la "nappe supérieure" des auteurs.

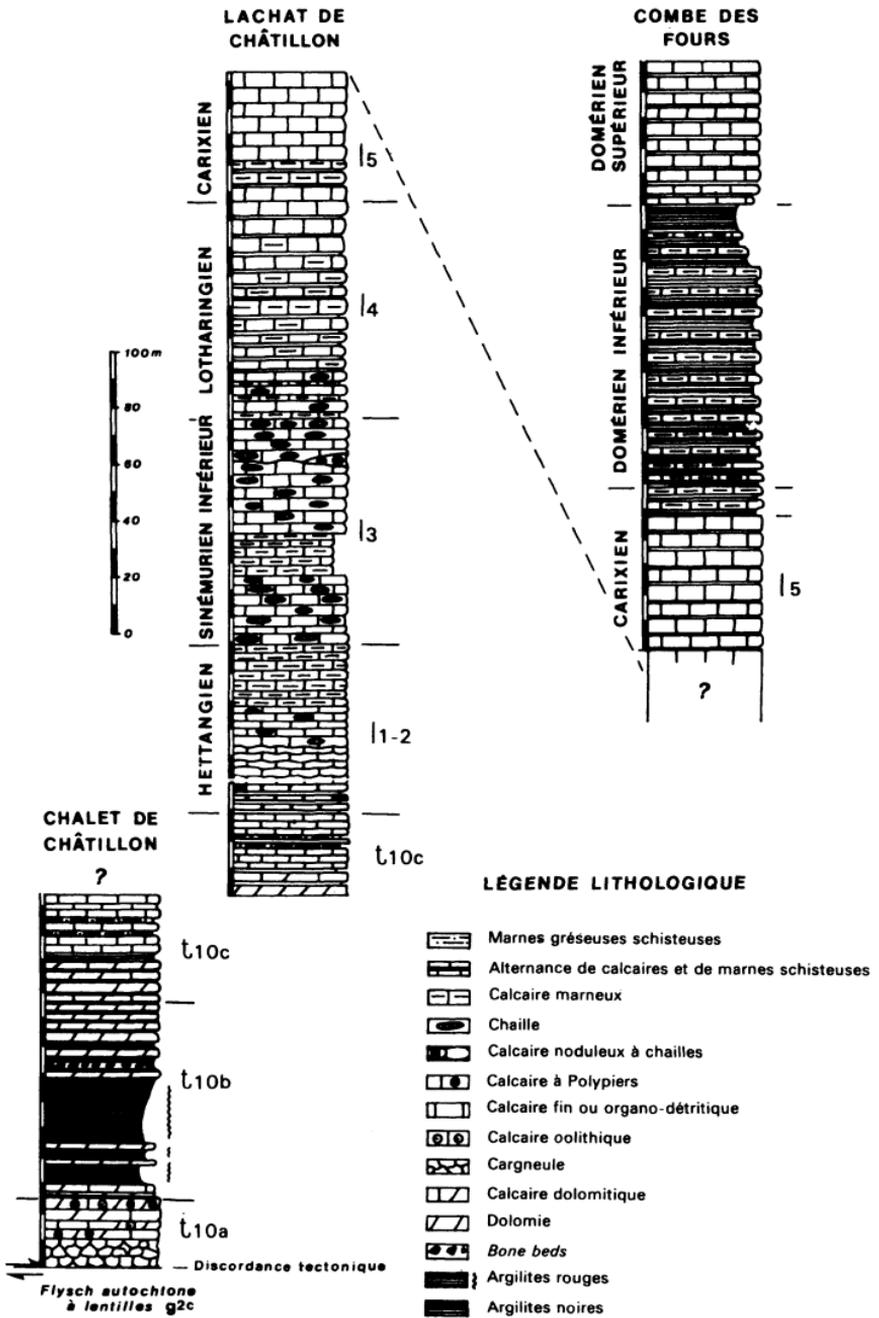


Fig. 13 - Stratigraphie des formations du Rhétien et du Lias de la klippe des Annes, d'après ROSSET et al. (1976)

La Klippe des Annes est constituée par une épaisse série à prédominance carbonatée d'environ 650 m de puissance, qui, après les études exhaustives de Peterhans (1926) et Moret (1934), a été révisée partiellement par Ricour (1962), Mouterde et Rosset (1967), Brönnimann *et al.* (1969) et Rosset *et al.* (1976) (fig. 13).

Aucune étude micrographique, micropaléontologique (sauf pour le Rhétien) et sédimentologique n'ayant été entreprise jusque là, la stratigraphie de la Klippe des Annes sera traitée de façon succincte, d'autant plus qu'à l'inverse des chaînes subalpines et du plateau des Bornes, il n'existe aucun résultat nouveau issu de documents inédits. Faute d'études modernes, les notions de bio-, litho- et chronostratigraphie sont généralement confondues.

**Rhétien.** Sous le nom de cet étage, sont regroupés trois ensembles lithologiques principaux assez bien différenciés sur le terrain et qui se développent sur environ 110 m de puissance.

t<sub>10a</sub>. **Cargneules (Rhétien)** : environ 25 mètres. Les cargneules (ou mieux *cornieules\**) à patine ocre "peuvent localement alterner avec des bancs de calcaire dolomitique gris clair, ou avec des zones de cargneules très broyées, conglomératiques, renfermant de petits morceaux de schistes rouges et surtout verts, sériciteux. En certains points, des gypses se montrent associés aux cargneules" (Moret, 1934, p. 70). L'épaisseur de ces *cornieules* a été évaluée entre 15 et 20 m par Moret (1934) et à une dizaine de mètres par Rosset *et al.* (1976).

Sur la feuille Annecy — Bonneville, ces *cornieules* ont été regroupées avec des niveaux de calcaires dolomitiques, par endroits oolithiques, estimés à 13 ou 14 m de puissance, et dont la microfaune est typiquement rhétienne : *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann, *G. parallela* Kristan-Tollmann, *Glomospira* sp., *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann, *Involutina liassica* (Jones) (Brönnimann *et al.*, 1969).

t<sub>10b</sub>. **Argilites (Rhétien)** : environ 50 mètres. Dans la partie inférieure, sur 37,50 m, les argiles rouges prédominent et constituent un horizon bien repérable sur le terrain ; à la base, s'y intercalent quelques bancs dolomitiques jaunâtres. D'après Ricour (1962, p. 280-281), les argilites rouges peuvent passer latéralement à des schistes noirs à débris végétaux (*Equisetum*).

La partie supérieure comprend, sur une dizaine de mètres, des alternances de dolomies jaunâtres et d'argilites noires à gastéropodes et lamellibranches : *Ostrea nodosa* Stop. *Mactromya liasina* Agas., *Mytilus* sp. Localement, se trouvent des *bone-beds* à dents et écailles de poissons.

t<sub>10c</sub>. **Calcaires, calcaires dolomitiques, dolomies (Rhétien)** : environ 35 mètres. La partie inférieure de ce complexe lithologique comprend, sur une quinzaine de mètres, des calcaires et des dolomies à *Avicula contorta* Portl. Au-dessus, des calcaires biodétritiques et des dolomies alternent avec des marnes schisto-gréseuses micacées sombres ; des lamellibranches caractéristiques du Rhétien abondent : *Terebratula (Rhetina) gregaria* Stop., *Plicatula* cf. *hettangiensis* Terq., *Ostrea* aff. *nodosa* Gold., *Pecten* sp.

\* Weidmann, 1971

11-2. **Calcaires biodétritiques (Hettangien)**: 58 mètres. La partie inférieure (38 m), caractérisée par des chailles à patine blonde, se compose de bancs de calcaires organo-détritiques séparés par des délits marneux schistoïdes (seulement à la base), dans lesquels ont été récoltés, outre des huîtres, des gastéropodes et des crinoïdes, *Ostrea sublamellosa* Dunk., *Mactromya* sp., *Lima* sp.

Au-dessus, dans les 20 mètres supérieurs, les calcaires marneux en bancs ou en plaquettes ont livré *Schlotheimia* sp.

Mouterde et Rosset (1967, p. 132) spécifient qu' "en l'absence d'arguments paléontologiques, (ils) font débiter arbitrairement l'Hettangien avec l'apparition de chailles peu nombreuses à patine blonde au sein des calcaires organo-détritiques qui prennent un débit noduleux plus marqué qu'en dessous".

13. **Calcaires crinoïdiques à chailles (Sinémurien inférieur)**: 80 mètres. Cet ensemble de calcaires riches en crinoïdes et en gryphées (*Gryphaea arcuata* Lam.) se marque dans la morphologie, par deux falaises, l'une haute de 25 m à la base, l'autre de 40 m au sommet. Elles sont séparées par des calcaires marneux à patine terreuse qui se développent sur une quinzaine de mètres. Les silex abondent et s'ordonnent généralement en lits. Une lentille récifale à polypiers branchus en position de vie a été signalée par Mouterde et Rosset (1967, p. 132).

Dans cet ensemble, ont été récoltés, en plus de nombreux lamellibranches, *Arnioceras* sp., et *Belemnites acutus* Mill. par Mouterde et Rosset (1967, p. 132) et *Arietites bisulcatus* Brug. avec *Agassicerias laevigatum* Sow. (Peterhans, 1926, p. 299).

14. **Calcaires spathiques et calcaires marneux (Sinémurien supérieur : Lotharingien)**: 75 à 80 mètres. Cette unité, qui s'appauvrit en silex dès la base pour complètement disparaître au-dessus d'une quinzaine de mètres, peut se subdiviser en trois groupes de faciès principaux, de bas en haut :

— 15 à 20 m : alternances de calcaires spathiques et de calcaires plus ou moins argileux et schistoïdes ; *Arnioceras* sp. ;

— 35 m : alternances de bancs (20 à 40 cm) de calcaires marneux bioturbés gris-bleu à patine claire et de niveaux (10 à 20 cm) de marnes schistoïdes. Mouterde et Rosset (1967) signalent de nombreuses ammonites dans la partie supérieure : *Echioceras faurei* Hug., *E. cf. hugi* Buckm., *E. bohemi* Hug., *E. meigeni* Hug., *Eoderoceras cf. armatum* Sow., *Oxyntoceras cf. simpsoni* Bean-Simpson ;

— 25 m : alternances de marnes schistoïdes et de bancs calcaires bioturbés épais et prédominants : *Echioceras* sp.

15. **Calcaires compacts et calcaires marneux (Carixien)** : environ 110 mètres. La partie inférieure comprend, à la base, sur 5 m d'épaisseur, de gros bancs de calcaires bioturbés à *Uptonia confusa* Quenstedt et *U. aff. bronni* Roemer. Au-dessus, des alternances d'une puissance de 9 m et formées de bancs de calcaires marneux bioturbés et de niveaux marneux sont elles-mêmes surmontées par une série de bancs (60 à 80 cm) de calcaires à cassure noire dans lesquels Mouterde et Rosset (1967) ont découvert *Uptonia gr. jamesoni* Sow.

Au-dessus de ces calcaires noirs, de gros bancs (0,50 à 1 m) à patine jaune séparés par des délits marneux schistoïdes se développent sur une cinquantaine de mètres ; ils renferment de petites spiriférines, des inocérames, des

bélemnites (dont *Belemnites apicicurvatus* Blainv.), *Tropidoceras* cf. *acteon* d'Orb., *Rhynchonella* cf. *dalmasi* Ager.

Enfin, la formation se termine par une série de 10 m, composée de bancs de calcaires marneux à cassure noire et patine brune, séparés par des niveaux marneux, micacés.

16. **Alternances calcaires-marnes (Domérien)** : 150 mètres. Mouterde et Rosset (1967, p. 135) distinguent, de bas en haut :

— des alternances de calcaires et de marnes micacées attribuées, sans argumentation paléontologique, au Domérien inférieur : 100 mètres. Ces auteurs les subdivisent en trois :

● "une partie inférieure où les calcaires en bancs minces et les schistes intercalés ont des épaisseurs équivalentes ; on y trouve de petites et de grandes bélemnites, et de petites spiriférines ;

● une partie moyenne où les schistes prédominent coupés par des bancs calcaires plus durs à cassure grise et à patine jaune ; elle n'a pas donné de fossiles ;

● une partie supérieure franchement schisteuse, bien marquée dans la topographie : 10 m" ;

— "des bancs, épais d'un mètre environ, de calcaires gris-noir "à pistes" et patine jaune uniforme séparés par de minces lits schisteux (10 à 20 cm au maximum)" : 50 mètres. Ces faciès ont été attribués arbitrairement par ces auteurs au Domérien supérieur.

### KLIPPE DU DANAY

La Klippe du Danay fait partie de l'unité du Danay — la Duche définie par Rosset *et al.* (1976) et limitée à deux massifs situés de part et d'autre de la vallée du Haut-Borne, la Tête du Danay (1 730 m) et le bois de la Duche (feuille Cluses). Dans la région du Danay, la relation entre le Flysch subalpin et la Klippe du Danay, sur lequel elle repose, n'est pas observable, les contacts étant masqués par les dépôts quaternaires et la végétation. Par contre, au bois de la Duche, Sawatzki (1975, fig. 10) et Rosset *et al.* (1976) s'accordent à reconnaître un plan de chevauchement entre l'unité du Danay — la Duche et le Flysch à lentilles g<sub>2c</sub>.

L'attribution paléogéographique de la Klippe du Danay reste encore hypothétique. Rosset *et al.* (1976, p. 371) la considèrent "sub-autochtone" (= domaine delphino-helvétique) puisqu'ils la situent, à l'origine, entre "le domaine autochtone Aravis et le domaine autochtone Bargy". Cette proposition s'appuie sur la présence d'un flysch de type Grès du Val d'Illeiez au sein des faciès de l'unité du Danay — la Duche.

Cette unité se compose uniquement de flysch dont les deux termes principaux sont, d'une part, des schistes marno-micacés (g<sub>1a</sub> : Flysch à prédominance silteuse) surtout développés au Danay, d'autre part, des alternances de schistes marno-micacés et de grès fins à moyens (g<sub>1b</sub>) ; de plus, des faciès conglomératiques cartographiés sous g<sub>1b</sub>, liés à des chenaux, apparaissent à la Tête du Danay et au bois de la Duche.

g<sub>1a</sub>. **Flysch à prédominance silteuse (Oligocène inférieur ?)** : environ 200 mètres. Le Flysch à prédominance silteuse présente de grandes analogies avec les

Schistes marno-micacés du massif des Bornes ; à l'affleurement, il n'est guère possible de les distinguer. C'est au Nord-Ouest de la Tête du Danay que l'épaisseur semble maximum ; elle avoisinerait 200 mètres. Jusqu'ici, l'âge n'a pu être précisé, car l'association palynologique signalée par Rosset *et al.* (1976, p. 369) ne comprend que des formes banales du Paléogène : *Deflandrea phosphoritica* Eisenack, *Hystriochosphaeridium salpingophorum* (Deflandre), *Hystriochokolpoma poculum* Maier, *Carya* sp., *Polypodiaceoisporites potoniei* (Potonie, Gelletich), *Pityosporites* sp.

Vu l'analogie de ce Flysch à prédominance silteuse avec les faciès "marno-micacés" des Flyschs (g<sub>2</sub>) des Bornes et des Aravis, il paraît raisonnable de lui attribuer un âge Oligocène inférieur.

**g<sub>1b</sub>. Grès et conglomérats (Oligocène inférieur ?)** : environ 250 mètres. Sous la notation g<sub>1b</sub>, ont été cartographiées des alternances de bancs gréseux fins à moyens et de niveaux marno-micacés schisteux. Au bois de la Duche, où ces faciès se développent sur environ 250 m de puissance (Rosset *et al.*, 1976), les séquences sont de type "*thickening and coarsening upward*". Dans cette région, les grès, en bancs décimétriques, comportent de nombreuses figures sédimentaires : *ripple-marks*, *flute-*, *groove-*, *bounce-* et *load-casts*. L'analyse microscopique de ces grès révèle une teneur en éléments volcaniques de 37 % avec une très forte proportion de faciès andésitiques et quelques rares faciès diabasiques (Sawatzki, 1975). Ces caractères pétrographiques permettent de les classer dans les "Grès du Val d'Illiez riches" (nomenclature Sawatzki, 1975).

Quant aux conglomérats, rares dans l'unité du Danay — la Duche, ils forment le sommet de la Tête du Danay où ils apparaissent en bancs redressés à la verticale ; au bois de la Duche, ils tapissent le fond d'un chenal qui ravine une série d'alternances de grès et de schistes marno-micacés, comme l'ont figuré Rosset *et al.* (1976, fig. 6). Les conglomérats sont mal classés et ont une distribution bimodale : de rares petits galets arrondis de roches cristallines (gneiss, granites, rares porphyres) sont associés à de nombreux gros blocs et éléments anguleux, parmi lesquels ont été décrits des biosparites à petites nummulites, des biomicrites à globotruncanidés, de rares schistes ardoisiers à microplankton d'âge Crétacé supérieur. Ces conglomérats semblent donc résulter du démantèlement d'une série sédimentaire à prédominance carbonatée (Crétacé supérieur et Tertiaire) qui aurait fourni les blocs anguleux et de l'érosion d'un conglomérat constitué d'une majorité de galets cristallins déjà subarrondis avant leur transport et leur arrivée dans le bassin de sédimentation de l'unité du Danay — la Duche.

L'attribution à l'Oligocène inférieur de ces grès et conglomérats (g<sub>1b</sub>) repose sur les mêmes arguments que ceux qui ont été évoqués pour la datation du Flysch à prédominance silteuse (g<sub>1a</sub>).

### PLATEAU DES BORNES

Le plateau molassique des Bornes compris entre le Salève au Nord-Ouest et le front chevauchant du massif des Bornes au Sud-Est, n'a fait l'objet d'aucune étude synthétique exhaustive.

Sur le plan structural, la prospection sismique a révélé que ce plateau correspondait à une zone synclinale dont le flanc occidental à faible pendage contrastait avec le flanc oriental très fracturé, caractérisé par de nombreux

plans de chevauchement bien visibles en sismique mais plus difficiles à mettre en évidence sur le terrain, en raison notamment de l'empatement glaciaire ; toutefois l'un d'eux est bien observable dans une petite carrière, au Nord de Thorens-les-Glières.

**g<sub>2M</sub>. Marnes à Cyrènes (Rupélien *pro parte* = ? partie inférieure de l'Oligocène moyen) :** au moins 100 mètres. La formation des Marnes à Cyrènes affleure dans la partie orientale du plateau des Bornes, au front des chaînes subalpines, et sur rive droite de l'Arve, dans la région de Bonneville. Sa relation avec les autres unités lithostratigraphiques (Flysch, Grès de Bonneville) est difficile à déterminer. Pourtant, dans la région de Lavillat, près de l'autoroute reliant Annecy à la Roche-sur-Foron, il semble que cette formation soit directement surmontée par les Grès de Bonneville, mais le contact entre ces deux formations est masqué par des dépôts morainiques quaternaires. De même, sur rive droite de l'Arve, près des Folliets, une série à prédominance marneuse, attribuée peut-être faussement aux Schistes marno-micacés par Charollais *et al.* (1975) mais dont le faciès et les associations d'ostracodes sont très proches de ceux des Marnes à Cyrènes, passe vers le haut à des bancs, d'ordre métrique, de grès moyens micacés à débris végétaux rattachés aux Grès de Bonneville par Charollais *et al.* (1975).

Le meilleur point d'observation des Marnes à Cyrènes se trouvait près des fermes de l'Argollet, dans le talus d'une route rafraîchi en 1975, mais actuellement partiellement couvert de végétation. Là, cette formation visible sur 95 m de puissance, apparaissait comme une alternance de niveaux décimétriques à métriques marneux gris-bleu à jaunâtres et de bancs centimétriques à décimétriques de grès (35 à 40 % de quartz) micacés à ciment calcaire (30 à 35 % CaCO<sub>3</sub>), à débris charbonneux (Ginet et Müller, 1976). Dans la partie inférieure, les marnes prédominent très largement alors que le sommet de la formation se termine par une quinzaine de mètres de grès fins micacés brun-beige à brun-rouge, à laminae généralement planes parallèles, rarement à stratifications obliques.

Les associations sporo-polliniques et palynologiques étudiées par Châteauneuf (1977, communication écrite) caractériseraient, d'après cet auteur, le Stampien supérieur élevé, spécialement en raison de l'abondance des *Picea* ; de nombreux remaniements du Crétacé supérieur, du Paléocène (notamment Danien) et de l'Eocène ont également été détectés. Parmi le phytoplancton, il a été entre autres reconnu : *Chiropteridium aspinatum*, *C. partispinatum*, *C. dispersum*, *Cordosphaeridium cantharellum*, *C. floripes*, *C. uncinispinisum*. Par analogie avec les formations équivalentes en Suisse occidentale, notamment entre Bulle et Montreux (Weidmann *et al.*, 1982), et par suite de la datation par mammifères de la Molasse rouge sur le plateau des Bornes, les Marnes à Cyrènes doivent être attribuées à la partie inférieure de l'Oligocène moyen ( $\pm$  zone de Villebramar). Quant à la faune d'ostracodes, elle est monotone ; cependant, Oertli (1976, communication écrite) a identifié dans la coupe de l'Argollet, tout au long de la formation, en plus de petits gastéropodes, *Cytheridea ventricosa* Goerlich *et*, un peu moins fréquemment, *Loxoconcha* sp. ; "les deux espèces, et surtout le fait qu'on ne trouve qu'elles, voire l'une d'elles, c'est-à-dire la première, témoigne d'un milieu lagunaire" (Oertli, 1976). Sur la rive droite de l'Arve, près des Folliets, sous les Grès de Bonneville, Oertli (1976, communication écrite) a également reconnu : *Cytheridea genavensis* Oertli, *C. ventricosa* Goerlich, *Cuneocythere marginata* (Bosquet), *Loxoconcha aff. punctatella* (Reuss), *Paracypris* sp.

En outre, de nombreux lamellibranches recueillis dans la coupe de l'Argolet par Ginet, Müller et Charollais ont été examinés par Macsotay (1982, communication écrite) qui a reconnu : *Corbula (Juliacorbula)* sp., *Bethytormus* sp. (juvénile), *Mactre (? Micromactre)* sp., *Donax (? Chion)* sp.. Selon ce spécialiste, "la faune dans son ensemble est composée d'habitants d'une barre de sable liée à un delta progradant. Ce type d'association se trouve dans les 2 cm supérieurs de fonds sableux ou silteux, assez riches en matière organique d'origine continentale (essentiellement végétale). La paléoprofondeur était de 0 à 4 m pour *Donax (? Chion)* sp., 2 à 15 m pour *Corbula (Juliacorbula)* sp. et *Bethytormus* sp., et 4 à 25 m pour *Mactre (? Micromactre ?)* sp. Les trois premiers genres se rencontrent dans des milieux de haute énergie, alors que le quatrième est caractéristique d'un environnement de basse énergie (lagon protégé de l'action des vagues), mais tous sont sténohalins et marins".

En conclusion, les Marnes à Cyrènes, d'âge Rupélien *pro parte*, correspondent à un paléoenvironnement de basse énergie (prédominance de marnes) et peu profond (quelques mètres) perturbé par des tempestites (niveaux gréseux); celles-ci seraient à l'origine des mélanges de faunes de basse et haute énergie et d'organismes marins sténohalins (lamellibranches) et lagunaires (ostracodes).

**g2G. Grès de Bonneville (Rupélien *pro parte* : niveau de Villebramar ?) :** au moins 50 mètres. La formation des Grès de Bonneville, anciennement appelée "Molasse de Bonneville" ou "Flysch gréseux de Bonneville" (Douxami et Deschamps, 1905), a été définie dans les environs de Bonneville, où elle a donné lieu à des exploitations de pierre de taille, en carrières à ciel ouvert. Sur la feuille Annecy — Bonneville, elle affleure au front des chaînes subalpines, suivant une bande qui s'élargit du Sud au Nord. La meilleure coupe des Grès de Bonneville est située sous le pont de l'autoroute reliant Annecy à la Rochesur-Foron et enjambant le Foron. Cette formation est constituée d'une série de bancs massifs quartzo-feldspathiques (environ 30 % de quartz) à ciment calcaire, d'ordre décimétrique à la base et métrique dans les parties moyenne et supérieure, à patine grisâtre, et séparés par des délités marno-gréseux souvent très charbonneux. En ce point, la limite inférieure de la formation avec les terrains sous-jacents n'est pas visible, en raison de l'empâtement dû aux dépôts glaciaires. Par contre, le contact avec la Molasse rouge se présente dans de bonnes conditions; la base de celle-ci a même été datée avec assez de précision par Charollais *et al.* (1981). Dans cette coupe, les Grès de Bonneville affleurent sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur.

La formation des Grès de Bonneville se prolonge plus au Nord, où elle prend les noms de "Grès des carrières", "Grès de Vaulruz"; dans ces derniers, Weidmann *et al.* (1982, p. 170-171) décrivent des figures sédimentaires tout à fait analogues à celles qui apparaissent au front des chaînes subalpines : glissements sous-aquatiques (*slumps*), *balls and pillows*, stratifications obliques tabulaires et en auge, contacts ravinants, rides de vagues et de courants. Certaines de ces figures témoignent d'un milieu d'assez haute énergie et parfois même proche de l'émersion. D'après Weidmann *et al.* (1982, p. 173), les Grès de Vaulruz (équivalents des Grès de Bonneville) représentaient "une plage barrière sableuse accumulée surtout par l'effet de la houle".

Les Grès de Bonneville ont donné, dans la région de la localité-type, une flore importante recueillie par Deschamps et étudiée par Douxami avec la collaboration de Marty. Moret (1934, p. 46) donne la liste des espèces reconnues qui appartiennent aux fougères, conifères, palmiers, myricées, laurinéas,

ericinées, diospyrinées, rhamnées et légumineuses. Plus récemment, Châteauneuf (communication écrite, 1975, 1979) a fait l'étude palynologique des niveaux marneux relevés par Ginot, Müller et Charollais (1975, 1976, inédit) dans la formation des Grès de Bonneville, affleurant dans le lit du Foron. Parmi le microplancton, assez abondant et constitué à 80 % de formes remaniées du Mésozoïque (surtout Crétacé supérieur), Châteauneuf a identifié : *Cyclonephelium pastielsi*, *C. exhuberans*, *C. ordinatum*, *Cordosphaeridium funiculatum*, *C. floripes*, *C. inodes*, *C. uncinispinosum*, *Chiropteridium aspinatum*, *C. dispersum*, *C. partispinatum*, *Thalassiphora pelagica*, *Deflandrea phosphorica*, *Adnatosphaeridium vitatum*, *Aglaoreidia cyclops*, *Homotryblium floripes*, *Lanternosphaeridium* sp., *Achomosphaera ramulifera*, *Gonyaulacysta tenuitabulata*, *Systemaphora placacantha*, *Wetzeliella articulata*, *Lejeunia fallax*, *Kisselevia clathrata*. Toutes ces dynophycées sont accompagnées du cortège sporopollinique suivant : *Carya* sp., *Pinus diploxylon*, *P. haploxylon*, *Inaperturopollenites hiatus*, *Ricciasporites* sp., *Tetracolporopollenites obscurus*.

L'abondance et la diversité des espèces palynologiques ne permettent cependant pas de proposer un âge très précis pour les Grès de Bonneville. Par analogie aux Grès de Vaulruz, leur équivalent septentrional, dans lesquels ont été découverts, en plus d'ostracodes, de cyrènes et de débris de plantes, divers vertébrés tels que crocodiles, tortues, siréniens, rhinocéros, il serait logique de rattacher les Grès de Bonneville au niveau de Villebramar. En effet, Weidmann *et al.* (1982, p. 172) concluent : "tout semble bien concorder pour que l'on puisse, au moins provisoirement, attribuer les Grès de Vaulruz au niveau de Villebramar". Cette hypothèse est d'autant plus soutenable que la base de la Molasse rouge des environs de la Roche-sur-Foron a livré des vertébrés de la biozone de Montalban, éventuellement de la biozone d'Heimersheim (Charollais *et al.*, 1981).

**g3. Molasse. (Rupélien *pro parte* — Chattien) :** environ 1 000 m (au front du massif des Bornes). La Molasse du plateau des Bornes n'est représentée que par la Molasse rouge, dépôt détritique fin à moyen, continental. Généralement recouverte par les formations glaciaires quaternaires, elle apparaît assez largement sur le flanc oriental du Salève, mais plus sporadiquement ailleurs, notamment dans les fonds de torrents : Foron, Daudens, Fier, Filière, Usses. D'après Rigassi (1957, p. 26-27), sur le plateau des Bornes, la Molasse est constituée par "une suite puissante et monotone de grès et de marnes bariolées. Aucune subdivision franche n'y est possible. Tout au plus, remarque-t-on que, dans les 200 m inférieurs, les grès prédominent ; ils sont riches en éléments dolomitiques et pauvres en débris de jaspes rouges et verts, et les marnes sont plus souvent grises que rouges".

La Molasse rouge (g3) du plateau des Bornes correspond à la base de la "Untere Süßwasser molasse" (USM) des auteurs alémaniques. L'abbé Vallet (*in* Maillard, 1889, p. 3) y avait signalé des *Helix* déterminés comme *Helix ramondi* Brongniart par Maillard (1889, p. 57) près de Villy-le-Pelloux ; Rigassi (1957, p. 27) mentionnait *Helix (Plebecula) ramondi* Brongniart près des Ollières.

Dans la région de Cran, à l'Ouest d'Annecy, Maillard (1891, p. 208) avait également découvert dans la Molasse, en aval du pont sur le Fier, rive gauche, des gastéropodes qu'il rattachait avec une certaine réserve à *Helix lausanensis* Dumont et Mortillet et à *Limnaea urceolata* Sandberger.

