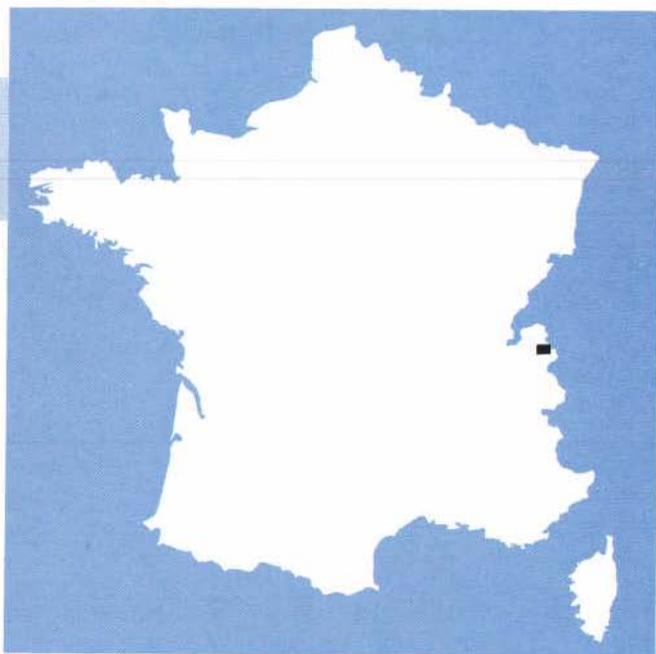


# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000



## CLUSES

# CLUSES

par

J.L. PAIRIS,  
J. BELLIERE, J. ROSSET

La carte géologique à 1/50 000  
CLUSES est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :  
à l'ouest : ANNECY (N° 160 bis)  
à l'est : VALLORCINE-MONT-BLANC (N° 160 ter)

Annemasse	Samoëns	
	Pas-de-Morgins	
Annecy Bonneville	CLUSES	Chamonix
Annecy Ugine	S'-Gervais les-Bains	Mont-Blanc



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 – 45080 Orléans Cedex 2 – France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
CLUSES À 1/50 000**

**par**

**J.L. PAIRIS  
J. BELLÈRE, J. ROSSET**

**1992**

**Références bibliographiques.** Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : PAIRIS J.L., PAIRIS B., BELLIÈRE J., ROSSET J., DÉTRAZ H., MULLER A., MULLER D., VILLARS F., MENNESSIER G., CHAROLLAIS J., KINDLER P., PIERRE X., USELLE J.P. (1992) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Cluses** - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par PAIRIS J.L., BELLIÈRE J., ROSSET J. (1992), 89 p.

– *pour la notice* : PAIRIS J.L., BELLIÈRE J., ROSSET J. (1992) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Cluses** – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 89 p. Carte géologique par PAIRIS J.L., PAIRIS B., BELLIÈRE J., ROSSET J., DÉTRAZ H., MULLER A., MULLER D., VILLARS F., MENNESSIER G., CHAROLLAIS J., KINDLER P., PIERRE X., USELLE J.P. (1992).

© BRGM, 1992. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1679-5

## SOMMAIRE

	Pages
<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>APERÇU STRUCTURAL</i>	6
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE SUCCINCTE</i>	7
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>19</b>
<i>SOCLE ANTÉALPIN</i>	19
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES DU CYCLE ALPIN</i>	23
<b>Zone externe</b>	<b>24</b>
<i>Domaine des Aiguilles-Rouges             et cirque du Fer-à-Cheval</i>	24
<i>Terrains subalpins</i>	26
<b>Zone interne : domaine subbriançonnais (klippe des Annes)</b>	<b>56</b>
<i>TERRAINS QUATERNAIRES</i>	58
<b>TECTONIQUE</b>	<b>59</b>
<i>MASSIF DES AIGUILLES-ROUGES</i>	59
<i>MASSIFS SUBALPINS</i>	61
<i>KLIPPE DES ANNES</i>	67
<b>MÉTAMORPHISME DE LA SÉRIE DELPHINO-HELVÉTIQUE</b>	<b>67</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>72</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	72
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	74
<b>STABILITÉ DES TERRAINS</b>	<b>76</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>76</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	76
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	77
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	83
<b>AUTEURS</b>	<b>83</b>
<b>ANNEXE 1 : TABLEAU DE CORRESPONDANCE DES NOTATIONS DU CRÉTACÉ</b>	<b>84</b>
<b>ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</b>	<b>85</b>

## INTRODUCTION

### *APERÇU GÉOGRAPHIQUE*

Le territoire de la feuille Cluses (fig. 1, pages 12 et 13) s'étend dans les Alpes septentrionales, sur le revers occidental des massifs cristallins externes (massif des Aiguilles-Rouges et son satellite, le petit massif du Prarion) ainsi que sur les massifs subalpins septentrionaux de Platé (tout entier couvert par la feuille), des Aravis, des Bornes et du Haut-Giffre qui n'y entrent que partiellement. Au Sud-Ouest et au Nord-Est, la carte géologique a été prolongée en dehors de la feuille Cluses proprement dite :

— sur le territoire de la feuille Annecy-Bonneville, pour figurer sur une coupure unique la totalité de la klippe des Annes afin d'en donner une vue globale ;

— sur la feuille Chamonix — comme le fait le 1/50 000 topographique de l'Institut géographique national — pour englober le cirque du Fer-à-Cheval et faire apparaître l'affleurement de terrains cristallins qu'on y rencontre.

La feuille Cluses est parcourue, de son angle sud-est à son angle nord-ouest, par le cours sinueux de l'Arve. La vallée de cette rivière, d'aval en amont, depuis le plateau savoyard et la dépression de Genève, donne accès au sillon de Chamonix et ses échappées vers l'Italie par le tunnel du mont Blanc, ou vers la Suisse et la vallée du Rhône valaisan par le col des Montets. Du Sud-Est au Nord-Ouest, elle est profondément encaissée d'abord, séparant le massif des Aiguilles-Rouges proprement dit à l'Est du petit massif du Prarion ; très élargie ensuite jusqu'à Sallanches, la vallée de l'Arve sépare le massif de Platé (au Nord-Est) des contreforts orientaux des Aravis ; au-delà, encaissée à nouveau jusqu'à Cluses, elle sépare Platé des retombées occidentales des Aravis puis des Bornes internes. Enfin, au Nord-Ouest de la feuille, avec sa large vallée qui court de l'agglomération de Cluses vers Bonneville, l'Arve isole les Bornes externes des collines du Faucigny.

Le Nord-Est de la feuille Cluses est traversé par la vallée du Giffre. Cette vallée, avec le Giffre-Haut et son affluent le torrent d'Anterne d'abord, puis, après le confluent du Giffre-Bas, le Giffre proprement dit, sépare le massif de Platé à l'Ouest de celui du Haut-Giffre qui occupe le coin nord-est de la feuille.

Les altitudes s'abaissent assez régulièrement de l'ESE vers l'WNW dans les divers massifs ainsi que d'un massif à l'autre. En partant des crêtes des Aiguilles-Rouges qui frisent les 3 000 m d'altitude au-dessus de la vallée de Chamonix, on se retrouve, dans le Nord du massif de Platé, avec des points à 1 600 m et moins qui dominent la vallée du Giffre. De même, depuis les Aravis, qui du col des Aravis à la pointe Percée présentent une succession de sommets avoisinant 2 700 m d'altitude, on tombe, dans les Bornes, sur une cascade de chaînons puis de collines qui s'ennoient sous la plaine alluviale de l'Arve (cotes 480-460).

Le tracé des cours d'eau, la plupart du temps en tronçons successifs de directions différentes, trahit un contrôle structural marqué. Par ailleurs, les vallées ont subi un puissant modelé glaciaire du fait des altitudes des massifs

orientaux et de la proximité du vaste réservoir du mont Blanc. En témoignent la raideur des versants, la présence d'ombilics ou de zones de surcreusement dans la vallée du Giffre, entre Taninges et Perret, aux abords de Sixt, dans les cirques du Fer-à-Cheval et des Fonts, comme dans la vallée de l'Arve entre Sallanches et Chedde.

À partir de ce dernier ombilic se détachait une langue glaciaire qui, au-delà du seuil de diffuence de Megève, en s'avancant vers le Sud-Ouest en direction du glacier de l'Isère, a creusé en coup de gouge le haut val d'Arly, intégrant de la sorte une partie du Sud de la feuille Cluses dans le Sillon alpin. Ce dernier est une dépression marquée, installée dans les terrains tendres qui flanquent la retombée occidentale de l'axe du Cristallin externe des Alpes du Nord. Du Sud-Ouest au Nord-Est, depuis Grenoble d'abord et le Grésivaudan, puis Albertville et la vallée de l'Arly et passé le seuil de diffuence de Megève, ce Sillon alpin peut être suivi jusqu'au col de Moëde où il se ferme totalement. Sur la feuille Cluses, il est coupé transversalement par la vallée de l'Arve qui l'entaille profondément : il est ainsi drainé vers le Nord-Est à partir des abords nord de Mégève (feuille Saint-Gervais), par le torrent d'Arbon, et en rive droite de l'Arve vers le Sud-Ouest, par le torrent du Souay.

La dépression du Sillon alpin est appuyée au Nord-Ouest contre les massifs subalpins qui la dominent par un escarpement souvent élevé ou « bord subalpin ». On suit très bien cet élément morphologique depuis Grenoble où il est constitué par le Tithonique ; sur la feuille Cluses, ce sont l'Hauterivien puis l'Urgonien qui le forment, à l'Ouest, dans les Aravis. Dès la coupure de l'Arve, dans le massif de Platé, le couronnement de ce rebord est constitué pratiquement partout par les formations du Tertiaire.

### *APERÇU STRUCTURAL*

Les terrains sédimentaires qui affleurent sur la feuille Cluses constituent, pour l'essentiel, les massifs subalpins septentrionaux (zone alpine externe). Ces derniers sont plaqués tectoniquement sur la retombée occidentale des Aiguilles-Rouges. L'ensemble des séries montre à l'affleurement les termes les plus anciens au Sud-Est et les plus récents au Nord-Ouest, du fait d'un pendage général des couches subalpines en direction du plateau savoyard où elles s'ennoyent sous les molasses paléogènes et néogènes.

Structuralement, on peut distinguer sur la feuille Cluses, du SE au NW :

– **la zone de Chamonix** où se situent des terrains sédimentaires, d'ailleurs profondément entaillés par l'érosion, qui séparent les massifs du Mont-Blanc au Sud-Est et des Aiguilles-Rouges au Nord-Ouest. Cette zone n'apparaît qu'à l'extrême Sud-Est, dans l'angle de la feuille ; les terrains sédimentaires y sont masqués par le recouvrement quaternaire de la vallée de l'Arve dans le secteur de Monquart (près Les Houches) ;

– **l'axe cristallin externe**, constitué par le massif des Aiguilles-Rouges et son prolongement du Prarion. Il représente de fait, pour l'essentiel, le socle antétriasique de la région. Le Cristallin en forme l'ossature mais, dès la retombée occidentale du Brévent et de l'aiguille de Pormenaz, et surtout

dans le Nord du Prarion, le Carbonifère y est largement impliqué. Ces massifs présentent une couverture mésozoïque adhérente d'épaisseur réduite ;

– **la zone subalpine**, qui occupe la majeure partie de la feuille. Elle est appuyée sur les Aiguilles-Rouges et leur couverture par un contact anormal important assimilé en général à la surface de chevauchement de la nappe de Morcles (en Suisse) qui, pour nombre d'auteurs, se prolongerait en France.

Les axes des plis des massifs qui constituent la zone subalpine sont N 50 ou, plus rarement N 20-30, et alors parallèles à la direction du front du Cristallin externe. Les énormes rouleaux des grands anticlinaux à ossature urgonienne, ou à un degré moindre ceux à ossature tithonique, que l'on y rencontre, le montrent bien. Il faut souligner aussi le cylindrisme des structures subalpines, que l'on peut suivre parfois, depuis le Haut-Giffre à travers le massif de Platé, jusque dans les Aravis.

Du fait du pendage d'ensemble des séries, les barres calcaires mésozoïques qui constituent l'ossature des reliefs du côté interne disparaissent vers le Nord-Ouest sous le recouvrement du Tertiaire. Ce dernier forme un revêtement pratiquement continu sur les hauteurs du massif de Platé et finit par atteindre la plaine de l'Arve avec la « Formation olistolitique » qui le couronne. À l'Ouest de l'Arve, il est cantonné dans la grande structure synclinale de Thônes qui sépare les Aravis des Bornes et, plus au Nord-Ouest, dans les petits synclinaux des Bornes coincés entre les chaînons à carapace urgonienne ;

– **les unités charriées sur le Subalpin** correspondent à un olistostrome décollé dans le Sud du massif de Platé, et à la klippe des Annes à matériel subbriançonnais, hébergée dans le synclinal de Thônes.

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE SUCCINCTE

L'histoire de la région (fig. 2) présente deux volets principaux à séparation nettement tranchée, avec une période alpine, de loin la mieux connue et une période préalpine qui, aujourd'hui, commence à être largement débrouillée.

### Histoire préalpine

Les formations les plus anciennes qui affleurent dans les limites de la feuille Cluses sont constituées par les roches cristallines des massifs des Aiguilles-Rouges et du Prarion. Ce sont des micaschistes et des gneiss, éventuellement migmatitiques. Ces roches ont été élaborées par une suite complexe d'événements tectono-métamorphiques d'âge probablement calédonien, dont le détail sera donné plus loin.

Sur le soubassement cristallin ainsi élaboré s'est alors déposée en discordance une série volcano-sédimentaire d'âge dinantien, que les mouvements hercyniens (phase sudète) ont ensuite fortement écrasée et transformée en schistes et phyllades. Ces formations ne sont représentées que dans la partie sud-ouest du massif des Aiguilles-Rouges, c'est-à-dire précisément sur la feuille Cluses.

Plus tard, au Westphalien supérieur, la région a subi une phase distensive, entraînant l'apparition de petits grabens localisés, encadrés par des zones de reliefs. L'érosion de ces dernières a fourni des matériaux qui se sont accumulés dans les dépressions ; il s'agit de sédiments immatures, d'âge westphalien D à permien, déposés rapidement après une érosion sans altération et un transport réduit. Les petits bassins intramontagneux ainsi constitués ont ensuite été fortement resserrés et transformés en synclinaux plus ou moins écrasés par les mouvements tardi-hercyniens (phase saalienne). Il est remarquable que la déformation inhérente à cette dernière phase hercynienne ait été localisée à l'emplacement des grabens et ait donc laissé intact le reste du socle. Il en est de même d'ailleurs pour la déformation de la phase sudète mentionnée plus haut.

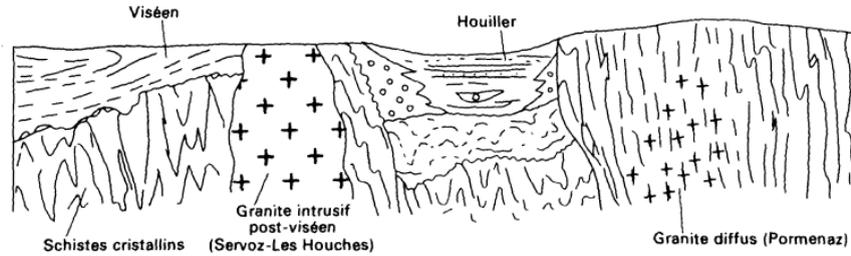
L'histoire préalpine de la région se termine, comme partout en Europe, par une pénéplanation générale (fig. 2a).

### **Histoire alpine**

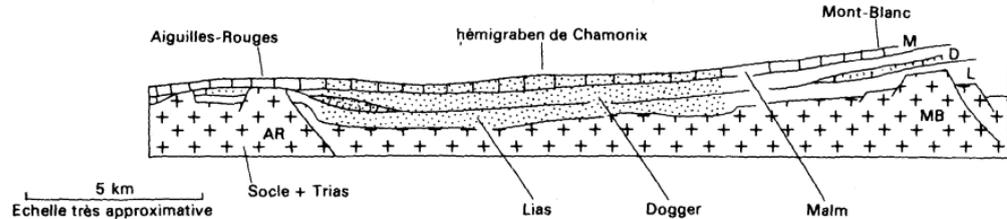
#### **De la transgression triasique à l'émersion paléocène**

Le modèle géodynamique actuellement retenu pour la formation des Alpes occidentales comporte trois stades principaux. Le premier, du Trias au début du Crétacé supérieur, est marqué d'abord par une distension de la croûte continentale qui s'opère dans le cadre de la fragmentation en plusieurs plaques lithosphériques du supercontinent hérité du Paléozoïque (Pangée), puis par l'ouverture d'un espace océanique dans le futur domaine alpin. Dans le bassin marin ainsi formé s'accumulent des sédiments, d'abord sur la croûte continentale seule présente au début de la transgression, puis sur les marges continentales et sur la croûte océanique néoformée. Le deuxième stade est caractérisé par une inversion du sens de mouvement relatif des blocs continentaux (Crétacé supérieur), l'avancée de la marge sud-orientale vers l'Ouest ou le Nord-Ouest et la fermeture progressive de l'océan alpin. Enfin, au dernier stade, durant le Tertiaire, l'espace marin sera complètement résorbé après la collision continentale et l'incorporation, dans la masse orientale chevauchante, de domaines paléogéographiques de la marge occidentale de plus en plus externes, remobilisés par le rejeu des accidents qui les limitaient du côté européen et qui se trouvent alors déformés en chevauchements.