La Molasse du plateau des Bornes dont l'épaisseur atteindrait environ un millier de mètres (Rigassi, 1957, pl. III) au front du massif des Bornes, a été attribuée à l'Aquitanien (feuille Annecy, 1/80 000, 1969) ou au Chattien et à l'Aquitanien (feuille Genève-Lausanne, 1/200 000) ou au Chattien (Rigassi, 1957).

● **Age de la base de la Molasse rouge (g3) du plateau des Bornes.** Récemment, Charollais *et al.* (1981) ont signalé un gisement fossilifère dans la partie inférieure de la Molasse rouge, sur la rive droite du Foron, entre 100 et 150 m, en aval du pont qu'emprunte la route communale C4 entre la Roche-sur-Foron et les maisons de Lavillat (coord. : 909,95/2 124,92). L'association mammologique qu'accompagnent des charophytes (dont *Lychnothamnus* sp.), se compose de *Blainvillimys* cf. *gregarius* Schlosser ou cf. *helmeri* Vianey-Liaud, *Gliravus* sp., *Pseudocricetodon montalbanensis* Thaler.

Cette faune caractérise la biozone de Montalban ou éventuellement la base de la biozone d'Heimersheim, soit l'Oligocène moyen (= ± partie supérieure du "Stampien inférieur"). La faune de ce gisement peut être mise en relation avec celle de Lovagny (feuille Seyssel) où Vianey-Liaud (1972) a également déterminé *Blainvillimys gregarius* Schlosser.

● **Age de la partie supérieure de la Molasse rouge (g3) du plateau des Bornes.** Dans le lit du torrent du Daudens, un gisement de dents de mammifères a été découvert pratiquement au coeur de la structure synclinale du plateau des Bornes et correspond donc à la partie supérieure de la Molasse rouge, sans que l'on puisse préciser avec plus d'exactitude sa position au sein de cette formation. A environ 300 m en amont du petit pont qu'emprunte la route vicinale Vo reliant Evires à la route N 203, entre Annecy et la Roche-sur-Foron, dans le lit du Daudens (coord. : 901,37/2 121,37), deux niveaux marneux en partie ravinnés par un chenal ont fourni, en plus de charophytes du genre *Rhabdochara* sp., *Melissiodon* (*quercyi*, *chatticus* ou *schalki*), *Eomys zitteli*, *Gliravus* sp., *Peridyromys murinus*, *Heteroxerus* sp.

Cette association est caractéristique soit de la biozone de Cournon - Boningen soit de la biozone de Rickenbach - la Milloque, ce qui correspond à l'Oligocène supérieur (± "Chattien").

### FORMATIONS QUATERNAIRES

Sur la 3ème édition de la feuille géologique Annecy à 1/80 000 (1969), les formations quaternaires étaient subdivisées en :

- éboulis, éboulements, masses glissées,
- alluvions modernes,
- alluvions "postérieures au Néowürm",
- alluvions "néowurmiennes",
- alluvions du retrait wurmien.

Se basant avant tout sur la morphologie et sur la répartition des divers blocs erratiques, Deleau (1969) distinguait, lors de relevés géologiques restés inédits, plusieurs stades glaciaires séparés chacun d'eux par un interglaciaire :

- la "dernière grande glaciation" (GL) wurmienne d'après la plupart des auteurs. Pour Deleau (1969, p. 49), à cette époque, un grand glacier "venait de

l'Arve, franchissait le col d'Evires pour se diriger vers la vallée du Rhône après avoir recouvert entièrement la région d'Annecy" ;

- le premier stade (g<sub>1a</sub>) de la première glaciation locale ;
- le deuxième stade (g<sub>1b</sub>) de la première glaciation locale ;
- la deuxième glaciation locale ou le troisième stade local (g<sub>2</sub>) ;
- le post-glaciaire.

Devant la complexité et la diversité de la nomenclature, Karnay (1980, p. 136-137), dans son étude géologique de la région d'Annemasse, conseille d' "abandonner les termes de Würm I, Würm II, etc. pour la région (plateau des Bornes, région d'Annemasse) car aucun indice sérieux ne prouve l'existence de ces diverses phases. Certains auteurs critiquent les phases Danau, Günz, Mindel, Riss, Würm ; d'autres s'accrochent aux phases I, II, III du Würm". Pourtant, Karnay n'a pas suivi ses propres recommandations, puisqu'il attribue sans argument convaincant, les blocs erratiques de la crête du Salève au Riss, alors que Jayet les avait attribués au Würm, en 1968. D'ailleurs, Jayet (1966) qui s'appuyait surtout sur des critères paléontologiques et lithologiques, rattachait l'ensemble des dépôts glaciaires au "complexe wurmien". Dans le bassin genevois et sur la rive gauche du Léman (feuille Annemasse), cet auteur distinguait (1964), notamment dans la notice explicative de la feuille géologique suisse "Coppet" (1/25 000) :

- les moraines caillouteuses profondes (alluvions anciennes des auteurs),
- la moraine argileuse,
- les moraines caillouteuses du retrait et des produits de délavage,
- le fluvio-glaciaire,
- les argiles stratifiées.

Il ressort de ce rappel historique sommaire que chaque auteur propose une nouvelle nomenclature tout en échafaudant sa propre conception de la genèse des formations quaternaires. Vu cet état des connaissances, vu l'absence d'études sédimentologiques et biostratigraphiques modernes et détaillées ainsi que la rareté des forages et des carrières dans une région très couverte par la végétation et de plus en plus urbanisée, il a paru plus raisonnable de subdiviser les formations quaternaires de la feuille Annecy — Bonneville en se basant sur leur composition lithologique. Il a été ainsi possible de distinguer, en plus des dépôts lacustres (L), des alluvions modernes de vallée (Fz) et des tourbières,

- le glaciaire de la vallée de l'Arve : GyA,
- le glaciaire de la vallée moyenne du Borne : GyB,
- le glaciaire de la vallée du Fier : GyF,
- le glaciaire de la vallée de Thônes — la Clusaz : GyT,
- le glaciaire local : Gy.

**GyA. Glaciaire de la vallée de l'Arve.** Tous les auteurs s'accordent à considérer que le glacier de l'Arve a envahi toute la portion du plateau des Bornes figurant sur la feuille Annecy — Bonneville. Les dépôts liés à ce glacier, dont l'âge de l'extension maximum reste discuté, comprennent des faciès morainiques (argiles à blocs et galets striés) et fluvio-glaciaires ; ces derniers ont souvent donné lieu à de petites exploitations d'où sables et graviers ont été extraits.

Comme l'a observé Deleau (1973), "les hauteurs (du plateau) des Bornes (au Sud-Ouest de Bonneville) sont surmontées de buttes alignées et s'allongeant parallèlement, d'une façon remarquable dans le sens NE — SW. Il en est de même des hauteurs situées plus au S vers Annecy. Le matériel constitutif des

buttes comprend uniquement du glaciaire à nombreux éléments métamorphiques : galets de granite, gneiss, roches vertes, supportant des blocs morainiques de grande taille (plusieurs mètres cubes de gneiss, granite, protogine) provenant du massif du Mont Blanc. Ce matériel a été amené par la dernière "Grande glaciation" (...). Le glacier de l'Arve, repoussé par le glacier du Rhône à la hauteur du Léman actuel, se dirigeait vers le SW, vers les régions d'Annecy et de Rumilly. Les axes NE — SW des buttes glaciaires doivent marquer le sens de progression du glacier et non épouser les formes d'érosion du support molassique, lequel ne pourrait présenter une si remarquable constance dans ce sens NE — SW. On peut attribuer à ce "Grand glacier de l'Arve" qui n'avait pas creusé sa vallée jusqu'à la cote actuelle, les replats du plateau d'Andey (900 - 1 100) au S de Bonneville et, plus en amont, celui de Chamoules (800 - 900) jusqu'au Mont-Saxonnex. De gros blocs erratiques de gneiss, restes de moraine latérale, se retrouvent sur ces replats". Dans ce secteur et plus à l'Est, un alignement de blocs de calcaires du Malm, originaires de la vallée de l'Arve, entre Cluses et Sallanches, est tout à fait remarquable par son homogénéité.

En fait, le glacier de l'Arve a atteint des cotes bien supérieures à celles que relève Deleau (1973). En effet, des blocs erratiques issus de la zone des Aiguilles Rouges — Mont Blanc (granites, gneiss, etc.) soulignent un ancien cordon morainique encore visible aujourd'hui, à l'Est du col de Cenise, à 1 680 mètres. D'autres blocs ont également été repérés près de cette altitude sur le flanc oriental de la Pointe d'Andey ; et, comme le rappelle Jayet (1968, p. 33), Favre (1867, II, p. 157) avait déjà signalé deux blocs erratiques de protogine à 1 665 m, "sur la pente de Brezon" (= Pointe d'Andey). Dans cette région, le glacier de l'Arve, lors de son extension maximum, a nettement dépassé le col de Solaizon (1 510 m) vers le Sud-Ouest et a ainsi pu pénétrer dans la vallée du Borne, y amenant du matériel erratique ; c'est pourquoi, des blocs de granites et de gneiss reposent actuellement dans la vallée du Borne, à la hauteur de Saxias. Ces observations corroborent celles de Verniory (1960) qui, sur rive droite de l'Arve, attribue au jeu de l'érosion du glacier de l'Arve, "la remarquable uniformité d'altitude (1 535 m à 1 590 m)" de 5 épaulements dans la région du Môle et la présence de blocs erratiques (Grès de Taveyenne) dans une moraine située à 1 570 m dans le cirque de Champfleuri.

Deleau (1973) attribue au stade glaciaire (g<sub>11</sub>) qui a suivi la "Grande glaciation" l'apport, dans la région de la Roche-sur-Foron, d'un important matériel que l'érosion fluviale a remodelé pour donner la spectaculaire "terrasse dominante de 200 mètres la vallée de l'Arve et allant de Saint-Laurent (630 à 660) à Saint-Sixt (600 - 630) et à Broy, puis vers Sales-Eteaux, de part et d'autre du Foron. Cette terrasse se suit jusqu'à Moussy (583), Chevrier (550) et Pers-Jussy (550)". Sur la feuille Annecy — Bonneville, cette terrasse, déjà bien soulignée par les courbes de niveau, n'a pas été figurée en tant que telle.

Pour ce même auteur, les écroulements de blocs urgoniens qui forment la plaine aux Rocailles et dont l'un d'eux (environ 3 000 m<sup>3</sup> d'après Maillard, 1889, p. 48) supporte la vieille tour de la Roche-sur-Foron sont liés à un stade glaciaire postérieur (g<sub>12</sub>). Cette opinion rejoint celle de Moret (1945, p. 9), pour qui "la grande plaine des Rocailles, près de la Roche-sur-Foron, si chaotique d'aspect et qui forme une longue traînée de gros blocs urgoniens depuis l'entrée de la gorge du Borne jusqu'à Arthaz dans la vallée de l'Arve, est un écroulement d'âge quaternaire qui s'est produit pendant que la cluse du Borne était encore occupée par un glacier tributaire du grand glacier de l'Arve". Selon

Moret (1945), "la dispersion de ces blocs en une longue traînée est due au transport glaciaire".

**GyB. Glaciaire de la vallée moyenne du Borne.** Sous la notation GyB, figurent des formations quaternaires constituées essentiellement de faciès morainiques et fluvio-glaciaires et liées aux glaciations probablement wurmiennes ; elles renferment des blocs et des galets parfois striés dont la lithologie est parfaitement compatible avec celle des formations crétacées et tertiaires du massif des Bornes. L'extension des formations glaciaires de la vallée moyenne du Borne, dépourvues de blocs erratiques exotiques (granite, gneiss), est limitée au Sud par le verrou de la gorge des Etroits et au Nord par celui qui se trouve en amont du Petit-Bornand. Ceci ne signifie pourtant pas que le glacier du Borne n'ait jamais occupé la vallée du Borne sur toute sa longueur entre la gorge des Etroits et le hameau de Haut-Rumilly. En effet, la présence de nombreux blocs erratiques éruptifs et métamorphiques, en aval de Termine, témoigne du jeu complexe d'avancées et de reculs du glacier de l'Arve par rapport à son glacier tributaire du Borne. D'ailleurs, une moraine frontale du glacier du Borne est encore visible à la hauteur de Haut-Rumilly.

Entre Lavey et le Petit-Bornand de même que dans la région d'Entremont, des terrasses d'origine fluviale apparaissent clairement dans le paysage ; elles n'ont pas été signalées sur la feuille Annecy — Bonneville tout comme le cordon morainique qui surplombe l'église du Petit-Bornand.

L'emplacement du glacier du Borne ainsi que son écoulement du Sud vers le Nord, c'est-à-dire plus ou moins perpendiculairement aux directions des structures, ne s'explique que par une dépression de direction subméridienne, due à l'inflexion des axes structuraux. De plus, postérieurement, un soulèvement général de toute la région (à une époque très récente) a rajeuni tous les reliefs, engendrant des gorges pittoresques et provoquant de nombreuses captures de rivières telles que celle du Nom par le Borne. Ces mêmes causes produisent les mêmes effets dans la vallée du Fier et dans les gorges du Bronze et du Foron du Reposoir (feuille Cluses).

**GyF. Glaciaire de la vallée du Fier.** Lors des périodes froides du Quaternaire, la vallée du Fier fut occupée par un glacier dont les dépôts (GyF) sont caractérisés par l'abondance d'éléments locaux et l'absence de blocs erratiques éruptifs et métamorphiques ; celle-ci est probablement due à l'activité humaine qui les utilisa pour la construction. En effet, il est très vraisemblable que le glacier de l'Arve ait pu refluer à certaines périodes dans la zone de Dingy-Saint-Clair. Dans cette région, les terrasses fluviales marquant les différents niveaux du lit du Fier n'ont pas été représentées sur la feuille Annecy — Bonneville.

**GyT. Glaciaire de la vallée Thônes — la Clusaz.** Sur la feuille Annecy — Bonneville, les dépôts glaciaires de la vallée de Thônes — la Clusaz (GyT) ont été individualisés car ils sont facilement identifiables vu leur grande diversité en éléments locaux ; ceux-ci proviennent de l'érosion de formations appartenant à plusieurs provinces paléogéographiques et couvrant presque tout le Mésozoïque et une partie du Tertiaire :

- Trias et Lias de la Klippe des Annes,
  - Crétacé et Tertiaire du massif des Bornes et de la chaîne des Aravis,
  - Jurassique, Crétacé et Tertiaire des olistolites du *wildflys*ch (Flys
- sch à lentilles).

D'autre part, les formations glaciaires (Gy7) sont complètement dépourvues d'éléments cristallins, ce secteur ayant été isolé du glacier de l'Arve par la ligne de crête passant par les cols des Aravis, de l'Oulette, des Annes et de la Colombière.

Comme les formations glaciaires essentiellement morainiques de la vallée de Thônes — la Clusaz reposent généralement sur des flyschs, les glissements de terrain et les phénomènes de solifluxion jouent un rôle important dans le modelé du paysage.

**Gy. Glaciaire local.** Affluents des principaux glaciers (Arve, Borne, Fier), de petits glaciers locaux d'altitude moyenne à élevée ont laissé des dépôts essentiellement morainiques cartographiés sous la notation Gy.

Rosset (1957, p. 62) relevait que les nombreuses combes creusées sur le versant occidental de la chaîne des Aravis avaient été modelées par les glaciers. Et cet auteur de poursuivre : "c'est ainsi que la combe du Mont-Charvet se termine en amont par un magnifique cirque glaciaire parfaitement conservé, et que des restes de moraines latérales ou médianes se voient dans les combes de Bella-Cha, Paccaly, Tardevant et du Mont-Charvet. Déjà Favre (1867) signalait des roches moutonnées à la base des combes. On en remarque également dans la cuvette glaciaire où est bâti le chalet du Plan au Nord-Est des Confins".

Dans le massif des Bornes, les sédiments produits par les glaciers locaux sont réduits en extension et en épaisseur ; par contre, des cordons morainiques subsistent encore aujourd'hui comme dans la combe dominée à l'Est par le Pic de Jallouvre ou au pied du versant septentrional des Rochers de Leschaux, au Sud-Ouest de Solaison.

**L. Dépôts lacustres.** Au Sud-Ouest de la feuille Annecy — Bonneville, apparaissent de larges affleurements de dépôts lacustres (L) qui correspondent à l'ancienne extension du lac d'Annecy. En effet, Deleau (1969) a démontré qu'après la glaciation g<sub>11</sub> (nomenclature de l'auteur), un grand lac s'est étendu sur 28 km depuis Sillingy au Nord jusqu'à Faverges au Sud, doublant ainsi la longueur actuelle du lac d'Annecy. D'après Deleau (1969, p. 45), "les terrasses de Chaparon, cotes 480 et 470, indiquent que l'eau a atteint au minimum la cote 480 et ceci est confirmé par l'altitude des terrasses aux deux extrémités du lac :

— au Nord, dans le passage de Sillingy, de Chaumontet à la "Croix Blanche", de 470 à 487. Les marais de Douet et de la Gour indiquent des sous-sols argileux glaciaires, attribuables à la boue de fond du g<sub>11</sub> ;

— au Sud, à Doussard, à Faverges, les terrasses se situent également vers 480 et le marais de la Maladière, 480, près de Faverges, fait le pendant des marais de Sillingy".

D'autres dépôts lacustres à l'extension trop limitée n'ont pas été figurés sur la feuille Annecy — Bonneville. Leur origine serait liée à l'existence de petits lacs de barrage temporaires provoqués par des éboulements obturant momentanément un vallon. De tels dépôts ont été repérés notamment à l'extrémité nord-est du plateau d'Andey et au Nord-Est du plateau des Glières, sur le replat de Talavé.

**Fz. Alluvions modernes de vallée.** Les alluvions modernes de vallée bordent les flancs des principales rivières de la feuille Annecy — Bonneville : le Borne,

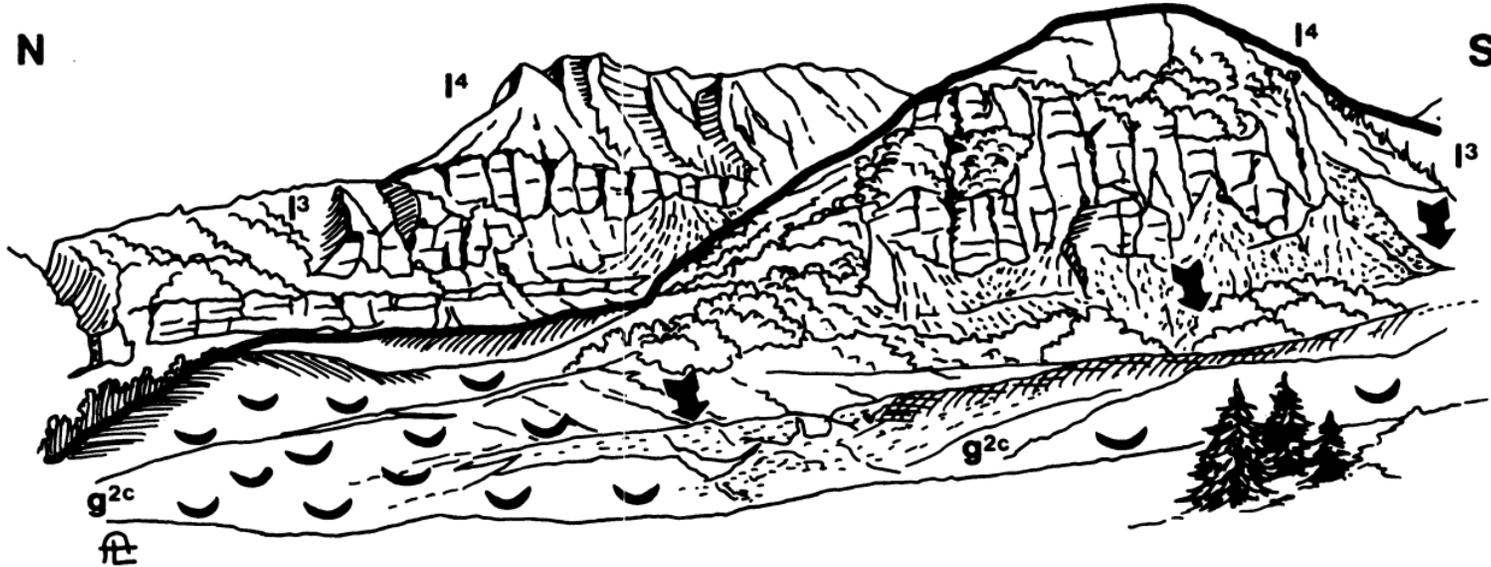
le Nom, le Fier, la Filière. Quant aux alluvions de l'Arve, leur épaisseur n'est pas connue avec précision encore aujourd'hui. S'il est évident qu'en surface les alluvions sont modernes et par conséquent cartographiées sous la notation Fz, il est par contre difficile d'estimer l'âge de leur base. Comme le relève Lombard (1985, p. 151-152), dans la vallée de l'Arve, "la couverture quaternaire est épaisse et étendue ; les indices d'accidents profonds sont rares (...). Des lignes structurales et morphologiques couvertes ont marqué le cours inférieur de l'Arve ou du moins celui de son premier glacier près de Genève. Plus haut, entre le Salève et Bonneville, aucun affleurement ne montre d'accident du soulèvement ayant précédé l'invasion glaciaire".

**Tourbières(\*)**. Colmatés par des terrains imperméables (flysch notamment), la plupart des hauts plateaux (généralement synclitorium) du massif des Bornes offrent, compte tenu du climat ambiant, les conditions idéales pour l'établissement de groupements végétaux hygrophiles, qu'il s'agisse de prairies marécageuses ou de tourbières véritables. Les plateaux de Cenise, Dran, Ablon, Pertuis, Champlaitier illustrent bien cet état de fait dont la démonstration la plus parfaite est cependant fournie par le plateau des Glières. Cette longue et étroite plaine sise à une altitude moyenne de 1 400 m présente, en effet, un vaste complexe de prairies marécageuses et de tourbières couronné (particulièrement notable) par un bois de pin de montagne. Sans atteindre la richesse des tourbières jurassiennes, le site des Glières présente un très grand intérêt floristique puisqu'il recèle pas moins de cinq espèces protégées par la législation haut-savoie : *Carex limosa*, *Scheuchzeria palustris*, *Drosera rotundifolia*, *Andromeda polifolia* et *Primula farinosa*. Au foisonnement des espèces végétales est associée une grande diversité faunique, entomologique notamment, encore peu étudiée. Mais l'importance des tourbières déborde le strict cadre biologique. En effet, la tourbière véritable se définit par la présence de mousses du genre *Sphagnum*, qui, un peu à la manière des polypiers, constituent un dépôt dont seule la couche superficielle est vivante. Ce dépôt, dont l'épaisseur excède parfois plusieurs décimètres (dans certaines tourbières, elle dépasse plusieurs mètres), peut être *grosso modo* assimilé à un sol ne comportant qu'un seul horizon, l'horizon humique. Constamment saturé d'eau, ce milieu asphyxique et très acide ne se décompose que très lentement. Par ailleurs, la croissance des mousses se poursuivant, l'édifice, alimenté essentiellement par les précipitations, prend une forme convexe ("marais bombé"), tout en restant au contact de la nappe phréatique : il fonctionne comme une gigantesque éponge. Dans une contrée où la dominante du réseau hydrographique est son caractère karstique et torrentiel, la fonction régulatrice des formations hygrophiles et des tourbières, en particulier, n'est pas à négliger.

**Loupes de glissement**. Dans les chaînes subalpines et, dans une moindre mesure, sur le plateau des Bornes, le tourisme s'est considérablement développé depuis la fin de la deuxième guerre mondiale, d'où l'implantation de nouvelles routes et l'édification de nombreuses constructions : chalets, immeubles locatifs, ponts, etc.. Aussi, les loupes de glissement ont-elles été cartographiées avec le plus de soin possible sur la feuille Annecy - Bonneville, pour prévenir les responsables de l'aménagement du territoire des risques de glissements de terrain.

(\*) Paragraphe rédigé par Fernand Jacquemoud, Conservatoire de Botanique, Genève

**Croix Floria**  
1783 m



Les formations du Lias (I3, I4) de Croix Floria se sont détachées de la masse principale de la klippe subbriançonnaise des Annes (Mont Lachat de Châtillon) et glissent en masse sur le Flysch à lentilles (g2c). Dessin topographique de LOMBARD (1982)

**Fig. 14 - Glissement du massif liasique de Croix Floria (klippe subbriançonnaise des Annes)**

Les zones les plus propices aux glissements de terrain se rapportent aux flancs de vallées à plus ou moins forte déclivité et où la couverture de dépôts glaciaires (glaise à cailloux) repose directement sur des formations à prédominance argileuse ou marneuse : n1b (Marnes schisteuses ; Berriasien supérieur/ Valanginien inférieur *s.l.*), n2-3a (Alternances calcaires-marnes ; Valanginien supérieur *s.l.* — Hauterivien basal), g2 (Flysch indifférencié ; Oligocène inférieur à moyen), g2b2 (Flysch à prédominance silteuse : Schistes à *Meletta* et "Marno-micacé" ; Oligocène inférieur/moyen *p.p.*), g2c (Flysch à lentilles ; sommet de l'Oligocène inférieur).

Sur la feuille Annecy — Bonneville, les glissements de terrains sont particulièrement préoccupants dans les zones de Flysch à lentilles, notamment sur la rive gauche du torrent du Chinaillon, entre le village du Chinaillon et le pied des falaises liasiques de Croix Floria, et sur rive droite du Borne, entre le Grand Bornand et le Bouchet. A noter que dans cette région, mais sur la rive gauche du Borne, les pentes de flyschs au Nord de la Tête du Danay présentent deux lobes de glissement remarquables et limités, dans leur partie supérieure, par une niche d'arrachement. Un autre secteur présente des risques très importants de glissement, en cas de forte pluviosité : il s'agit de la zone sur laquelle est implantée la route D 12, entre Haut-Rumilly et Termine, au coeur de la structure anticlinale du plateau d'Andey. Le déboisement irresponsable opéré ces dernières années a accéléré les processus de glissement, ce qui explique l'effondrement d'une portion de la route D 12 dans la vallée du Borne, il y a quelques années.

Il semblerait superflu de recommander d'éviter un déboisement anarchique et d'entretenir la forêt dans les zones de glissement, mais au vu des pratiques trop fréquentes dans cette région, le géologue se doit de mettre en garde les autorités de veiller à interdire les initiatives qui conduiraient irrémédiablement à des glissements de terrain incontrôlés.

**Niches d'arrachement.** Généralement, les grandes zones de glissement de terrain sont limitées dans leur partie amont par une niche d'arrachement, c'est notamment le cas au Nord de la Tête du Danay et au-dessus de la route D 12, dans la structure anticlinale du plateau d'Andey.

La niche d'arrachement la plus spectaculaire de la feuille Annecy — Bonneville est certainement celle qui a permis au massif liasique de Croix Floria (1 783 m) de se détacher de la masse principale du Mont Lachat de Châtillon, élément constitutif de la Klippe subbriançonnaise des Annes (fig. 14). Le "bloc" de Croix Floria, dont le volume dépasse 10 millions de m<sup>3</sup>, repose sur le Flysch à lentilles (g2c), formation particulièrement propice aux glissements.

**Cônes d'éboulement et d'éboulis.** La paroi des Calcaires urgoniens (n4-5) est spécialement favorable au développement de cônes d'éboulement et d'éboulis. Au Quaternaire, de gigantesques éboulements se sont produits sur le glacier du Borne et sont à l'origine de la plaine aux rocailles ; des vestiges de ces écroulements sont encore visibles aujourd'hui dans la vallée du Borne, entre Termine et le Petit Bornand. Plus récemment, le glissement d'une paroi de Calcaires à petites nummulites (e5-6), en pente structurale, au-dessus de la Clusaz, a provoqué un éboulement important au pied duquel s'est développée une partie du centre touristique. Dans ces dernières décennies, les éboulements se sont révélés rares et modestes (haute vallée de la Filière, pied du Mont Teret).

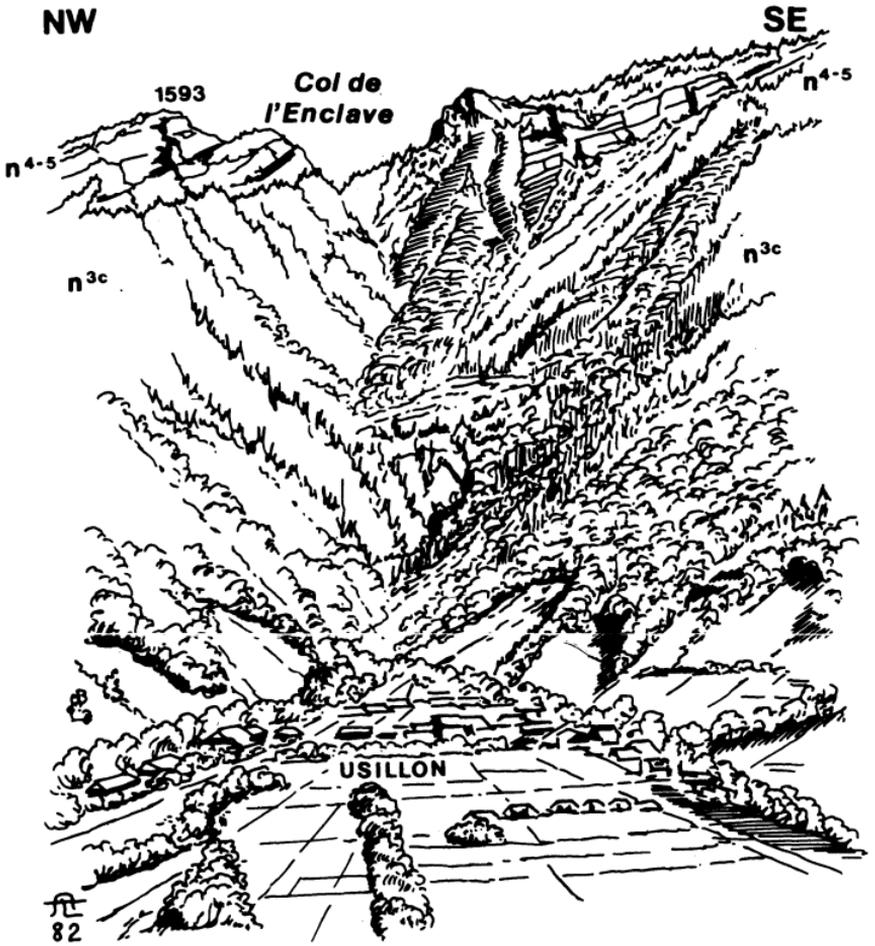
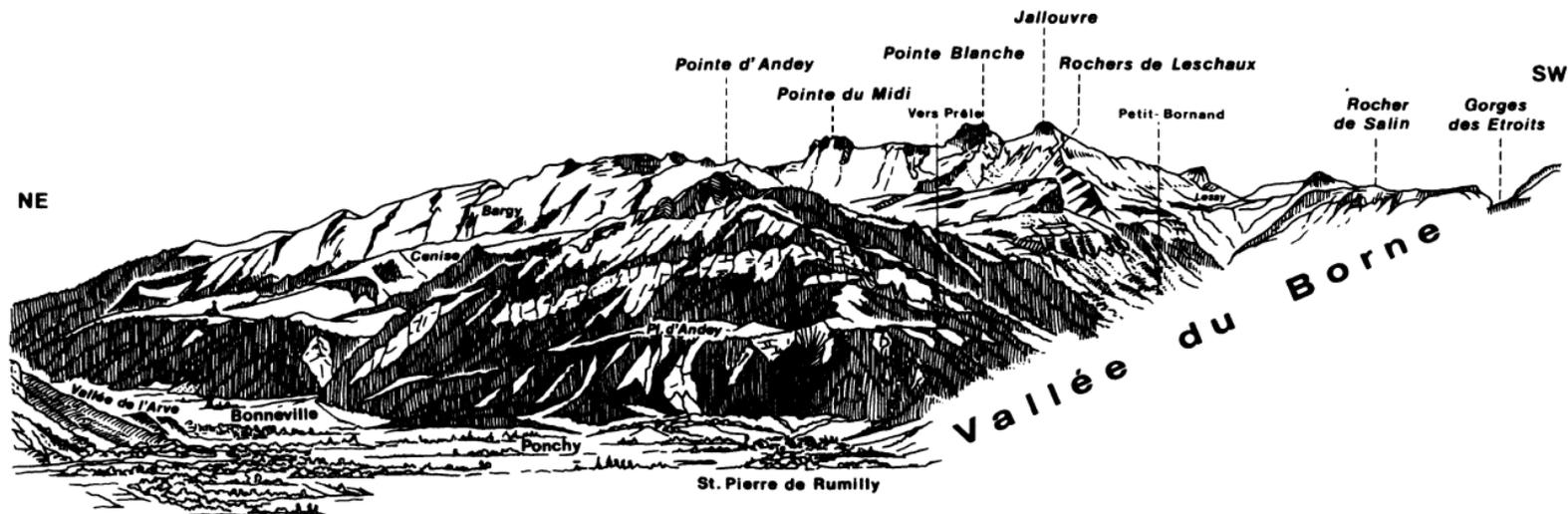


Fig. 15 - Cône de déjection d'Usillon (dessin de LOMBARD, 1982)



**Fig. 16 - Vue générale sur le massif des Borne, entre les vallées de l'Arve et du Borne, depuis l'autoroute Genève-Chamonix, à la sortie de Bonneville (dessin de LOMBARD, 1982)**

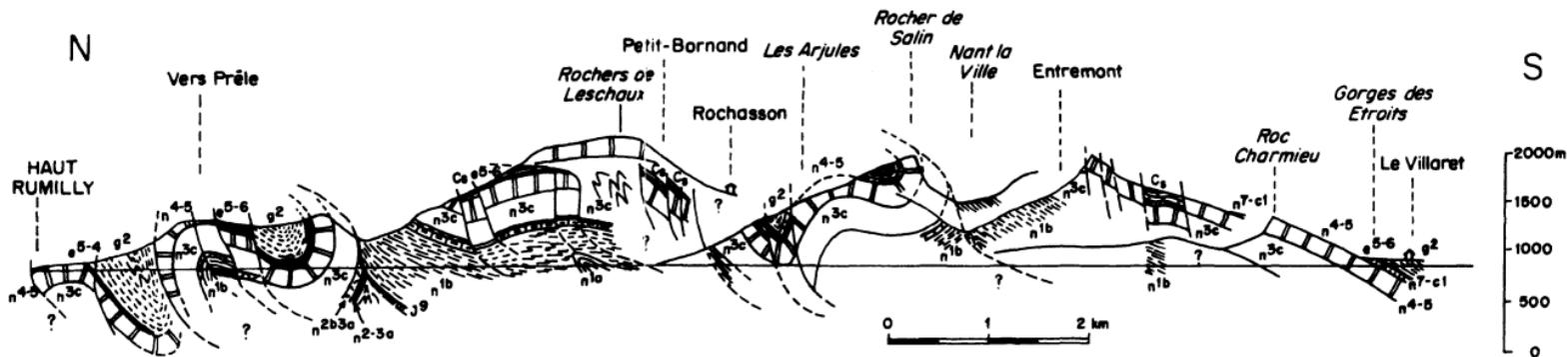


Fig. 17 - Profil de la vallée du Borne (CHAROLLAIS, 1987)

Les nombreux cônes d'éboulis cartographiés sur la feuille Annecy — Bonneville font parfois l'objet d'exploitations ; c'est le cas notamment, en amont de Thorens-les-Glières (rive gauche de la Filière), le long de la route D 12 entre le Petit Bornand et Entremont (rive droite du Borne) et au pied de la montagne de Lachat entre Nanoir et le verrou du pont Saint-Clair (rive droite du Fier).

**Cônes de déjection.** Parmi les nombreux cônes de déjection figurant sur la feuille Annecy — Bonneville, le plus important est situé à la sortie des gorges du Borne. Comme ces cônes constituent généralement un important réservoir d'eau naturelle, ils ont depuis longtemps été colonisés par l'Homme : Saint-Pierre-en-Faucigny s'est justement développé sur le cône de déjection du Borne. De ce fait, l'urbanisation masque souvent la morphologie originelle de ces anciens dépôts torrentiels. Cependant, sur la feuille Annecy — Bonneville, le remarquable cône de déjection d'Usillon apparaît encore aujourd'hui dans le paysage (fig. 15) ; de plus, la structure interne de ce front de cône peut s'observer dans la petite falaise constamment rafraîchie par l'érosion permanente de la Filière.

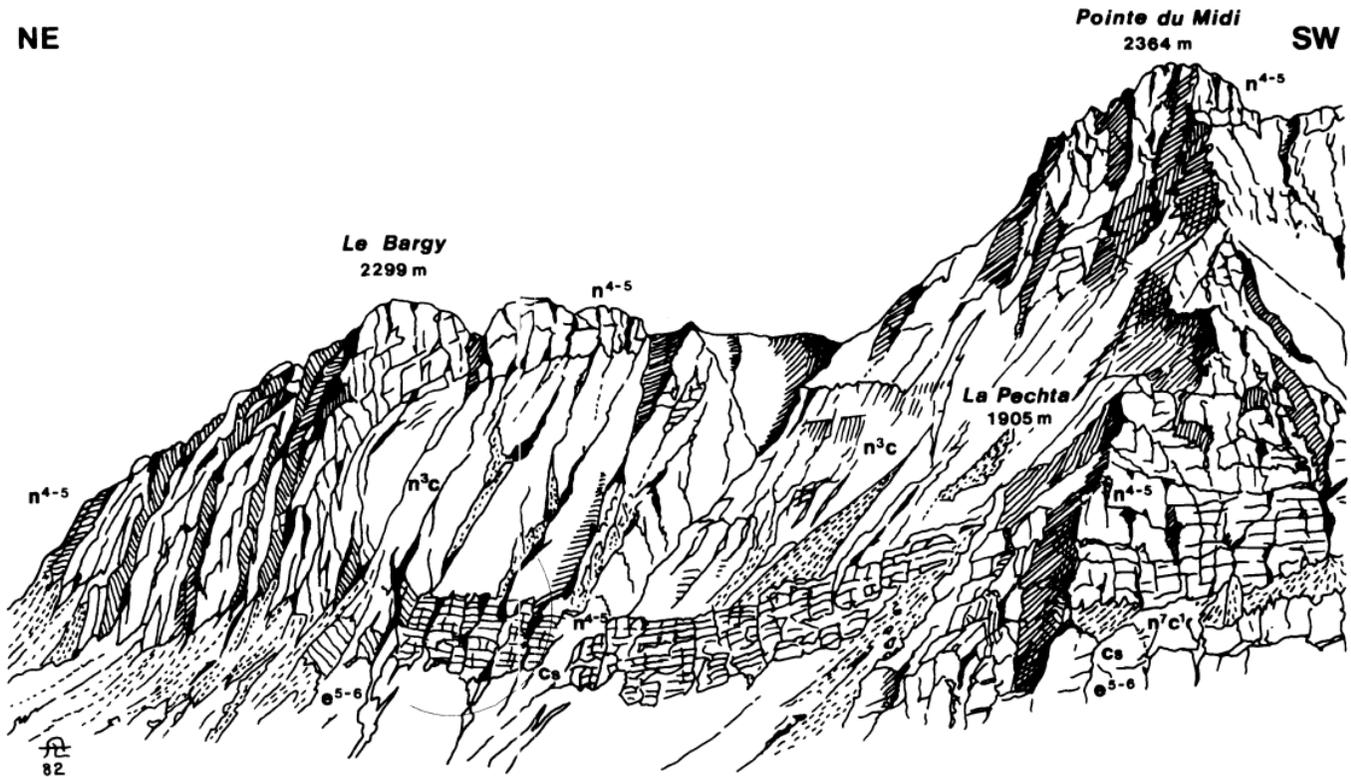
## TECTONIQUE

Du point de vue structural, cinq unités figurent sur la feuille Annecy — Bonneville, du Nord-Ouest au Sud-Est :

- le chaînon du Salève,
- le plateau molassique des Bornes,
- les chaînes subalpines dont la majeure partie correspond au massif des Bornes *sensu stricto*, la chaîne des Aravis n'apparaissant qu'au bord sud-est de la feuille,
- la klippe subbriançonnaise des Annes,
- la klippe "helvétique" du Danay — la Duche.

Les parties du Salève et de la chaîne des Aravis sont trop réduites sur la feuille Annecy — Bonneville pour qu'un chapitre consacré à leur tectonique soit justifié, d'autant plus qu'un profil général dû à ESSO-REP (1969) figure en bas de la feuille. Comme le Salève apparaît largement sur la feuille Annemasse et la chaîne des Aravis sur la feuille Cluses, l'analyse structurale de ces deux unités sera traitée dans la notice explicative de ces deux feuilles.

D'autre part, comme la majeure partie de la klippe subbriançonnaise des Annes figure sur la feuille Cluses, il est logique que son aspect structural soit traité dans la notice explicative de cette feuille. En conséquence, ne sera abordé ici que la tectonique du massif des Bornes *sensu stricto*.



Au Bargy, les calcaires urgoniens forment la charnière anticlinale; au Sud-Ouest, celle-ci s'observe dans les Calcaires gréseux (n3c) de l'Hauterivien, par suite de l'érosion. La pointe du Midi est taillée dans les calcaires urgoniens à plongement vers le Sud-Est tandis que les couches urgoniennes sont subverticales à renversées à la Pechta; sous cette pointe, les formations du Crétacé supérieur et de l'Eocène sont franchement renversées avec des plongements vers le Sud-Est.

**Fig. 18 - Anticinal du Bargy, vu depuis le plateau de Cenise (dessin topographique de LOMBARD, 1982)**

## TECTONIQUE DU MASSIF DES BORNES

Le massif des Bornes *sensu stricto* est généralement considéré comme une suite d'anticlinaux et de synclinaux faillés et chevauchants ; de nombreux profils figurent dans la littérature géologique pour illustrer ce style tectonique. L'ossature de l'ensemble du massif est constituée par la "barre urgonienne", puissante paroi de calcaires blancs massifs qui peut atteindre 240 m d'épaisseur (fig. 16). Au Sud-Est, en dehors de la feuille Annecy — Bonneville, les calcaires du Jurassique supérieur ("barre tithonique" des auteurs) déterminent également des anticlinaux et synclinaux bien visibles sur la rive droite de la dépression du lac d'Annecy, entre Saint-Ferréol et Bluffy (feuille Annecy — Ugine). Pourtant, la structure du massif des Bornes est plus complexe qu'il n'y paraît à première vue (fig. 17) ; plusieurs problèmes restent posés tel que l'ampleur du chevauchement de l'ensemble du massif, les relations structurales avec le massif des Bauges au Sud et la chaîne des Aravis à l'Est, l'importance et le rôle des failles-plis dans l'évolution structurale du massif des Bornes au cours des temps géologiques.

A grande échelle, du Nord au Sud, entre la vallée de l'Arve et le lac d'Annecy, le massif des Bornes dessine un arc au sein duquel les directions structurales évoluent :

- du Sud au Nord entre le lac d'Annecy et la vallée du Fier,
- du Sud-Ouest au Nord-Est entre la vallée du Fier et les gorges du Bronze,
- de l'W.SW à l'E.NE sur rive droite de l'Arve, de Thuet à Scionzier.

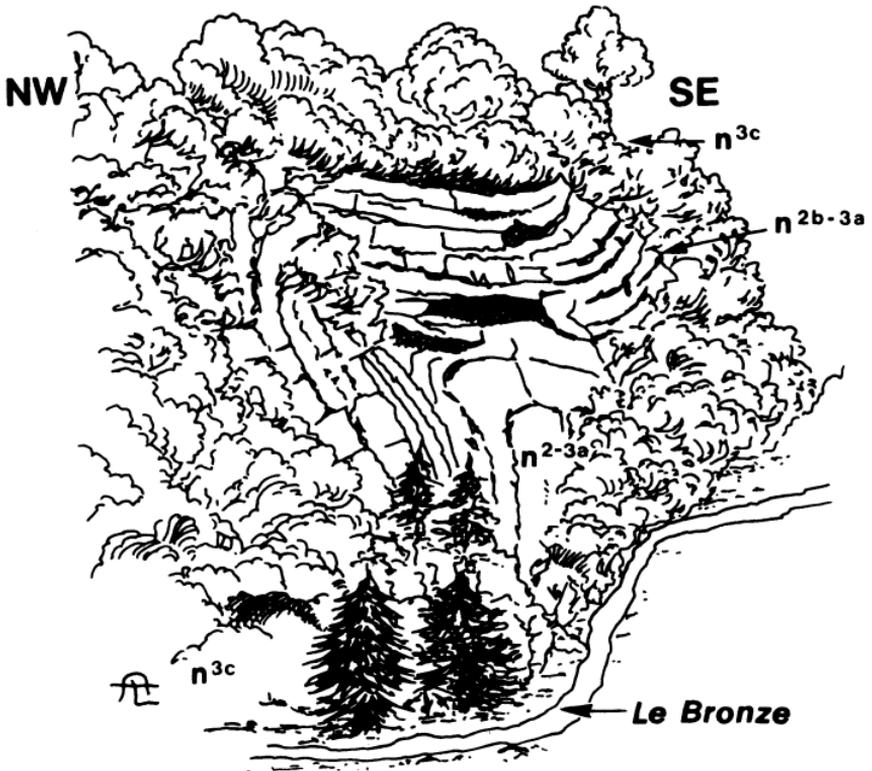
### Anticlinaux et synclinaux

La barre des Calcaires urgoniens (n4-5) dessine des structures anticlinales et synclinales spectaculaires remarquées et dessinées depuis fort longtemps dans la littérature géologique : anticlinal du Bargy (fig. 18), à l'extrémité orientale de la feuille Annecy — Bonneville, anticlinal de Tête Ronde — Tête de l'Arpétaz, sur la rive droite du Fier, synclinaux des Auges, de Nant debout, d'Ablon, de Pertuis, entre Borne et Fier. Comme il a déjà été mentionné, les profils généralement dressés au travers du massif des Bornes montrent bien le déversement vers le Nord-Ouest, mais ne reflètent pas suffisamment la complexité des structures ; ainsi, les "anticlinaux" du plateau d'Andey, de la Pointe d'Andey et des Vergys (fig. 19) correspondent plus, en réalité, à des structures chevauchantes liées à des failles-plis, qu'à des simples anticlinaux.

L'esquisse tectonique (en bas, à gauche de la feuille Annecy — Bonneville) a pour but, d'une part, de présenter la nomenclature adoptée dans la notice explicative et, d'autre part, de démontrer l'importance des failles-plis dans le massif des Bornes.

**Du N.NW au S.SE, entre Arve et Borne, se succèdent :**

- l'anticlinal de Dessy,
- le synclinal de Dessy,
- la structure anticlinale (faille-pli) du plateau d'Andey,
- le synclinal du plateau d'Andey, décroché par rapport à l'anticlinal de Rocher noir (Charollais et Jaquet, 1984) situé plus à l'Est,
- la structure anticlinale (faille-pli) de la Pointe d'Andey,



Cet anticlinal est limité au Sud-Est par une faille subverticale masquée en partie par le couvert végétal; en outre, il repose sur un plan de chevauchement subhorizontal, visible dans le lit du Bronze (CHAROLLAIS et JAQUET, 1984, p. 19 et 19 bis)

Fig 19 - Anticlinal du Rocher Noir, vu depuis la route reliant Thuët au pont de Chavougy (dessin topographique de LOMBARD, 1982)

- le synclinal de Solaizon qui, vers l'Est, s'élargit et se complique en s'adjoignant de nombreux replis (anticlinal du bois de l'Arsé) et failles-plies (zone du pont de Chavougy). De plus, au Sud-Ouest, à la hauteur de la vallée du Borne, le flanc septentrional du synclinal du Solaizon est chevauché par le front des Rochers de Leschaux,
- l'anticlinal du Bargy qui évolue au Sud-Ouest, dans la chaîne des Vergys, en une structure anticlinale complexe composée de replis (cirque de Chouet) et de failles-plies (Nant la Ville),
- le synclinal de Thônes — le Reposoir, lui-même replissé (anticlinal de Mont Durand), et dans lequel reposent les Klippes des Annes (domaine subbriançonnais) et du Danay (domaine helvétique *sensu lato*).

**Du Nord-Ouest au Sud-Est, entre Borne et Fier, apparaissent :**

- la structure anticlinale du plateau d'Andey suivie du synclinal du plateau d'Andey qui disparaissent tous les deux à la hauteur de "dessous la montagne de Cou", puisque chevauchés par la structure anticlinale suivante (Sur Cou);

— la structure anticlinale complexe de Sur Cou/Sous-Dine/Parmelan qui, dans sa terminaison au Sud-Ouest, est affectée de replis synclinaux (montagne de Lachat). Cette structure essentiellement constituée de terrains du Crétacé inférieur chevauche, à la hauteur de la Filière, une série normale composée de formations crétacée et tertiaire (flysch compris). Il est regrettable que la couleur du Flysch (g<sub>2</sub>) n'ait pas été apposée sur la feuille Annecy — Bonneville et que seule figure la notation dans le ruisseau de Bunant (vallée de la Filière) ;

— le synclinal de Champlaitier — Pertuis ;

— l'anticlinal des Frêtes — Mont Teret ;

— le grand synclinal complexe des Glières qui en direction du Sud-Ouest se subdivise en deux synclinaux secondaires (Ablon et Morette) séparés par l'anticlinal de Tête noire — Tête ronde — Tête de l'Arpettaz. Au Nord-Est, les replis du synclinal des Glières se prolongent sur la rive droite du Borne, dans la montagne des Arjules — Rocher de Salin :

• synclinal de Talavé = synclinal de Cocogne — Sénéillon,

• synclinal de Ballanfat = anticlinal de Ranzier,

• synclinal des Auges = synclinal de Lainvouet — Paradis ;

— la structure anticlinale du Mont Lachat qui représente le prolongement vers le Sud-Ouest de celle des Vergys (sur la rive droite du Borne) ;

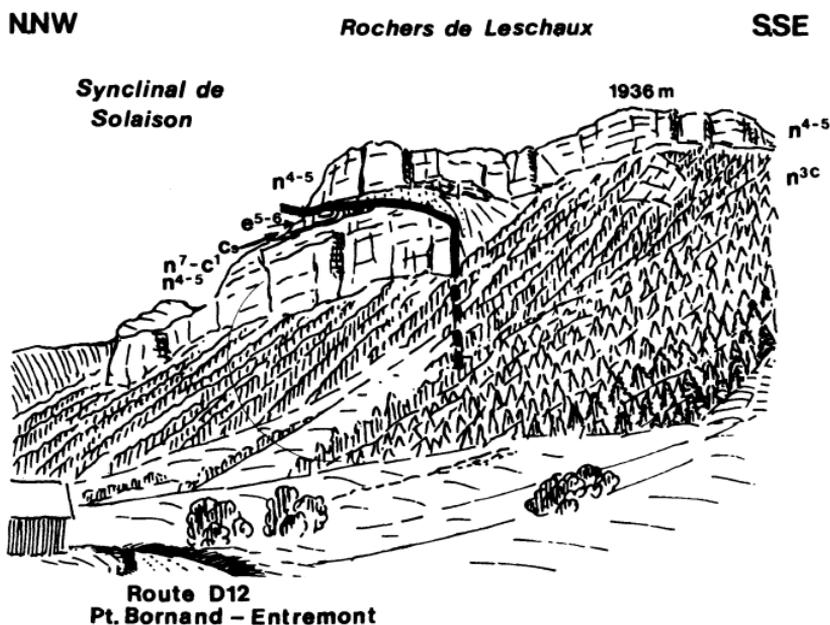
— le synclinal de Thônes — le Reposoir qui figure surtout sur la feuille Annecy — Ugine.

**Au Sud du Fier**, ne figurent sur la feuille Annecy — Bonneville que l'anticlinal complexe du Mont Veyrier dont l'axe NE — SW est légèrement oblique par rapport à la direction sub-méridienne de la structure du Parmelan, et l'extrémité du synclinal des Contrebandiers. Du fait de son plongement axial, le Mont Veyrier plonge sous la "barre urgonienne" de la montagne de Lachat.

D'autre part, les Marnes schisteuses du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (n<sub>1b</sub>) ont souvent servi de plans de décollement, de telle sorte que les structures plissées observées au niveau des Calcaires urgoniens ne se "moulent" pas directement sur celles qui affectent les Calcaires du Tithonique ; c'est pourquoi, le profil de la fig. 17 ne descend pas en dessous du niveau de la vallée du Borne, car la dysharmonie rend l'interprétation trop spéculative. En profondeur, le style tectonique du massif des Bornes doit s'approcher de celui qui peut être observé en rive droite de la vallée de l'Arve, entre Cluses et Sallanches, en y ajoutant de nombreux plans de décollement comme le suggère ESSO-REP (1969) dans le profil figurant en bas de la feuille Annecy — Bonneville.

### Failles-plis

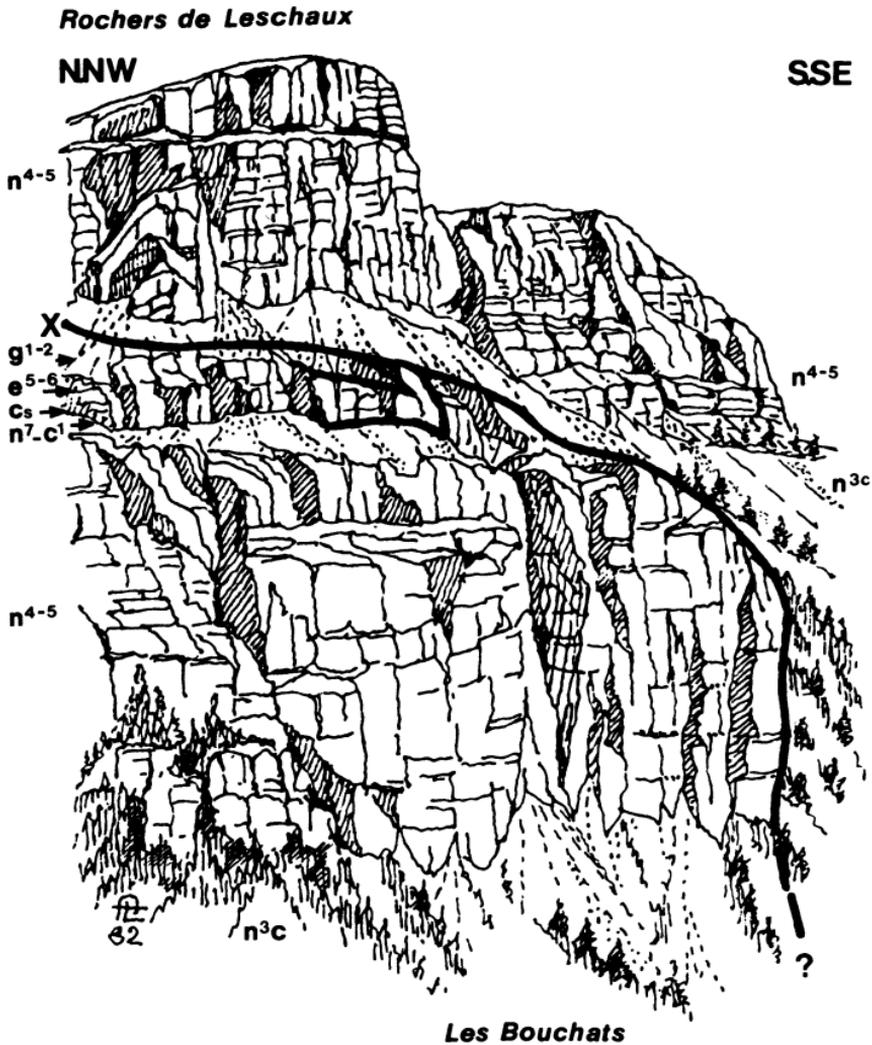
Dans le massif des Bornes, bien des accidents comme le chevauchement des Rochers de Leschaux (fig. 20, 21) ou le synclinal complexe de Champlaitier (au Pas du Roc) (fig. 22) correspondent à des failles-plis. A l'origine, il s'agissait de fractures généralement orientées N 50°E, ante-éocènes et probablement beaucoup plus anciennes ; elles ont joué à plusieurs reprises lors de la mise en place des chaînes subalpines et plus spécialement lors de la phase paroxysmale caractérisée par une poussée dirigée du Sud-Est vers le Nord-Ouest et attribuée par la plupart des auteurs au Ponto-Pliocène.



**Fig. 20 - Chevauchement des Rochers de Leschaux, vu depuis la route D12 reliant le Petit-Bornand à Entremont, près des fermes du Crêt d'Amont (CHAROLLAIS, 1987)**

D'autre part, plusieurs structures telle que celle des Vergys, entre le Rocher de Sainn et le Roc des Tours (fig. 23) ont été interprétées jusqu'ici comme des plis déversés, voire couchés, alors qu'en fait, il s'agit de failles-plis. Dans cette chaîne des Vergys, une importante paléofaille N 50°E a pu être récemment mise en évidence grâce à des critères stratigraphiques (Charollais et Busnardo, inédit) ; sa trace est encore visible dans le Nant de la Ville et près des chalets de Mayse (fig. 23). En effet, les faciès de l'Hauterivien inférieur (zone à *Acanthodiscus radiatus*) diffèrent par leur lithologie et leur épaisseur de part et d'autre de cette paléofaille ; au Nord-Ouest, dans les parois qui dominent la rive droite du Nant de la Ville et, au Sud-Est, sur l'arête entre le col de la Forcle et l'Aiguille verte. Cette paléofracture se poursuit entre les vallées du Borne et du Fier jusqu'à Thuy et même au-delà (Montremont, feuille Annecy - Ugine).

Ces paléofailles bien identifiées et analysées par Pairis (1975) dans le massif de Platé, sur la rive droite de l'Arve, ont d'abord joué en vertical durant le Mésozoïque (?) jusqu'à l'Eocène, provoquant ainsi des horsts et des grabens, ce qui explique l'érosion différentielle des formations du Crétacé, lors de l'émergence du massif des Bornes au début du Tertiaire (Paléocène ?). Cette paléotectonique est d'ailleurs à l'origine d'une morphologie complexe avec des blocs soulevés et des fossés ou chenaux dans lesquels se sont avancées les premières incursions marines de l'Eocène. Ce dispositif topographique explique la diversité des faciès et les variations d'épaisseur des formations de l'Eocène (fig. 10).



La "barre urgonienne" supérieure chevauche la paroi dominant les Bouchats. Elle est composée d'une série (en position normale) allant des calcaires urgoniens (n4-5) jusqu'au flysch marno-micacé (g1-2). Lors de la poussée dirigée du S.SE vers le N.NW qui a provoqué le chevauchement, les formations du Crétacé supérieur et du Tertiaire de la série chevauchée ont été rebroussées, d'où la présence d'un petit synclinal (en trait renforcé sur la figure). A noter qu'au contact entre les calcaires urgoniens (n4-5) et les calcaires gréseux à miches (n3c) de la série chevauchée des Bouchats, apparaissent plusieurs sources vauclusiennes qui alimentent des torrents de la rive droite du Borne, entre Termine et Saxias.