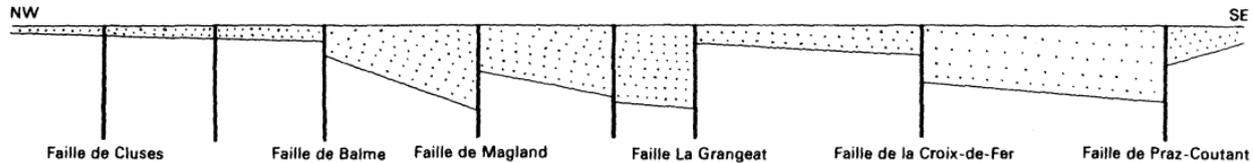
La région couverte par la feuille Cluses appartient à la zone alpine externe, caractérisée par une série sédimentaire delphino-helvétique. Le cycle alpin y débute avec la transgression du Trias, et les premiers dépôts mis en place sur la pénélaine antétriasique sont des grès. Cependant, cette région fait partie des secteurs moins arasés – ou peu subsidents – et a été atteinte tardivement par la mer ; cet horizon gréseux (omniprésent dans la zone externe alpine, mais qui est diachrone) est à rapporter au Ladinien terminal et/ou au Carnien dans les Aiguilles-Rouges. Il s'agit de sédiments de plages, à galets éolisés à la base, qui montrent des empreintes de reptiles et des traces de dessiccation.



2a - Le bâti hercynien et sa pénéplanation.



2b - La distension liasique : exemple de sédimentation dans un hémigraben (Chamonix) compris entre deux horsts (Aiguilles-Rouges et Mont-Blanc).  
(d'après Boillot *et al.*, 1984, fig. III-60)



100 m

Fig. 2 - Résumé de l'histoire de la région.

La sédimentation triasique se poursuit avec des dépôts lagunaires d'argilites, puis de calcaires dolomitiques et de dolomies (dépôts intertidaux ou subtidaux peu profonds à algues, et séquences granoclassées à pellets). Localement, des gypses (absents des Aiguilles-Rouges) peuvent apparaître (Ouest du Fayet). La distension mésozoïque imprime ensuite son empreinte sur la région : de grandes fractures apparaissent alors qui limitent, sur la marge passive de l'océan alpin en formation, une série de blocs basculés entre lesquels (dans les grabens ou les hémigrabens qui les séparent) s'accumule une sédimentation épaisse, tandis que leur sommet ne reçoit qu'une sédimentation mince, et souvent plus tardive. Ainsi s'individualisent (Lemoine *et al.*, 1981) le bloc des Aiguilles-Rouges d'une part, et celui du Mont-Blanc d'autre part, séparés par une zone de sédimentation épaisse qui correspond à l'heure actuelle à la zone de Chamonix. Le massif des Aiguilles-Rouges ne sera totalement submergé alors qu'avec les calcaires du Jurassique supérieur, directement transgressifs sur le Trias calcaréodolomitique de son flanc ouest (fig. 2b).

La série delphino-helvétique, qui se dépose surtout dans les dépressions tectoniques, témoigne d'un approfondissement assez régulier de la région et montre un détritisme marqué, encore que relativement fin, à son début. Elle passe par un épisode de confinement avec les Terres noires du Callovo-Oxfordien, puis voit le dépôt de calcaires pélagiques au passage Jurassique-Crétacé (Tithonique). Néanmoins, des influences continentales, ou de hauts-fonds, se manifestent encore dans ces formations de mer ouverte : ces dernières renferment des passées resédimentées en provenance de la plateforme de l'époque, ainsi que des niveaux conglomératiques plus ou moins fins ou grossiers correspondant à des turbidites. La sédimentation, du Kiméridgien au Valanginien, est ainsi caractérisée par la mise en place d'un volume important de résédiments (Détraz, Muller, Muller et Villars, 1986 ; Détraz, Charollais et Remane, 1987), surtout par des glissements synsédimentaires sous-marins (slumps, coulées boueuses ou biolithoclastiques), avec des zones d'accumulation préférentielles (Sud-Est des Aravis). Les directions des écoulements profonds sont parfois divergentes, contrôlées par des pentes sous-marines articulées autour d'un axe paléogéographique SW-NE (entre N 25 et N 75) dans les Aravis. Le détritisme gréseux réapparaît avec l'Hauterivien, associé à de la glauconie : le milieu de sédimentation a évolué vers une plate-forme littorale qui va finir par recevoir des sédiments récifaux ou périrécifaux de calcaires urgoniens à rudistes, progadant vers l'Est depuis le Jura.

La fin de la sédimentation urgonienne est marquée par un retour au détritisme qui s'intercale entre des niveaux à rudistes ou passe latéralement à eux. Une tectonique synsédimentaire se manifeste alors, qui ouvre, dans cette formation, de petites fractures qui se remplissent localement de brèches et/ou de sables, prélude à un enfoncement important sous la mer, et au dépôt des « Grès verts » à nodules phosphatés de l'Aptien supérieur-Céno-manien supérieur (Delamette 1982 ; Delamette *in* Pairis *et al.*, 1986). Sur l'Urgonien apparaît une surface de discontinuité à ammonites phosphatées du Gargasien moyen, sur laquelle se déposent des sédiments terrigènes et glauconieux de plate-forme siliclastique qui se mettent en place en dessous du niveau de l'action des vagues.

La fin de l'Aptien se marque par un changement radical avec un approfondissement marqué du milieu de sédimentation, le creusement de gorges d'érosion sous-marines, et le début de la sédimentation phosphatée. À l'Albien inférieur et moyen, les canyons se remplissent de sables verts à nodules phosphatés, tandis qu'ailleurs la sédimentation est condensée, riches en croûtes phosphatées et en encroûtements microbiens. Ces dépôts phosphatés sont sous l'influence de circulations de courants océaniques horizontaux. À la fin de l'Albien, la topographie sous-marine étant plus ou moins nivelée, des faciès phosphatés se déposent partout. Les dépôts évoluent ensuite vers des boues terrigènes à organismes planctoniques de milieu épibathyal (Cénomaniens inférieurs).

Une période d'absence de dépôt, associée à une érosion sous-marine (parfois très importante : Pormenaz), intervient au milieu du Cénomaniens et aboutit en général à la constitution de nodules contenant des mélanges de faunes. La plupart de ces nodules se trouvent encroûtés par de petits stromatolites profonds (Delamette, 1981). Une sédimentation de calcaires pélagiques se rétablit ensuite, encore perturbée dans sa base où se manifestent des lacunes, et dure jusqu'au Maastrichtien. Localement, ces calcaires (Pormenaz) peuvent reposer directement sur des quartzites plaqués sur le Houiller (et interprétés comme triasiques) (Parris, Parris et Porthault, 1973).

Le passage au Tertiaire est marqué par un événement majeur de l'histoire du domaine alpin externe : l'émersion de ce dernier au Paléocène, qui s'accompagne d'une structuration importante. Des plis se forment alors, probablement à grand rayon de courbure, mais le fait essentiel de cette structuration est l'apparition de fractures N 50 et N 170 affectant le Néocène, qui vont diriger les érosions ultérieures (fig. 2c).

### **La période Éocène – Oligocène et la tectonique synsédimentaire paléogène**

La mer revient un peu plus tard dans le Paléogène sur cette région. En effet, en avant des masses chevauchantes en train de progresser en domaine marin sur la bordure orientale de la plaque européenne, se développe une douve subsidente dont la limite occidentale mord peu à peu sur l'avant-pays émergé, initiant ainsi la transgression du Nummulitique marin (Parris, 1987a, 1988). Dans les massifs subalpins septentrionaux, les prémices de la transgression se matérialisent par le dépôt de couches épicontinentales, à l'Yprésien d'abord (dont on ne retrouve la trace que dans les Bauges et les Bornes externes), puis à l'Éocène moyen avec des niveaux à grandes nummulites, rapportés au Lutétien par les auteurs, qui sont localement présents dans tous ces massifs.

Tous les dépôts du Paléogène de la zone externe alpine, en particulier sur le territoire de la feuille Cluses où le phénomène a été mis en évidence pour les Alpes du Nord (Parris et Parris, 1975), témoignent d'un contrôle structural de la sédimentation dû aux rejeux des fractures N 50 et N 170 héritées de l'étape de structuration antérieure. Plusieurs zones de dépôt s'individualisent ainsi dans le massif de Platé (fig. 3 et 4), dont certaines intéressent tout le Subalpin (Parris, 1987a et b).

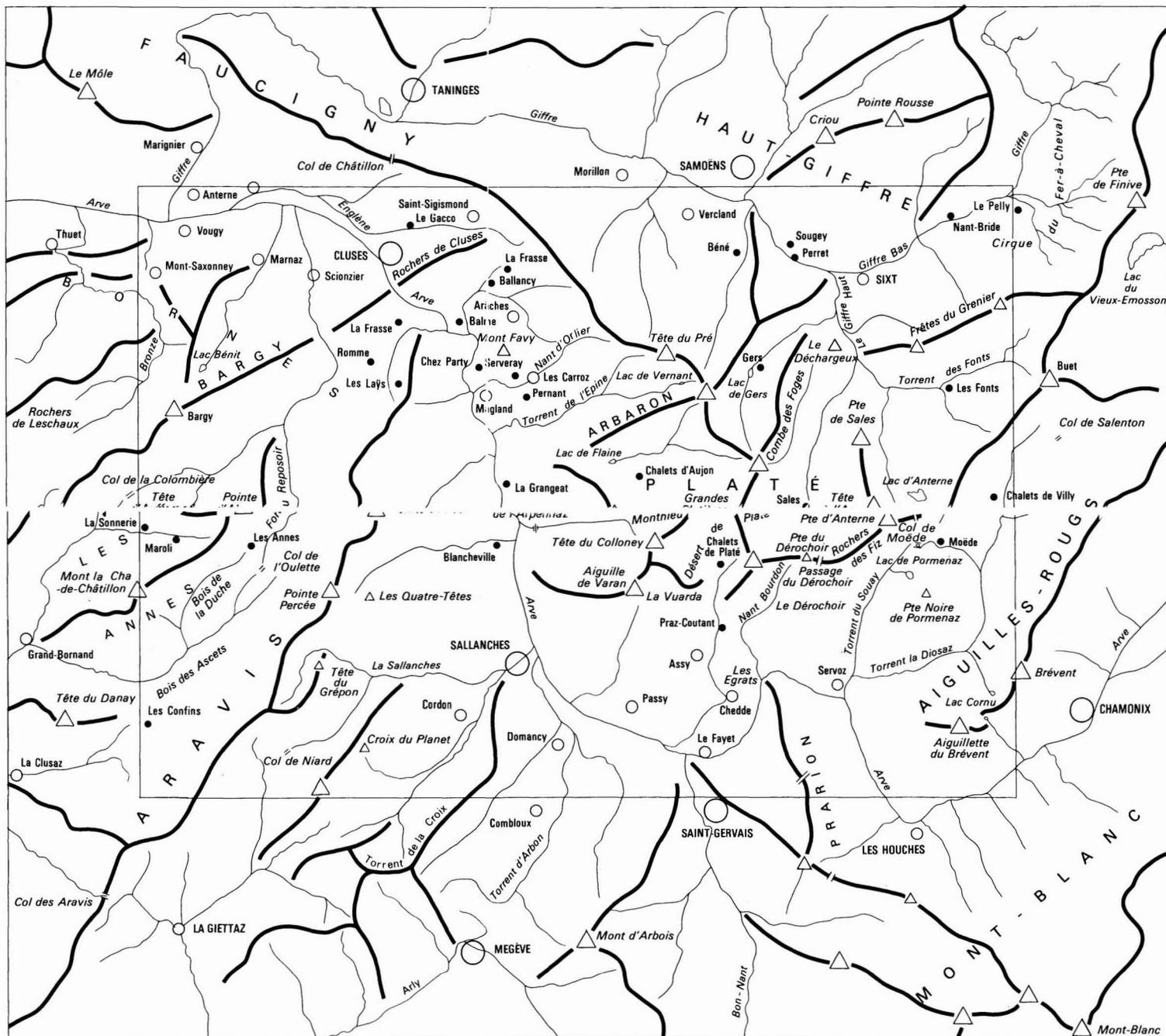
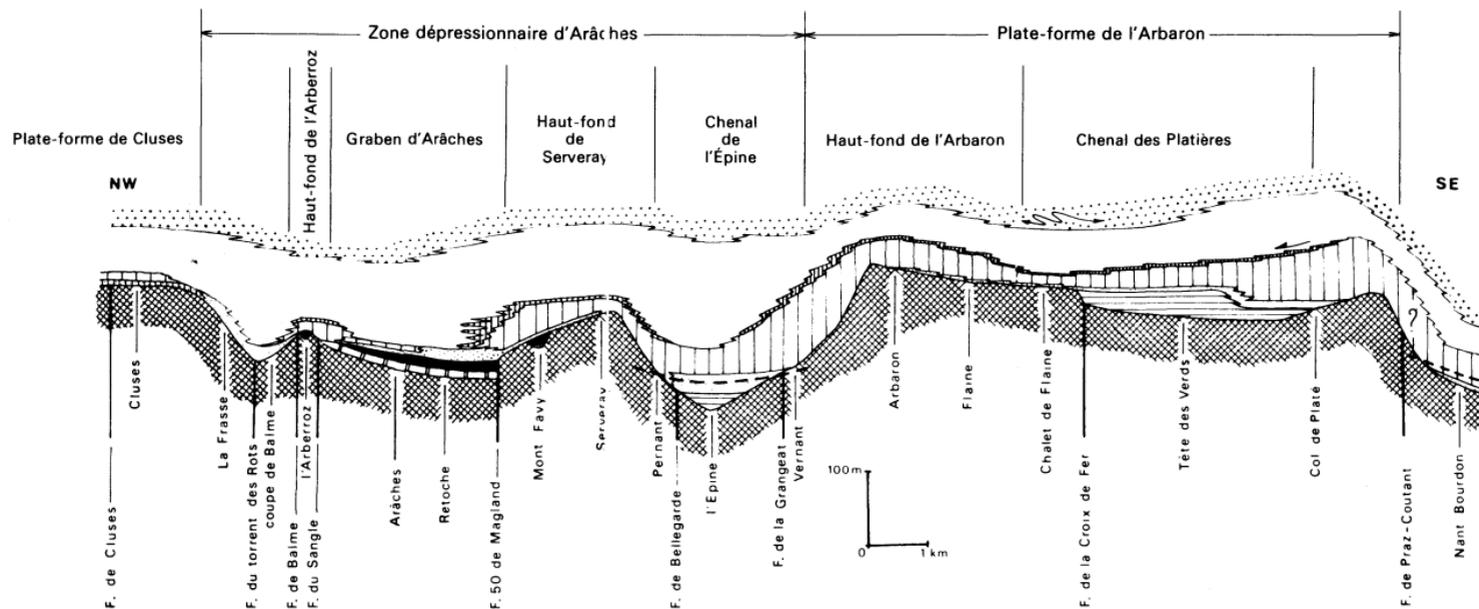


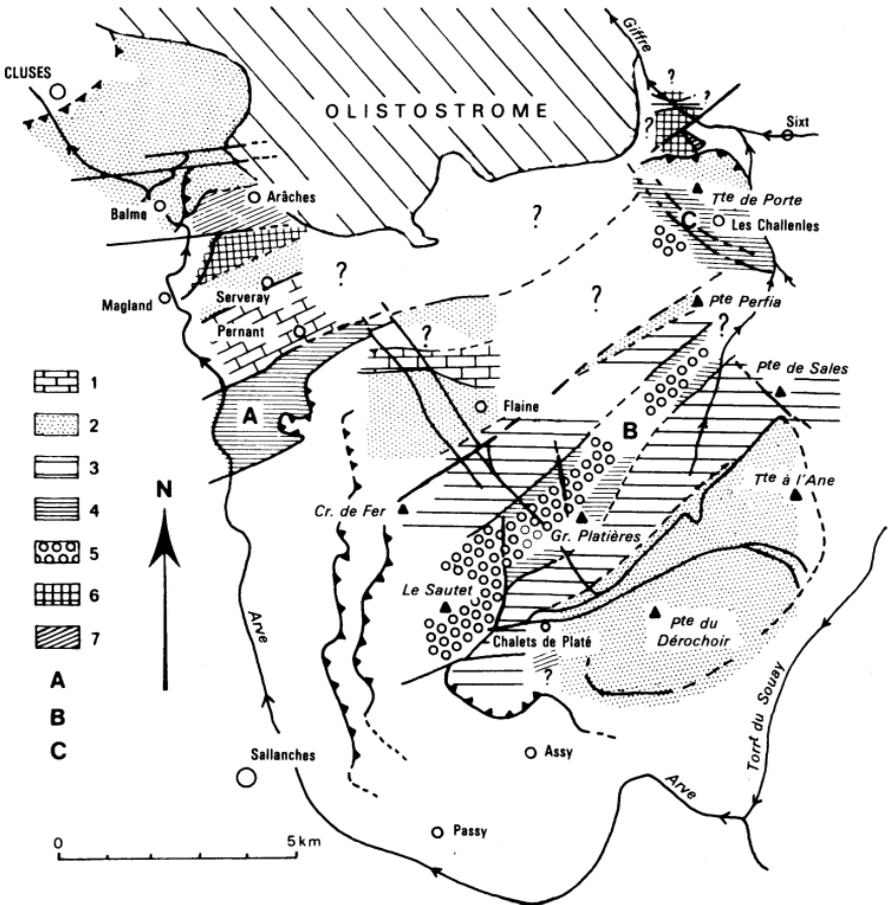
Fig. 1 - Schéma oro-hydrographique



- 1 - Crétacé supérieur; 2 - Lutétien marin; 3 - Couches lacustres; 4 - Formation brune; 5 - Formation grise; 6 - Calcaires blancs; 7 - Lumachelles à discocyclines; 8 - Marnes à foraminifères; 9 - Base des grès de Taveyanne; 10 - Slumpings de Balacha; 11 - Glissements synsédimentaires; 12 - Isochrone (passage du Bartonien au Priabonien en milieu franchement marin).