**Fig. 21 - Détail du plan de chevauchement des Rochers de Leschaux**  
(dessin topographique LOMBARD, 1982)

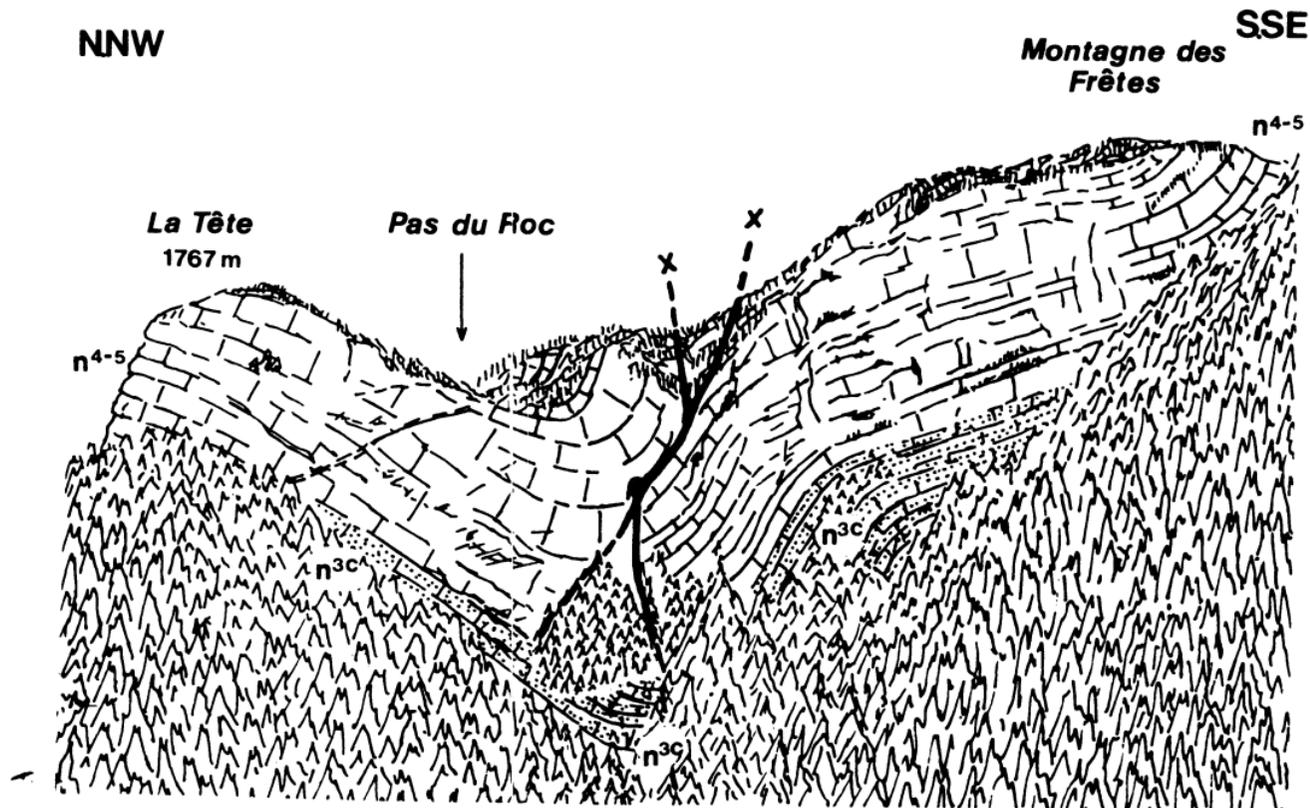
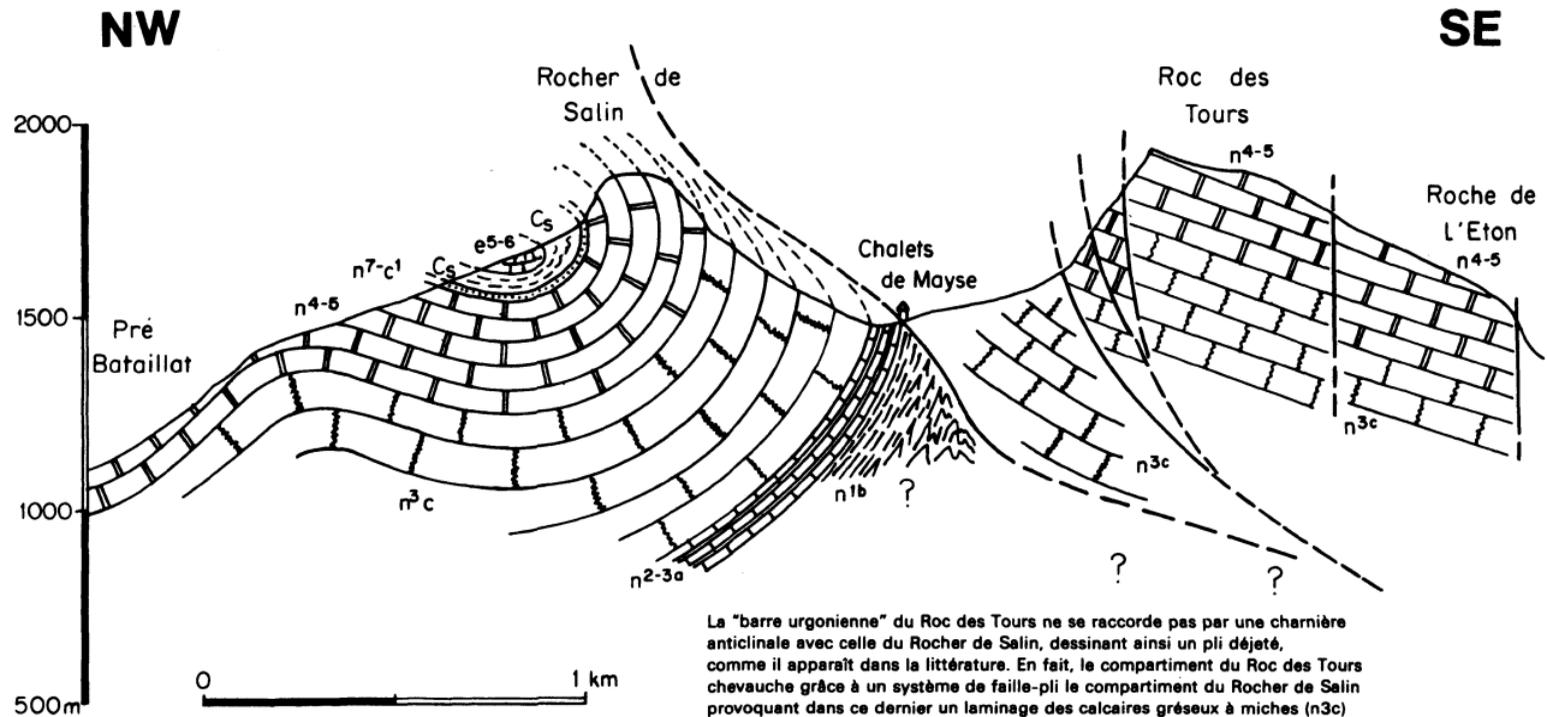
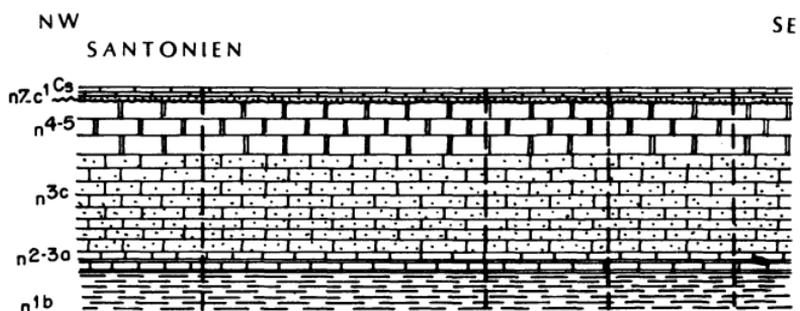


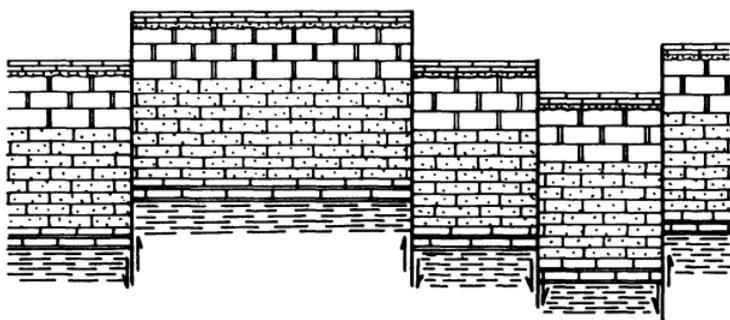
Fig. 22 - Le synclinal de Champ-Laitier, vu du pont de Pierre (route Usillon-plateau des Glières) (CHAROLLAIS, 1977)



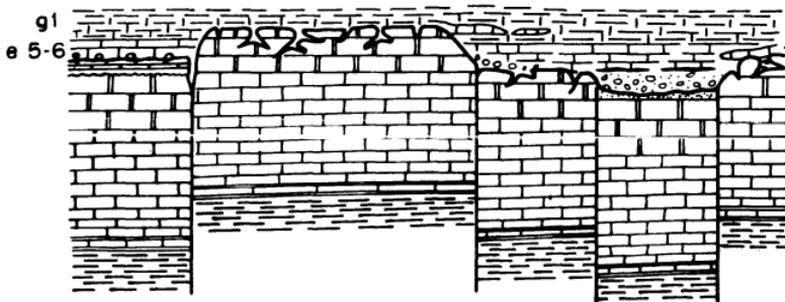
**Fig. 23 - Profil de la chaîne des Vergys, entre Rocher de Salin et Roc des Tours (CHAROLLAIS, 1987)**



FIN CRETACE - DEBUT TERTIAIRE



OLIGOCENE INFERIEUR



STRUCTURES ACTUELLES. PLIS & FAILLES - PLIS

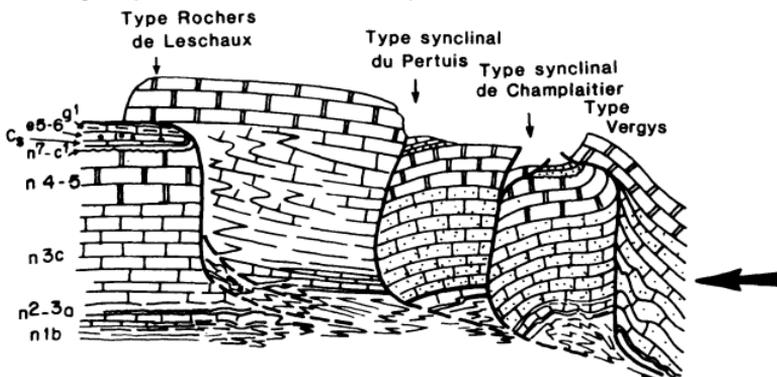


Fig. 24 - Cinématique des failles-plis du massif des Bornes

#### Figure 24 - Cinématique des failles-plis du massif des Bornes

**Santonien.** Du Trias au Santonien (et peut-être jusqu'à la fin du Crétacé), le massif des Bornes a continuellement été immergé, donc soumis à une sédimentation marine, hormis quelques brèves émergences passagères vers la limite Hauterivien/Barrémien et au Barrémien. Mais, une activité tectonique synsédimentaire plus ou moins forte a été enregistrée dans les dépôts marins, du Trias au Crétacé supérieur. Ainsi, à la fin du Jurassique et au début du Crétacé, selon Détraz *et al.* (1987, p. 85), "le fond du bassin helvétique méridional (= chaînes subalpines septentrionales dont le massif des Bornes) était constitué par une mosaïque de pentes sédimentaires de direction SW-NE à pendage NW ou SE". Pour Pairis (1975, p. 137), ces blocs seraient limités par de "grandes fractures N 50°E à rejeux décrochants sénestres et N 170°E dextres qui ne sont probablement que des répliques superficielles d'accidents profonds, peut-être varisques". Plus tard, à l'Hauterivien inférieur par exemple, le jeu de ces fractures a également conditionné les types de dépôts (structure anticlinale des Vergys). A l'Hauterivien supérieur et au Barrémien, la migration de la plate-forme urgonienne a été partiellement réglée par ces paléofailles dont l'activité est sans doute à l'origine des olistolites décrits au sommet de la formation n3c, dans la chaîne des Aravis. Enfin, la répartition hétérogène des faciès de l'Albien (fig. 8) peut être imputée, tout au moins en partie, à la mobilité de ces paléofractures.

**Fin Crétacé — Début Tertiaire.** Dès la fin du Crétacé peut-être, mais plus probablement au Tertiaire (Paléocène ? à Eocène inférieur ?), un soulèvement général de la marge delphino-helvétique provoque des bombements et une réactivation des paléofailles N 50°E et entraîne l'émergence des chaînes subalpines. Dès lors, celles-ci, soumises à l'érosion continentale, subissent une karstification notable (Calcaires urgoniens essentiellement) et des dépôts sableux (sidérolithiques) s'accumulent irrégulièrement au front du massif des Bornes (de même qu'au Salève).

En conclusion, cette phase compressive à résultante essentiellement verticale engendre des plis à grand rayon de courbure et des jeux de fractures délimitant des horsts et des grabens. A la fin de cette période continentale, le massif des Bornes présentait donc une morphologie relativement accidentée comprenant parfois des abrupts liés à des paléofailles.

**Oligocène inférieur.** Dès l'Eocène moyen (et peut-être même, en certains points, dès la fin de l'Eocène inférieur), une transgression marine pénètre dans les zones les plus basses topographiquement et envahit ainsi le fond des principaux grabens, qui se trouvent aujourd'hui, surtout dans la partie externe du massif des Bornes : Roc de Monteschet, Pierre-Lente, gorges du Cé, Rocher de Borni. Durant l'Eocène moyen et supérieur, les oscillations liées à cette transgression marine qui gagne toujours plus sur le continent, provoquent des dépôts tantôt marins, tantôt lacustres, parfois même terrestres. L'érosion des bassins-versants aux lithologies diversifiées est cause de la grande variabilité des faciès de l'Eocène : conglomérats, grès, calcaires, marnes, charbons. A l'Eocène supérieur, la mer envahit la quasi-totalité des chaînes subalpines ; se déposent alors les Calcaires à petites nummulites et corallinacées. Enfin, au début de l'Oligocène, les Marnes à foraminifères (g1) s'accumulent sur les fonds et sur des pentes sous-marines d'où naissent des glissements synsédimentaires observables dans toutes les chaînes subalpines.

**Actuel.** A la fin de l'Oligocène inférieur (voire au début de l'Oligocène moyen), se produit la dernière phase tectono-sédimentaire en milieu marin, avec la mise en place des klippe subbriançonnaises. Dès le Miocène, de nouvelles phases se succèdent pour arriver à la structure actuelle du massif des Bornes. Mais, comme ces phases se sont déroulées en milieu aérien, elles n'ont pu s'enregistrer dans les sédiments comme c'était le cas jusqu'à l'Oligocène. Aussi, est-ce spéculatif de vouloir reconstituer la cinématique dans le détail. Pourtant, Pairis (1976) reconnaît deux étapes de déformation : la première post-oligocène, l'autre post-pliocène. Selon cet auteur (1976, p. 12), lors de l'étape de déformation synchisteuse postérieure à l'Oligocène, "des plis d'écrasement, N 60°E en moyenne, s'érigent contre les failles 50 et peuvent devenir chevauchants vers le Nord-Ouest ; les fractures N 50°E peuvent basculer, se tordre, se déformer en failles-plis, s'étirant dans les assises plastiques (en particulier infra-urgoniennes) et se redressant au passage des niveaux compétents (Tithonique et surtout calcaires urgono-tertiaires)". Ainsi, se sont développées des structures de type :

- Rochers de Leschaux, caractérisée par un chevauchement de la "barre urgonienne" sur une série normale à la faveur de niveaux marneux (limite n3c et n4-5) qui ont servi de plans de décollement,
- Vergys (ou Pointe d'Andey) qui correspond plus à un chevauchement qu'à un anticlinal, comme l'avaient proposé tous les auteurs jusque-là,
- synclinal de Champlaitier ou du Pertuis où s'observent des rétrocharriages limités en extension latérale à l'inverse des chevauchements.

Lors des différentes phases post-éocènes et plus particulièrement au Pliocène, les plans des paléofailles se sont plissés, cédant à la poussée tangentielle orientée du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Comme la série sédimentaire du massif des Bornes se compose d'assises compétentes (Calcaires urgoniens, n4-5) et de niveaux ductiles (Marnes schisteuses, n1b), les réactions mécaniques vont différer suivant la position relative des formations rigides et plastiques de part et d'autre des plans de faille. En général, les assises compétentes vont être poussées vers le Nord-Ouest, provoquant des chevauchements sur d'autres niveaux compétents comme aux Rochers de Leschaux ou sur des ensembles de niveaux comme au Parmelan ou à la Montagne de Veyrier. Ces chevauchements sont d'ordre hectométrique ou kilométrique. Par contre, en d'autres points, une formation rigide peut, sous l'action de la poussée, "s'emboutir" dans une autre assise compétente ; il en résulte des plans de fractures plissés vers le Sud-Est, donc à l'inverse de l'orientation générale des chevauchements et des déplacements : c'est le cas dans le synclinal de Champlaitier ou dans la Tête à Turpin. Ces failles plissées, à pendage vers le Nord-Ouest, engendrent des rétrocharriages mineurs de quelques centaines de mètres au plus.

La cinématique des failles-plies du massif des Bornes est résumée sur la fig. 24.

#### Chevauchement du massif des Bornes

En 1967, Charollais et Liermier ont démontré que le front du massif des Bornes, et plus précisément l'anticlinal du Parmelan était charrié sur le Flysch (g2) (fig. 25, 26) ; en ce point, sur rive gauche de la Filière, l'ampleur du chevauchement atteint 2,8 km. Le plan de décollement situé dans les Marnes schisteuses (n1b) est souligné par des copeaux de Calcaire roux (n2b-3a). Si, jusqu'à cette date, le caractère chevauchant du massif des Bornes n'avait pu être démontré de façon indubitable, il avait pourtant été envisagé depuis longtemps par plusieurs auteurs.

#### Figure 24 suite

Après cette phase post-oligocène, plusieurs stades de déformation dont la chronologie reste douteuse, ont provoqué, en plus d'importants chevauchements, le développement de plongements axiaux attribués par Pairis (1976, p. 14) au Pliocène, la virgation du massif des Bornes et, en plus de l'exhaussement général de toute la région (ce que démontrent les nombreuses captures de rivières), l'abaissement et l'élévation de certains secteurs. En effet, il est intéressant de relever qu'affleurent actuellement au Roc de Monteschet (1 464 m) des calcaires à grandes nummulites, ce qui représentait donc un point bas lors de la transgression marine de l'Éocène moyen, et que, par contre, la région de Prèle (1 050 m) formait une île à l'Éocène supérieur puisque les Calcaires à petites nummulites ne s'y sont pas déposés et que, là, les Marnes à foraminifères transgressent directement sur les Calcaires urgoniens, avec un *hard ground* au contact entre les deux formations.

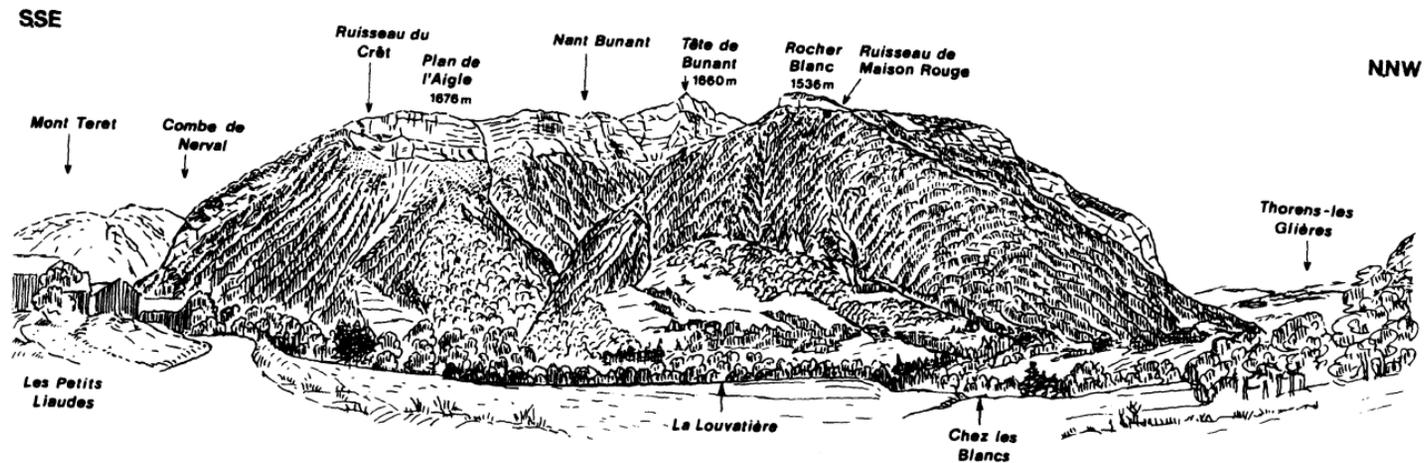


Fig. 25 - Vue sur la rive gauche de la vallée de la Filière, depuis Usillon (CHAROLLAIS, 1977)

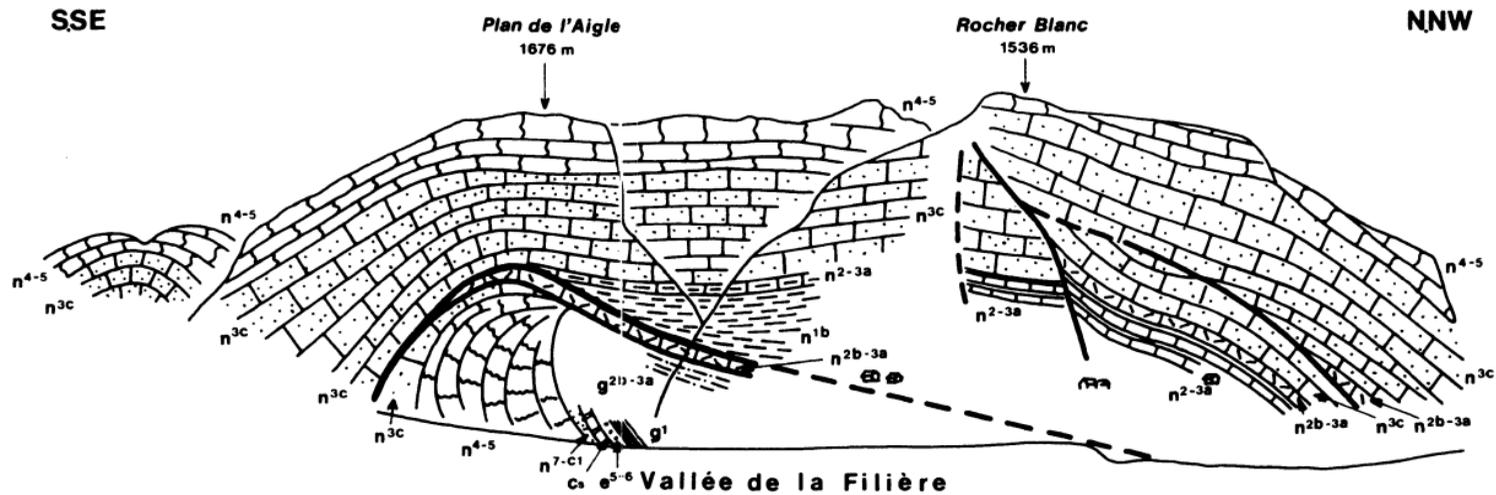


Fig. 26 - Interprétation géologique de la rive gauche de la vallée de la Filière (CHAROLLAIS, 1977)

Ainsi, dans sa monographie sur les Bornes, Moret (1934, p. 92) relate une correspondance avec Schardt portant sur l'interprétation tectonique de la Montagne de Veyrier et du Roc-de-Chère. Dans ce courrier, dont la date n'est malheureusement pas précisée, Schardt considérait le Roc-de-Chère comme "un lambeau appartenant à une nappe inférieure à la nappe du Genevois (\*)". Moret remarque alors que pour Schardt, le Roc-de-Chère "devenait ainsi une sorte de fenêtre apparaissant sous les plis de sa "nappe du Genevois" fortement refoulée sur la Molasse". Dans les lignes qui suivent, Moret se rallie définitivement à la conception de Schardt qui considérait donc l'ensemble Montagne de Veyrier — synclinal des Contrebandiers, comme une unité chevauchante (= nappe du Genevois) sur le Roc-de-Chère. Il est intéressant de relever que Moret (1934, p. 92) avait déjà soupçonné ce chevauchement en 1921, lors de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France et qu'il l'avait émis comme hypothèse en 1930, lors des fêtes du centenaire de cette même société.

En conclusion, la nouvelle carte géologique de la rive droite de la vallée de la Filière et du flanc occidental de la Montagne de Veyrier (feuille Annecy — Ugine) démontre l'existence de plans de décollement dans les Marnes schisteuses (n1b) et des ampleurs minimales de chevauchement d'une dizaine de kilomètres. Mais, si l'amplitude des chevauchements est de cet ordre au niveau de la base du Crétacé, il est logique d'admettre qu'elle croît dans les niveaux structuraux inférieurs, puisqu'il faut s'attendre à trouver de nouveaux plans de décollement dans les horizons marneux "callovo-oxfordiens" et "aaléniens".

#### **Relation structurale entre le massif des Bornes et la chaîne des Aravis**

La littérature géologique comporte de nombreuses divergences d'opinion sur la relation structurale entre la chaîne des Aravis et le massif des Bornes *stricto sensu*, de part et d'autre de la vallée de l'Arve. En d'autres termes, l'anticlinal du Rocher de Cluses — Bargy fait-il partie ou non de la même unité tectonique que la chaîne des Aravis et de sa prolongation vers le Nord (massif de Platé)? Il est difficile de répondre par l'observation directe d'affleurements, car le raccord entre les formations infracrétacées s'opère sous le niveau d'érosion actuel de la vallée de l'Arve.

Une école dont fait partie Collet (1943, p. 122) considère que sur rive droite de l'Arve, le front de la nappe de Morcles, représenté à la hauteur de la vallée de l'Arve par le massif de Platé, "bute contre l'anticlinal parautochtone du Rocher de Cluses", qui est lui-même la prolongation de l'anticlinal du Bargy. Moret (1934, pl. IV) présente, dans son mémoire sur le massif des Bornes, une série de coupes du N.NE au S.SW, de la vallée de l'Arve au col des Aravis. Sur rive droite de l'Arve, le "front de la nappe de Morcles — Aravis", dont l'ampleur de chevauchement dépasse largement 15 km d'après le dessin de l'auteur, jouxte le pli "autochtone" du Rocher de Cluses. Plus au S.SE, dès la Pointe d'Areu, les Calcaires urgoniens du front nord-ouest des Aravis se relie directement au flanc sud-est de l'anticlinal du Bargy, par l'intermédiaire de quelques plis couchés ou déjetés de peu d'importance. Cette évolution structurale entre une nappe au N.NE et un simple pli déjeté au S.SE (Mont Durand) manque d'argumentation, d'autant plus que n'entrent pas en compte dans cette

(\*) L'appellation "nappe du Genevois" a donc priorité sur le terme "nappe de Veyrier" proposé par Rampoux et Carillo Martinez en 1978. De plus, ce terme ne se justifie pas du point de vue structural, car la Montagne de Veyrier ne représente qu'un lambeau d'un ensemble chevauchant que Schardt avait appelé "nappe du Genevois", il y a plus de 50 ans !

proposition, les nombreux plans de décollement mis en évidence (ou supposés) dans le massif des Bornes (base du Crétacé, Callovo-Oxfordien, Aalénien).

A l'opposé des conceptions de Collet, d'autres auteurs, notamment Rosset (1957, p. 447) estiment que la chaîne des Aravis, considérée sur le plan tectonique comme la terminaison méridionale de la nappe de Morcles, "trouve son prolongement naturel dans la chaîne du Bargy (...). Les couches sédimentaires qu'on trouve au Bargy correspondent exactement à celle des Aravis, les lacunes de sédimentation et les démantèlements par l'érosion se répondent, les accidents transversaux se rattachent au même style tectonique (...). La chaîne du Bargy, pour celui qui fera la synthèse de toute la région, pourra être considérée comme le pli le plus externe de la chaîne des Aravis". Dans son ensemble, l'argumentation reste valable. Pourtant, s'il est vrai que si les formations du Crétacé inférieur présentent de grandes similitudes, il n'en est pas de même pour les dépôts du Tertiaire. En effet, la chaîne des Aravis possède un flysch à grauwackes de type Grès de Taveyanne mais est dépourvue de Schistes à *Meletta*, tandis que le massif des Bornes est caractérisé par un flysch avec grès de type Val d'Illiez dont la base marno-micacée surmonte les Schistes à *Meletta*. D'ailleurs, c'est en se basant sur les différences pétrographiques de ces flyschs que Vuagnat (1958, p. 138) considère le synclinal du Reposoir comme "la région limite entre la nappe des Aravis et l'Autochtone".

Plus récemment, Pairis (1975) avance des arguments structuraux pour rassembler dans une même unité tectonique, le massif des Bornes, la chaîne des Aravis, le massif de Platé — Haut-Giffre, voire même la nappe de Morcles. Rappelant le caractère chevauchant du front du massif des Bornes démontré par Charollais et Liermier (1968), l'auteur (p. 140) écrit : "la limite septentrionale de la masse charriée est à rechercher bien évidemment vers le Nord-Ouest au-delà de l'anticlinal de Cluses et du faisceau frontal des Bornes, donc manifestement dans la dépression molassique du Faucigny. Le contact anormal frontal, au Sud de l'Arve, est alors scellé par la Molasse (mise en place de la nappe antérieurement ou synsédimentairement aux dépôts molassiques)".

A ces considérations structurales, viennent s'ajouter de nouveaux arguments sédimentologiques et paléogéographiques pour renforcer l'hypothèse de Pairis. En effet, Charollais *et al.* (1986) et Clavel *et al.* (1987) ont démontré que si la plate-forme urgonienne présentait un diachronisme important dans sa mise en place entre le Jura méridional (sommet de l'Hauterivien inférieur) et le massif des Bornes (Hauterivien supérieur à Barrémien), il n'en était pas de même entre la partie interne du massif des Bornes (chaîne des Vergys) et le front de la chaîne des Aravis. En effet, entre ces deux points, le diachronisme est à peine perceptible puisque la plate-forme urgonienne s'installe à la limite Hauterivien/Barrémien, au bois des Etroits (chaîne des Vergys) et à la base du Barrémien inférieur au front de la chaîne des Aravis (fig. 6). Cette constatation incite à supposer que les deux flancs du synclinal de Thônes, tout au moins à la hauteur du Mont Durand, n'ont jamais été séparés par une grande distance ; en effet, dans le cas contraire, la progradation de la plate-forme urgonienne aurait certainement pris plus de temps pour aller de la chaîne des Vergys au front de la chaîne des Aravis. Il semble donc logique d'exclure l'existence d'un plan de chevauchement important dans le synclinal de Thônes, comme l'ont récemment supposé certains auteurs.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

#### Hydrographie

Trois cours d'eau principaux, affluents du Rhône, se partagent le drainage du territoire de la feuille Annecy — Bonneville : au Nord-Ouest, le bassin versant des Ussets occupe environ 9 % de la surface de la feuille ; le Fier, avec la Filière comme principal affluent, draine 52 % de la feuille ; l'Arve, enfin, avec ses trois affluents, le Foron, le Borne et le Bronze, en draine 39 % (fig. 27).

Le réseau hydrographique superficiel présente une forte densité sur les formations imperméables tertiaires et quaternaires du plateau des Bornes (Molasse et alluvions glaciaires), sur les marnes et calcaires marneux néocomiens affleurant dans les vallées qui entaillent le massif des Bornes, ainsi que sur le Tertiaire (Schistes à *Meletta* et flyschs) du coeur des synclinaux de ce massif. En revanche, les surfaces calcaires en sont presque totalement dépourvues. On n'y observe que de rares tronçons de vallées et canyons actuellement non (ou exceptionnellement) fonctionnels, vestiges du passage de cours d'eau allogènes, nés sur les formations imperméables sus- ou sous-jacentes aux calcaires. Ces cours d'eau, le plus souvent modestes, se perdent aujourd'hui au contact des calcaires où ils vont contribuer à alimenter le réseau de drainage karstique. Des canyons de ce type s'observent entre la perte de la plaine de Dran et Traversy, au niveau de l'anticlinal de Tête-Noire — Tête-Ronde ; au-dessus du hameau de l'Essert, à l'extrémité septentrionale du plateau des Glières, ainsi qu'à l'aval de la perte du chalet de l'Anglelette, sur la retombée occidentale de l'anticlinal du Parmelan.

Après un cours amont orienté parallèlement aux axes des plis des Bornes (direction N 20° à N 60°E du Sud au Nord de la feuille), les principaux cours d'eau issus de ce massif recoupent transversalement les structures en s'orientant selon une direction N 130°E (Fier, Filière) à N — S (Borne). Avant de déboucher dans l'avant-pays molassique, ces cours d'eau franchissent les plis externes des Bornes à la faveur d'étroits et profonds défilés (défilé de Dingy sur le Fier, gorges d'Eveaux sur le Borne, gorges du Bronze). Une morphologie analogue s'observe à l'aval du Grand-Bornand, dans la vallée du Borne, au franchissement de la barre urgonienne du Mont-Lachat (défilé des Etroits), et à l'aval de la Clusaz, dans la traversée de l'anticlinal du Mont-Durand par la vallée du Nom. Le tracé en baïonnette de ce cours d'eau résulte de sa capture vraisemblablement récente par le bassin versant du Fier : ancien affluent du Borne où il se jetait à l'amont du défilé des Etroits comme l'atteste le tronçon de vallée sèche visible entre Saint-Jean-de-Sixt et le Borne, le cours supérieur du Nom a été détourné vers le Fier par suite du déplacement vers le Nord-Est de la ligne de partage des eaux entre le bassin du Borne et celui du Fier (Charollais, 1982). L'approfondissement de la vallée du Fier (altitude : 630 m à Thônes) par rapport à celle du Borne (altitude : 860 m à l'amont du défilé des Etroits) est à l'origine de la reprise d'érosion régressive responsable de ce déplacement.

En limite occidentale de la feuille, le cours des Ussets marque un coude qui l'amène, sur la feuille voisine de Seyssel, à traverser le chaînon du Salève à la faveur d'une profonde cluse.

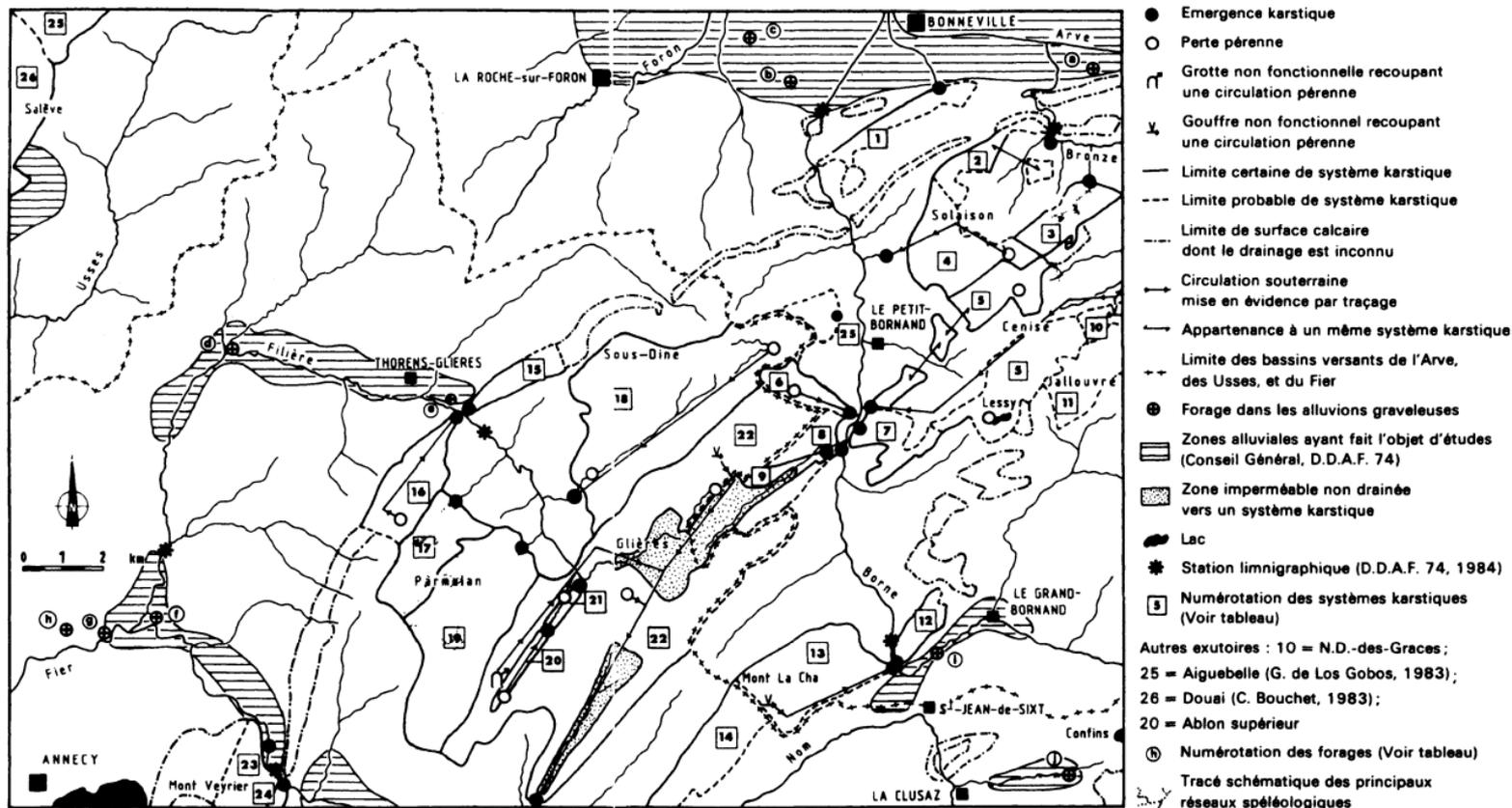


Fig. 27 - Carte des systèmes hydrologiques de la feuille Annecy-Bonneville (CARDIN, LEPILLER, MONDAIN, 1987)

Sur le territoire de la feuille, on recense trois lacs alpins qui doivent leur existence à l'activité glaciaire : le lac d'Annecy, dont seule l'extrémité nord figure sur la carte, lié à un surcreusement de la cluse d'Annecy - Ugine ; le lac des Confins (au Sud-Est de la feuille, altitude : 1 355 m), lié à un barrage morainique (Bocquet, 1983), et le lac de Lessy (à l'Ouest du Buclon, altitude : 1 730 m ; Sesiano, 1983), établi dans un ancien cirque glaciaire, tous deux sans émissaire superficiel.

## Climatologie

Le territoire de la feuille Annecy - Bonneville est soumis à un climat de moyenne montagne en zone tempérée où les caractères du régime atlantique prédominent. Cependant, les influences continentales et méditerranéennes se font également sentir par l'accentuation des chaleurs estivales et des rigueurs hivernales (Richard, 1973a).

Les précipitations sont réparties de manière assez homogène sur toute l'année : l'analyse d'une longue chronique de données climatiques ne permet pas de distinguer de saisons sèche et humide. A Annecy (altitude : 448 m), la hauteur moyenne de précipitation de chacun des 12 mois de l'année avoisine 100 mm, mais présente une forte variabilité interannuelle, sensiblement comparable pour tous les mois : elle peut varier de 0 à plus de 300 mm. La hauteur annuelle de précipitations varie entre 800 et 1 800 mm, la normale se situant à 1 250 mm. Les valeurs correspondant aux années sèche et humide de temps de retour 10 ans sont respectivement de 937 et 1 557 mm.

Le relief joue un rôle prépondérant sur la répartition spatiale de la pluviosité : alors que le plateau des Bornes reçoit en moyenne entre 1 100 et 1 350 mm d'eau par an, la montagne de Sous-Dîne (altitude : 2 004 m) et le Jallouvre (altitude : 2 408 m) reçoivent respectivement 2 250 et 2 520 mm par an. Le gradient altimétrique de précipitations moyen annuel est de + 70 mm/100 m entre Annecy et la Clusaz. L'accroissement de la hauteur de précipitations est particulièrement marqué à la périphérie du massif des Bornes. D'autres facteurs influent localement sur la pluviosité, parmi lesquels il faut citer l'orientation des vallées et l'environnement orographique : situées sur le trajet des perturbations venant de l'Ouest ou du Nord-Ouest, et entourées de reliefs élevés, les vallées du Fier et de la Filière reçoivent une pluviosité supérieure à celle que leur seule altitude justifie (Richard et Baconnais, 1973).

L'examen des isohyètes interannuelles fait apparaître un maximum pluviométrique sur les hauts bassins du Borne et du Nom (près de 2 000 mm de précipitations par an au Grand Bornand, à 1 200 m d'altitude).

L'étude des normales mensuelles de température permet de définir une saison chaude un peu moins longue (5 mois) que la saison froide (7 mois). Les mois les plus chauds sont juin (+ 17,6°C), juillet (+ 20,0°C) et août (+ 19,4°C) et les plus froids décembre (+ 1,8°C), janvier (+ 0,8°C) et février (+ 3,0°C). Les mois de saison froide présentent une variabilité interannuelle assez élevée, à l'inverse de ceux de saison chaude.

La température moyenne annuelle varie entre + 8,5°C et + 12,3°C, la normale se situant à + 10,3°C. Comme pour la pluviosité, on observe une décroissance de la température en fonction de l'altitude : à la Clusaz (altitude : 1 150 m), les températures moyennes mensuelles varient de - 1,5°C à + 15,0°C.

Le gradient altimétrique moyen annuel de température est ainsi de  $-0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ .

L'ensoleillement moyen mensuel varie entre 41h et 231h au cours d'une année à Annecy. Le maximum s'observe de mai à août avec une moyenne égale à 220h/mois (Richard, 1973b).

La pluviosité un peu plus forte en saison chaude et le niveau atteint par la température favorisent une évapotranspiration active : on peut estimer (Lepiller, 1980) que l'évapotranspiration soustrait en moyenne à l'écoulement entre 30 et 40 % de la lame d'eau précipitée selon l'altitude moyenne du bassin versant.

L'existence d'une saison froide particulièrement marquée en altitude provoque la chute des précipitations sous forme solide et leur stockage pendant une durée variant de deux mois à 500-600 m à plus de cinq mois aux altitudes supérieures à 1 500 m. Il en résulte que les cours d'eau ont un régime pluvio-nival (excepté l'Arve qui a un régime glaciaire) avec une période de basses eaux hivernales moins marquée que l'étiage estival ou automnal, suivie à la fonte des neiges (de mars à juin) d'une période de hautes eaux au cours de laquelle il s'écoule dans les systèmes hydrologiques d'altitude plus de la moitié du volume d'eau qui y transite annuellement.

Le module spécifique du Bronze au pont de Chavougy est de  $32\text{ l/s/km}^2$ , celui du Borne au pont des Etroits de  $67\text{ l/s/km}^2$ . Ces valeurs ont été calculées sur la période 1969-1986 à partir des données fournies par le Service navigation Rhône-Saône (Service hydrologique centralisateur) et sur la base de surfaces de bassins versants révisées par nos soins (respectivement 23 et  $61\text{ km}^2$ ), n'incluant que les zones calcaires dont les écoulements karstiques sont dirigés vers les cours d'eau correspondants.

### Ressources en eau

A l'exception de la ville d'Annecy qui utilise la ressource superficielle offerte par son lac (consommation quotidienne :  $30\ 000\text{ m}^3$ ), les collectivités locales de la feuille Annecy - Bonneville ont recours aux ressources souterraines pour satisfaire la demande en eau potable.

Jusque vers les années 60, le captage gravitaire de sources de versants (liées aux formations glaciaires et fluvio-glaciaires sur le plateau des Bornes, aux éboulis, moraines et parfois au substratum mésozoïque dans le massif des Bornes) et de quelques exutoires karstiques s'est avéré suffisant pour satisfaire la demande. La forte croissance des besoins enregistrée ultérieurement, résultant en partie du développement touristique de la région, a nécessité le captage de ressources plus abondantes. Deux catégories d'aquifères largement représentées sur la feuille ont alors été sollicitées pour répondre à la demande : les alluvions graveleuses de fond de vallées, dont la ressource hydraulique a été l'objet d'une active politique d'investigation et de mise en valeur développée par le Conseil général de la Haute-Savoie (Conseil général, 1982), et les aquifères karstiques, dont les bassins versants se développent en altitude.

### Aquifères alluviaux

Dans les vallées des Bornes et de l'Arve, le surcreusement glaciaire des sec-teurs établis dans les matériaux tendres du Crétacé inférieur et du Tertiaire a

entraîné la formation d'ombilics ou bassins alluviaux séparés par des verrous constitués le plus souvent par les Calcaires urgoniens. Plusieurs bassins se sont ainsi individualisés : dans la partie nord-est de la feuille, le bassin de la basse vallée de l'Arve ; dans la partie sud, les bassins du Grand Bornand sur le Borne, de la Clusaz sur le Nom, et de Thônes, Thuy et Alex sur le Fier, auxquels il faut ajouter la partie nord de la cuvette du lac d'Annecy.

Les alluvions qui comblent ces bassins montrent toujours une succession verticale granoclassée : argiles à la base, sables puis graviers. Un classement s'observe aussi de l'amont (graviers) vers l'aval (argiles), tant à l'échelle d'une vallée (les différents éléments comblant les bassins successifs sont de plus en plus fins) qu'à celle d'un bassin (Baconnais *et al.*, 1981). Ces alluvions, qui surmontent généralement la moraine wurmienne, sont bien alimentées par les cours d'eau qu'elles supportent, mais aussi par les cônes de déjection latéraux des torrents avec lesquels elles présentent des intrications.

La partie amont de ces bassins s'avère plus favorable à l'exploitation de leur ressource en eau que leur partie aval où, en raison de la granulométrie beaucoup plus fine du remplissage alluvial, elle se limite à celle des cônes de déjection.

À l'Ouest de Bonneville, on retrouve, en position latérale par rapport à l'Arve et sous la moraine wurmienne, des alluvions anciennes attribuées par Nicoud (1981) à l'interglaciaire Riss-Würm par analogie avec les formations connues dans les bassins de Genève au Nord et de Chambéry et du nord-Grésivaudan plus au Sud. La nappe qu'elles contiennent est alors captive et protégée d'une éventuelle pollution par les moraines argileuses wurmiennes.

L'avant-pays molassique a été recouvert par la moraine de fond du vaste glacier de piedmont wurmien sans qu'il se constitue de véritable bassin. Les alluvions qui se sont déposées ultérieurement se retrouvent maintenant perchées au-dessus des vallées actuelles (Deleau, 1964, 1969a, 1969b) et sont de ce fait peu propices à la constitution de nappes étendues. Les seuls aquifères exploitables se trouvent sous la moraine wurmienne, au niveau de sillons étroits correspondant au lit d'anciens torrents de l'interglaciaire Riss-Würm. L'ancien lit de la Filière est ainsi exploité dans sa partie aval au Plot et à Onnex.

Les caractéristiques des principaux forages réalisés dans les alluvions graveleuses quaternaires sont regroupées dans le tableau 3. Leur implantation et les différentes zones alluviales prospectées sont reportées sur la figure 27. Les eaux captées dans ces aquifères alluviaux ont un faciès chimique hydrogencarbonaté calcique et sont moyennement minéralisées. Leur charge dissoute est cependant supérieure à celle des eaux karstiques du massif des Bornes. À titre d'exemple, l'analyse chimique des eaux du forage du Plot fournit les valeurs suivantes : conductivité à + 20°C = 327  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  ;  $\text{HCO}_3^-$  = 201 mg/l ;  $\text{Ca}^{++}$  = 53 mg/l ;  $\text{Mg}^{++}$  = 11,6 mg/l ;  $\text{SiO}_2$  = 5 mg/l ;  $\text{Na}^+$  = 3 mg/l ;  $\text{K}^+$  = 1,1 mg/l ;  $\text{SO}_4^-$  = 18 mg/l ;  $\text{Cl}^-$  = 3 mg/l ;  $\text{NO}_3^-$  = 2 mg/l.

Les alluvions graveleuses renferment d'importantes réserves et présentent un bon pouvoir filtrant qui leur confère une qualité bactériologique généralement bonne. Cependant, leur localisation dans des zones à forte implantation humaine et industrielle les expose à des risques de pollutions accidentelles surtout lorsque l'aquifère n'est pas protégé par un toit argileux. De plus, leur exploitation par pompage entraîne un coût élevé lorsqu'il s'agit d'alimenter des villages situés en altitude.

**TABLEAU 3 - FORAGES D'EAU DANS LES ALLUVIONS QUATERNAIRES**

Forage	Indice (fig. 27)	Profondeur totale (en m)	Vallée	Aquifère	Puissance	Nature	Niveau statique	Pompage d'essai		
								Débit (m <sup>3</sup> /h)	Durée	Rabattement
Thuet	a	8,8	Arve	Alluvions post-würmiennes (sillon, ancien lit de l'Arve)	6 m (-1,70 à -7,60)	Libre	-3,30 m	64 m <sup>3</sup> /h	36h20'	1,74 m
Saint-Pierre-en-Faucigny	b	80	Arve	Alluvions anciennes (interglaciaires)	57 m (-12 à -69)	Captif		400 m <sup>3</sup> /h		
Amancy	c	42	Arve	Alluvions anciennes (interglaciaires)	31 m (-10 à -41)	Captif		400 m <sup>3</sup> /h		
Le Plot	d	34	Filière	Alluvions interglaciaires (sillon, ancienne Filière)	18 m (-15 à -33)	Captif	-4,10 m	400 m <sup>3</sup> /h	136h	13,93 m
Thorens-Glières	e	60	Filière	Alluvions post-würmiennes	28 m (-14 à -42)	Artésien		5,6 m <sup>3</sup> /h	9h30'	39 m
Villaz	f	27	Fier/ Filière	Alluvions interglaciaires	5,5 m (-20,5 à -26)	Captif	-2,52 m	120 m <sup>3</sup> /h	173h	8,75 m
Argonnex	g	20,5	Fier/ Filière	Alluvions interglaciaires	10 m (-10,40 à -20,4)	Captif	-0,71 m	100 m <sup>3</sup> /h	28h	8,75 m
Argonnay-les-Granges	h	30	Fier	Alluvions post-würmiennes	29 m (-1 à -30)	Libre	-3,00 m	180 m <sup>3</sup> /h	24h	14,52 m
Saint-Jean-de-Sixt	i	61,5	Borne	Alluvions post-würmiennes	13 m (-1 à 14)	Libre	-1,50 m	67 m <sup>3</sup> /h	70h	5,30 m
La Clusaz	j	60	Nom	Alluvions post-würmiennes	36 m (-6 à -42)	Captif		50 m <sup>3</sup> /h		

## Aquifères karstiques

Les formations carbonatées soumises à la karstification occupent 22 % de la surface de la feuille Anney - Bonneville. Elles affleurent principalement dans le massif des Bornes, le Salève et les Aravis, ne figurant que très peu sur la carte, respectivement dans les coins nord-ouest et sud-est. Les Calcaires urgoniens en représentent l'essentiel, les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène n'affleurant que dans le coeur des synclinaux, et les calcaires du Valanginien sommital et de l'Hauterivien basal que dans les versants des vallées ou le coeur érodé des anticlinaux (Sur Cou, lac de Lessy).

Sur la bordure externe du massif des Bornes (Charollais, 1982), et surtout sur le Salève (Martini, 1967), les poches, dépressions et vestiges de galeries creusées dans l'Urgonien et contenant des sédiments continentaux (sables et grès sidérolithiques) rapportés à l'Eocène, attestent de la mise en place, à partir du Crétacé supérieur, de conditions paléogéographiques et bio-climatiques propices à une intense dissolution superficielle et à une première phase de karstification.

Portant en altitude des formations calcaires densément fracturées (Lismonde, 1983 ; Masson, 1983, 1985), les phases orogéniques successives ont créé des conditions géométriques idéales pour le développement d'une intense karstification. Le creusement de profondes vallées a entraîné l'apparition, au niveau des calcaires, d'un fort potentiel hydraulique qui a provoqué l'abandon d'un réseau hydrographique superficiel primitif dont il ne subsiste que de très rares vestiges aujourd'hui déconnectés de toute organisation de drainage fonctionnelle : vallée du Landron creusée jusqu'à l'Hauterivien dans le flanc ouest du synclinal de Champ-Laitier et débouchant sur la Tanne à la Graille, cavité aux vastes dimensions (Papet, 1974), actuellement non fonctionnelle, représentant probablement une ancienne perte d'un écoulement superficiel étendu ; Creux des Sarrazins, à l'extrémité nord du Crépon de Montoulivert.

La karstification a débuté au Pliocène et s'est poursuivie jusqu'à nos jours, favorisée par des précipitations abondantes au cours des périodes tempérées et par des flux hydriques élevés fournis par la fusion des glaciers à la fin des périodes froides.

La structure plissée du bâti calcaire et son découpage par des vallées transversales ont conduit à l'individualisation de nombreux systèmes karstiques de faible à moyenne extension (fig. 27 ; Lepiller, Mondain, Cardin, 1987) : le bassin versant du système de Morette, le plus étendu du massif des Bornes, ne dépasse pas 27 km<sup>2</sup> de surface (Mondain, à paraître).

Dans la zone non saturée, ou bien lorsqu'il a été partiellement ou totalement dénoyé, le réseau de drainage de ces systèmes karstiques est en partie accessible à l'exploration spéléologique et aux observations (Talour, 1976, Lepiller et Talour, 1980) : le développement des réseaux spéléologiques des systèmes de Bunant et de la Diau est respectivement de 24 km (Garcia, 1985) et 17,5 km (Pahud, 1985). Ces réseaux présentent parfois plusieurs générations de drains (système de Bunant), ce qui démontre l'existence d'une succession de phases de karstification, un drain pouvant lui-même avoir été le siège d'une évolution polyphasée faisant alterner périodes de comblement et de déblaiement.

L'organisation du drainage souterrain est commandée par la géométrie du substratum imperméable (notamment au niveau du ruissellement dans la zone non saturée) et par la position du niveau de base local (notamment au niveau des drains de la zone saturée) : les eaux météoriques s'infiltrent dans les calcaires, puis s'écoulent suivant la ligne de plus grande pente du substratum imperméable pour ressortir généralement au point le plus bas des affleurements calcaires (charnière synclinale si le système est établi dans un synclinal perché, intersection du substratum imperméable et de la topographie si le système se développe dans un flanc monoclinal). Ce schéma général peut être localement modifié par l'existence de grandes fractures souvent transverses par rapport à la direction des plis, qui constituent parfois des discontinuités très perméables : ainsi, l'exhaure du système des Arjules s'effectue latéralement par rapport à l'axe du synclinal de Cenise et à une altitude supérieure à celle des plus bas affleurements calcaires (Cardin, à paraître).

L'alimentation de ces systèmes est essentiellement assurée par l'infiltration des précipitations efficaces sur l'ensemble du bassin versant. A côté de cette source principale d'apports, les pertes partielles ou totales de cours d'eau établis sur les formations imperméables (marno-calcaires néocomiens des anticlinaux, marnes et flyschs tertiaires des synclinaux) contribuent pour une part variable selon les systèmes à leur alimentation. Ainsi, le système de Morette reçoit des apports en provenance du synclinal d'Ablon (perte partielle du ruisseau de Pierre Moussière dans les Calcaires urgoniens), du synclinal de Traversy (perte du ruisseau de Paccot dans les calcaires du Crétacé supérieur), du synclinal de Dran (perte totale du ruisseau de Dran également dans les formations du Crétacé supérieur).

De même, le système du Pont-de-Pierre est alimenté, dans le synclinal de Champ-Laitier, par les pertes partielles (en crue) ou totales (en basses eaux) du Nant des Brassets et celles, totales en toutes périodes, du ruisseau de la Fontaine Froide.

Les apports en provenance des affleurements de marno-calcaires néocomiens sont en général plus modestes : perte du chalet de l'Anglette (système de la Carrière), pertes des combes anticlinales du Jallouvre (système des Arjules).

Les limites de bassin versant des systèmes karstiques dessinées sur la figure 27 ont été déterminées en deux étapes : dans un premier temps, des hypothèses concernant l'organisation du drainage souterrain ont été formulées sur la base d'arguments stratigraphiques et structuraux (Mondain, 1982 ; Borreguero, 1983). Dans un deuxième temps, des traçages ont permis de vérifier ces hypothèses ou de lever des indéterminations concernant le sens des écoulements souterrains. Le recours aux traçages a été décisif dans la solution des problèmes suivants :

— détermination de la limite nord-est des systèmes du Pont-de-Pierre et de Morette : il s'est agi là de tracer des pertes très éloignées de l'exutoire, dans des secteurs où l'incertitude concernant le sens de l'inclinaison axiale des synclinaux ne permettait pas de conclure sur le sens des écoulements souterrains. Dans les deux cas, les traçages ont permis de montrer que le drainage souterrain établi dans les synclinaux de Champ-Laitier et des Glières s'étendait bien au-delà de la ligne de partage des écoulements superficiels établis sur les terrains tertiaires imperméables, et que les réseaux hydrographiques établis au Nord des cols de l'Ebat (Champ-Laitier) et des Glières alimentaient les écoulements souterrains dirigés vers le Sud-Ouest (Mondain, 1984, 1986) ;

— destination des écoulements souterrains du synclinal d'Ablon : aucun exutoire karstique drainant les Calcaires urgoniens du synclinal pincé de la gorge d'Ablon n'est connu dans la vallée de la Filière. Deux traçages ont permis de démontrer la destination des eaux circulant dans ce synclinal vers la résurgence de Morette : les eaux se dirigent d'abord vers la Filière, conformément à l'inclinaison axiale du pli, puis traversent l'anticlinal de Tête Noire — Tête Ronde à la faveur du grand accident décrochant des Collets pour rejoindre le drain établi sous la plaine de Dran qui conduit les eaux vers la résurgence au Sud-Ouest (Mondain, 1983) ;

— origine des eaux de l'exurgence de Clameux (Calcaires roux du Valanginien sommital et de l'Hauterivien basal) : cette source karstique se situe dans la vallée du Borne, près du hameau de Termine. Elle sort des Calcaires roux du Valanginien sommital et de l'Hauterivien basal. Or, les affleurements très réduits de ces calcaires, localisés aux versants de la vallée, ne permettent pas d'y dégager un bassin versant justifiant les débits élevés de cet exutoire (tableau 4). Le traçage d'une perte, située dans les Calcaires urgoniens, sur le trajet de la faille transverse qui passe au col de la Glacière, a permis de démontrer que cette résurgence admettait un bassin versant essentiellement constitué par les Calcaires urgoniens. Le transit de l'eau des Calcaires urgoniens vers les calcaires du Valanginien sommital et de l'Hauterivien basal s'effectuerait à la faveur d'un contact anormal que la complexité structurale du secteur n'a pas encore permis de préciser (Cardin, à paraître).