**Fig. 3 - Reconstitution paléogéographique de la partie occidentale du massif de Platé au Tertiaire**  
 (d'après Pairis et Pairis, 1975)

Si dans la partie interne de Platé la mer semble bien installée dès le « Lutétien » terminal, plus à l'Ouest, et dans les autres massifs, elle est temporairement chassée : une sédimentation lacustre succède néanmoins localement aux couches à grandes nummulites, dans des dépressions tectoniques qui se créent par rejeux de certains accidents. Les indices de tectonique synsédimentaires sont nombreux alors. Les dépôts lacustres du graben d'Arâches se poursuivent durant le Bartonien, en même temps qu'ils débordent dans le massif de Platé, vers le Sud-Est, après une incursion marine très fugace dans le même secteur (mont Favé). L'envahissement ultérieur de ces couches lacustres bartoniennes par des *Microcodium* témoigne de la disparition du lac et de l'installation d'un paléosol sur les sédiments asséchés qui remplissent en partie la dépression.



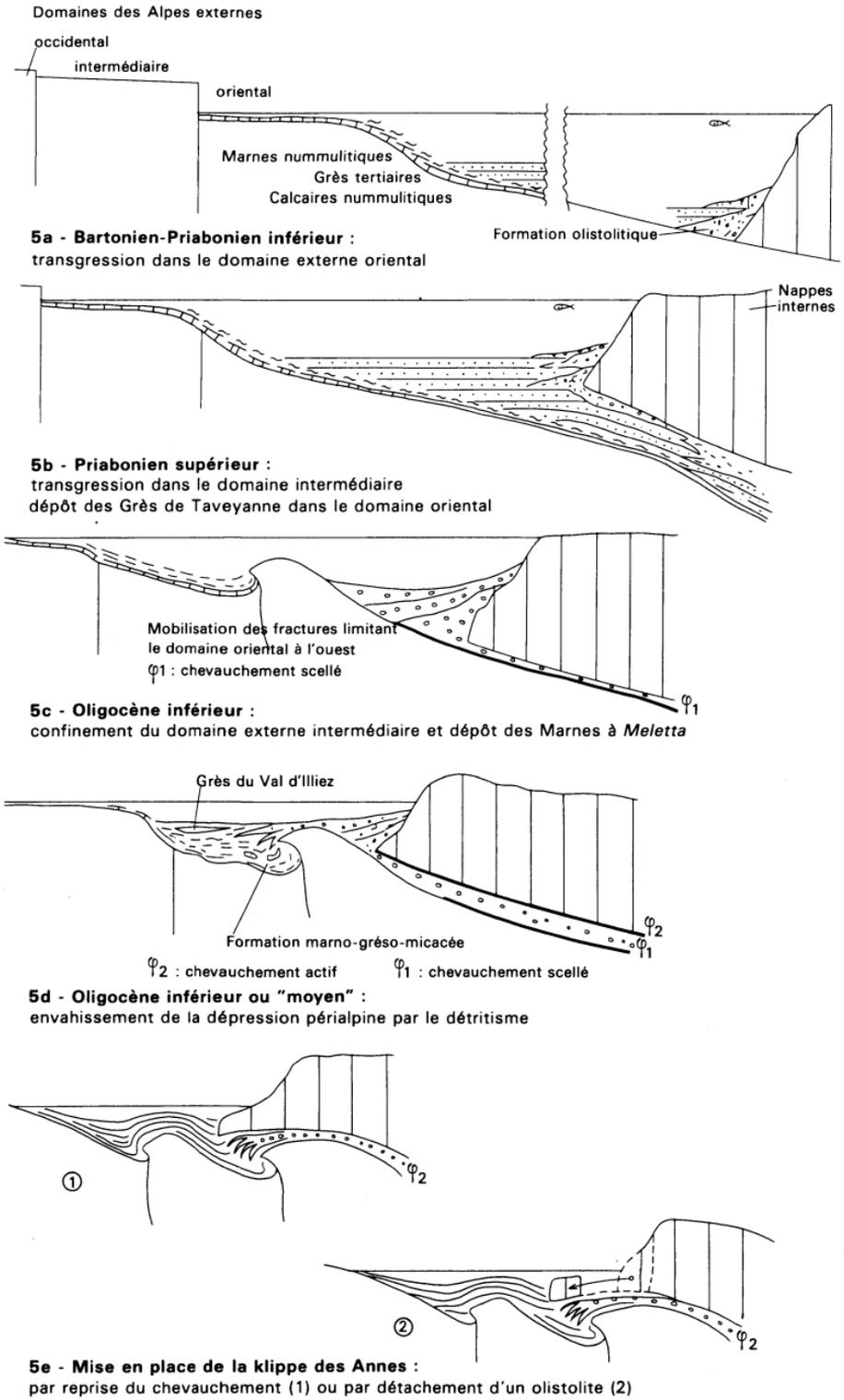
1 - Calcaires blancs ; 2 - Formation grise ; 3 - Formation brune mince ; 4 - Formation brune épaisse ; 5 - Assise conglomératique ; 6 - Formation lacustre ; 7 - Calcaires à grandes nummulites. A - Chenal de l'Épine ; B - Chenal des Platières ; C - Chenal des Challenes.

**Fig. 4 - Répartition des faciès du Tertiaire au niveau de la surface de transgression dans le massif de Platé (d'après Pairis et Pairis, 1975).**

Ultérieurement, la mer du Nummulitique va s'étendre sur toute la région, débordant de l'Est de Platé dès le Bartonien terminal. Là encore, la paléotopographie et le contrôle tectonique de la sédimentation jouent un rôle essentiel. Les parties les plus basses sont envahies plus précocement par la mer, les hauts-fonds supportent des récifs, cependant que les extrémités de golfes reçoivent une sédimentation à empreinte deltaïque (Pairis et Pairis, 1975 ; Lateltin et Muller, 1987). Complicquée dans le détail par les accidents locaux, la transgression nummulitique n'en progresse pas moins, d'une façon générale, assez régulièrement vers l'extérieur de la chaîne : le diachronisme des calcaires nummulitiques marque bien les différents stades de cette avancée (fig. 5a et 5b).

L'enfoncement dans les Aravis et la majeure partie de Platé (domaine externe oriental) sous la mer est si important (probablement autour de 2 000 m) que s'y installent, au Priabonien, des dépôts de cônes sous-marins en eau profonde (bassin des « Grès de Taveyane »). En même temps se manifeste, dans le bassin de sédimentation de ces grès ou sur sa bordure, un volcanisme calco-alcalin (Didier et Lameyre, 1978 ; Giraud, 1983). Qualifiées longtemps de « volcanisme orogénique » et rapportées ou bien au Priabonien ou bien à l'Oligocène, ces manifestations effusives se sont révélées diachrones ainsi que ponctuelles à l'échelle de l'arc alpin (Pairis, 1988). Elles sont interprétées (Pairis, 1988) comme résultant de l'ouverture de fractures importantes (très vraisemblablement héritées) affectant une croûte continentale antérieurement amincie, dans le secteur correspondant à la région du ploiement de la plaque européenne sous l'effet de la surcharge des nappes internes qui s'avancent sur sa partie occidentale (Pairis, 1987a, 1988). Cette zone de flexure, bien entendu, se déplace vers l'extérieur de l'orogène comme le font les nappes internes. Cette migration et la remobilisation temporaire de fractures importantes héritées qui affectent la croûte amincie, expliquent l'aspect ponctuel et temporaire des émissions volcaniques paléogènes dans le domaine externe alpin ; elles en expliquent aussi le diachronisme (Pairis, 1988). L'apparition de quelques bouches volcaniques, très localisées, le long de fractures très importantes (qui ont dû être largement déformées en chevauchements lors des serrages alpins), fait que l'on ne trouve guère de points d'émissions. Néanmoins, pour ce volcanisme paléogène de la zone externe alpine, des secteurs très circonscrits, dans le synclinal de Saint-Antonin par exemple (à l'Oligocène inférieur) ou à la base du flysch des aiguilles d'Arves (au Bartonien ? — Priabonien) témoignent, avec des coulées ou des lahars, de la proximité d'un point d'émission et du caractère ponctuel dans le temps et l'espace de ces effusions, comme de leur diachronisme. Si la localisation des volcans paléogènes qui ont alimenté la sédimentation des « Grès de Taveyane » peut être discutée, et ne semble pas *a priori* intéresser la région de Thônes (dans le synclinal séparant les Bornes des Aravis) non plus que l'Arbaron dans le massif de Platé où certains ont pu penser trouver des points d'émission, il convient tout de même de situer ces dernières sur une des limites majeures du bassin de ces grès.

Les nappes internes cependant entrent dans le bassin des « Grès de Taveyane », précédées d'un olistostrome — qu'elles finissent par chevaucher (fig. 5b). Le déplacement de ces unités remobilise les fractures préexistantes, qui se déforment alors en failles-plies, et reporte plus à l'extérieur de la



**Fig. 5 - La tectonique synsédimentaire paléogène dans la zone alpine externe septentrionale.**

chaîne la douve développée à leur front : une nouvelle zone subsidente, toujours en régime marin mais en domaine confiné d'abord, s'installe durant l'Oligocène inférieur un peu plus à l'Ouest (domaine alpin externe intermédiaire) sur les Bornes (bassin des « Marnes à *Meletta* ») et le Nord de Platé (fig. 5c). Cette gouttière évoluera en piégeant l'important flux détritique qui transite depuis les régions sud-orientales émergées (nappes internes essentiellement). Par ailleurs, dans ce secteur, les dépôts marins plus élevés du Tertiaire (« Formation marno-grés-micacée ») sont envahis à partir du Sud-Est par la « Formation olistolitique », olistostrome développé au front des unités internes (fig. 5d). Ce dernier constitue dans le Sud-Est de la feuille Cluses une unité décollée par le passage des nappes. Cependant, son avancée vers le Nord-Ouest a été interrompue, probablement en même temps que se sont trouvées remobilisées les fractures limitant vers l'extérieur de l'orogène le domaine externe oriental. Cette écaïlle a alors été scellée, comme le contact anormal sur lequel elle se déplaçait, par ses propres débris et par ceux des unités internes. Ceci a été traduit sur la feuille Cluses par le dessin d'un contact anormal à l'Est de Platé, qui cède le pas, aux abords d'Arâches, à un contact sédimentaire. En ce sens la feuille Cluses présente une nette divergence par rapports aux cartes existantes, y compris la feuille Thonon à 1/250 000, où tout l'olistostrome est considéré comme de l'Ultrahelvétique charrié, surmonté de klippe préalpines.

La sédimentation s'achève, dans le domaine externe intermédiaire, par l'arrivée des unités charriées elles-mêmes (qui reposent alors sur le fond du bassin, dans leur avant-pays, par un contact tectono-sédimentaire). À cet égard, la klippe des Annes, seul élément important des nappes internes de la feuille Cluses, peut être considérée comme un élément de nappe préservé de l'érosion dans un fond de synclinal, ou bien comme un énorme olistolite (fig. 5e).

Ultérieurement, mais au-delà des limites de la feuille Cluses vers l'Ouest, l'avancée des nappes, en même temps que l'émersion qu'entraîne alors la contraction alpine, déplacera encore plus à l'extérieur de la chaîne la douve subsidente. Dans cette dernière (domaine alpin externe occidental) s'accumulera la molasse rouge de l'Oligocène continental.

### **La période Oligocène – Néogène et les déformations du Subalpin**

La tectonique synsédimentaire et les déformations ultérieures peuvent être ramenées schématiquement à deux étapes de déformation bien marquées (Breton, 1972 ; Gratier, Lejeune et Vergne, 1973 ; Pairis, 1975 ; Pairis et Pairis, 1978 ; Gourlay, 1984) intervenant surtout après l'Oligocène inférieur et reprenant en les déformant les structures préexistantes (Pairis, 1975 ; Pairis et Pairis, 1978 ; Pairis, 1987b, 1988). Pour l'essentiel cependant, la déformation de la région s'est effectuée très probablement durant l'Oligocène inférieur à « moyen ». Cette étape de structuration a créé de grands plis d'axe N 60 environ, que l'on peut suivre longuement à travers les différents massifs. C'est au cours de cette étape de déformation que se serait produit l'éventuel charriage de ces unités subalpines, à partir de la zone de Chamonix ou du Mont-Blanc externe et de leurs prolongements sud-occidentaux. Ce n'est qu'après, au Mio-Pliocène, que tout ce secteur a été repris par une

déformation manifestement dirigée par la remobilisation des lignes structurales N 20-30 héritées du rifting liasique (Pairis, 1988). Cette dernière étape de la structuration affecte essentiellement les superstructures du Subalpin et la zone de contact avec les Aiguilles-Rouges. Elle est due au déplacement des massifs cristallins externes, probablement sur un plan de chevauchement profond (Ménard, 1979) qui peut correspondre à une grande fracture ancienne remobilisée et déformée. C'est ce dernier mécanisme, fonctionnel encore de nos jours, qui engendre la sismicité que l'on relève près du Cristallin externe dans les Alpes du Nord.

### Quaternaire

Les glaciations ont laissé une trace profonde dans toute la région : les dépôts et les morphologies glaciaires y sont généralisés. Il s'agit de glaciations de vallées, avec crues et décrues des langues de glace. L'état actuel n'est qu'un stade de la décrue, entrecoupée de recrudescences temporaires, postérieure au maximum du Würm. La chronologie des stades glaciaires de la vallée de l'Arve se situe entièrement dans la période tardiglaciaire (Dorthe-Monachon, 1986).

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *SOCLE ANTÉALPIN (MASSIFS DES AIGUILLES-ROUGES ET DU PRARION, CIRQUE DU FER-A-CHEVAL)*

La feuille Cluses comporte, dans son coin sud-est, une petite portion du massif des Aiguilles-Rouges. Ce dernier, qui s'étend largement vers le Nord-Est (feuille Chamonix), est une boutonnière d'affleurement du socle préalpin élaboré au cours d'une longue suite d'événements tectono-métamorphiques et magmatiques (Bellière, 1980 ; von Raumer, 1983). Il s'agit donc d'un domaine polycyclique (ou domaine « repris ») particulièrement complexe.

Les roches qui constituent l'ensemble du massif des Aiguilles-Rouges se répartissent en trois segments tectogénétiques qui sont :

- un ensemble de schistes cristallins ;
- des schistes et des phyllades d'origine volcano-sédimentaire, d'âge dinantien ;
- des roches sédimentaires non métamorphiques, d'âge westphalien D à permien.

Ces trois ensembles sont représentés sur la feuille Cluses. Il convient d'y ajouter deux plutons granitiques : le granite de Vallorcine (feuille Chamonix) et le granite de Servoz—Les Houches (feuille Cluses).

La carte distingue, au moyen de surcharges, divers types de schistes cristallins qui sont décrits ci-dessous. Toutefois, les considérations suivantes s'appliquent à l'ensemble de ces roches : ce sont des gneiss et des micaschistes de composition « pélitique » (argileuse), grauwackoïde ou granitique, accompagnés accessoirement de roches basiques et de calcaires.