En outre, le traçage de la Tanne Frède, cavité située dans les Calcaires urgoniens du flanc est du synclinal de Cenise, à l'aplomb de la Pointe du Midi (en limite orientale de la feuille) a permis de mettre en évidence l'existence d'une relation entre les systèmes de Neyrolles et de la Barbottante : si la majeure partie du traceur est réapparue à l'exutoire de Neyrolles, situé dans la vallée du Foron du Reposoir, une part plus faible a transité vers l'exutoire de la Barbottante, démontrant ainsi la contribution partielle du système de Neyrolles à l'alimentation de celui de la Barbottante.

Les Calcaires urgoniens constituent l'aquifère karstique le plus largement représenté et forment le bassin versant des systèmes les plus étendus, mais des systèmes d'extension très réduite ont pu s'individualiser dans les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène (synclinaux d'Ablon, de la Louvatière, de Cenise, de Brizon, de Malatrait). Ces petits systèmes présentent un grand intérêt pour l'économie de la montagne : leur ressource en eau conditionne l'activité pastorale et l'implantation des chalets d'alpage souvent proches des points d'exhaure.

Les ressources en eau du karst sont modestes, mais contribuent encore actuellement à satisfaire une partie de la demande en eau. Elles varient en fonction de la surface du bassin versant et du degré de karstification des systèmes. Les débits d'étiage varient ainsi entre 3 et 250 m<sup>3</sup>/h.

TABLEAU 4 - PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES ET CHIMIQUES DES SYSTÈMES KARSTIQUES DE LA FEUILLE ANNECY - BONNEVILLE

Système karstique	N° (fig. 27)	Altitude (m) maxi-mini (moyenne)	Surface (km <sup>2</sup> )	Débits (l/s) maxi-mini Q spécifique l/s/km <sup>2</sup>	Température (°C) maxi-mini (n)	Conductivité ( $\mu$ S.cm <sup>-1</sup> à +20°C) maxi-mini	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	Ca <sup>++</sup> (mg/l)	Mg <sup>++</sup> (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)
Fontaine des Sarrazins n = 31	1	1126-450			10,1-8,7	359-275	235-179	76-62	5,92-1,47	2,70-1,33	2,29-0,77	0,99-0,42	18,9-7,5	1,88-1,00
Dard n = 33	2	1877-740			8,2-7,	416-335	229-145	77-49	2,78-0,61	1,96-0,50	3,73-0,44	0,79-0,18	10,3-3,2	1,07-0,42
Tours n = 34	3	1719-1185		(500-1)	6,4-4,6	267-156	186-100	62-34	1,51-0,41	1,05-0,46	0,74-0,20	0,22-0,1	6,9-2,7	1,56-0,22
Clameux (Valanginien) n = 34	4	1877-830		(1000)-25	7,4-5,6	261-149	167-95	56-32	2,38-0,59	1,73-0,53	0,92-0,22	0,27-0,08	7,8-2,7	1,06-0,18
Barbotante n = 465	5	2052-810		(2000)-47	7,6-6,1	253-171	166-109 n = 50	54-36 n = 50	3,47-0,97	2,11-0,85	1,29-0,19	0,40-0,11	7,5-2,4	0,93-0,11
Essert n = 17	6	1780-800 1343	1,70	(200-0,1)	8,2-7,25	298-228	206-156	70-53	2,23-0,68	1,74-0,84	0,51-0,24	0,41-0,21	6,6-2,9	0,85-0,23
Renard n = 34	7	1850-745			7,4-6,8	255-199	172-118	58-40	3,57-1,32	1,85-0,76	0,53-0,22	0,25-0,10	6,7-3,8	0,80-0,19
Déroberts n = 10	8	1770-740 1311	2,79	non mesurables	8,1-7,1	297-207	200-138	63-46	4,46-1,17	2,10-0,81	0,72-0,23	0,34-0,18	6,9-3,0	0,85-0,25
Louvière (Sénonien) n = 17	9	1430-900 1235	0,57	(200-1)	5,95-3,45	292-160	195-102	66-34	2,10-1,08	1,23-0,68	1,27-0,49	0,48-0,27	7,6-3,7	0,78-0,23
Sécheron n = 14	11	2438-880			7,7-6,6	299-150	174-95	58-30	2,64-0,98	1,23-0,63	6,29-0,20	0,40-0,10	6,5-3,0	9,54-0,17
Etroits Rive droite n = 27	12	1326-850		non mesurables	10,7-2,0	328-148	183-93	60-30	5,94-1,48	1,70-0,71	10,38-0,44	3,50-0,18	22,1-4,1	6,44-0,23

TABLEAU 4 - PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES ET CHIMIQUES DES SYSTÈMES KARSTIQUES DE LA FEUILLE ANCEY - BONNEVILLE (suite)

Système karstique	N° (fig. 27)	Altitude (m) maxi-mini (moyenne)	Surface (km <sup>2</sup> )	Débits (l/s) maxi-mini Q spécifique l/s/km <sup>2</sup>	Température (°C) maxi-mini (n)	Conductivité ( $\mu S\ cm^{-1}$ à +20°C) maxi-mini	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	Ca <sup>++</sup> (mg/l)	Mg <sup>++</sup> (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)
Etroits Rive gauche n = 3	13	1922-850 1552	4,5	non mesurables	6,7-5,9	235-221	120-87	45-34	2,66-1,53		0,95-0,49	0,35-0,21		0,83-0,59
Lachat Thônes n = 6	14	2020-610 1405	2,6	"	9,8-7,9	384-267	164-118	67-44	3,43-2,10		2,53-0,80	0,75-0,30	3,6	3,60-1,40
Source bleue n = 16	15	1593-660 1191	1,22	(500-3)	7,7-7,0	288-228	196-149	67-51	3,52-1,08	1,86-0,94	0,95-0,28	0,25-0,11	9,7-4,5	1,11-0,40
Carrière n = 14	16	1610-648 1312	3,39	non mesurables	7,9-6,85	267-201	181-137	61-45	1,70-0,55	1,33-0,59	0,80-0,24	0,23-0,10	6,5-2,9	1,10-0,36
Bunat n = 312	17	1846-1280 1649	3,84	3000-6	3,5-3,4 n = 2	194-98 n = 444	128-65 n = 444	44-22 n = 444	0,68-0,20	0,58-0,17	0,37-0,14	0,23-0,06	5,5-1,8	1,03-0,06
Pont de Pierre n = 405	18	2004-970 1612	15,84	6000-13 28	6,4-4,6	242-130	165-83	55-29	2,00-0,42	1,49-0,39	0,88-0,17	0,46-0,10	7,0-1,7	1,44-0,08
Diau n = 32	19	1856-962 1530	10,69	8000-31 53	5,4-4,2	196-121	134-79	44-28	1,20-0,32	0,71-0,22	0,72-0,22	0,19-0,06	6,4-1,2	0,70-0,21
Ablon inférieure (Sénonien) n = 3	21	1320-1220 1269	0,24	(> 100-0,1)	5,2-4,05	176-173,4	126	40	0,65-0,42	0,66-0,59	0,36-0,30	0,31-0,26	3,8-3,2	0,69-0,40
Morette n = 786	22	1915-610 1536	26,57	12000-65 56	7,7-6,0	238-140	165-90	62-31	3,21-0,63	1,27-0,35	1,43-0,21	0,44-0,10	7,2-1,3	1,96-0,05
Pont de Digny n = 2	24	1243-560		(300-0,5)	9,4-8,85	266-238	182-168	59-57	1,21-1,08	0,84	0,36	0,10	4,9	1,00
Nanoir (Fontaine Bullier) n = 10	23	1291-518		(600-2)	10,55-8,65	345-272	238-189	80-65	2,60-1,12	1,95-1,21	0,63-0,38	0,25-0,12	7,1-5,0	1,41-0,63
Ablon supérieure (Sénonien-Priabonien) n = 3	20	1663-1290 1460	1,02	(250-1)	5,5-3,45	256-197	170-138	59-46	0,84-0,54	0,87-0,72	0,49-0,38	0,46-0,29	3,0-2,6	0,73-0,24
Fringles n = 8	25	?	?	(100-10)	7,0-6,2	272-242	178-162	60-54	2,93-2,52	2,28-2,10	0,56-0,41	0,33-0,25	9,0-4,9	0,90-0,40

n = nombre de mesures

Les numéros renvoient à la carte des systèmes hydrologiques (fig. 27). Les nombres entre parenthèses constituent des ordres de grandeur.

Le débit spécifique des systèmes karstiques de Morette et de la Diau est respectivement de 56 et 53 l/s/km<sup>2</sup> (cycle 1983-1984). Celui du système du Pont-de-Pierre, calculé au cours du même cycle, est par contre anormalement faible : 28 l/s/km<sup>2</sup>. Une surestimation de la surface du bassin versant peut difficilement être invoquée pour expliquer cette différence, compte tenu de l'étroit contrôle exercé par la structure sur les limites de ce dernier. Outre une possible sous-estimation des forts débits liée à une mauvaise sensibilité de la courbe de tarage obtenue au captage, on peut aussi envisager que toutes les sorties du système n'ont pas été prises en compte : la source des Fringles, située dans la vallée du Borne, au contact entre les calcaires valanginiens et les marnes sous-jacentes, pourrait constituer un exutoire drainant essentiellement une partie du débit de base du système du Pont-de-Pierre. Sa position et son rôle apparaîtraient ainsi symétriques de ceux de la source de Clameux, située en rive droite du Borne, au pied du synclinal de Solaison.

La potabilité chimique des eaux du karst est excellente : minéralisation faible (tableau 4), essentiellement hydrogéo-carbonatée calcique, où HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Ca<sup>++</sup>, Mg<sup>++</sup> et silice sont intégralement acquis dans les systèmes. Cl<sup>-</sup> est apporté par les précipitations. SO<sub>4</sub><sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> et K<sup>+</sup> ont une origine mixte, provenant des précipitations, mais aussi de la dissolution de minéraux argileux (Na<sup>+</sup> et K<sup>+</sup>) ou de l'oxydation de la pyrite (SO<sub>4</sub><sup>-</sup>). Les ions nutritifs (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, PO<sub>4</sub><sup>-</sup>) sont en concentrations négligeables. Les concentrations relativement élevées en Cl<sup>-</sup> et Na<sup>+</sup> observées à l'exutoire du système de Sécheron en saison froide sont vraisemblablement provoquées par le salage de la route qui traverse le bassin versant. A l'exurgence des Etroits, les teneurs également élevées en Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, et surtout SO<sub>4</sub><sup>-</sup> résultent d'un mélange local avec les eaux du Borne, chargées en ces éléments par lessivage du matériel triasique de la Klippe des Annes dans son haut bassin.

Le chimisme des eaux varie beaucoup au cours d'un cycle hydrologique. Les concentrations minimales s'observent en fin de fonte des neiges, les maximales en tarissement ou en crue pluviale d'automne. Les concentrations en HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> et Ca<sup>++</sup> diminuent avec l'altitude moyenne des bassins versants suite au contrôle exercé par la température de l'air sur la production biologique du CO<sub>2</sub> (gradient de -20 mg/l/100 m en HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>).

Le temps de séjour de l'eau dans les systèmes est très variable : de quelques heures (infiltration immédiate) à quelques dizaines de jours (infiltration différée) dans la zone non saturée, il dépasse plusieurs mois au niveau des réserves de la zone saturée (karst noyé). Le temps moyen de séjour des traceurs varie, lui, de quelques heures en hautes eaux à plusieurs dizaines de jours en tarissement (Lepiller et Mondain, 1986). Les vitesses apparentes correspondantes varient entre 10 et 200 m/h.

La turbidité des eaux, plus ou moins prononcée selon les systèmes, résultant des variations brutales de débit observées aux exutoires, et les pollutions bactériennes qui tirent leur origine de l'occupation humaine de la montagne (essentiellement orientée vers l'activité pastorale et le tourisme) constituent des obstacles sérieux à l'utilisation de la ressource. En ce qui concerne l'aspect bactériologique de ces nuisances, une protection efficace de la ressource en eau karstique ne pourra être réalisée qu'au prix d'une application rigoureuse de la réglementation relative à la protection des eaux naturelles (loi du 15 février 1902) interdisant notamment les jets de détritiques dans les cavités naturelles, et de l'application aux zones du bassin versant susceptibles de favoriser la pénétration et le transit rapide de charges polluantes vers l'aquifère

karstique (réseau hydrographique superficiel alimentant les calcaires, dolines, gouffres), des contraintes et servitudes propres au périmètre de protection rapproché, voire immédiat (clôture de zones particulièrement vulnérables).

Il faut cependant préciser que la vulnérabilité de ces aquifères aux pollutions est actuellement compensée par la faible occupation humaine de leur bassin versant.

La situation perchée de nombre d'exutoires permet leur captage par gravité (Bunant, Pont-de-Pierre, Barbottante, Tours), ou l'utilisation de leur force motrice pour la production d'électricité (Morette).

Deux petites sources présentant des caractéristiques chimiques et thermiques particulières (cf. tableau 5) sortent des marnes schisteuses du Berriasien en rive gauche du Borne, à l'aval du Petit-Bornand - les Glières. La source d'Au-Chêne (X = 913,70 ; Y = 2 120,00 ; Z = 740 m), sulfureuse froide (l'anomalie thermique est peu marquée), a un débit très faible (inférieur à 0,1 l/s) et un faciès hydrogéo-carbonaté sodique. On notera le caractère fortement réducteur de cette eau attesté par la présence de  $\text{NH}_4^+$  et de  $\text{H}_2\text{S}$ .

La source de Beffay (X = 913,67 ; Y = 2 121,93 ; Z = 610 m) présente, elle, un faciès hydrogéo-carbonaté calcique et faiblement magnésien plus banal, mais une thermalité nette et un débit plus fort (environ 3 l/s, le 26 juillet 1987) et plus variable.

Ces deux sources démontrent l'existence de circulations d'eau dans les marnes du Valanginien inférieur et du Berriasien, s'accompagnant, lorsque le débit est faible et le temps de séjour long (source d'Au-Chêne), de processus d'échange cationique et de réduction et, lorsque le débit est plus élevé (source de Beffay), d'un acheminement de la thermalité acquise en profondeur jusqu'au lieu de l'émergence.

### *SUBSTANCES MINÉRALES ET MATÉRIAUX UTILES*

Dans son étude sur la géologie d'Annecy, de la Roche et de Bonneville publiée en 1889, Maillard traitait du "chauffage et éclairage, des arts céramiques et industriels, des arts de construction et des arts décoratifs". Aujourd'hui, la région couverte par la feuille Annecy - Bonneville a une vocation touristique, en plus de ses traditions agricole et industrielle. De ce fait, les problèmes qui se posent aux géologues modernes se rapportent avant tout à l'aménagement du territoire (stabilité des sols, pollutions), à l'approvisionnement en eau et en matériaux de construction. D'autre part, les chaînes subalpines présentent également un intérêt pétrolier indéniable, puisque ESSO-REP a entrepris un forage en 1979 et qu'EURAFREP vient d'implanter un forage au-dessus de Brizon, en 1987.

Sur le plan économique, il convient donc de rappeler dans un premier chapitre les activités liées aux ressources naturelles de la région exploitées autrefois (généralement jusqu'à la première guerre mondiale), puis d'examiner dans un deuxième temps les ressources naturelles qui méritent attention dans le cadre de l'économie moderne (hydrocarbures et matériaux de construction).

**TABLEAU 5 - RÉSULTATS D'ANALYSES CHIMIQUES DES SOURCES D'AU-CHÊNE ET DE BEFFAY (prélèvements du 26 juillet 1987)**

	Température en °C	pH	Conductivité en ( $\mu$ .S.cm <sup>-1</sup> à + 20°C)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> en N	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> en N	PO <sub>4</sub> <sup>-3</sup> en P	Silice en Si <sup>4+</sup>
<b>Source d'Au-Chêne</b>	+ 10,0	8,47	958	774	4,58	53,3	0,054	0,001	0,018	3,32
<b>Source de Beffay</b>	+ 16,1	7,57	331	233	2,11	13,3	0,042	0,002	0,005	3,67

	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>
<b>Source d'Au-Chêne</b>	30,1	2,40	265	1,28	0,380
<b>Source de Beffay</b>	60,9	6,84	12,0	0,64	0,015

Les concentrations sont exprimées en mg/l.

## Ressources naturelles anciennement exploitées

**Lignites.** Les exploitations de lignite dans la région que couvre la feuille Anney — Bonneville ont été entreprises soit dans les Couches des Diablerets (Eocène) des chaînes subalpines, soit dans les Grès de Bonneville (Oligocène) sur le plateau des Bornes.

● **Chaînes subalpines.** Les lignites des Couches des Diablerets de l'Eocène ont donné lieu à plusieurs petites exploitations parmi lesquelles celle du Petit-Bornand a peut-être été la plus importante. La mine de charbon du Petit-Bornand se trouve en réalité à l'Est de ce village, près du Chouet, sur rive droite du Jallandre. D'après Favre (1867), cette mine aurait été découverte en 1787 ; la couche de lignite "a eu jusqu'à 1 m de puissance" (Mortillet, 1858, p. 365). Entaillées dans les Couches des Diablerets, les galeries ont fourni "1 000 à 1 200 quintaux de combustible qui avaient servi à la cuisson de la chaux à Carouge, à Genève et à Bonneville" (Favre, 1867, p. 169). Des échantillons de ce charbon analysés par Charollais (1962, p. 702) donnent des rapports voisins de 50 % pour les cendres, 25 % pour les matières volatiles et 25 % pour le carbone fixe (sur sec).

D'autre part, Moret (1925, p. 108) signale des "lignites nummulitiques à 2 heures de marche du Grand-Bornand et en contrebas des chalets Angelloz". Selon cet auteur, ils furent exploités vers 1850-1856. Par contre, Mortillet (1858, p. 360) mentionne un "lignite nummulitique" qui "n'a jamais été exploité, la couche n'étant pas assez puissante".

Des "lignites nummulitiques" ont également été signalés aux environs immédiats de Thônes sur la rive droite du Nom (Mortillet, 1858, p. 360). Par contre, au bois de l'Arsé, notamment le long de la route reliant Brizon à Solaizon, les Couches des Diablerets qui sont pourtant très riches en débris charbonneux, n'ont, semble-t-il, jamais donné lieu à exploitation.

● **Plateau des Bornes.** Moret (1925, p. 109 et 110) cite des affleurements de lignite dans les Grès de Bonneville de l'Oligocène, au Pont de Naves, à Moirans, Villaz, Crêt-Lambert, au Nord-Ouest d'Aviernoz, chez Goret et "le long de la route qui, du Plot, conduit à Thorens". A Thorens, les lignites furent exploités au Crêt de Lebas, à 200 m au Nord de ce village ; là, la couche charbonneuse atteignait 0,20 m d'épaisseur. Au toit de la couche de lignite, un banc marneux a fourni de nombreuses traces végétales rattachées par Heer (*in* Moret, 1934, p. 45 et 46) à *Aspidium dalmaticum*, *A. ligniticum*, *Arundo gepperli*. Plus tard, au cours de l'exploitation pendant la guerre 1914-1918, plusieurs autres genres ont pu être identifiés par Le Roux et Crolard (1917) et confirmés par Moret (1934, p. 46) : il s'agit de *Cinnamomum*, *Polypodites*, *Eucalyptus*, *Myrica*. La présence de "canneliers, de palmiers, de cirriers, c'est-à-dire de plantes vivant actuellement sous la latitude des Antilles et par une température moyenne de 25°" (Moret, 1925), permet de préciser le climat lors du dépôt des Grès de Bonneville.

**Matériaux de construction.** Les Grès de Bonneville ont également été utilisés comme pierre de taille ou comme ballast. De gros blocs extraits de carrières de la région de Bonneville ont notamment servi au siècle passé à l'endiguement de l'Arve. D'après Mortillet (1858, p. 365), les faciès les plus fins des Grès de Bonneville ont été exploités dans 3 ou 4 carrières pour la taille de dalles utilisées comme carreaux, marches d'escaliers ou embrasures de cheminées. Ces carrières de la région de Bonneville permirent la découverte de nombreux

débris de plantes recueillis par Deschamps, étudiés par Douxami et Marty et cités par Moret (1934, p. 46).

Enfin, une carrière abandonnée au Sud de la Roche-sur-Foron, à Tournevent, mérite d'être signalée car, bien qu'omise sur les cartes topographiques, la grandeur de son front de taille témoigne d'une exploitation importante et rentable des Grès de Bonneville au siècle passé.

Pour clore ce bref inventaire certainement incomplet des anciennes carrières, il faut citer une extraction de pierre de taille dans les "calcaires nummulitiques" du calvaire de Thônes ; dans le même secteur, Mortillet (1858) mentionne une carrière pour la chaux grasse. Dans toutes les chaînes subalpines, les Calcaires urgoniens et les Calcaires à petites nummulites ont fait l'objet de nombreuses exploitations ; c'est notamment le cas sur les flancs septentrionaux et méridionaux de l'anticlinal de Dessy. A Saint-Jean-de-Sixt, certains grès du flysch ont servi à la confection de pierres à meule et de pierres à aiguiser (Mortillet, 1858).

D'autre part, les argiles de la Molasse et des formations quaternaires du plateau des Bornes ont également donné lieu à de nombreuses exploitations au siècle passé. Mortillet (1858) signale des briqueteries et des tuileries à Pringy, Villars, Evires, Groisy, Passeyrier, Saint-Laurent et Saint-Sixt. Au XIXème siècle, toutes ces petites industries, disséminées sur le plateau des Bornes entre Annecy et la vallée de l'Arve et figurant sur la feuille Annecy-Bonneville, produisaient environ 1 000 000 de tuiles par an.

**Sables siliceux.** Les sables siliceux du Sidérolithique ont été exploités en plusieurs points du Salève, alors que ce ne fut pas le cas au front des chaînes subalpines où leur développement est nettement plus faible. La composition de ces sables formés en milieu continental varie considérablement d'un lieu à l'autre. Résultant du lessivage de terrains crétacés et peut-être d'apports étrangers, ces faciès évoluèrent en fonction de la composition des assises démantelées. Et, comme le rappelle Moret (1925, p. 138), les grès sidérolithiques se sont déposés et stratifiés dans de "petits bassins lacustres au fond anfractueux et karstique qui s'égrenaient sur cette terre nouvellement émergée". Aussi, les sables sidérolithiques apparaissent-ils en poches, ce qui en a rendu l'exploitation difficile.

Les grès sidérolithiques ont été utilisés soit pour des travaux de verrerie (verrerie fine ou verre à bouteille), soit comme additifs dans les produits réfractaires (ce fut le cas, à une certaine époque, pour une fabrique de briques siliceuses d'Annecy). Au Salève, les affleurements de Sidérolithique les plus importants sont situés près de Cruseilles et figurent en grande partie sur la feuille Annecy - Bonneville. Ces sables siliceux (80 à 90 % de  $\text{SiO}_2$ ) blancs ou jaunes à rouges (s'ils sont ferrugineux) alimentaient autrefois les verreries de Thorens et d'Alex ; à une certaine époque, ces sables ont même été expédiés dans des verreries en Italie. La verrerie de Thorens, dite "verrerie de Sales", fut fondée en 1755 tandis que celle d'Alex ne fut créée qu'en 1801 : elle a produit, selon Moret (1925, p. 145), "1 200 000 pièces diverses en cristal, verre blanc, verre noir". Plus tard, à Dingy-Saint-Clair, une verrerie s'est spécialisée dans la fabrication des verres de montres.

**Sables et calcaires ferrugineux.** Parfois, les sables sidérolithiques peuvent renfermer de la limonite (jusqu'à 25 % de fer à Cruseilles) ; aussi, furent-ils exploités pour en extraire le fer. Ce fut le cas des Allobroges qui maîtrisaient déjà les techniques d'extraction et qui, au Salève, semblent bien avoir été à l'origine du déboisement de cette montagne. Près des rochers de Faverges et en

bien d'autres points du flanc oriental du Salève, le sol recèle des scories et des laitiers de fer liés aux exploitations de ces peuplades. Plus récemment, vers 1855, ces sables ferrugineux ont été traités dans les forges de Cran, près d'Annecy.

Au XIX<sup>ème</sup> siècle, le fer hydraté utilisé dans les forges de Cran a également été exploité à partir du *hard ground* couronnant le Calcaire roux (n2b-3a) du Valanginien sommital/Hauterivien basal des chaînes subalpines, notamment à Dingy-Saint-Clair. En effet, Mortillet (1858, p. 231) écrit à ce sujet : "A la montagne de Veirier elle-même, à Dingy-Saint-Clair, (...), on rencontre dans le Néocomien une couche imprégnée de fer : ce sont de petits grains de fer terreux disséminés au milieu d'un calcaire miroitant". Ce calcaire ne peut se rapporter qu'à la biocalcarénite souvent spathique de la partie supérieure du Calcaire roux, d'autant plus que cet auteur y signale "*Ammonites cryptoceras* d'Orb."

### Ressources naturelles économiquement exploitables

**Gravières et carrières.** Les graviers de l'Arve ont donné lieu à plusieurs exploitations dans le lit même du fleuve ; leur développement fut accéléré lors de la construction de l'autoroute reliant Genève à Chamonix et de son raccordement avec l'autoroute de Lyon, par le plateau des Bornes.

Les graviers et sables liés aux dépôts quaternaires firent également l'objet d'un regain d'intérêt après la deuxième guerre mondiale, mais leur extension spatiale limitée et aléatoire tempère les ambitions des entrepreneurs. D'autre part, la taille des blocs erratiques surtout granitiques ou gneissiques, qui était couramment pratiquée à la fin du siècle dernier "à Thuet près Bonneville, à Scionzier, au pied du Salève" (Maillard, 1889, p. 39), a complètement disparu d'autant plus qu'en certains points (Salève par exemple) ces blocs sont protégés et classés comme monuments historiques.

De grandes carrières actuellement exploitées sont souvent ouvertes dans des cônes d'éboulis qui ont été alimentés par l'érosion des parois de Calcaires urgoniens. C'est le cas, dans les chaînes subalpines de la feuille Annecy – Bonneville, de la carrière située au Sud de Thorens-Glières, sur rive gauche de la Filière, et de la carrière bordant la route D 12, au Sud du Petit-Bornand-les-Glières, en rive droite du Borne. Une importante carrière a récemment été ouverte dans les Calcaires urgoniens du flanc oriental du Mont Veyrier, tandis qu'une ancienne exploitation implantée dans les Calcaires à petites nummulites, au-dessus du Grand Bornand, est fermée depuis quelques années.

Enfin, il faut signaler l'important volume de Calcaires urgoniens naturellement concassés et cimentés qui affleurent au Nord de Thorens-Glières et qui est exploité en carrière ; l'origine de ce matériau reste encore énigmatique.

En conclusion, l'extraction de pierres pour la construction ou le ballast ne peut porter, dans la région couverte par la feuille Annecy – Bonneville, que sur les Calcaires urgoniens (n4-5) ou sur les Calcaires à petites nummulites (e5-6) et sur leurs éboulis respectifs. Les Calcaires gréseux à miches (n3c) ne semblent pas répondre aux critères requis par les exploitants de carrières. D'autre part, à l'heure actuelle, comme les pollutions atmosphériques accélèrent les processus d'altération des roches à forte porosité, les Grès de

Bonneville ne présentent que peu d'intérêt pour la pierre de taille ; par contre, ils peuvent être utilisés comme constituants dans les revêtements routiers.

**Potentiel pétrolier de quelques formations du Salève, du plateau des Bornes et des chaînes subalpines (massif des Bornes, Aravis).** Afin d'analyser la capacité des roches cartographiées sur la feuille Annecy — Bonneville à générer des hydrocarbures, une série d'échantillons de terrain prélevés au Salève, sur le plateau et le massif des Bornes et la chaîne des Aravis ont été analysés par la méthode de pyrolyse Rock-Eval (Espitalié, 1985, 1986 ; Espitalié *et al.*, 1985). Les résultats (tableau 6) doivent être considérés avec prudence, car :

- le nombre d'échantillons n'est pas suffisant pour réaliser une véritable étude statistique, ce qui est de règle pour des analyses Rock-Eval ;
- les valeurs des index d'hydrogène (HI) et d'oxygène (OI) peuvent être considérablement affectées par l'altération de surface ;
- le niveau d'évolution de la matière organique (MO) dans la série crétacée — tertiaire du massif des Bornes a été mesuré par réflectance de la vitrinite (Kübler *et al.*, 1979) entre 0,6 et 0,8 %. Ces roches ont donc atteint le niveau de la fenêtre à huile et les paramètres HI et OI seront par conséquent plus bas que dans une roche immature de même faciès organique (tableau 6).

De manière générale, une roche qui contient plus de 1 % de carbone organique total (COT) peut être une roche-mère potentielle. Les valeurs de COT inférieures à 0,25 % n'ont pas été retenues ; de telles roches sont trop pauvres en carbone organique pour être des roches-mères et les autres paramètres Rock-Eval sont sans signification.