Les paragenèses :

- quartz + oligoclase + biotite + muscovite + sillimanite + grenat ;
  - quartz + oligoclase + biotite + muscovite + feldspath potassique + grenat ;
  - hornblende + plagioclase + diopside/grenat + quartz ;
- permettent de situer leur genèse dans le faciès métamorphique des amphibolites à almandin. Leur histoire tectono-métamorphique, d'âge probablement calédonien, a été cependant complexe (von Raumer, 1983 ; Bellière, 1958 et 1980) et comporte successivement :
- une phase à haute pression dont témoignent la masse-relique d'éclogites du lac Cornu (Liégeois et Duchesne, 1981) et la présence, très sporadique et non cartographiable, de disthène résiduel dans certaines roches alumineuses ;
  - une phase de basse pression moyenne et de migmatitisation, que représentent la plupart des roches du massif ;
  - une phase de blastomylonitisation, limitée à certaines régions du massif ;
  - une phase de basse pression et d'anatexie responsable de la genèse de granites hétérogènes diffus. Un de ces granites (granite de Pormenaz) se trouve sur la feuille Cluses.

La structure est presque partout isoclinale et redressée (schistosité parallèle à la stratification), reprise par des plis post-schisteux d'importance subordonnée.

Au cours des événements orogéniques ultérieurs (hercyniens et alpins), ces roches ont subi divers processus de rétro-morphose partielle ; parmi ceux-ci, la chloritisation de la biotite se décèle macroscopiquement par la teinte verte qu'elle confère aux gneiss ordinairement bruns. Elles ont subi également des déformations mylonitiques, généralement très localisées. Toutefois, les deux processus – rétro-morphose et mylonitisation – présentent, dans la région qui nous occupe, une intensité souvent considérable.

ξ. **Schistes cristallins indifférenciés.** La carte précise, au moyen de figurés en surcharge, les divers types de schistes cristallins. La notation ξ, en l'absence de surcharge, a été employé lorsqu'une telle précision n'a pu être obtenue.

**Mζ. Paragneiss, souvent migmatitiques.** Ce sont des schistes cristallins stratifiés, de composition alumineuse (« pélitique ») à grauwackoïde ou granitique, constitués essentiellement de quartz, d'oligoclase, de muscovite, de biotite, auxquels peuvent s'ajouter le feldspath potassique ou le grenat. Ces roches, sauf exception, sont grenues et leurs minéraux se distinguent à l'œil nu. La stratification, décimétrique à métrique, est généralement bien visible et correspond à la succession de lits de composition différente, depuis des micaschistes très riches en micas (peu fréquents) jusqu'à des roches exclusivement quartzo-feldspathiques, éventuellement grenatifères. Les quartzites sont exceptionnels.

Dans ces roches peut se développer une structure de migmatites concordantes (ou rubano-lenticulaires) : les mobilisats quartzo-feldspathiques sont des lentilles plus ou moins allongées, parallèles à la schistosité. Ces

migmatites peuvent offrir des aspects très variés selon leur composition et selon la forme et l'abondance des mobilisats. Elles sont considérées comme des endomigmatites, c'est-à-dire comme des migmatites sans apport. Le terme d'« anatexie » est évité à leur propos, car l'intervention du processus de fusion n'y est pas évidente. La migmatisation n'a pas affecté la disposition stratifiée originelle, qui est toujours bien visible. Toutefois, aux endroits à plis isoclinaux serrés, une indécision peut exister quant à l'identification des rubans leucocrates comme mobilisats ou comme lits stratifiés originels, déchirés par la déformation.

Les roches de ce type, qui forment la majeure partie du massif des Aiguilles-Rouges, sont largement représentées sur la feuille voisine Chamonix.

oζ. **Gneiss granitoïdes (orthogneiss ?)**. Ces gneiss, de composition granitique (quartz, oligoclase, feldspath potassique, biotite, avec plus ou moins de muscovite) sont toujours très grenus, avec une structure migmatitique rubano-lenticulaire le plus souvent bien exprimée. Contrairement aux gneiss précédents, ils ne montrent pas de stratification mais forment des masses homogènes d'importances diverses allongées conformément à la direction générale.

Le long du bord oriental de la feuille Cluses affleurent les extrémités de deux de ces masses, plus largement représentées sur la feuille voisine. La plus septentrionale est un gneiss œillé, à yeux de feldspath potassique. Il s'agit sans doute d'orthogneiss.

b/Mζ. **Gneiss à grain fin, leptynites (blastomylonites probables)**. Ces roches occupent une large bande N 150 environ, axée sur l'aiguillette du Brévent. Elles passent progressivement vers l'Est aux paragneiss ; leur contact ouest est tectonique.

Leur grain est toujours très fin, ordinairement de l'ordre de 0,1 mm. Elles sont constituées d'un mélange de quartz, de feldspath (oligoclase et feldspath potassique) auxquels se mêlent des micas (biotite et muscovite) en proportion souvent subordonnée. Elles présentent un litage fin et assez régulier qui leur confère un débit plaqueté.

Il existe plus à l'Est, dans le massif des Aiguilles-Rouges (feuille Chamonix), une série de blastomylonites engendrées au détriment des gneiss et des migmatites. Une origine analogue pourrait être suggérée pour les roches en question ici, dont les caractères blastomylonitiques sont toutefois peu typiques.

δ. **Amphibolites**. Ces roches sont composées essentiellement de hornblende et de plagioclases auxquels peuvent s'adjoindre en proportion diverses du quartz, du grenat ou du diopside, ainsi que divers minéraux accessoires. Elles sont aisément identifiables sur le terrain grâce à leur teinte noire. Elles constituent toujours, au sein des schistes cristallins, des niveaux peu épais, tronçonnés par le phénomène de boudinage en chapelets de lentilles plus ou moins espacées les unes des autres. Ces lentilles ont d'ordinaire des dimensions métriques à décamétriques. Elles représentent d'anciens filons

ou coulées basiques, sans doute aussi dans certains cas des couches isolées de tufs basiques.

**C. Calcaires cristallins.** Ces roches, peu abondantes, ont été néanmoins figurées sur la carte en raison de leur composition particulière, témoin de leur origine sédimentaire. Fortement déchirés par les déformations tectoniques, ces calcaires affleurent sous la forme de volumes lenticulaires de faible dimension. Ils sont constitués d'un agrégat saccharoïde gris blanchâtre de calcite mêlée de divers silicates (quartz, plagioclases, micas, diopside, grenat).

$\gamma^c$ . **Granite diffus de Pormenaz.** Les roches de cette formation sont peu aisées à caractériser, en raison de l'importance des processus de mylonitisation et de rétro-morphose qui les ont affectées lors des phases tectoniques jeunes (sudète et saaliennne). Ce sont des gneiss et des micaschistes biotitiques, probablement touchés, de manière non typique, par la phase blastomylonitique (voir ci-dessus). Dans la partie nord de leur aire d'affleurement (montagne de Pormenaz), ils font place à un granite (le granite de Pormenaz) caractérisé par la présence de gros cristaux prismatiques, pluricentimétriques, de feldspath potassique, dans une pâte verdâtre à structure confuse. Ces gros cristaux montrent en général une orientation parallèle à la structure des gneiss encaissants. Le passage de ces gneiss au granite semble s'opérer de manière graduelle, ce qui permet d'émettre l'hypothèse d'un granite anatectique à contour diffus. Sa formation serait ainsi à rapporter à la phase anatectique qui marque la fin de la genèse des terrains cristallogéniques anciens.

**h2. Phyllades sombres, schistes gris et verts volcanogènes (Viséen).** Il s'agit (Bellière, 1983) d'un ensemble volumineux de roches de degré de métamorphisme très faible, qui comportent deux types :

- d'une part des phyllades et quartzo-phyllades noirs avec quartzites à grain fin subordonnés, représentant des sédiments très « matures » ;
- d'autre part, des roches volcaniques, volcano-sédimentaires et des grauwackes, actuellement transformées en schistes plus ou moins bien feuilletés, à grain fin, de teinte ordinairement verdâtre et d'aspect macroscopique assez anonyme.

Ces deux types de roches peuvent, en certains points, se mêler par interstratification, de sorte qu'il n'est pas possible de les différencier sur la carte.

Leur structure microscopique témoigne de déformations superposées (schistosité primaire remaniée par une seconde schistosité de crénulation). L'intensité et la complexité de ces déformations sont telles qu'il n'a pas été possible d'y établir une succession stratigraphique.

Les phyllades noirs ont livré des spores qui fournissent un âge viséen supérieur (Bellière et Streel, 1980).

$\gamma$ . **Granite de Servoz—Les Houches.** C'est un granite biotitique à grain moyen (3 à 4 mm). Il est toutefois exceptionnel de trouver intacte cette

roche qui a subi partout une forte altération hydrothermale et qui est, de plus, souvent tectonisée et mylonitisée à des degrés divers. Ce granite forme un massif N-S, à contacts subverticaux, encaissé dans les formations viséennes. Son contact occidental est tectonique et souligné par une zone mylonitique. Ses autres contacts sont probablement intrusifs, au moins en partie. Il s'agirait donc d'un granite post-viséen.

h4. **Conglomérats, grès, schistes gris à noirs (Westphalien D).** Il s'agit de roches sédimentaires non métamorphiques, typiquement immatures (grauwackes ou grauwackoïdes) formées de grains de quartz, de feldspaths, de muscovite, de biotite, de chlorite, et souvent riches en débris carbonneux qui leur confèrent leur teinte sombre. On y rencontre toutes les granularités, depuis des poudingues à cailloux pluridécimétriques, situés à la base de la série, jusqu'à des siltites fines. Ces roches présentent souvent diverses structures sédimentaires bien exprimées : granodécroissance, stratification de courant, variation latérale rapide de la taille des grains, etc. Elles sont généralement interprétées comme le résultat du dépôt rapide, dans des bassins intramontagneux (grabens), des produits de la désagrégation, sans altération chimique, des formations cristallines voisines, après un transport à faible distance par des cours d'eau plus ou moins torrentiels.

L'attribution au Westphalien D est basée sur la macroflore, mais la présence de couches stéphanienues n'est pas exclue (Jongmans, 1960). La présence de *Sphenophyllum oblongifolium*, relevée près de Moëde, le long du chemin des Chalets-de-Villy, inclinerait dans ce sens (Greber, 1965).

Les roches possèdent le plus souvent une schistosité très marquée, oblique à la stratification, même dans les grès. Il s'agit d'une schistosité de dissolution (« pressure-solution cleavage »).

### TERRAINS SÉDIMENTAIRES DU CYCLE ALPIN

**Remarque sur les cargneules.** Les cargneules affleurent en un certain nombre de points sur la feuille Cluses, essentiellement sur la bordure occidentale des Aiguilles-Rouges et à la base de la klippe des Annes dans le synclinal de Thônes. Il s'agit de roches jaunes, caractéristiques dans le paysage, qui se présentent le plus souvent en masses non stratifiées de puissance très irrégulière, plus ou moins bréchiques, monogéniques ou polygéniques.

La genèse des cargneules est actuellement discutée : brèches de collapse liées à la dissolution d'évaporites sous-jacentes, brèches correspondant à un olistostrome, ou encore brèches tectoniques obtenues par fracturation de niveaux calcaires quel que soit l'âge de ces derniers.

Dans la description des terrains, toutes les cargneules ont été attribuées au Trias. S'il est vrai que sur la feuille Cluses on peut souvent mettre ces roches en relation avec les dolomies triasiques, dans des zones où ces dernières ont été mylonitisées, il reste qu'en un certain nombre de points elles peuvent éventuellement provenir de la fracturation d'autres niveaux. Dans

tous les cas cependant elles jalonnent des accidents et constituent souvent la semelle d'unités charriées.

### **Zone externe**

On distingue dans la zone alpine externe, les massifs subalpins dans lesquels le Mésozoïque et le Tertiaire peuvent au total dépasser 2 000 m de puissance, et le domaine des Aiguilles-Rouges où la couverture du Cristallin est réduite.

#### ***Domaine des Aiguilles-Rouges et cirque du Fer-à-Cheval***

Le massif des Aiguilles-Rouges correspond à un bloc interprété comme un haut-fond prenant son origine dans un horst individualisé sur la marge européenne lors de la distension liasique. Submergé peu à peu par la mer mésozoïque, il montre une série réduite. Des témoins probables d'érosions sous-marines accusées se notent à Pormenaz.

On décrira avec ces couches, les niveaux triasiques du cirque du Fer-à-Cheval qui reposent sur le Cristallin du Pelly.

tQ. **Grès quartzitiques et conglomérats (Ladinien terminal ou Carnien).** Le premier terme du Trias est d'épaisseur variable (2 à 10 m) et repose en discordance sur le Cristallin des Aiguilles-Rouges ou du Fer-à-Cheval, ou bien sur le Carbonifère. Ce niveau est plus grossier dans sa base et s'affine vers le haut. Il montre souvent des éléments de quartz rose ou blanc pouvant atteindre 1 cm de diamètre, accompagnés de quartz de plus petite taille, de biotite, muscovite et pyroxènes, dans un ciment parfois calcaire mais le plus souvent siliceux. La base de la transgression est souvent soulignée, sur quelques décimètres (10-50 cm), de grès arkosiques grossiers à galets cristallins non classés. Ces derniers présentent parfois (Vieux-Emosson, sur la feuille Chamonix à proximité de la limite orientale de la feuille Cluses) des traces d'éolisation (Bronner et Demathieu, 1977).

Les grès eux-mêmes, jaunâtres ou gris, sont grossiers à moyens, et contiennent parfois encore des galets (1 à 2 cm de diamètre). Ils montrent une stratification entrecroisée avec base et sommet soulignés de rides d'oscillations dans les creux desquelles sont éventuellement conservées des pellicules d'argiles vertes. Ces rides s'effacent vers le haut, en même temps que les grès deviennent plus fins et que s'intercalent entre les bancs des pellicules argileuses qui gagnent en importance. Par ailleurs, ils renferment localement des galets mous d'argiles vertes ; on peut y noter quelquefois des polygones de dessiccation ainsi que des traces de gouttes de pluie et de trémies de sel.

Au Vieux-Emosson (feuille Chamonix) a été découverte, dans la partie moyenne de ce niveau, un horizon à empreintes de reptiles. L'ichnofaune permet de rapporter ce dernier au moins au Trias moyen (Bronner et

Demathieu, 1977), et plus précisément au Ladinien terminal ou au Carnien (Demathieu et Weidmann, 1982).

tA. **Argilites versicolores (Trias supérieur)**. Elles succèdent aux grès quartzitiques et sont constituées de niveaux parfois verts, mais le plus souvent rouges. Leur épaisseur est variable : de 2 à 3 m sur le revers des Aiguilles-Rouges (au Vieux-Emosson sur la feuille Chamonix, comme en rive droite de la Diosaz sur la feuille Cluses), elles atteignent une vingtaine de mètres dans le cirque du Fer-à-Cheval (Le Pelly).

tDK. **Dolomies, calcaires dolomitiques (Trias supérieur) et cargneules**. Un niveau calcaréo-dolomitique surmonte les argilites versicolores. Quand il est complet, il montre des bancs de dolomies et de calcaires dolomitiques décimétriques, parfois pseudo-oolitiques, souvent jaunâtres, alternant avec des argilites vertes ou rouges dans le premier mètre de la formation. Dans les calcaires dolomitiques s'intercalent parfois des horizons, très irréguliers et variables latéralement, de brèches dolomitiques. La patine est de teintes diverses, blanchâtre, roussâtre, grise ou noirâtre. Au-dessus se développent des dolomies jaunes et grises, massives, parfois bréchifiées.

Ce niveau peut atteindre 90 m d'épaisseur en rive gauche du lac d'Emosson (feuille Chamonix) ; sur la feuille Cluses, il est réduit à quelques mètres seulement, probablement par des accidents tectoniques. Il correspond à des dépôts intertidaux ou subtidaux peu profonds, à laminations algaires et à séquences granoclassées à pellets et rares bioclastes. G.F. Amberger (1960) y signale des algues (solénoporacées).

Des cargneules sont toujours associées à ce niveau calcaréo-dolomitique. À patine souvent très jaune, vacuolaires, localement polygéniques, elles ont des épaisseurs très variables, métriques (rive droite de la Diosaz) à pluridécamétriques, (50-60 m) dans le cirque du Fer-à-Cheval, à l'Est, au-dessus du Pelly. Elles correspondent le plus souvent à des parties de la formation précédente, affectées plus particulièrement par les mouvements tectoniques.

Il n'est pas exclu cependant (voir remarques sur les cargneules) qu'en un certain nombre de points, les affleurements de cargneules puissent correspondre à des roches calcaires quelconques mylonitisées.

tGK. **Gypse (Trias supérieur) et cargneules**. Dans la cuvette de Saint-Gervais—Le Fayet, en rive gauche de l'Arve, au Sud-Est de Domancy, le Trias, contrairement à celui des Aiguilles-Rouges, comporte du gypse (blanc) qui se trouve mélangé à des cargneules (voir *supra*). Cet horizon jalonne un contact anormal. La partie orientale de l'affleurement, plus riche en gypse, a été surchargée sur la carte avec le symbole de ce minéral.

j. **Lame calcaire du Souay (Tithonique pro parte)**. Calcaire gris, rubané, à débit le plus souvent en plaquettes, recristallisé, étiré, laminé et affecté de microplis témoignant d'une ambiance de déformation fluidale. D'épaisseur métrique (jusqu'à 4 à 5 m de puissance) et reposant sur un liseré de cargneules plus ou moins développé, il jalonne le contact des schistes à nodules de Platé et du Haut-Giffre avec la couverture triasique restée adhérente sur

le socle des Aiguilles-Rouges. On y a signalé (feuille Chamonix) des *Calpionella elliptica* et des *Saccocomidae*, très mal conservés et fortement recristallisés (Amberger, 1960), des restes de calpionellidés au col de Salenton (Ayrton, 1972). Ce niveau écrasé semble bien correspondre, au moins localement et *pro parte*, au Tithonique. Il n'est pas exclu cependant que d'autres horizons puissent se trouver représentés dans cette lame calcaire fortement écrasée.

C3-4. **Néocrétacé de Pormenaz (Turonien et/ou Sénonien inférieur).** Trois niveaux se distinguent de bas en haut, dans un ensemble qui est interprété, quoiqu'il soit schistosé à sa base, comme reposant stratigraphiquement sur le socle des Aiguilles-Rouges (Pairis, Pairis et Porthault, 1973); encore que les restes d'organismes planctoniques y soient indubitables, l'état de conservation de ces derniers rend leur détermination spécifique difficile.

- **Micrites** (2 m environ) peu argileuses, grises à patine blanchâtre, schistosées — surtout à la base, dans laquelle on relève par ailleurs des éléments anguleux de dolomie capucin atteignant jusqu'à 6 cm de longueur —, à passées un peu plus argileuses. Ce niveau est daté par *Praeglobotruncana* (*Dicarinella*) cf. *canaliculata*, *Pithonella* sp.

- **Micrites et schistes noirs** (3 m). Ce sont des micrites noires à patine jaunâtre, intercalées de schistes. Ce niveau montre un conglomérat (0,5 à 1 m) dans sa partie médiane, à éléments de quartzites centimétriques, ou d'arkoses et de schistes versicolores. On y a relevé : ? *Marginotruncana* cf. *sigali*, *M. gr. pseudolinneiana* et/ou *M. cf. coronata*.

- **Micrites à patine grise** (20 m environ), le plus souvent en bancs massifs, épais de plusieurs mètres parfois, intercalés vers le haut de passées un peu plus argileuses. Elles ont livré : ? *Marginotruncana* cf. *angusticarinata*, *M. gr. pseudolinneiana-coronata* ou *Globotruncana* gr. *lapparenti-linneiana*.

### **Terrains subalpins**

(ou série stratigraphique delphino-helvétique)

Ils constituent une série qui dépasse 2000 m de puissance et sont en contact anormal avec les Aiguilles-Rouges.

### **Secondaire**

tK. **Cargneules (Trias supérieur).** Des cargneules jaunâtres apparaissent dans le cirque des Fonts (\*), associées à des restes de dolomies jaunes.

l. **Calcaires gris (Lias inférieur à moyen ?).** Ils apparaissent dans le cirque des Fonts, au-dessus des cargneules. Ce sont des calcaires gris bleuté ou noirs, à patine jaunâtre ou roussâtre, parfois spathiques, à rares intercalaires d'argiles et à nodules ferrugineux (10 m environ). Ce premier niveau est sur-

(\*) orthographié *Fonds* sur la nouvelle carte topographique IGN.

monté de calcaires gris, un peu argileux, souvent un peu gréseux (10 m environ). Ces couches n'ont livré aucun fossile de sorte que les auteurs suisses ont pu longtemps les attribuer au Malm. Elles présentent néanmoins de fortes analogies avec les faciès du Jurassique inférieur (Pierre, 1963 ; Uselle, 1963) que l'on a pu dater (Barfély, 1985) dans le Nord de la zone dauphinoise.

18-j1a. **Schistes à nodules (Toarcien—Bajocien basal).** Schistes argileux noirs, à patine sombre mais parfois gris clair ou roussâtre, mordorés, finement gréseux à nombreuses punctuations d'oxydes de fer, parfois finement micacés. Ils hébergent des passées gréseuses minces, parfois des passées de biomicrites très gréseuses, souvent à patine rousse, riches en entroques. Ils renferment sporadiquement des nodules de pélites grésomiacées (nodules silico-alumineux) pouvant atteindre 10 à 15 cm de diamètre et contenant eux-même souvent des agrégats de cubes de pyrite. Cette formation est éminemment ductile et se trouve affectée d'une importante schistosité de flux dans laquelle sont orientés les nodules (qui peuvent éventuellement correspondre à d'anciens bancs tronçonnés).

Ces schistes sont extrêmement puissants dans le Sud-Ouest du massif de Platé et sous la barre des Aravis ; ils y sont cependant repliés, probablement de nombreuses fois sur eux-mêmes, et/ou redoublés souvent par des clivages plans. Néanmoins, leur épaisseur initiale est alors importante et avoisine assez probablement 300 m. Par contre, ce niveau s'amincit considérablement vers le Nord-Est : il n'atteint plus qu'une quinzaine de mètres dans l'Ouest du cirque des Fonts, pour s'effiler encore vers l'Est jusqu'à n'atteindre, rapidement, plus qu'un mètre ou deux (au droit des Chalets-des-Fonts et dans le cirque du Fer-à-Cheval) et disparaître plus à l'Est.

Dans ces schistes mordorés ont été relevées, sur la feuille Chamonix (pointe de Finive, Buet), des faunes toarcienne (*Dumortiera explanata*) (Lombard, 1932) et aalénienne (Collet, 1943) et, sur la feuille Cluses, une faune aalénienne (zones à *Concavum* et à *Murchisonae*) près de Passy (in Barfély, 1985).

Dans la partie sommitale de cette formation apparaît, dans le massif du Haut-Giffre, presque au contact du Dogger calcaire, un banc de calcaire argileux très gréseux, à patine très rousse, d'épaisseur variable (0,5 m dans le secteur de la tête de Villy, mais qui peut dépasser le mètre dans les hautes pentes du cirque des Fonts). Ce niveau a pu être daté au col du Vieux (feuille Chamonix) sur la frontière franco-suisse (Barfély, Pairs et Mouterde, inédit) avec *Graphoceras* sp. et *Brunsinia* sp. (probablement *B. aspera*), qui le situe soit dans la zone à *Concavum*, soit, plus probablement, dans la sous-zone à *Discites* (Bajocien basal) : le passage Aalénien—Bajocien semblerait s'effectuer dans la partie haute des « Schistes à nodules ». C'est cette façon de voir qui a été adoptée dans la légende.

1-j0. **Calcaires mylonitisés et schistes à nodules (Lias ? — Aalénien).** On a regroupé, dans le cirque du Fer-à-Cheval (Le Pelly), des niveaux minces de calcaires gris tectonisés (dont l'âge est discuté : Malm des auteurs suisses ? ou plus probablement Lias inférieur et/ou moyen) et les schistes à nodules

réduits ici à une puissance de quelques mètres seulement, apparaissant entre les cargneules et la base du Dogger calcaire.

j1b. **Dogger calcaire (Bajocien)**. Alternance de marnes schistosées grésomiacées et de calcaires argilo-gréseux micritiques, micacés, parfois spathiques.

Dans le massif de Platé, il comprend :

- une partie basale (40 m environ), à patine gris sombre, constituée d'une alternance irrégulière de bancs compétents décimétriques et de marnes très finement gréseuses et micacées ;
- une partie moyenne (15 m environ) pratiquement entièrement marneuse, à rares bancs calcareux ;
- une partie sommitale (150 m environ) constituée d'alternances décimétriques très régulières de micrites souvent gréseuses, parfois spathiques, et de marnes très finement grésomiacées ; dans la partie tout à fait supérieure, les passées marneuses s'épaississent jusqu'à atteindre 1 m de puissance entre les bancs durs. Riche en pyrite, elle présente par ailleurs une patine jaunâtre, qui l'oppose aux niveaux sous-jacents.

Dans les Aravis, le Dogger, alors dépourvu d'épaisse passée marneuse, est à peu près uniformément rubané. On y note localement (sous la Croix-du-Planet, dans le versant qui descend vers Combloux) un banc de 1-2 m de calcaire grossier, riche en débris anguleux de dolomie triasique (Rosset, 1957). Des niveaux détritiques assez analogues (bréchoïdes, dolomitiques) ont été relevés dans le pas du Boret dans le Haut-Giffre (feuille Samoëns—Pas-de-Morgins) (Uselle, 1963).

La partie basale et la partie médiane peuvent être attribuées au Bajocien inférieur, par analogie avec les observations de L.W. Collet (1943) dans le Haut-Giffre. Seule la partie haute de la formation a fourni, près du col de Tenneverge (feuille Samoëns—Pas-de-Morgins), des ammonites des zones à *Biagüeni* et *Garaniana* et qui permettent donc d'y caractériser le Bajocien moyen et supérieur.

j2-4. **Terres noires (Bathonien—Oxfordien)**. Cette formation se dégage progressivement du Dogger calcaire par raréfaction des bancs durs micritiques. Elle est constituée de marnes noires schistosées à patine gris sombre ou gris-beige :

- dans la partie inférieure (premiers 40 m), des passées de micrites argileuses, finement gréseuses et micacées, sont présentes ;
- la partie moyenne (25 m environ) est surtout constituée de calcschistes argileux à patine gris-beige, peu grésomiacés, riches en nodules ferrugineux centimétriques et en débris d'ammonites. Au milieu de ce niveau apparaît un faisceau de biomicrites argileuses, très finement gréseuses et micacées, en bancs décimétriques répartis sur 1,5 m d'épaisseur. La partie haute de cet horizon est à rapporter à l'Oxfordien ;
- la partie supérieure (40 m environ), montre des micrites argileuses noires, faiblement gréseuses et micacées, finement spathiques, pyriteuses, riches en gravelles calcareuses millimétriques noires ou rosées, surtout présentes dans la base. Ces bancs durs alternent avec des marnes argileuses schisto-

sées un peu micacées, *parfois microbréchiques*, à éléments anguleux de micrites noires (qui ne dépassent pas 1 cm) en passées métriques parfois. Ces marnes apparaissent en passées décamétriques dans la partie haute de ce niveau. Tout cet ensemble supérieur est riche en petits débris de coquilles d'ammonites et surtout de bélemnites, malheureusement indéterminables.

Dans les Aravis, les alternances du Bajocien passent progressivement, par l'intermédiaire de calcschistes grumeleux gris mat, à une formation épaisse de marnes schistosées noir bleuté, lisses et brillantes. La partie supérieure de ces schistes s'enrichit en nodules pyriteux, et quelques bancs peu épais de calcaire noir et compact s'y intercalent.

La base est datée du Bathonien dans la combe du Buet (Morret et Perret, 1929). Le Callovien moyen est reconnu au col d'Anterne (massif de Platé) avec *Reneckeia anceps* (Maillard, 1889) ; les zones à Athleta (Callovien supérieur) et Mariae (Oxfordien inférieur) y ont été caractérisées dans le Haut-Giffre. La zone à Cordatum semble absente dans le Haut-Giffre (Collet, 1943), par contre, dans les Aravis elle existe dans la partie haute des Terres noires (Rosset, 1957).

j5. **Faciès argovien (Oxfordien moyen).** Formation calcaréo-argileuse constituant la transition entre les schistes callovo-oxfordiens et les calcaires tithoniques sus-jacents. Elle atteint une trentaine de mètres de puissance dans les massif de Platé et du Haut-Giffre, et 50 à 60 m dans celui des Aravis.

Dans Platé, ce sont des micrites argileuses en bancs décimétriques, intercalés de lits centimétriques à décimétriques de marnes schistosées. Les niveaux micritiques sont souvent riches en gravelles calcareuses millimétriques, et montrent parfois de petits grains de quartz, parfois des nodules pyriteux centimétriques. La partie haute est plus calcaire, constituée de bancs jointifs, décimétriques, de biomicrites argileuses noires très finement spathiques, qui donnent plusieurs petites barres de 4 à 5 m d'épaisseur. Ce niveau se termine par deux bancs, de 30 à 40 cm d'épaisseur, de biomicrosparites argileuses à patine rousse, très ferrugineux et très riches en petites entroques. Chacun de ces bancs est surmonté sporadiquement par un niveau très ferrugineux roux, qui peut correspondre à une surface durcie (Platé).

Dans le Haut-Giffre, la formation se termine par 10 m de calcaires noirs alternant avec des marnes schistosées.

Dans les Aravis (Rosset, 1957), cette formation n'est pas détritique. Il s'agit de calcaires micritiques gris intercalés de marnes noires, montrant des slumps, des bancs pseudobréchiques à taches ocreuses, à radiolaires, spicules de spongiaires, échinodermes, *Globochaete*, *Saccocoma*, petits foraminifères benthiques et protoglobigérines (Détraz, Muller, Muller et Villars, 1986).

Cette formation a livré (feuille Chamonix) des *Perisphinctes* gr. *tiziani* et des *Ataxioceras effrenatus* (Tour Sallière) ainsi qu'une forme voisine au col

de Tenneverge (Collet, 1943), qui caractérisent la zone à *Transversarium*. Par ailleurs, on y rencontre parfois en lame mince des radioles, des *Globochaete* et des radiolaires calcitisés.

Le passage des Terres noires à l'Argovien est tout à fait continu dans la partie sud-ouest du massif de Platé, tout comme dans les Aravis (Rosset, 1957). Plus au Nord, dans le Haut-Giffre (Collet, 1943), la base de l'Argovien présente des faciès gréseux et conglomératiques, écho de mouvements tectoniques probablement localisés.

j6-n1a. **Tithonique (Oxfordien supérieur – Berriasien inférieur)**. Cette formation donne une falaise calcaire, à patine gris clair, d'une centaine de mètres de hauteur, niveau bien reconnaissable dans les paysages delphino-helvétiques. La partie médiane est souvent massive, la base et le sommet bien lités, avec des bancs jointifs, sauf dans la partie terminale où peuvent s'intercaler de minces feuilletés argileux.

Ce sont des calcaires micritiques sombres à ammonites, *Aptychus*, radiolaires, filaments, *Globochaete*, ostracodes, échinodermes parfois. Les deux tiers inférieurs de la formation renferment des *Saccocomidae* bien développés (associés à des protoglobigérines dans le tiers inférieur), qui cèdent le pas aux calpionelles dans sa partie haute. Dans Platé, des passées très finement gréseuses, millimétriques, se manifestent au sommet de la partie inférieure bien litée, ainsi qu'au sommet de la formation elle-même où des filets gréseux, très fins, de surcroît à débris coquilliers, dessinent dans les bancs un réseau plus ou moins anastomosé.

Le Tithonique présente sporadiquement des passées bréchiques, à éléments au plus centimétriques, remaniant les vases tithoniques elles-mêmes, et des passées de calcarénites bioclastiques, ces dernières bien représentées surtout dans le Sud des Aravis. Ce sont des dépôts turbiditiques contenant des échinodermes, bryozoaires et foraminifères de plate-forme (*Conicospirulina basitiensis*, *Nautiocoquina oolithica*) et des algues (*Clypeina jurassica*).

Les faunes d'ammonites de la zone à *Bimmamatum*, découvertes dans le Haut-Giffre par A. Lombard (1932), placent la base de cette formation dans la partie inférieure de l'Oxfordien supérieur. Les couches des Aravis ont livré à leur base des formes de l'Oxfordien supérieur ; par ailleurs, *Ataxiocebras castra* et *Nebroditis* cf. *doublieri* permettent de caractériser dans cette formation le Kimméridgien inférieur et moyen. La partie supérieure a livré *Pseudosubplanites lorioli* de la partie terminale du Malm.

La partie tout à fait terminale du Tithonique, que les associations de calpionelles permettent de placer dans la zone B inférieure (Berriasien inférieur), voit le développement d'une microfaune benthique non représentée jusque-là : ces bancs supérieurs sont plus zoogènes et renferment des milioles, textulariidés, algues (*Cayeuxia piae*) et *Globochaete*.

n1b-c. **Marno-calcaires néocomiens**. Cette formation a 110 m d'épaisseur environ. Elle est constituée d'une succession où alternent :

— des calcaires argileux, parfois grumeleux, finement spathiques parfois, en bancs de 5 à 40 cm d'épaisseur, à grains de quartz souvent et ponctuations d'oxydes de fer, à microfaune benthique et très petits débris de coquilles ;  
— des marnes gris-noir, ponctuées d'oxydes de fer, en passées le plus souvent centimétriques à décimétriques.