Au vu de ces remarques, il résulte que parmi les formations figurant sur la feuille Annecy — Bonneville, seules deux unités lithologiques du massif des Bornes peuvent être considérées comme roches-mères potentielles (fig. 28) :

- les Schistes à *Meletta* (sommet de l'Oligocène inférieur — base de l'Oligocène moyen) constituent une roche mère marine de type II (Tissot et Welte, 1978). L'analyse Rock-Eval confirme les observations sédimentologiques et fauniques qui indiquent que ces roches se sont déposées en milieu marin confiné riche en foraminifères planctoniques et dinoflagellés (Charollais *et al.*, 1980). La MO déposée dans ces sédiments est d'origine principalement bactérienne (matière organique amorphe), planctonique (dinoflagellés) ou continentale (pollens dissaccates flottés). Les HI observés varient entre 250 et 400 (tableau 6 et fig. 28) mais sont à l'origine plus hauts lorsque la roche est immature et exempte d'altération de surface. Cette roche-mère mature est la source de l'huile qui a migré dans les diaclases des grès du flysch subalpin à Dessy notamment ;
- le faciès charbonneux des Couches des Diablerets (Eocène supérieur) apparaît comme une roche-mère de type III (fig. 29). Sous réserve d'une étude microscopique du kérogène, il semble qu'une grande partie de la MO soit du matériel vitrinitique ; néanmoins plusieurs critères laissent à penser que ces niveaux charbonneux contiennent également de la MO plus riche en hydrogène d'origine continentale (spores, pollens, cuticules) ou marine (algues, plancton) :

- le HI reste relativement élevé pour un niveau de maturité de  $R_o = 0,8$  % (tableau 6) ;

- les critères sédimentologiques et fauniques indiquent pour les Couches des Diablerets un faciès marin à affinités laguno-saumâtres ;

TABLEAU 6 - RÉSULTATS DE PYROLYSE ROCK-EVAL DE CERTAINS FACIÈS DU SALÈVE, DU MASSIF DES BORNES ET DE LA CHAÎNE DES ARAVIS (Gorin, 1987)

UNITÉ	LOCALISATION	FORMATION	INDICE	LITHOLOGIE	AGE	PYROLYSE ROCK-EVAL					% Ro VITRINITE (Kübler et al., 1979)
						COT (% pondéral)	Tmax. (° C)	HI mgHC/gCOT	OI mgCO <sub>2</sub> /gCOT	PI	
SALEVE	Salève	Marnes d'Hauterive et Pierre jaune de Neuchâtel	n <sup>3</sup>	Marne	Val. sup. - Haut. inf.	< 0.25					
M A S S I F D E S B O R N E S	Dessy	Flysch	g <sup>2b3</sup>	Grès	Olig. moyen	< 0.25					} env. 0.6
	Dessy	Schistes à Meletta	g <sup>2b2</sup>	Marne	Sommet Oligo- cène inférieur	1.27	442	323	0	0.06	
	Dessy	Schistes à Meletta	g <sup>2b2</sup>	Marne	base Oligocène	1.18	440	254	6	0.10	
	Nanoir	Schistes à Meletta	g <sup>2b2</sup>	Marne	moyen	1.32	428	400	15	0.03	
	Pré-Vernay	Schistes à Meletta	g <sup>2b2</sup>	Marne		0.83	440	191	97	0.02	
	Grand-Bornand	Calc. à ptes nummul.	e <sup>5-6</sup>	Calcaire	Eocène sup.	< 0.25					} 0.8 - 0.85
	Delaire	Couches Diablerets	e <sup>5-6</sup>	Calc. grés.-argil.	Eocène sup.	< 0.25					
	Cenise	Couches Diablerets	e <sup>5-6</sup>	Faciès charbon.	Eocène sup.	7.42	460	169	0	0.19	
	Delaire	Calcaires urgoniens	n <sup>4-5</sup>	Calcaire	Haut. sup.-/Barr.	0					
	St. Jean de Sixt	Calc. grés. à miches	n <sup>3c</sup>	Calcaire	Hauterivien	< 0.25					
	Entremont	Calc. grés. à miches	n <sup>3c</sup>	Calcaire	Hauterivien	< 0.25					
	Pont du Taleu	Altern. calc.-marnes	n <sup>2-3a</sup>	Calcaire	Val. sup. ?	< 0.25					
Entremont	Marnes schisteuses	n <sup>1b</sup>	Marne	Berr. sup./ Val. inf.	< 0.25						
Petit Bornand	Cgl. Pt. Bornand	n <sup>1a</sup>	Calcaire	Berr. inf.-sup.	< 0.25						
C H A Î N E D E S A R A V I S	Col des Aravis	"Barre Tithonique"		Calcaire	Jur. sup.	0					
	Pont de Manant	"Schistes"		Faciès ardoisier	Bath. sup. Oxfordien	< 0.25					
	La Giëttaz	"Schistes et calcaires alternants"		Calcaire	Bajocien- Bath. inf.	< 0.25					

COT = carbone organique total, Tmax. = température maximale de pyrolyse, HI = indice d'hydrogène, OI = indice d'oxygène, PI = indice de production, HC = hydrocarbures, Ro = pouvoir réflecteur (pour explications, voir Espitalié, Deroo et Marquis; 1985, 1986).

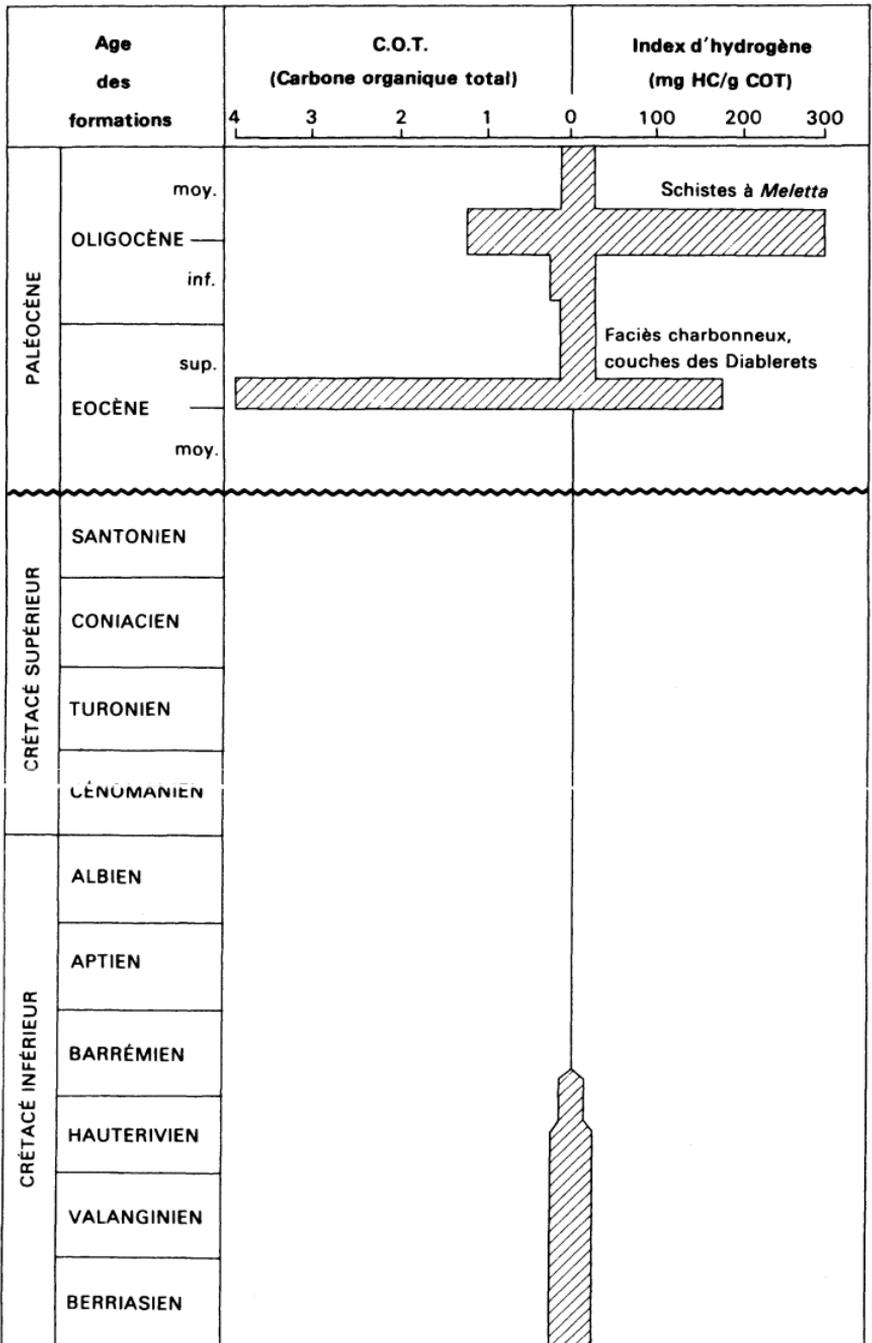


Fig. 28 - Potentiel en roches-mères des formations du Crétacé et du Tertiaire du massif des Bornes (GORIN, 1987)

L'échelle verticale est arbitraire

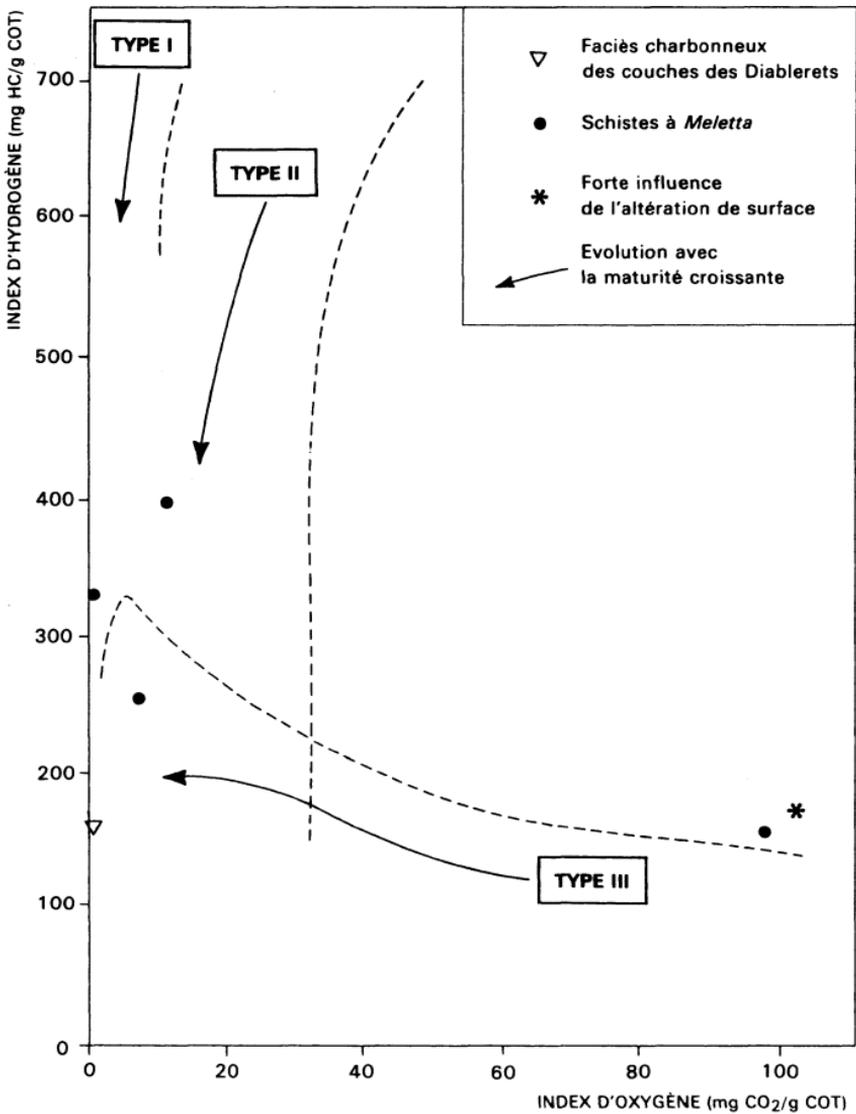


Fig. 29 - Faciès organique des Schistes à *Meletta* et du faciès carbonneux des Couches des Diablerets, dans le massif des Bornes (GORIN, 1987)

TABLEAU 7 - POUVOIR RÉFLECTEUR DE LA VITRINITE DE CERTAINS FACIÈS DU PLATEAU ET DU MASSIF DES BORNES  
(d'après Kübler, Pittion, Heroux, Charollais et Weidmann (1979))

UNITÉ	LOCALISATION	FORMATION	INDICE	LITHOLOGIE	AGE	C/o Ro Vit.	Ec. Type	Ten. MO %	PETROGRAPHIE ORGANIQUE				MO
									% Vit.	% Exi.	% In.	% Pyr.	
PLATEAU DES BORNES	Thorens	Grès de Bonneville	g <sub>2G</sub>	Charbon	Rupélien	0,44	0,03	97	83 T	7	3	7	ND
	La Roche-sur-Foron	Grès de Bonneville	g <sub>2G</sub>	Grès charbonneux		0,43	0,03	<5K	95 C		5		
	La Roche-sur-Foron	Grès de Bonneville	g <sub>2G</sub>	Grès à plantes		0,52	0,04	<5K					
	Bonneville	Grès de Bonneville	g <sub>2G</sub>	Grès à plantes		0,54	0,03	<5K	70 C	2	28		D
	Bonneville	Grès de Bonneville	g <sub>2G</sub>	Grès à plantes		0,83	0,09	25	98 C			2	D
	Aviernoz	Marnes à Cyrènes	g <sub>2M</sub>	Marnes charbon.		0,52	0,06	10	90 C		10		D
MASSIF DES BORNES	Thônes	Calcaires urgoniens	n <sub>4-5</sub>	Charbon	Haut. sup. Nédoul.	0,71	0,07	85	85 C	10		5	ND
	Petit-Bornand	Couches des Diablerets	e <sub>5-6</sub>	Charbon	Éocène moyen à supérieur	0,80	0,08	50	70 T		30		D
	Petit-Bornand	Couches des Diablerets	e <sub>5-6</sub>	Charbon		0,85	0,05	70	97 C			3	ND
	Petit-Bornand	Couches des Diablerets	e <sub>5-6</sub>	Charbon		0,81	0,06	80	100 C				ND
	Petit-Bornand	Couches des Diablerets	e <sub>5-6</sub>	Charbon		0,85	0,06	85	100 C				ND
	Petit-Bornand	Couches des Diablerets	e <sub>5-6</sub>	Charbon		0,70	0,03	85	100 C				D
	Brizon	Couches des Diablerets	e <sub>5-6</sub>	Grès charbonneux		0,61	0,06	10	100 C				D
	Brizon	Couches des Diablerets	e <sub>5-6</sub>	Grès charbonneux		0,56	0,06	10	97 T			3	D
	Thuet	Flysch	g <sub>2b3</sub>	Marnes charbon.		0,77	0,03	30	100 C				D
	Thuet	Flysch	g <sub>2b3</sub>	Grès charbonneux	0,88	0,04	90	90 C			10	D	
	Cenise	Flysch	g <sub>2b3</sub>	Grès charbonneux	0,78	0,03	10	95 T			5	D	
	St. Pierre	Flysch	g <sub>2b3</sub>	Grès charbonneux	0,58	0,03	15	97 T			3	D	
	St. Pierre	Flysch	g <sub>2b3</sub>	Grès charbonneux	0,61	0,07	50	100 T				D	
	Les Folliets	Flysch	g <sub>2b3</sub>	Marnes charbon.	0,72	0,07	40	95 T			5	ND	
Orange	Flysch	g <sub>2b3</sub>	Grès charbonneux	0,43	0,04	<5K	90 C	5	5		ND		
Thônes	Grès du Val d'Illicz	g <sub>2b3</sub>	Grès charbonneux	0,79	0,07	<5K	30 CT			70	D		
Villard/Thônes	Grès du Val d'Illicz	g <sub>2b3</sub>	Grès charbonneux	0,54	0,06	<5K	92 C			5	3	D	

Ro : pouvoir réflecteur ; EC. type : écart-type ; Ten. Mo : teneur en matière organique ; Vit. : vitrinite ; Exi. : exinite ; In. : inertinite ; Pyr. : pyrite ; MO, ND : matière organique rassemblée (charbon) ; MO, D : matière organique dispersée

● la présence d'huile dans les pores des calcaires gréseux des Couches des Diablerets à Delaire suggère que le faciès carbonneux a généré des hydrocarbures liquides.

Ces constatations tendent à démontrer que les niveaux carbonneux des Couches des Diablerets ont un faciès organique de type II à III.

Toutes les autres formations tertiaires n'ont montré que des taux de COT inférieurs à 0,25 %. En particulier, les Calcaires à petites nummulites de l'Eocène supérieur apparaissent comme très pauvres en MO ; l'huile observée dans les pores de ces roches provient donc d'une autre formation, très vraisemblablement des niveaux carbonneux des Couches des Diablerets.

Dans le Crétacé inférieur, tous les échantillons analysés, en particulier les faciès marneux du Berriasien et Valanginien, ont une teneur en COT inférieure à 0,25 %. Cet intervalle stratigraphique ne semble donc pas contenir de roches-mères.

Quelques échantillons de Jurassique de la chaîne des Aravis ont également été analysés : les niveaux du Dogger et du Malm semblent les plus prometteurs pour la MO. Bien que ces roches aient atteint un niveau de maturité plus élevé que dans le massif des Bornes (Kübler *et al.*, 1979) leur contenu en COT reste un indicateur de leur potentiel de roche-mère. Le COT de tous les échantillons analysés est inférieur à 0,25 % (tableau 6) et ces roches ne sont en aucun cas des roches-mères.

Par analogie avec la chaîne des Aravis, il paraît peu probable que les formations du Malm et du Dogger aient un potentiel significatif de roches-mères dans le massif des Bornes.

Dans les sédiments plus anciens qui n'affleurent pas dans le massif des Bornes, deux formations pourraient être des roches-mères potentielles :

- les *black shales* du Toarcien (Lias supérieur) dont la richesse en MO est bien connue en Angleterre, France, Allemagne et Italie (Jenkyns *et al.*, 1985) ;
- les faciès carbonneux du Carbonifère, semblables à ceux qui affleurent dans les "synclinaux permo-carbonifères" des massifs cristallins externes des Aiguilles Rouges — Mont Blanc (Kübler *et al.*, 1979).

Il est évident que de par leur enfouissement actuel, ces sédiments auront des niveaux de maturité plus élevés que ceux des terrains affleurant sur le territoire de la feuille Annecy — Bonneville.

Kübler *et al.* (1979) ont étudié le pouvoir réflecteur de la vitrinite de certaines formations du plateau et du massif des Bornes (tableau 7) ; ils ont ainsi pu mettre en évidence un métamorphisme croissant du Nord-Ouest vers le Sud-Est. D'après ces auteurs (p. 357), "au Salève, les charbons du Purbeckien ont un pouvoir réflecteur de 0,32 % alors que la vitrinite extraite de formations crétacées et tertiaires dans les chaînes subalpines a une valeur moyenne de 0,73 %. Cette augmentation du métamorphisme en direction des massifs cristallins externes (Aiguilles rouges — Mont Blanc) semble confirmée par la cristallinité de l'illite".

## AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE

Le développement touristique, principal atout économique des chaînes subalpines et, en partie, du plateau des Bornes, est conditionné par le cadre naturel : stabilité du sol et du sous-sol, réseau hydrographique, couvert végétal, etc. L'avis du géologue, du géographe ou de l'ingénieur des eaux et forêts est donc primordial et doit primer sur les intérêts financiers, lorsqu'il s'agit d'aménagement du territoire. Ce n'est malheureusement pas toujours le cas actuellement !

Dans les Bornes, et spécialement dans les chaînes subalpines, les risques les plus importants, à part les rares séismes généralement de faible intensité, sont dus aux glissements de terrain et aux éboulements. La catastrophe du camping du Grand-Bornand en 1987 a démontré qu'il suffisait d'une pluviosité à caractère assez exceptionnel pour provoquer des coulées de boue dévastatrices. Les principales zones de glissement ont été figurées sur la feuille Annecy - Bonneville. Il conviendrait de construire avec réserve dans les secteurs signalés sur la carte géologique par des loupes de glissement et/ou des niches d'arrachement ; dans bien des cas, le drainage et des systèmes d'ancrage sont à prévoir avant toute construction d'ouvrage d'art.

Le déboisement anarchique tel qu'il est pratiqué dans plusieurs zones des chaînes subalpines, entraînera inéluctablement des catastrophes pour plusieurs raisons. Tout d'abord, les coupes de bois effectuées à l'heure actuelle sur de fortes pentes topographiques favorisent l'érosion météorique par le ruissellement (pluie, fusion des neiges) et par les avalanches, ce qui conduit à la destruction des sols fixés autrefois par le couvert végétal. Un des exemples les plus démonstratifs de cette accélération du processus érosif, due à l'intervention humaine, s'est produit, il y a une dizaine d'années, sur rive droite de la vallée du Borne : un glissement de terrain, au coeur de la structure anticlinale du plateau d'Andey, a entraîné la route D 12 (entre Haut-Rumilly et Termine) dans le lit du Borne, après un déboisement inconsidéré du versant compris entre cette départementale et la petite route reliant les fermes du Coudrey au hameau de Delaire.

De plus, les portions de troncs d'arbres abandonnées par les bûcherons (qui, pour des raisons économiques, évacuent depuis quelques années les meilleurs fûts par hélicoptère !) vont s'accumuler dans le fond des torrents ; avec les éboulis naturels, ils formeront des barrages et obstrueront momentanément l'écoulement des eaux. En cas d'orages ou de très fortes pluies, des poches d'eau vont se développer derrière ces barrages et crèveront brutalement, entraînant dans le bas des vallées des torrents dévastateurs composés de boues, de rochers et de troncs d'arbres.

D'autre part, la construction de chalets, de résidences secondaires ou même d'immeubles nécessite la construction de routes, de chemins et de sentiers. Or, si ces voies d'accès entaillent des versants à forte pente, elles peuvent déclencher une rupture d'équilibre et provoquer des glissements de terrain. Ce phénomène est classique dans des zones à versants constitués de dépôts morainiques quaternaires, plaqués sur un substratum imperméable (marnes du Crétacé inférieur ou flyschs tertiaires).

Enfin, les conséquences néfastes de la pollution d'un réseau hydrographique ne sont plus à démontrer, d'autant plus dans une région comme les chaînes subalpines où les aquifères karstiques sont importants. Pourtant, il est

navrant de constater que certaines municipalités du massif des Bornes ne s'opposent pas suffisamment à la pollution des eaux, en tolérant des dépôts d'ordures de toutes sortes (déchets organiques, plastiques, animaux morts, voitures, etc.) directement dans les rivières : gorges du Cé, gorges du Bronze en amont du Mont Saxonnet, ruisseau de Pierre lente en aval de Brizon, gorges du Borne en amont de Haut-Rumilly, etc. La vocation et le développement touristiques d'une région aussi attrayante que celle qui figure sur la feuille Annecy — Bonneville exigent certaines contraintes qu'il serait irresponsable de sous-estimer.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier des itinéraires dans le *Guide géologique régional : Alpes de Savoie*, par J. Debelmas et coll., 1982, Masson, Paris :

- *itinéraire 3* : environs d'Annecy (3 - la vallée de la Fillière et le plateau des Glières, par J. Charollais) ;
- *itinéraire 5* : de Genève (ou d'Annecy) au col de l'Iseran par le col des Aravis et le Cormet de Roselend (par J. Charollais et J. Rosset).

Dans la même collection, le guide : *France géologique — Grands itinéraires*, par Ch. Pomerol et coll., 1980, Masson, Paris, présente aussi un itinéraire intéressant :

- *itinéraire 5a* : Genève (ou Annecy)/Bourg-Saint-Maurice,
  - variante I : Genève — Saint-Jean-de-Sixt (par J. Charollais) ;
  - variante II : Annecy — Saint-Jean-de-Sixt (par J. Debelmas).

### BIBLIOGRAPHIE

BACONNAIS G., DOUDOUX B., NICOUD G. (1981) - Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'avant-pays molassique de Haute-Savoie, France. Conséquences hydrogéologiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 292, II, pp. 1313-1318.

BADOUX H. (1954) - Un exemple de développement de quartz authigènes dans les Flyschs préalpins. *Bull. Lab. Géol. et Mus. géol. Univ. Lausanne*, 108, pp. 1-8.

BARBIN V. et DECROUEZ D. (1987) - Le genre *Chapmanina* (Foraminifère) : état des connaissances et distribution géographique. *Arch. Sc. Genève*, 40/2, pp. 207-224.

BERTRAND J. (1970) - Etude pétrographique des ophiolites et des granites des Gets (Haute-Savoie, France). *Arch. Sc. Genève*, 23, pp. 279-542.

BLONDEL T. et SCHROEDER R. (1986) - Jura méridional. Excursion à la Montagne du Vuache (Haute-Savoie). Fort l'Ecluse (Ain, France). Livret-guide Excursion 1, Congrès Benthos'86. *Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève*, sér. Guide géol., 5, pp. 6-55.

BOCQUET F. (1983) - Approche de la géomorphologie de la partie nord de la chaîne des Aravis. Mém. Maîtrise, Inst. Géogr. Alpine, Univ. Grenoble, 167 p.

BORREGUERO M. (1983) - Etude hydrogéologique de la vallée du Fier entre Thônes et Dingy-Saint-Clair (Haute-Savoie). Mém. Lic. Sci. Terre, Centre Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel (inédit).

BOUCHET C. (1983) - Contribution à la connaissance de l'hydrogéologie de la partie méridionale du Salève (Haute-Savoie). Mém. D.E.A. hydrogéol., Univ. Montpellier, 66 p. (inédit).

BROENNIMANN P., CHAROLLAIS J., KOEHN-ZANINETTI L. et ROSSET J. (1969) - Découverte de foraminifères du Trias supérieur dans la klippe des Annes (Haute-Savoie). *C.R.S. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, IV, 1, pp. 89-99.

BUETLER H. (1927-28) - Erläuterungen zur geologischen Karte und zu den Profilen der Kette der Vergy und des Rocher de Cluses in Hochsavoyen. *Mitteil. Natur-forsch. Gesell. Schaffhausen*, VII, pp. 73-89.

CARON M., CHAROLLAIS J. et SEPTFONTAINE M. (1970) - Géologie de la partie septentrionale du synclinal du Lindion (Massif des Bornes, Haute-Savoie, France). Etude de la base des "calcaires sublithographiques". *Géol. alpine*, Grenoble, XLVI, pp. 49-65.

CASEY R. (1961) - The stratigraphical Paleontology of the Lower Greensand. *Palaeontology*, 3, pp. 487-621, Londres.

CHAROLLAIS J. (1962) - Recherches stratigraphiques dans l'Est du massif des Bornes (Haute-Savoie). *Arch. Sc. Genève*, 15/4, pp. 631-732.

CHAROLLAIS J. (1980) - Itinéraire géologique : Genève - Saint-Jean-de-Sixt. In: France géologique, Grands itinéraires, guides géologiques régionaux. Ed. Masson, Paris, pp. 125-129.

CHAROLLAIS J., ARNAUD-VANNEAU A., BUSNARDO R., CLAVEL B., DONZE P., FAUCONNIER D., MANIVIT H., OERTLI H.-J., SEPTFONTAINE M., STEINHAUSER N., STRASSER A. (1981) - Livret-guide de la réunion en Haute-Savoie, 25-27 mai 1981. Groupe français du Crétacé. *Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève*, sér. Guide géol., 1, 169 p.

CHAROLLAIS J., BROENNIMANN P. ET NEUMANN M. (1965) - Deuxième note sur les foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Signification stratigraphique et extension géographique de *Sabaudia minuta* (Hofker). *Arch. Sc. Genève*, XVIII/3, pp. 624-642.

CHAROLLAIS J., CLAVEL B., BUSNARDO R., MAURICE B. (1988) - L'Hauterivien du Jura du Bassin genevois *Mém. Soc. neuchât. Sc. nat.*, XI (à paraître).

CHAROLLAIS J., CLAVEL B., SCHROEDER R. (1986) - Migration de la plate-forme urgonienne dans les chaînes subalpines de Haute-Savoie. Livret-guide Excursion 1, Congrès Benthos'86. *Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève*, sér. Guide géol., 5, pp. 57-65.

CHAROLLAIS J., CLAVEL B., SCHROEDER R. (1986) - Passage des calcaires hémipélagiques (Hauterivien supérieur) aux calcaires urgoniens (Barrémien inférieur) : bois des Etroits ; gorges du Borne. Vire à orbitolines de la Montagne de Veyrier : Aptien inférieur (Bédoulien). Livret-guide Excursion 1, Congrès Benthos'86. *Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève*, sér. Guide géol., 5, pp. 93-104.

CHAROLLAIS J., CLAVEL B., SCHROEDER R., STRASSER A. (1986) - Description des formations de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur du flanc septentrional de l'anticlinal du plateau d'Andey. Livret-guide Excursion 1, Congrès Benthos'86. *Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève*, sér. Guide géol., 5, pp. 64-82.

CHAROLLAIS J., CONRAD M.-A., SCHROEDER R., THIEULOY J.-P. (1969) - Sur deux gisements de Céphalopodes du Barrémien inférieur aux Aravis et dans les Bauges. *C.R.S. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 4/3, pp. 179-182.

CHAROLLAIS J., GINET C., HUGUENEY M. et MUELLER J.-P. (1981) - Sur la présence de dents de mammifères à la base et dans la partie supérieure de la Molasse rouge du plateau des Bornes (Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.*, 74/1, pp. 37-51.

CHAROLLAIS J., HOCHULI P., OERTLI H.-J., PERCH-NIELSEN K., TOUMARKINE M., ROEGL F. et PAIRIS J.-L. (1980) - Les Marnes à foraminifères et les Schistes à *Meletta* des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.*, 73/1, pp. 9-69.