Les passées marneuses peuvent cependant atteindre 1 m d'épaisseur dans le sommet de la moitié inférieure de la formation : on a affaire alors à un niveau de remaniement. Dans le massif de Platé, ce dernier est couronné (Lachat) par un horizon de 2 m de puissance constitué de calcaires graveleux à microfaune benthique (*Nodosariidae...*), surmonté de calcschistes graveleux à débris coquilliers (1 m). Il passe latéralement (cascade de l'Arpennaz) à une passée marneuse de 13 m d'épaisseur renfermant 3 bancs massifs très irréguliers (0,5 à 1,10 m d'épaisseur) riches en oolites et en débris coquilliers.

La base de la partie supérieure, au-dessus du niveau de remaniement, montre des petits grains de quartz et des petites paillettes de micas. La partie haute de la formation (25 m terminaux) renferme de nombreuses gravelles.

Dans le Haut-Giffre (Uselle, 1963), le Berriasien (100 m d'épaisseur environ) présente une base schisteuse à petits bancs calcaireux et une partie supérieure plus carbonatée avec des bancs de 20-30 cm de calcaire noir ou brunâtre à patine gris clair, à intercalaires marneux minces. Le passage des brèches tithoniques aux marno-calcaires est relativement brutal. La base de ces niveaux livre *Berriasella* aff. *pontica*, et leur sommet *B. boissieri* (Coaz, 1932).

Dans les Aravis on a pu distinguer, dans cette formation des marno-calcaires néocomiens :

n1b. **Marno-calcaires slumpés (Berriasien inférieur à moyen)**. Ce membre basal, qui se dégage progressivement du Tithonique, a 50 m d'épaisseur environ aux approches de la cluse de l'Arve. Il s'épaissit vers le Sud-Ouest pour doubler pratiquement d'épaisseur à l'extrémité de la chaîne où, de plus, il admet localement une passée de **marnes brunes** (n1M) de 15 m d'épaisseur.

Il s'agit d'un empilement de slumps de calcaires pélagiques à calpionelles et de marnes. Quelques niveaux calcarénitiques grossiers (plus épais et de granularité plus grossière au Nord-Est) s'y intercalent, qui correspondent à des coulées bioclastiques à foraminifères benthiques de plate-forme (dont *Trocholina alpina* et *T. elongata*).

Ce membre est à rapporter à la biozone B supérieure à terminale, basée sur les calpionelles.

n1c. **Marno-calcaires beiges (Berriasien supérieur-Valanginien basal)**. Ce membre couronne la formation. Il s'agit de 30 à 35 m d'alternances décimétriques régulières de calcaires pélagiques biomicritiques à ammonites, bélemnites, calpionelles, radiolaires, échinodermes (*Tithonia berriasensis*), bivalves de profondeur, brachiopodes, ostracodes. La

présence de *Holcophylloceras* gr. *serum* permet de placer la limite Berriasien—Valanginien dans le dernier mètre de ces dépôts.

n2a ; n2a-3a. **Marnes grises à patine jaune (Valanginien).** Le passage aux marnes valanginiennes est relativement progressif. Ce sont des marnes gris-noir à patine jaunâtre, schistosées. Leur épaisseur atteint environ 200 m, mais la formation n'est qu'assez rarement complète du fait de sa ductilité et des étirements importants qu'a subi la région.

● Pour le **massif de Platé**, cette formation (n2a) montre une partie inférieure (15 premiers mètres) dans laquelle s'intercalent quelques bancs calcaréo-argileux décimétriques, finement spathiques, à gravelles millimétriques ; on y a relevé *Neolissoceras* gr. *grasi*. Les 130 m supérieurs de la formation voient, dans les marnes, s'intercaler des niveaux calcaréo-argileux centimétriques, rarement décimétriques, parfois graveleux, à débris d'organismes benthiques, enrichis en quartz dans la partie sommitale (qui est d'ailleurs un peu plus calcaire). Ils montrent par ailleurs, au sommet de leur tiers inférieur, dans le Sud-Ouest du massif (Lachat), un niveau très détritique de 1,5 à 2,5 m de puissance, constitué de bancs de microconglomérats décimétriques irréguliers, dont les éléments figurés, débris arrondis de micrites noires, grains de quartz, entroques, sont liés par une matrice micritique.

● Dans le **Haut-Giffre**, ce niveau (n2a) montre une partie très schisteuse, nervurée de petits bancs de calcaire argileux noirs à patine jaunâtre, dont l'épaisseur, malgré les étirements tectoniques, peut être appréciée à environ 100 m. On y a relevé (Coaz, 1932) *Thurmannites thurmanni* et *T. lucensis*. La partie haute de la formation est constituée par une dizaine de mètres de calcaires bien lités, minces, qui alternent avec des schistes noirs, et qui font la transition vers le niveau de calcaires roux sus-jacents.

● Dans **les Aravis** (n2a-3a), les marnes ont 250 m d'épaisseur. Elles ont été datées dans le torrent de La Giétaz (feuille Saint-Gervais ; Rosset, 1957), avec *Neolissoceras grasi*, *Aptychus didayi*. Elles livrent par ailleurs une microfaune variée de petits foraminifères benthiques (*Paalzowella*, *Lenticulina*, *Dorothia*). Un détritisme quartzueux fin s'y développe dès la base et croît jusqu'à représenter 10 à 15 % de la roche au sommet. Des bancs de calcaires argileux rompent la monotonie de la formation, parfois spathiques ou oolitiques, centimétriques puis décimétriques (qui apparaissent vers le haut), suivis de résédiments calcarénitiques bioclastiques. Ces derniers sont des grainstones glauconieux à foraminifères benthiques de plate-forme (*Trocholina alpina*, *T. elongata*) associés à des dasycladacées (*Clypeina*), et correspondent en fait aux calcaires roux sus-jacents qui n'ont pu être individualisés cartographiquement dans ce secteur (épaisseur métrique).

n2b-3a. **Calcaires roux (Valanginien terminal—Hauterivien basal).** De puissance variable (10 à 50 m), cette formation est très développée dans l'Est de la feuille (Est de Platé et Haut-Giffre) et s'amincit vers l'Ouest. Localement présents dans les Aravis, ces niveaux y montrent une épaisseur faible qui n'a pas permis de les individualiser cartographiquement au sommet des marnes valanginiennes (voir *supra*). Datés latéralement (Charollais *et al.*,

1981), les « Calcaires roux » sont attribuables au Valanginien terminal et à la base de l'Hauterivien.

Ce sont des micrites à patine rousse ou marron foncé, en bancs décimétriques irréguliers, jointifs. Dans leur partie médiane (et surtout quand cette formation est à son épaisseur maximale, dans l'Est de la feuille) s'intercalent parfois entre les bancs, des passées de marnes marron foncé, schistosées.

Dans son ensemble, cette formation est très graveleuse, plus ou moins gréseuse, et montre de nombreux débris de bivalves, des bryozoaires, avec parfois des oolites, algues, polypiers, foraminifères agglutinants et miliolids. On y relève parfois de véritables lumachelles, avec un niveau lenticulaire de 1,40 m environ près de sa base (Bellegarde).

n3b. **Marno-calcaires sombres (Hauterivien)**. Dans les Aravis on a pu individualiser, entre les marnes valanginiennes et la base des calcaires siliceux, un niveau de transition : il s'agit d'alternances de calcaires sombres, gréseux et de marnes gris-brun à radiolaires pyritisés (25-30 m).

n3b-c ; n3b-d ; n3c-4a. **Calcaires siliceux (Hauterivien – Barrémien)**. Cette formation a une puissance variable (150 à 650 m). Elle donne, sous les puissants calcaires clairs urgoniens, un liseré brunâtre qui souligne la base des hautes falaises du bastion de Platé et de la corniche du Nord des Aravis.

● Dans le **massif de Platé**, cette formation atteint 150 m d'épaisseur environ. Elle est constituée de micrites noires à patine gris-marron, spathiques, gréseuses, en bancs décimétriques. Des schistes calcareux et gréseux, à cassure gris sombre d'aspect huileux, y constituent des joints centimétriques, souvent irréguliers et, dans l'Ouest du massif (Bellegarde), une passée de 5 m de puissance dans la partie basse de la formation. La partie haute de cette dernière (60 m supérieurs) est plus schisteuse, avec des bancs plaqués mal marqués, qui se répartissent grossièrement en gros ensembles de 5 m d'épaisseur. Ce sont des micrites très gréseuses, qui se chargent de glauconie vers le haut en même temps qu'elles deviennent plus compactes.

Dans le Nord-Est de la feuille (région de Sixt), la base de ce niveau montre de nombreux lits très gréseux, centimétriques, anastomosés. Dans le Sud-Est, la partie sommitale de la formation est plus massive, à bancs décimétriques bien marqués de micrites à trame siliceuse, riches en gravelles, avec des entroques, bryozoaires et débris d'algues auxquels se mêlent, dans les derniers bancs, des petits foraminifères agglutinants et de nombreux petits débris de coquilles.

● Dans **les Aravis**, les « Calcaires siliceux » (alternances de calcaires siliceux et de marnes silto-gréseuses) sont plus épais (240 m au Nord-Est de la chaîne) et s'épaississent encore vers le Sud-Ouest (650 m). Ce sont des calcaires gréseux (5 à 40 % de quartz), à spicules de spongiaires, radiolaires, petits foraminifères benthiques et rares serpules. La partie sommitale présente des couches de transition vers la formation suivante (une quinzaine de mètres au Nord-Est, s'épaississant jusqu'à 80 m au Sud-Ouest). Ces dernières sont caractérisées par une diminution des teneurs moyennes en quartz

détritique, une augmentation et une diversification de la faune benthique (foraminifères et échinodermes) ainsi que par l'apparition de dépôts resédimentés calcarénitiques bioclastiques : grainstones à oïdes, foraminifères benthiques de plate-forme (orbitolines) et dasycladacées (*Salpingoporella genevensis* et *Heteroporella? paucicalcareia*).

Dans le Sud des Aravis, deux niveaux de mégablocs de **calcaires bioclastiques hauterivo-barrémiens**, à faciès urgonien (n3c-4a [1]), sont resédimentés dans les couches de transition du sommet des Calcaires siliceux, là où ces dernières sont les plus épaisses. Ces niveaux montrent des troncutures intraformationnelles synsédimentaires et des slumps. Le niveau de mégablocs supérieur, qui serait déjà dans le Barrémien, est coiffé localement d'un hard ground. Dans le Nord de la chaîne ne se manifestent, dans le haut de la formation, que quelques passées bréchiques (près des Grangers, avec des éléments de 5 à 10 cm), ou près de Nancy-sur-Cluses (calcaire microbréchique contenant du quartz détritique et du quartz secondaire, avec plaques d'échinodermes, radioles, débris de tests de brachiopodes, de bryozoaires, textulariidés, avec glauconie).

● Dans le **Haut-Giffre**, cette formation est constituée de calcaires gréseux à patine gris sombre ou brunâtre, intercalés de marnes gréseuses schistosées à patine roussâtre. Elle se termine par un niveau de condensation à oolites ferrugineuses, nombreuses plaques d'échinodermes, bryozoaires et quartz détritiques abondants. Certains bancs, gréso-miacés, sont riches en radioles, d'autre en biotite et muscovite. En lame mince, ils montrent souvent des radiolaires et des textulariidés. Vers le Nord commence à se développer, dans la base de la formation, une passée schisteuse qui atteindra environ 20 m aux Chalets-de-Salvadon (feuille Samoëns—Pas-de-Morgins).

● Dans **les Bornes** (Charollais, 1963), les Calcaires siliceux atteignent 400 m d'épaisseur ; ce sont des calcaires durs, gréseux, à patine brun-noir à gris-bleu sombre. Ils sont riches en sulfures et oxydes de fer, mais toujours très peu glauconieux, sauf dans les couches de passage à l'Urgonien. Par ailleurs, on note souvent dans ces bancs une texture en boules ou en miches. Dans la partie haute, les calcaires, alors intercalés de couches marno-gréso-glauconieuses à *Toxaster*, se purifient de plus en plus aux approches de l'Urgonien. Enfin, le sommet de la formation (les 2 m terminaux) est très riche en silex.

Cette formation livre une faune peu variée : spicules d'éponges, textulariidés, rares brachiopodes, *Exogyra couloni* assez fréquentes et des oursins (*Toxaster amplus*, *T. gibbus*, *T. seynensis*) qui pullulent parfois dans le haut. Les attributions stratigraphiques reposent sur des ammonites (Charollais, Conrad, Schroeder et Thieuloy, 1969). Une zonation prenant en compte les oursins (Clavel, Charollais et Busnardo, 1987) situerait la limite Hauterivien—Barrémien dans les couches de transition du sommet de la formation des Calcaires siliceux (Détraz, Muller, Muller et Villars, 1986).

n3 d-5 ; n4-5 ; n4b-5. **Urgonien (Hauterivien terminal—Bédoulien)**. Il s'agit en fait d'un complexe urgonien caractérisant des faciès de plate-forme moyenne à interne qui ont progradé du Jura vers l'Est au cours du Crétacé inférieur (Clavel, Busnardo et Charollais, 1987). L'âge des couches de sa

base varie de l'Hauterivien terminal aux rochers de Cluses et dans les Bornes externes (Charollais, Clavel et Schroeder, 1986), au Barrémien inférieur dans les Aravis (Détraz, Muller, Muller et Villars, 1986).

L'Urgonien présente des épaisseurs variables sur l'ensemble de la feuille (170 à 250 m). Il comprend 3 termes superposés, qui ont été définis dans le massif de Platé (Pairis, 1975) et que l'on retrouve plus ou moins développés sur l'ensemble de la feuille, mais que l'on n'a pu différencier sur la carte.

● **Couches de transition**, à patine gris sombre : formant la base de la falaise proprement urgonienne, elles représentent, avec leur faciès néritique, le passage progressif des couches subordonnées aux calcaires massifs sus-jacents. Épaisses d'une quinzaine de mètres, elles sont constituées de bancs de calcaires alternant avec des schistes noirs. Ce sont des biomicrites en niveaux centimétriques à décimétriques, gris sombre, graveleuses, parfois très gréseuses ou argileuses, quelquefois faiblement dolomitiques dans la base. Rapidement dans ces niveaux, des biomicrosparites apparaissent, qui alternent avec les biomicrites. Tous ces horizons renferment de nombreux débris de coquilles de bivalves, ainsi que des entroques, des dasycladacées, accompagnés d'orbitolinidés, de petits foraminifères agglutinants et de miliolidés. Ce niveau a livré *Crioceratites emerici* à J. Revil (1911) (zone à Pulchella). Il renferme de nombreux orbitolinidés sur lesquels, en général, s'appuient les auteurs pour le situer dans le Barrémien inférieur.

● **Calcaires massifs** : 150 m environ, à patine gris clair ou le plus souvent blanchâtre. Ce sont des biomicrosparites en bancs souvent métriques, voire décamétriques, riches en lithoclastes de micrites noires et débris coquilliers, avec souvent des entroques (encrines, pentacrines), orbitolinidés, petits foraminifères agglutinants, miliolidés. La sédimentation y est troublée, car dans ces biomicrosparites s'intercalent localement (à leur base et dans leur partie médiane) : des passées argileuses ou argilo-gréseuses noires, en joints centimétriques, ou en courtes lentilles décimétriques, parfois ferrugineuses et riches en débris charbonneux ; des joints très ferrugineux ; des grès fins à ciment micritique en niveaux à stratification entrecroisée. Ces niveaux correspondent manifestement à des « couches à orbitolines », qui représenteraient les couches à orbitolines inférieures des massifs subalpins plus méridionaux. Sur la feuille Cluses, ces dernières n'ont été effectivement reconnues (nombreuses orbitolines dans un ciment marneux ou calcaire très argileux) que localement (Nord de la cluse de l'Arve : anticlinal de Cluses, col de Monthieu près des Chalets-d'Aujon ; et en rive gauche de l'Arve, près de Bareys), sans pour autant en être nécessairement les équivalents latéraux exacts.

La partie haute de ces calcaires massifs est constituée de bancs centimétriques à métriques, jointifs. Elle montre localement (Sud-Ouest de Sixt) de nombreux silex noirs décimétriques. Par ailleurs, elle renferme les premières associations microfaunistiques de plate-forme interne. Les rudistes y sont alors souvent nombreux avec *Requienia ammonia* (fréquent), accompagné parfois d'*Ostrea sinuata* et de *Matheronia gryphoides*. Dans les Aravis, avec des polypiers, ils constituent parfois des biohermes (faciès récifaux) au sommet de l'Urgonien. Cette partie sommitale renferme alors des faciès lagunaires à characées et extraclastes (Détraz *et al.*, 1986).