CHAROLLAIS J., JAN DU CHENE R., LOMBARD A., VAN STUIJVENBERG J. (1975) - Contribution à l'étude des flyschs des environs de Bonneville (Haute-Savoie, France). *Géol. alpine*, Grenoble, 51, p. 25-34.

CHAROLLAIS J. et JAQUET J.-M. (1984) - Geological traverse along the Arve valley between Geneva and Chamonix. Field trip 4, Am. Ass. Petr. geol., 19.07.1984, Genève, 57 p.

CHAROLLAIS J. et LIERMIER M. (1967) - Sur la découverte d'une "fenêtre" dans le massif des Bornes (Haute-Savoie, France). *C.R.S. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, n.s., 2/1, p. 107.

CHAROLLAIS J. et LOMBARD A. (1966) - Stratigraphie comparée du Jura et des chaînes subalpines aux environs de Genève. *Arch. Sc. Genève*, 19, pp. 49-81.

CHAROLLAIS J., MOULLADE M., OERTLI H.-J. et PORTHAULT B. (1971) - Foraminifères et ostracodes de l'Albien inférieur dans le "Gault" basal du massif des Bornes (Haute-Savoie). *Trav. Lab. Fac. Sci. Grenoble*, 47, pp. 133-139, Grenoble.

CHAROLLAIS J., PAIRIS J.-L. et ROSSET J. (1977) - Compte rendu de l'excursion de la Société géologique suisse en Haute-Savoie (France) du 10 au 12 octobre 1976. *Eclogae geol. Helv.*, 70/1, pp. 253-285.

CHAROLLAIS J. et ROSSET J. (1965) - Observations sur les séries marnomicacées du synclinal du Reposoir (Haute-Savoie). *Bull. Soc. géol. France*, (7) VII, pp. 64-79.

CHAROLLAIS J., ROSSET J., BUSNARDO R., MANIVIT H., REMANE J. (1981) - Stratigraphie du Crétacé en relation avec les formations qui l'encadrent dans l'unité de Nantbellet (= nappe inférieure *sensu lato sensu* de la klippe de Sulens). Haute-Savoie, France. *Géol. alpine*, 57, pp. 15-91.

CHAROLLAIS J., ROSSET J., TOUMARKINE M., MANIVIT H., CHATEAUNEUF J.-J. et SCHAUB H. (1976) - Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.*, 69/2, p. 359-402.

CHAROLLAIS J., VILLOUTREYS O. de et DAVAUD E. (1978) - Note préliminaire sur le "Gault helvétique" des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). *Géol. méditerran.*, 5, p. 55-64, Marseille.

CHAROLLAIS J., WELLHAEUSER F. (1962) - Contribution à l'étude des Marnes à foraminifères des chaînes subalpines (Haute-Savoie, France). *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing.*, 29/76, pp. 21-38.

CLAVEL B., BUSNARDO R. et CHAROLLAIS J. (1986) - Chronologie de la mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors (France). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 302, II, 8, pp. 583-586.

CLAVEL B. et CHAROLLAIS J. (1988) - Biostratigraphie de l'Hauterivien du Jura méridional. *Mém. Soc. neuchât. Sc. nat.* XI (à paraître).

CLAVEL B. et CHAROLLAIS J. (1988) - Corrélation des formations hauteriviennes du Jura méridional au Jura neuchâtelois. *Mém. Soc. neuchât. Sc. nat.* XI (à paraître).

CLAVEL B., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R. (1987) - Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura au Vercors. *Eclogae geol. Helv.*, 80/1, pp. 59-68.

CLAVEL B., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R. et LE HÉGARAT G. (1986) - Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. *Eclogae geol. Helv.*, 79/2, pp. 319-341.

COLLET L.-W. et PARÉJAS E. (1934) - Contribution à l'étude du Tertiaire du Salève. N° 1 : Les environs de Mornex. *C.R. S. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 51/2, pp. 171-174.

COLLET L.-W. et PARÉJAS E. (1936) - Contribution à l'étude du Tertiaire du Salève. N° 2 : La région comprise entre les Esserts et les Ussets. *C.R. S. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 53/2, pp. 95-98.

COLLET L.-W. et PARÉJAS E. (1936) - Contribution à l'étude du Tertiaire du Salève. N° 3 : Vue d'ensemble. *C.R. S. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 53/2, pp. 98-101.

CONSEIL GÉNÉRAL DE LA HAUTE-SAVOIE (1982) - L'alimentation en eau potable du département de la Haute-Savoie. 31 p.

CONRAD M.-A. (1969) - Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. *Eclogae geol. Helv.*, 62/1, pp. 1-79.

CONRAD M.-A. et DUCLOZ C. (1977) - Nouvelles observations sur l'Urgonien et le Sidérolithique du Salève. *Eclogae geol. Helv.*, 70/1, pp. 127-141.

DECROUEZ D. (1978) - Présence de *Silvestriella tetraedra* (Foraminifère) dans l'Eocène supérieur du Monte Baldo (Italie septentrionale). *Note Lab. Pal. Univ. Genève*, 11, pp. 101-105.

DELAMETTE M. (1981) - Sur la découverte de stromatolites circalittoraux dans la partie moyenne du Crétacé nord-subalpin (Alpes occidentales françaises). *C.R. Acad. Sci., Paris, D*, 291, pp. 761-764.

DELAMETTE M. (1982) - Le "Gault" du gisement fossilifère dit du Mont Saxonnet. Historique, localisation et interprétation. *Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève*, sér. Guide géol., 3, pp. 35-38.

DELAMETTE M. (1986) - L'évolution du domaine helvétique (entre Bauges et Morcles) de l'Aptien supérieur au Turonien, séries condensées, phosphorites et circulations océaniques (Alpes occidentales franco-suissees). Thèse, Univ. Genève, 2237 ; *Publ. Dept. géol. Pal. Univ. Genève*, 5, (à paraître).

DELAMETTE M., TERMIER H. et TERMIER G. (1983) - Présence de l'*Heterastriidae Parkeria* Carpenter 1870 (*Hydrozoa milleporina*) dans le Cénomarien de Haute-Savoie. *C.R. Acad. Sci., Paris, II*, 296, pp. 1351-1354.

DELAMETTE M. et WALTER B. (1984) - Les faunes de bryozoaires de l'Aptien supérieur et de l'Albien en Haute-Savoie et dans l'Ain. *Rev. Paléobiol.*, 3, pp. 27-51.

DELEAU P. (1964) - Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire et post-glaciaire dans la région d'Annecy. *C.R. som. Soc. géol. France*, 9, pp. 397-398.

DELEAU P. (1969a) - Jeunesse du relief et stades du Glaciaire local dans la région d'Annecy. *C.R. som. Soc. géol. France*, 6, p. 188.

DELEAU P. (1969b) - Etude morphologique de la dépression molassique au Nord d'Annecy. *Ann. Centre Enseig. sup. Chambéry*, 7, pp. 31-51.

DELEAU P. (1973) - Le glaciaire et les terrasses du bassin de l'Arve dans la région de la Roche-sur-Foron (feuille Annecy - Bonneville). *C.R. som. Soc. géol. France*, 3, pp. 90-92.

DELEAU P. (1974) - Essai sur la formation et l'évolution du lac d'Annecy. Jalonnement du glacier Beaufort-Roseland vers Annecy. *Rev. Géog. alpine*, Grenoble, LXII, 3, pp. 381-393.

DE LOS COBOS G. (1983) - Etude hydrologique et hydrogéologique du Petit et du Grand Salève (Haute-Savoie). *Dipl. Sci. Terre, Univ. Genève* (inédit).

DÉTRAZ H., CHAROLLAIS J. et REMANE J. (1987) - Le Jurassique supérieur - Valanginien des chaînes subalpines septentrionales (massifs des Bornes et de Platé, Haute-Savoie ; Alpes occidentales) : Analyse des résédimentations, architecture du bassin et influences des bordures. *Eclogae geol. Helv.*, 80/1, pp. 69-108.

DÉTRAZ H., MUELLER A., MUELLER D., VILLARS F. (1986) - Etude préliminaire de la stratigraphie et de la sédimentologie de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie, France ; domaine delphino-helvétique). *Arch. Sc. Genève*, 39/3, pp. 365-376.

DIRECTION DÉPARTEMENTALE DE L'AGRICULTURE ET DE LA FORÊT DE HAUTE-SAVOIE (1984) - Réseau d'observations hydrométriques en Haute-Savoie. 9 p.

DONDEY D. (1961) - Précisions sur la paléogéographie du flanc occidental du synclinal de Thônes au Crétacé moyen et supérieur (Haute-Savoie). *Bull. Soc. géol. France*, 3/1, pp. 33-39.

DOUXAMI H. et DESCHAMPS J. (1905) - La Molasse de Bonneville et ses fossiles. *Rev. savoisienne*, pp. 167-184.

DOUXAMI H. et DESCHAMPS J. (1905) - Végétaux fossiles de la Molasse de Bonneville (Haute-Savoie). *Bull. Soc. géol. France*, 4/V, pp. 776-799.

DUCLOZ C. (1981) - Observations géologiques aux sources de l'Allondon. *C.R. S. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 15/2, pp. 167-178.

DUCLOZ C. (1983) - Les croûtes calcaires des environs de Genève. Comparaisons avec les encroûtements du Jura oriental, de l'Allemagne méridionale et du Sud-Est de la France. *Arch. Sc. Genève*, 36/2, pp. 265-289.

ESPITALIÉ J. (1985) - La pyrolyse Rock-Eval et ses applications, deuxième partie. *Rev. IFP*, 40/6, pp. 755-784.

ESPITALIÉ J. (1986) - La pyrolyse Rock-Eval et ses applications troisième partie. *Rev. IFP*, 41/1, pp. 73-89.

ESPITALIÉ J., DEROO G. et MARQUIS F. (1985) - La pyrolyse Rock-Eval et ses applications, première partie. *Rev. IFP*, 40/5, pp. 563-579.

FAVRE A. (1867) - Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. 3 vol. et Atlas, Paris, Genève.

FONTIGNIE D. (1980) - Géochronologie potassium-argon : études théoriques et applications à des matériaux de flyschs des Alpes occidentales. Thèse 1966, Genève, 291 p.

GARCIA A. (1985) - Compte rendu d'exploration en 1984 du massif du Parmelan. *Spéléalpes* (Bull. Com. Dép. Spél. Haute-Savoie), 8, pp. 6-18.

GINET C. et MUELLER J.-P. (1976) - Diplôme flysch-molasse (plateau des Bornes, Haute-Savoie). Dipl. Départ. Géol. Pal. Univ. Genève, 89 p., inédit.

GRIMSDALE T.-F., VAN MORKHOVEN F.-P. (1955) - The ratio between pelagic and benthonic foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks. 4th World Petr. Congr., sect. I/D, 4.

JAYET A. (1926) - Sur un gisement albien de la Montagne de Veyrier, près d'Annecy (Haute-Savoie, France). *C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 43, pp. 59-63.

JAYET A. (1964) - Notice explicative de la feuille 1281 Coppet. Atlas géol. Suisse, 1/25 000, Berne, 30 p.

JAYET A. (1966) - Résumé de Géologie glaciaire régional. Genève, 56 p.

JAYET A. (1968) - Démonstration de l'âge wurmien de l'erratique élevé du Salève entre 1 000 m et 1 300 m (Haute-Savoie, France). *C.R. S. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, n.s., 2/1, pp. 24-34.

JAYET A. et BUETLER H. (1926) - Sur la stratigraphie du Crétacé moyen du Genevois (Haute-Savoie). *C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 43, pp. 152-155.

JENKYNS H., SARTI M., MASETTI D. et HOWARTH M. (1985) - Ammonites and stratigraphy of Lower Jurassic black shales and pelagic limestones from the Belluno Trough, Southern Alps, Italy. *Eclogae geol. Helv.*, 78/2, pp. 299-311.

JOUKOWSKY E. et FAVRE J. (1913) - Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute-Savoie, France). *Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 37/4, pp. 295-523.

KARNAY G. (1980) - Etude géologique des formations tertiaires et quaternaires de la région d'Annemasse (Haute-Savoie). Thèse, Orléans, 161 p.

KINDLER P. (1988) - Géologie des wildflyshs entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). Thèse Univ. Genève ; *Publ. Dept. géol. Pal. Univ. Genève*, 7 (à paraître).

KUEBLER B., PITTION J.-L., HEROUX Y., CHAROLLAIS J. et WEIDMANN M. (1979) - Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la molasse et des nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute-Savoie). *Eclogae geol. Helv.*, 72/2, pp. 347-373.

LATELTIN O. et MUELLER D. (1987) - Evolution paléogéographique du bassin des Grès de Taveyannaz dans les Aravis (Haute-Savoie) à la fin du Paléogène. *Eclogae geol. Helv.*, 80/1, pp. 127-140.

LEPILLER M. et TALOUR B. (1980) - Différenciation thermique et chimique des eaux dans un système aquifère très karstifié à alimentation essentiellement météorique (système de la Diau, Alpes françaises du nord). *C.R. 105ème Congr. Nation. Soc. Sav., Caen, Sci., II*, pp. 95-109.

LEPILLER M. (1980) - Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires. Etude de quelques systèmes karstiques du massif du Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie, Haute-Savoie, France). Thèse, Univ. Grenoble, 431 p.

LEPILLER M. et MONDAIN P.-H. (1986) - Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique. Mise en oeuvre et interprétation. *Hydrogéologie*, 1, pp. 33-52.

LEPILLER M., MONDAIN P.-H. et CARDIN P. (1987) - Les recherches en hydrogéologie karstique menées depuis 10 ans dans les massifs subalpins septentrionaux par le laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Orléans (France). *Bull. Centre d'Hydrogéol. Neuchâtel* (à paraître).

LISMONDE B. (1983) - Le réseau de la Diau. *Karstologia*, pp. 9-18.

LOMBARD A. (1985) - Failles et diaclases suivant quelques vallées transversales alpines (Suisse et France voisine). Essai d'interprétation morphotectonique. *Arch. Sci. Genève*, 38/2, pp. 143-176.

LOMBARD A. et CHAROLLAIS J. (1965) - La flexure du Salève-les Bornes et son influence sur la paléosédimentologie régionale. *Geol. Rundschau*, 55, pp. 542-548.

MAILLARD G. (1889) - Note sur la géologie des environs d'Annecy, la Roche, Bonneville et de la région comprise entre le Buet et Sallanches (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. France*, 1/6, pp. 1-63.

MARTINI E. (1971) - Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proc. II, Plankt. Conf., Roma, II, pp. 739-785.

MARTINI J. (1962) - Note sur le Tertiaire des environs de Mornex (Haute-Savoie). *Arch. Sc. Genève*, 15/3, pp. 619-626.

MARTINI J. (1962) - Les phénomènes karstiques de la chaîne du Salève (Haute-Savoie). *Les Boueux*, Bull. Sect. Genève, Soc. suisse Spéléol., 1/1, pp. 3-9.

MARTINI J. (1967) - Les phénomènes karstiques de la région genevoise : Essai de reconstitution chronologique. Actes 3ème Congr. Nation. Spéléologie, Interlaken, suppl. 3, pp. 51-53.

MARTINI J. (1968) - Etude pétrographique des grès de Taveyenne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Bull. suisse Min. Pétr.*, 48/2, pp. 539-654.

MARTINI J. (1968) - Note sur la migration du géosynclinal subalpin savoyard à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène. *C.R.S. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, n.s., 3/2, pp. 79-89.

MARTINI J. (1968) - Etude de l'Eocène inférieur et moyen des chaînes subalpines savoyardes. *Arch. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 21/1, pp. 37-72.

MARTINI J. (1970) - Contribution à l'étude de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène subalpin de la Savoie. *Arch. Sc. Genève*, 23/1, pp. 197-276.

MASSON M. (1983) - Le karst du Parmelan. Mém. D.E.A. Hydrogéol., Univ. Montpellier, 56 p.

MASSON M. (1985) - Le karst du Parmelan : relations fracturation-karstification. *Karstologia*, 5, pp. 3-8.

MOJON P.-O. (1986) - Etude des charophytes de la coupe du flanc septentrional de l'anticlinal du plateau d'Andey. Livret-guide Excursion n° 1, Congrès Benthos'86. *Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève*, sér. Guide géol., 5, pp. 83-85.

MONDAIN P.-H. (1982) - Etude préliminaire de l'hydrogéologie de la partie occidentale du massif des Bornes entre les vallées du Fier et du Borne. *Mém. D.E.A. Géologie des Ressources et Matériaux Minéraux, Univ. Orléans*, 63 p.

MONDAIN P.-H. (1983) - Le système karstique de Morette (massif des Bornes, Haute-Savoie): Précisions sur ses limites sud-ouest et caractères géochimiques des eaux à l'exutoire. *C.R. Soc. Sav., Sci., I*, pp. 311-326.

MONDAIN P.-H. (1984) - Essais de traçage dans la gorge d'Ablon. *Spéléalpes* (Bull. Com. Dép. Spéléol. Haute-Savoie) 7, pp. 23-28.

MONDAIN P.-H. (1986) - Apports des traçages à la spéléologie. Leur application aux systèmes karstiques des Bornes. *Emergences, Spéléos Rhône-Alpes*, 7, pp. 31-38.

MONTEIL E. (1986) - Etude palynologique sommaire de la coupe du flanc septentrional de l'anticlinal du plateau d'Andey. Livret-guide Excursion n° 1, Congrès Benthos'86. *Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève, Sér. Guide géol.*, 5, pp. 86-88.

MORET L. (1925) - Enquête critique sur les ressources minérales de la Province de Savoie. *Ann. Univ. Grenoble*, II, 1, p. 2. *Bull. Soc. Sc. Dauphiné*, 46, pp. 7-204.

MORET L. (1934) - Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. géol. France, n.s.*, 22, 162 p.

MORET L. (1945) - Les éboulements de terrains en montagnes. Ed. Rev. "Les Alpes", Grenoble, 49 p.

MORET L. et DELEAU P. (1960) - Notes de paléontologie savoisiennne : découvertes d'ammonites dans le Berrias et l'Urgonien des environs d'Annecy (Haute-Savoie). *Trav. Lab. géol. Fac. Sc. Grenoble*, 36, pp. 43-44.

DE MORTILLET G. (1958) - Géologie et minéralogie de la Savoie. *Ann. Chambre roy., Agriculture et Commerce Savoie*, IV, 382 p.

MOUTERDE R. et ROSSET J. (1967) - La nappe supérieure des klippes de Savoie. Stratigraphie du Rhétien et du Lias. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 43, pp. 129-137.

MOUTY M. (1966) - Le Néocomien dans le Jura méridional. Thèse, Univ. Genève, 256 p.

MUTTI E. (1979) - Turbidites et cônes sous-marins profonds. In HOMEWOOD P. (Ed.): *Sédimentation détritique. Cours 3e cycle romand en Sciences de la Terre, Fribourg*, pp. 353-419.

MUTTI E. et RICCI LUCCHI F. (1972) - Le torbiditi del l'Apennino setten-trionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. geol. ital.*, 11, pp. 161-199.

MUTTI E. et RICCI LUCCHI F. (1975) - Turbidite facies and facies associations. 9th Int. Congr. Sediment., Exc. guidebook, field trip A-11, Modena.

NICOUD G. (1981) - Les dépôts pléistocènes du bassin chambérien et du nord-Grésivaudan. Enseignements paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 292, II, pp. 101-104.

PAHUD A. (1985) - La Diau au-delà du siphon Chevalier. *Spéléalpes* (Bull. Comité Dép. Spél. Haute-Savoie) 8, pp. 38-40.

PAIRIS B. (1975) - Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie). Thèse, Grenoble, 151 p.

PAIRIS J.-L. (1976) - Le massif de Platé, in CHAROLLAIS J., PAIRIS J.-L., ROSSET J. : Livret-guide, Soc. géol. suisse, 10-12 oct; 1976, Genève, 94 p.

PAIRIS J.-P., CAMPREDON R., CHAROLLAIS J. et KERCKHOVE C. (1984) - Alpes, Paléogène in DEBRAND-PASSARDS., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.-J. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, France, 125, pp. 410-415.

PAPET M. (1974) - Tanne à la Graille, n° SCA 10. *Scialet* (Bull. Com. Dép. Spél. Isère) 3, pp. 47-48.

PAQUIER V. (1900) - Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. Thèse, Grenoble, 402 p.

PARÉJAS E. (1938) - Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève. *Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul*, (n.s.), 3/2, pp. 1-50.

PETERHANSE E. (1926) - Etude du Lias et des géanticlinaux de la Nappe des "Préalpes médianes" entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy. *Mém. Soc. helv. Sc. nat.*, LXII, 2, pp. 191-340.

PICTET F.-J. et ROUX W. (1848-1852) - Description des mollusques fossiles qui se trouvent dans les grès verts des environs de Genève. *Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 11, pp. 257-412; 12, pp. 22-151; 13, pp. 73-173 et pp. 280-341.

RAMPNOUX J.-P. et CARILLO-MARTINEZ M. (1978) - Le front des chaînes subalpines au niveau du lac d'Annecy. Le problème de la liaison structurale Bauges-Bornes (Haute-Savoie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266, pp. 821-824.

REMANE J. (1960) - Les formations bréchiqes dans le Tithonique du SE de la France. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble*, 36, pp. 75-114.

REMANE J. (1974) - Cours de 3ème cycle en Sciences de la Terre. Paléontologie part. II : Les Calpionelles. Univ. Genève.

RICHARD L. (1973a) - Carte écologique des Alpes au 1/100 000 Annecy. *Doc. cartogr. écol.*, XI, pp. 49-72.

RICHARD L. (1973b) - Carte écologique des Alpes au 1/50 000 Annecy - Ugine. *Doc. cartogr. écol.*, XII, pp. 17-48.

RICHARD L., BACONNAIS G. (1973) - Contribution à l'étude des facteurs climatiques dans l'avant-pays en Haute-Savoie. *Ann. Centre Univ. Savoie*, 1, Sci. Nat., pp. 65-77.

RICOUR J. (1962) - Contribution à une révision du Trias français. *Mém. Serv. Carte géol. France*, 471 p.

RIGASSI D. (1957) - Le Tertiaire de la région genevoise et savoissienne. *Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing.*, 24/66, pp. 19-34.

ROSSET J. (1957) - Description géologique de la Chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. France*, 53/247, pp. 341-487.

ROSSET J., CHAROLLAIS J., GÉRARD G. et LACOSTE M. (1971) - Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du synclinal de Thônes (Haute-Savoie). *Géol. alpine*, Grenoble, XLVII, pp. 223-231.

ROSSET J., CHAROLLAIS J., TOUMARKINE M., MANIVIT H., CHATEAUNEUF J.-J. et SCHAUB H. (1976) - Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.*, 69/2, pp. 359-402.

SAWATZKI G. (1975) - Etude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). Grès de Taveyanne et grès du Val d'Illicz. *Arch. Sc. Genève*, 28/3, pp. 265-368.

SCHARDT H. (1891) - Etude géologique sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura (chaîne du Reculet - Vuache). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, XXVII, pp. 69-158.

SCHARDT H. (1898) - Les régions exotiques du versant N des Alpes suisses. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, 34, pp. 114-219.

SCHOLLE P.A., ARTHUR M.A., EKDALE A.E. (1983) - Pelagic environment in Carbonate Depositional Environments (1983). *A.A.P.G.*, Mém. 33.

SCHROEDER R., CHAROLLAIS J. et CONRAD M.-A. (1968) - Essai de biozoozation au moyen des orbitolinidae dans les calcaires urgoniens de la Haute-Savoie et de l'Ain, France. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 267, D, pp. 390-393.

SEGONZAC G. et CHAROLLAIS J. (1974) - Sur quelques algues calcaires (corallinacées, peyssoneliacées) des calcaires à petites nummulites des chaînes subalpines septentrionales (massif des Bornes, Haute-Savoie, France). *Arch. Sc. Genève*, 27/1, pp. 111-132.

SESIANO J. et MUELLER A. (1983) - Quelques observations d'hydrogéologie au lac de Lessy (Haute-Savoie, France). *Karstologia*, 2, pp. 13-16.

STEINHAUSER N. et LOMBARD A. (1969) - Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). *C.R.S. Soc. Phys. nat. Genève*, n.s., 4/1, pp. 100-113.

STRASSER A. (1987) - Detaillierte Sequenzstratigraphie und ihre Anwendung: Beispiel aus dem Purbeck des schweizerischen und französischen Jura. *Facies* 17, pp. 237-244.

STRASSER A. (1988) - Shallowing-upward sequences in peritidal carbonates of Purbeckian facies (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology*, (35).

STUDER B. (1839) - Mémoire sur la carte géologique des chaînes calcaires et arénacées entre les lacs de Thun et de Lucerne. *Mém. Soc. géol. France*, (1), 3/2, 385 p.

TALOUR B. (1976) - La traversée Tanne du Bel Espoir-Grotte de la Diau (Haute-Savoie). *Spelunca*, 4, pp. 146-148.

TISSOT B. et WELTE D. (1978) - Petroleum formation and occurrence. Springer-Verlag, 538 p.

VERNIORY R. (1960) - Morphologie glaciaire du Môle (Préalpes médianes, Haute-Savoie). *Arch. Sci. Genève*, 13/4, pp. 575-577.

VILLARS F. (1986) - Structure et cinématique des déformations dans la chaîne des Aravis (Zone delphino-helvétique, Haute-Savoie, France): implications régionales. *Géol. alpine*, 62, pp. 107-116.

VUAGNAT M. (1952) - Péetrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nord helvétique. *Mat. Carte géol. suisse*, 97, n.s. 103 p.

VUAGNAT M. (1985) - Les grès de Raveyenne et roches similaires: vestiges d'une activité magmatique tardi-alpine. *Mém. soc. géol. It.* 26, pp. 39-53.

WEIDMANN M. (1971) - Cargneule ou Cornieule? *Eclogae geol. Helv.*, 64/1, pp. 47-51.

WEIDMANN M. (1984) - Le Sidérolithique et la Molasse basale d'Orbe (VD). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, 366/77, pp. 135-141.

WEIDMANN M., HOMEWOOD P. et FASEL J.-M. (1982) - Sur les terrains subalpins et le Wildflysch entre Bulle et Montreux. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, 362/76, pp. 151-183.

### Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Annecy* (160bis): - 1ère éd. (1894) par M. Bertrand, E. Renevier, E. Haug, G. Maillard, A. Michel-Lévy, M. Lugeon.  
- 2ème éd. (1930) par L. Moret, P. Corbin, N. Oulianoff, L.-W. Collet, R. Perret et E. Paréjas.  
- 3ème éd. (1969) par R. Barbier, J. Charollais, D. Dondey, L. Feugueur, E. Gagnebin, J. Goguel, A. Lombard, J. Ricour, A. Lillie, J.-W. Schroeder, J. Rosset, D. Schneegans.

### Carte géologique de la France à 1/250 000

Feuille *Annecy* (30), 1980, par J. Debelmas et G. Monjuvent.

### Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *Lyon*, 1979, coordination par A. Emberger et J. Méloux.

## DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux.

Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional Rhône-Alpes, 29 boulevard du 11 novembre, BP 6083, 69604 Villeurbanne Cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

## AUTEURS DE LA NOTICE

Stratigraphie par Jean CHAROLLAIS<sup>(1)</sup>, Robert BUSNARDO<sup>(2)</sup>, Bernard CLAVEL<sup>(2)</sup>, Danielle DECROUEZ<sup>(3)</sup>, Michel DELAMETTE<sup>(1)</sup>, Fernand JACQUEMOUD<sup>(4)</sup>, Jean ROSSET<sup>(5)</sup>, François VILLARS.

Tectonique par J. CHAROLLAIS.

Hydrogéologie par Michel CARDIN<sup>(6)</sup>, Michel LEPILLER<sup>(6)</sup>, Paul-Henri MONDAIN<sup>(6)</sup>.

Ressources économiques — Matériaux utiles. Aménagement du territoire par J. CHAROLLAIS, Georges GORIN<sup>(1)</sup>.

Coordination des textes par J. CHAROLLAIS.

### Note du coordinateur

La notice explicative de la feuille Annecy — Bonneville présente de nombreux résultats inédits dus à des recherches soutenues, en partie, financièrement par le *Fonds national suisse de la Recherche scientifique* (requêtes : "Etude micropaléontologique et stratigraphique des régions lémanique et savoyarde") et coordonnées avec les chercheurs du Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève, l'école de Paléontologie de l'Université de Lyon et le Laboratoire de Micropaléontologie du BRGM. En outre, les auteurs de la notice ont bénéficié de l'appui logistique du Muséum d'Histoire naturelle de Genève.

### Erratum

La teinte g<sub>2</sub> (flysch indifférencié) a été omise sur la carte en un point situé à 800 m environ au sud-Ouest de Nant-Sec, dans le ruisseau de Bunant, et indiqué par le notation g<sub>2</sub>. Ce flysch correspond à la série chevauchée par le massif de Parmelan.

(1) Département de Géologie et Paléontologie - Université de Genève - 13, rue des Maraichers - CH - 1211 Genève 4.

(2) Département des Sciences de la Terre - Université Claude-Bernard, Lyon - 15-43, bd du 11 Novembre - F - 69622 Villeurbanne.

(3) Département de Géologie et Paléontologie - Muséum d'Histoire naturelle de Genève - Route de Malagnou 1 - CH - 1211 Genève 6.

(4) Conservatoire de Botanique - 1, ch. Impératrice - CH 1292 Chambésy.

(5) Facultés catholiques de Lyon - 25, rue du Plat - F - 69002 Lyon.

(6) Laboratoire d'Hydrogéologie - Université d'Orléans - UFR Sciences - Rue de Chartres - BP 6759 - F - 45067 Orléans.