Les associations d'organismes ont conduit à attribuer au Barrémien inférieur les deux premiers tiers des calcaires massifs dans le Sud du massif de Platé (Arnaud-Vanneau *in* Pairis, 1975). Il s'agit cependant d'organismes benthiques, de foraminifères surtout, dont on sait qu'ils marquent essentiellement des niches écologiques, ce qui fait que ces attributions peuvent être discutées (Clavel *et al.*, 1987). De la même façon, les 20 m suivants seraient à rapporter au Barrémien supérieur et les 25 m terminaux au Bédoulien. Dans l'Est du massif de Platé, aux Chalets-de-Sales (\*), le Barrémien supérieur débiterait à 80 m de la base des calcaires massifs, toujours sur la foi de microorganismes benthiques. Enfin, dans les rochers de Cluses, le Barrémien recouvrirait approximativement les 150 premiers mètres de la formation, le Bédoulien les 100 m suivants.

● **Assise détritique terminale** : elle constitue le toit des calcaires massifs auxquels d'ailleurs elle peut parfois passer latéralement (Chalets-de-Sales, bois des Ascets). Épaisse de 5 m au maximum, elle est constituée de grès blanchâtres à roussâtres, parfois ferrugineux à ciment micritique, intercalés – en passées millimétriques à centimétriques d'abord, puis décimétriques vers le haut – dans des calcaires gris très gréseux à patine claire. Localement, elle est constituée de conglomérats à éléments centimétriques d'Urgonien, pris dans une matrice de grès ferrugineux. Ce dernier faciès se rencontre sporadiquement dans les massifs du Haut-Giffre (Collet, 1943), de Platé (Collet 1943 ; Pairis, 1975) et des Aravis (Rosset, 1957). Il a été attribué au Gargasien sur la foi de *Terebratula dutemplei* qu'y a relevée L.W. Collet. Dans le massif de Platé, ce niveau est surtout localisé au voisinage de la grande fracture N 50 de La Grangeat (Pyramide 1399).

Dans les Bornes (Charollais, 1963), dans les gorges du Cé, près de Mont-Saxonnex, en rive droite, apparaît une lentille de bancs bien lités, très gréseux, à patine jaunâtre, qui s'intercale dans un faciès urgonien pseudo-oolitique. L'Urgonien là aussi se termine par des niveaux blanchâtres, gréseux, non stratifiés. Souvent, un conglomérat intraformationnel monogénique y apparaît aussi, à ciment gréseux.

Dans le Haut-Giffre, l'Urgonien proprement dit, c'est-à-dire les calcaires massifs, atteint environ 130 m de puissance. Il s'agit souvent de calcaires graveleux, parfois très faiblement dolomitiques, bioclastiques, oolitiques parfois. Les 10 m terminaux sont oolitiques, et surmontent 30 m de calcaires faiblement dolomitiques à foraminifères de plate-forme et à débris de characées.

n6-7 ; n6-C1 ; n6-C2 ; n7 ; n7-C1 ; n7-C2. **Grès verts (Aptien supérieur—Céno-manien supérieur)**. Cette formation montre des variations d'épaisseur importantes : de 22 m à Cluses dans le Nord-Ouest du massif de Platé, elle passe à 2,5 m et 2 m dans l'Est de ce massif, respectivement aux Chalets-de-Sales et à la pointe d'Ayères. Dans les Aravis, elle atteint 25-30 m d'épaisseur et 20 à 40 m dans le Haut-Giffre. Elle repose parfois sur les niveaux détritiques terminaux urgoniens par une croûte limonitique fossilifère (Bornes). Dans les Aravis, elle débute sur un hard ground à ammonites du Gargasien moyen (Delamette *in* Détraz *et al.*, 1986).

(\*) orthographié *Salles* sur le nouveau fond topographique IGN.

Localement, sa base appartient à l'Aptien supérieur et son sommet au Cénomaniens supérieur. Les variations de faciès y sont importantes et des lacunes s'y manifestent, locales à plusieurs niveaux (dans l'Albien et le Cénomaniens moyens) ou généralisées dans sa base, au toit de l'Urgonien. Cette formation présente donc, selon les points, des âges divers (encore que toujours situés dans la fourchette Aptien supérieur – Cénomaniens supérieur), que l'on a fait ressortir en attribuant des notations différentes aux affleurements. La minceur des divers niveaux ne permet pas en effet de distinguer chacun d'eux cartographiquement.

Trois membres sont identifiables dans cette formation.

- Le **terme le plus ancien** (3 à 30 m de puissance, à rapporter à l'Aptien supérieur) est constitué, pour sa partie inférieure de marnes très gréseuses schistosées ou de grès très fins à délit schistoïde, peu glauconieux et légèrement carbonatés (30 %), souvent pyriteux. Sa partie supérieure est représentée par des grès peu glauconieux, à boules de calcaire gréseux renfermant des bryozoaires et des brachiopodes silicifiés. Ce terme n'est représenté qu'à l'Ouest d'une ligne subméridienne passant approximativement par l'Aup-de-Véran et Samoëns.

- Le **deuxième membre** est constitué de grès (1 à 10 m), souvent glauconieux, à rapporter à l'intervalle comprenant l'Albien inférieur et la base de l'Albien moyen. Ces grès sont parfois grossiers, surtout à la base (grains de quartz pouvant atteindre 5 mm), pauvres en carbonates (10 %) mais avec des nodules calcaires parfois, et souvent des lithoclastes et bioclastes (ammonites et bivalves) phosphatés, épars ou bien répartis en horizons nets. L'un de ces derniers a livré *Inoceramus concentricus* et des ammonites de genres caractérisant l'Albien moyen (*Hoplites*, *Anhoplites*, *Lyelliceras*). Sa partie haute montre localement (environs de la tête des Lindars) des terriers (bioturbations sur substrat semi-induré).

- Le **dernier membre** (0,2 à 2,5 m ; en moyenne 0,5 m), correspond au « béton phosphaté » des auteurs, niveau le plus souvent très riche en fossiles et lithoclastes phosphatés, cimentés de calcaires glauconieux plus ou moins gréseux ou de phosphatites glauconieuses et gréseuses. Dans ce niveau peuvent se développer des hydrozoaires pélagiques (*Parkeria sphaerica*), qui indiquent un environnement épibathyal et un âge cénomaniens inférieur (rochers des Fiz, Criou) (Delamette, 1983).

La faune d'ammonites est d'âges variables dans cet horizon, ce qui peut traduire des remaniements plus ou moins importants. Les formes les plus anciennes caractérisent l'Aptien terminal (zone à Jacobi) ; on les relève seulement à Sommier-d'Aval sur la retombée occidentale des Aravis (où le toit de cet horizon atteint la zone à Dispar : Albien terminal), et éventuellement aux Frachets (feuille Annecy–Bonneville) dans les Bornes (au SSW de Mont-Saxonnex), près de la limite occidentale de la feuille Cluses. Les ammonites les plus récentes que l'on y relève caractérisent la zone à Mantelli (Cénomaniens inférieur). Ce niveau a livré en particulier de nombreuses *Schloenbachia varians* (Collet et Perret, 1926) à l'Ouest de la pointe d'Ayères. La microfaune de ce « béton phosphaté » cependant indique parfois, pour la base, l'Albien supérieur et parfois le Coniacien pour le sommet

(mais il faut compter là avec les remaniements à l'interface des « Grès verts » et des « Calcaires sublithographiques » qui leur font suite).

Les dépôts phosphatés de l'Albien sont noirs, durs, pauvres en carbonates. Ceux du Cénomaniens présentent par contre de fortes teneurs en carbonates, et une teinte pâle, en général beige. On trouve par ailleurs dans cette formation des encroûtements résultant d'une activité organique. Les plus anciens (Albien inférieur et base de l'Albien moyen) sont constitués d'empilements de minces feuillets phosphatés, que l'on interprète comme des *dépôts de voiles bactériens*. Les plus récents sont des *constructions stromatolitiques*. Ces dernières débutent à l'Albien moyen et sont souvent phosphatées et riches en grains de quartz. Les stromatolites du Cénomaniens sont composés, au contraire de ceux de l'Albien, de boues fines glauconieuses, faiblement phosphatées, qui ont piégé le plus souvent une microfaune des zones à *Rotalipora brotzeni* et à *R. reicheli* (Cénomaniens inférieur et moyen). Il arrive néanmoins que les lamines de base des stromatolites ne contiennent qu'une microfaune albienne (à *Ticinella*) et que les lamines supérieures renferment en abondance des *Rotalipora cushmani* (Cénomaniens supérieur) (col de la Colombière ; Delamette in Pairis *et al.*, 1986).

CS ; C3-5. **Calcaires sublithographiques (Turonien—Maastrichtien)**. Cette formation présente souvent des lacunes, en particulier dans sa base ; en outre, elle a été plus ou moins entaillée par les érosions anténummulitiques. Il est clair cependant, depuis la reconnaissance du Maastrichtien dans les Aravis (Détraz, Muller, Muller et Villars, 1986), que ces dépôts du Néocrétacé, s'ils commencent à des moments divers selon les points, ont dû monter partout dans le Crétacé tout à fait terminal. Enfin, il faut noter que très souvent, sur le territoire de la feuille Cluses, le Néocrétacé est carié par des *Microcodium*, sur une épaisseur plurimétrique parfois, sous la discordance du Tertiaire.

L'apparition de niveaux plus argileux dans la partie haute du Néocrétacé permet de restreindre, dans le Nord Est de Platé, cette formation au Turono-Santonien (C3-5).

La base de la formation est quelquefois représentée par un niveau de calcaires fins, peu épais (0,2 m à 2,5 m), souvent beiges, plus ou moins glauconieux. Cet horizon a parfois livré des ammonites peu phosphatées, quelques échinodermes et une microfaune planctonique abondante d'âge cénomaniens. Il peut néanmoins, localement, appartenir au Turonien ou au Coniacien. Il passe latéralement aux calcaires sublithographiques : au pied de la Croix-de-Fer (massif de Platé), un banc calcaire très glauconieux (0,7 m), à ammonites cénomaniennes, se fond latéralement dans des calcaires sublithographiques exempts de glauconie et de fossiles.

Les calcaires sublithographiques, dont l'épaisseur maximale conservée atteint parfois 200 m, donnent de grandes falaises jaunâtres bien litées au-dessus de la vire des « Grès verts ». Ils sont formés par un ensemble de bancs décimétriques de biomicrites légèrement argileuses, gris clair à gris-beige, fréquemment sublithographiques, parfois légèrement gréseuses, riches en organismes planctoniques (globotruncanidés, calcisphaerulidés),

irrégulièrement intercalées de calcschistes identiques en passées centimétriques à décimétriques ; les passées gréseuses donnent souvent de fins filets anastomosés de grès à matrice micritique (à débris de petits lamellibranches et foraminifères benthiques : *Lenticulina*), dans les mailles desquels la partie calcaire sublithographique constitue des dragées centimétriques. Les horizons de calcaires sublithographiques et de calcschistes prennent quelquefois, très localement dans le massif de Platé (plateau d'Arâches, flanc inverse du pli de Balme), des teintes verdâtres et rougeâtres provenant assez probablement d'une altération climatique anténummulitique.

La partie terminale des calcaires sublithographiques, sous la discordance du Tertiaire, est parfois constituée (Vernant) d'un ensemble métrique de calcaires en bancs décimétriques très sombres et apparemment azoïques.

La partie inférieure de la formation des « Calcaires sublithographiques » montre une absence systématique de la base du Turonien inférieur, ainsi que des lacunes. L'analyse de la microfaune dans ces horizons montre que ce n'est qu'à partir du Turonien supérieur que s'installe un régime de dépôts dans lesquels les biozones du Crétacé supérieur sont bien représentées (mais avec des variations importantes d'épaisseur selon les points). La partie la plus haute de ces calcaires, conservée sous la discordance du Nummulitique, n'atteint, dans le massif de Platé, que le Campanien (d'une part dans la zone du chenal des Platières, et d'autre part dans le graben d'Arâches, où le Campanien élevé est présent).

Dans les Aravis, les calcaires sublithographiques pélagiques sont gris, localement rougeâtres. Des calcaires argileux (qui n'ont pas été individualisés cartographiquement dans ce massif) les surmontent parfois. Ils renferment des foraminifères planctoniques parfois nombreux et des calcisphères (qui disparaissent dans la partie sommitale plus marneuse). La base y est datée du Turonien. Le sommet est à rapporter au Maastrichtien.

Les datations sont fondées sur du matériel planctonique : *Marginotruncana*, *Praeglobotruncana*, *Dicarinella*, *Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Gansserina*, *Rotalipora*, *Archaeoglobigerina*, *Whiteinella*, *Heterohelix*, *Abathomphalus*, *Pithonella* (Pairis, 1975 ; Détraz, Muller, Muller et Villars, 1986).

c6. **Calcschistes néocrétacés.** Dans la vallée du Giffre (synclinal de Sixt), le sommet du Néocrétacé (100 m au maximum conservés sous la discordance du Nummulitique) est à peu près uniformément calcschisteux, formé de biomicrites argileuses gris-beige, parfois légèrement gréseuses, à organismes planctoniques mal conservés, probablement campaniens. La partie terminale de la formation est néanmoins un peu plus calcaire (Perret) : il s'agit alors d'un niveau métrique de calcaires sublithographiques gris très sombre, qui semblent azoïques, et donc tout à fait semblables à ceux relevés dans le secteur de Vernant.

## Tertiaire

La transgression paléogène s'est étendue dans la zone alpine externe sur un pays structuré dans lequel les érosions ont été dirigées essentiellement par le canevas des fractures paléocènes N 50 et N 170. La répartition des diverses formations du Tertiaire (fig. 3 et 4) y est rendue complexe par l'existence de paléodépressions et de paléoreliefs d'une part, sur lesquels se surimpose d'autre part une tectonique synsédimentaire (encore que cette dernière soit le plus souvent localisée aux abords d'accidents privilégiés). Cette activité tectonique ne masque cependant pas les rejeux des accidents principaux qui, aux limites interne et externe des Bornes, permettent l'individualisation, dans la zone externe alpine, successivement d'un domaine externe oriental, puis d'un domaine intermédiaire et enfin d'un domaine externe occidental (Paris, 1988).

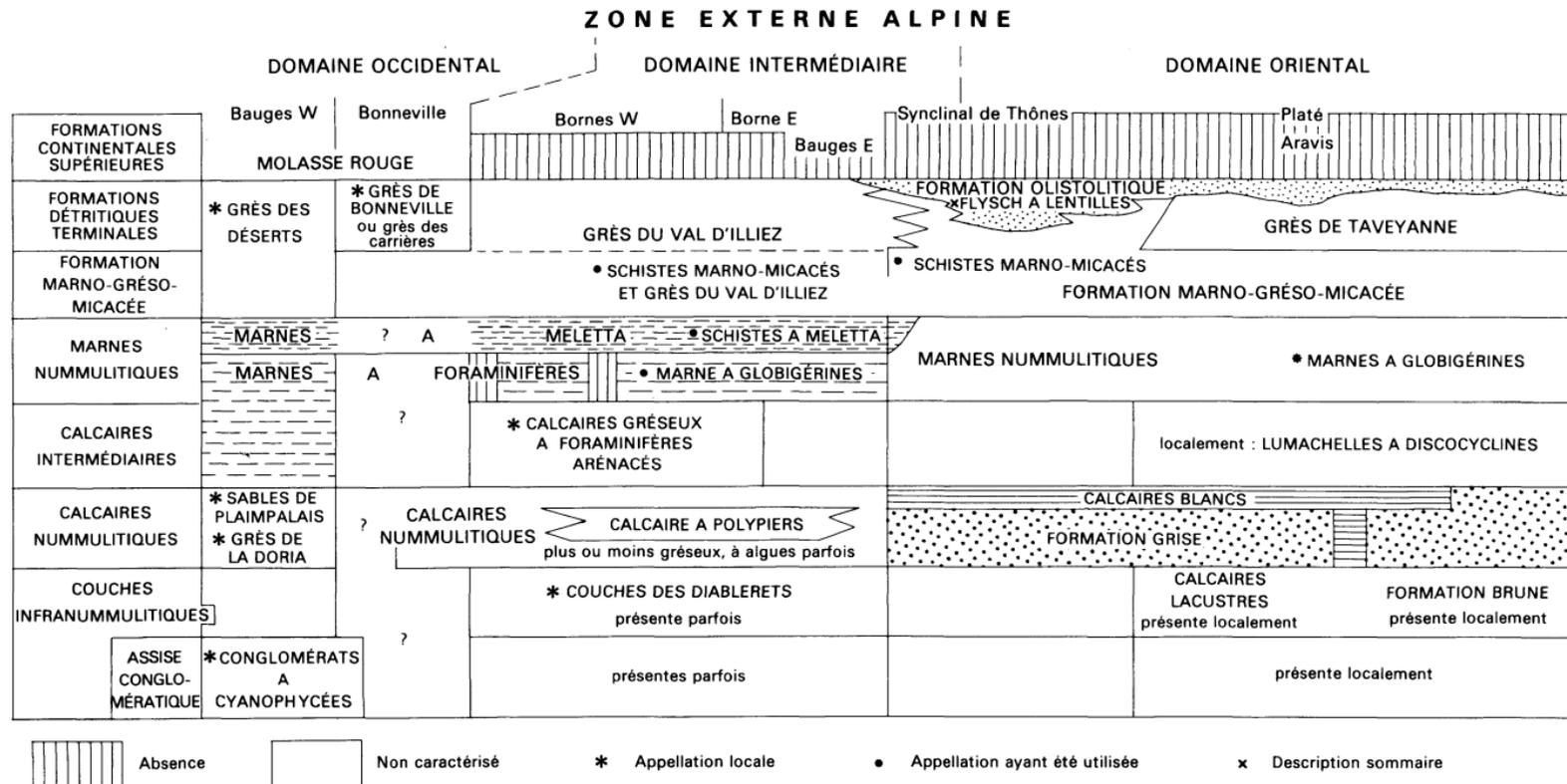
La figure 6 donne un catalogue des formations paléogènes reconnues dans la zone alpine externe septentrionale. La complexité des variations de faciès ne permet pas d'y tenir compte de l'âge des différents niveaux. La figure 7, par contre, donne la répartition spatio-temporelle de ces diverses formations.

Pour aider à la lecture et à la comparaison de cartes récentes voisines, un comparatif des formations prises en compte sur les feuilles Annecy–Bonneville et Cluses est donné dans les tableaux 1a, 1b et 1c (p. 50-51).

e5. **Calcaires gréseux à grandes nummulites (« Lutétien »)**. Calcaires gris clair à gris verdâtre, souvent finement gréseux et un peu glauconieux, admettant parfois quelques intercalaires de grès, fins ou un peu plus grossiers, souvent glauconieux, à ciment calcaire (7 m). Dans le graben d'Arâches apparaissent, sous ces niveaux, des calcaires noirs à patine orangée, accompagnés de rares lentilles conglomératiques minces (qui se biseautent vers le Nord). Cet ensemble marin n'atteint que 5 m d'épaisseur dans le synclinal de Sixt (ou du Nant-Sec) et se biseaute vers l'Est. Les calcaires y deviennent grumeleux, pseudoconglomératiques même, avec alors une matrice calcaréo-argileuse verdâtre.

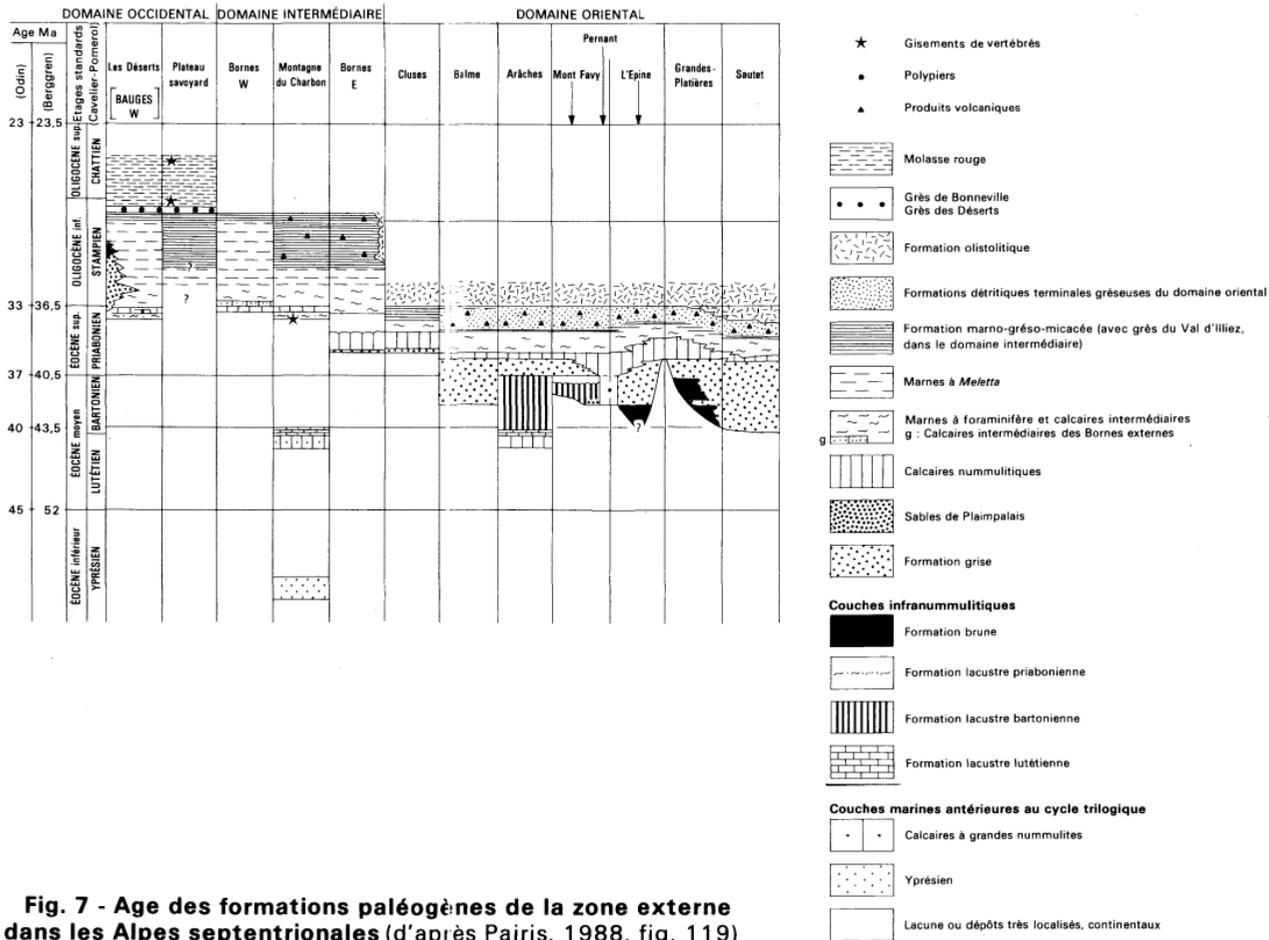
La microfaune, avec *Nummulites perforatus*, *N. brongniarti*, *N. pushi*, *N. biarritzensis*, *N. striatus*, *N. praegarnieri*, *Assilina exponens*, *Alveolina elongata* et *A. gr. fusiformis*, permet d'attribuer ces niveaux au Biarritzien *l.s.* On peut discuter de l'appartenance de ces couches au Lutétien terminal, position des anciens auteurs, ou au Bartonien que l'on sait maintenant possible. En l'absence d'arguments déterminants, l'interprétation ancienne de la microfaune a été conservée, d'autant que : (1) la transgression principale, qui amènera le dépôt de la trilogie nummulitique débute dans le Bartonien ; et (2) entre les couches marines « lutétiennes » et bartoniennes se placent deux épisodes lacustres — dont le plus tardif est déjà bartonien (voir ci-dessous).

e5L. **Couches lacustres inférieures (« Lutétien »)**. Calcaires et pseudoconglomérats à cyanophycées, beiges à jaune verdâtre, ou gris plus ou moins sombre, à patine gris verdâtre, marron ou rougeâtre, attribués au Lutétien.



**Fig. 6 - Catalogue des divers membres ou formations reconnus dans le Paléogène des Alpes externes septentrionales**  
(d'après Pairis, 1988)

(Cette figure ne fait pas intervenir l'âge des différents niveaux)



**Fig. 7 - Age des formations paléogènes de la zone externe dans les Alpes septentrionales (d'après Pairis, 1988, fig. 119)**

Épais de quelques mètres seulement dans les gorges du Cé au Nord de Mont-Saxonnex, ils atteignent 21 m sur le front des Aravis (rocher Blanc et graben des Laÿs). Ce niveau épais admet, aux deux tiers supérieurs, une passée bréchique métrique. Il est surmonté par 9 m de calcaires fins, beiges, à patine gris-beige ou gris sombre, en bancs séparés parfois par des films noirs marneux ou charbonneux. Ces bancs renferment des silex stratoïdes noirs ou clairs, atteignant parfois 10 cm d'épaisseur, et des gastéropodes, des ostracodes et des oogones de characées.

Les niveaux de calcaires fins sont seuls représentés dans le synclinal de Sixt et le graben d'Arâches. Dans ce dernier, ils débutent sur le « Lutétien » marin par une passée bréchique (3 m). Ils atteignent alors 14 m de puissance et s'épaississent (30 m environ) vers le Sud, contre la faille de Magland. Ils montrent sporadiquement quelques passées bréchiques minces.

e6L. **Couches lacustres supérieures (Bartonien).** Calcaires argileux gris schistosés et schistes gris clair (15 m), se chargeant latéralement d'intercalaires conglomératiques métriques. Ces derniers renferment des galets ou des blocs arrondis (50 cm) de calcaires (du Néocrétacé, du « Lutétien » marin et lacustre) et des morceaux de silex stratoïdes encore anguleux.

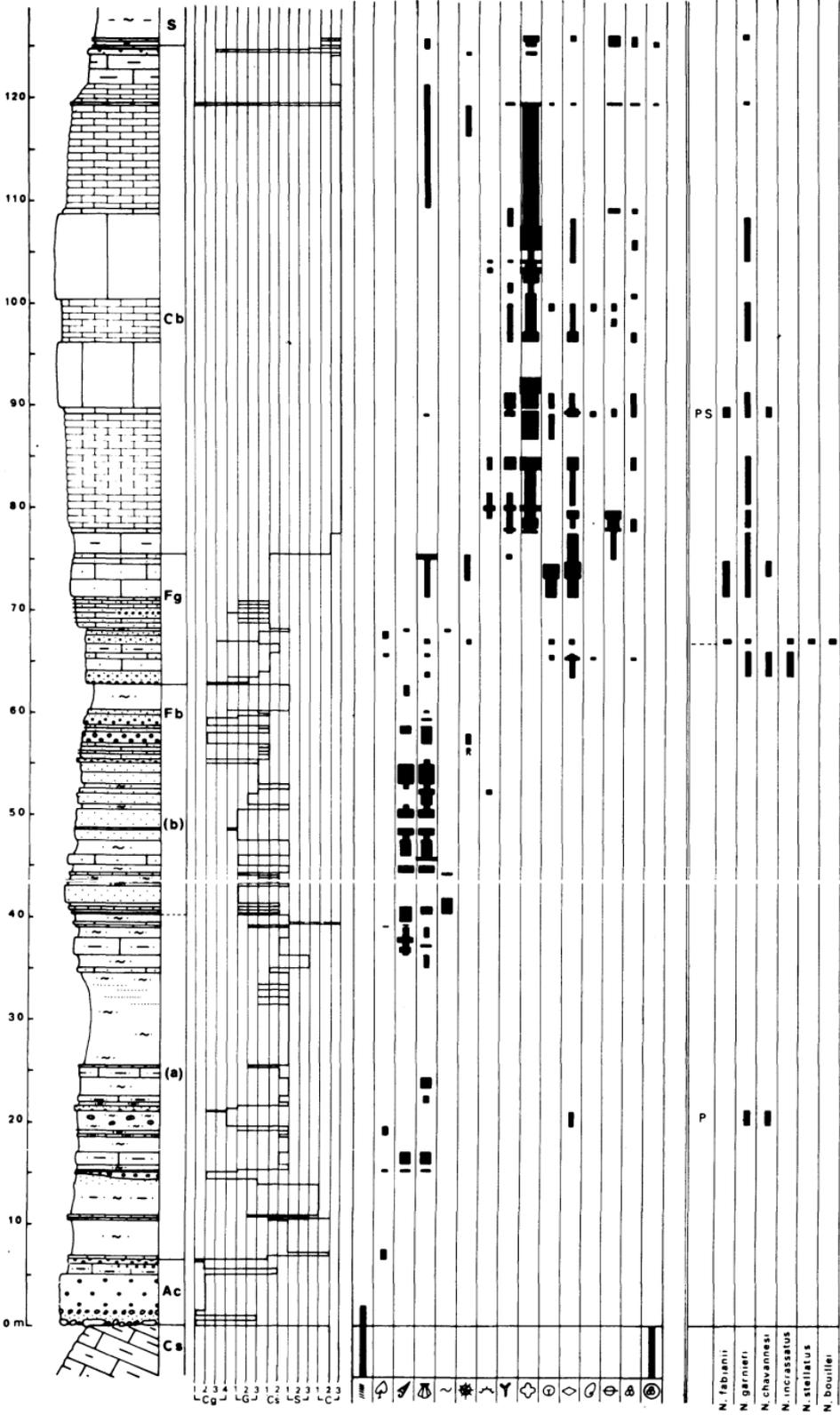
Ces couches reposent au mont Favy (Platé) sur un **conglomérat** (e6Cg) à éléments de calcaires néocrétacés, qui a livré *Nummulites incrassatus* : elles sont donc à placer dans le Bartonien. La base de l'assise y est par ailleurs totalement envahie de **Microcodium** (e6).

Dans le Haut-Giffre (Sougey, Perret), ces niveaux ont livré dans leur partie plus marneuse *Limnea longiscata*, *L. pyramidalis*, *L. fusiformis*, *L. acuminata*, *L. aequalis*, *Planorbis (Segmentina) cherteri*, et des oogones de characées (Moret, 1934).

Dans les Aravis (graben des Laÿs) on a attribué au Bartonien des couches argileuses rouges renfermant des blocs centimétriques de calcaires lacustres « lutétiens ».

eCg. **Assise conglomératique (« Lutétien »—Priabonien).** Cette assise détritique basale, parfois présente, montre un diachronisme marqué. Il s'agit de conglomérats souvent massifs et très grossiers, souvent bréchiques, pouvant atteindre jusqu'à 10 m de puissance (Sautet, Sud-Ouest de Platé). Ils sont constitués essentiellement de blocs ou de galets calcaires de Néocrétacé ou d'Urgonien, cimentés par une micrite très gréseuse, fréquemment envahie de *Microcodium* qui peuvent parfois remplacer presque totalement le ciment. Localement s'adjoignent à ces éléments figurés, des silex, des calcaires lacustres et des calcaires à grandes nummulites.

e6-7B. **Formations brune et grise (Bartonien—Priabonien).** La sédimentation tertiaire comporte le plus souvent des couches sombres dans sa partie inférieure. En quelques points, ces niveaux sont constitués par une « Formation brune », saumâtre, passant latéralement à une « Formation grise », marine, qui finit par la submerger. Ces formations ont été définies dans la coupe des Grandes-Platières (Pairis et Pairis, 1975) (fig. 8).



**Lithologie :**

Cg : Conglomérats.

1 - brèches grossières; 2 - poudingues grossiers; 3 - conglomérats moyens;  
4 - conglomérats fins.

G : Grès.

1 - grossiers; 2 - moyens; 3 - fins.

Cs 1 : Calcaires gréseux. Cs 2 : Calcaires argilo-gréseux.

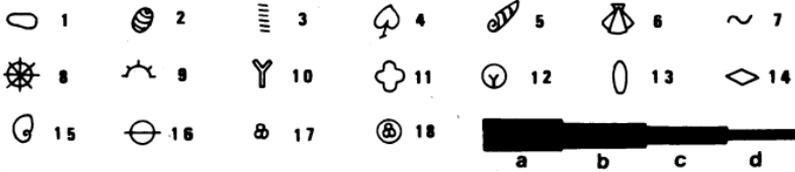
S : Schistes.

1 - gréseux; 2 - gréséo-miacés; 3 - non gréseux.

C 1 : Calcaires très argileux. C 2 : Calcaires argileux. C 3 : Calcaires.

Si 1 : Silex.

**Organismes ou traces**



**Répartition des organismes ou des traces d'activités organiques :**

1 - Ostracodes; 2 - Characées; 3 - Microcodium ; 4 - Débris végétaux; 5 - Gastéropodes;  
6 - Lamellibranches; 7 - Pistes de vers; 8 - Polypiers; 9 - Débris d'échinodermes; 10 -  
Bryozoaires; 11 - Algues; 12 - *Miliolidae*; 13 - *Alveolinidae*; 14 - Nummulites; 15 -  
Operculines; 16 - Discocyclines; 17 - Petits foraminifères benthiques; 18 - Foraminifères  
planctoniques. R : Formes remaniées.

**Appréciation quantitative :**

a - très abondants (lumachelles...); b - abondants; c - fréquents; d - présents.

**Désignation des formations :**

Cs : Crétacé supérieur.

Cn : Calcaires à grandes nummulites. lc : Couches lacustres.

Ac : Assise conglomératique. Fb : Formation brune. Fg : Formation grise. Cb : Calcaires blancs.

S : Schistes à globigérines.

**Attributions stratigraphiques :**

LS : Lutétien supérieur. LT : Lutétien terminal. PI : Priabonien inférieur. PS : Priabonien  
supérieur. P : Priabonien.

**Fig. 8 - Les Grandes-Platières : colonne stratigraphique.**

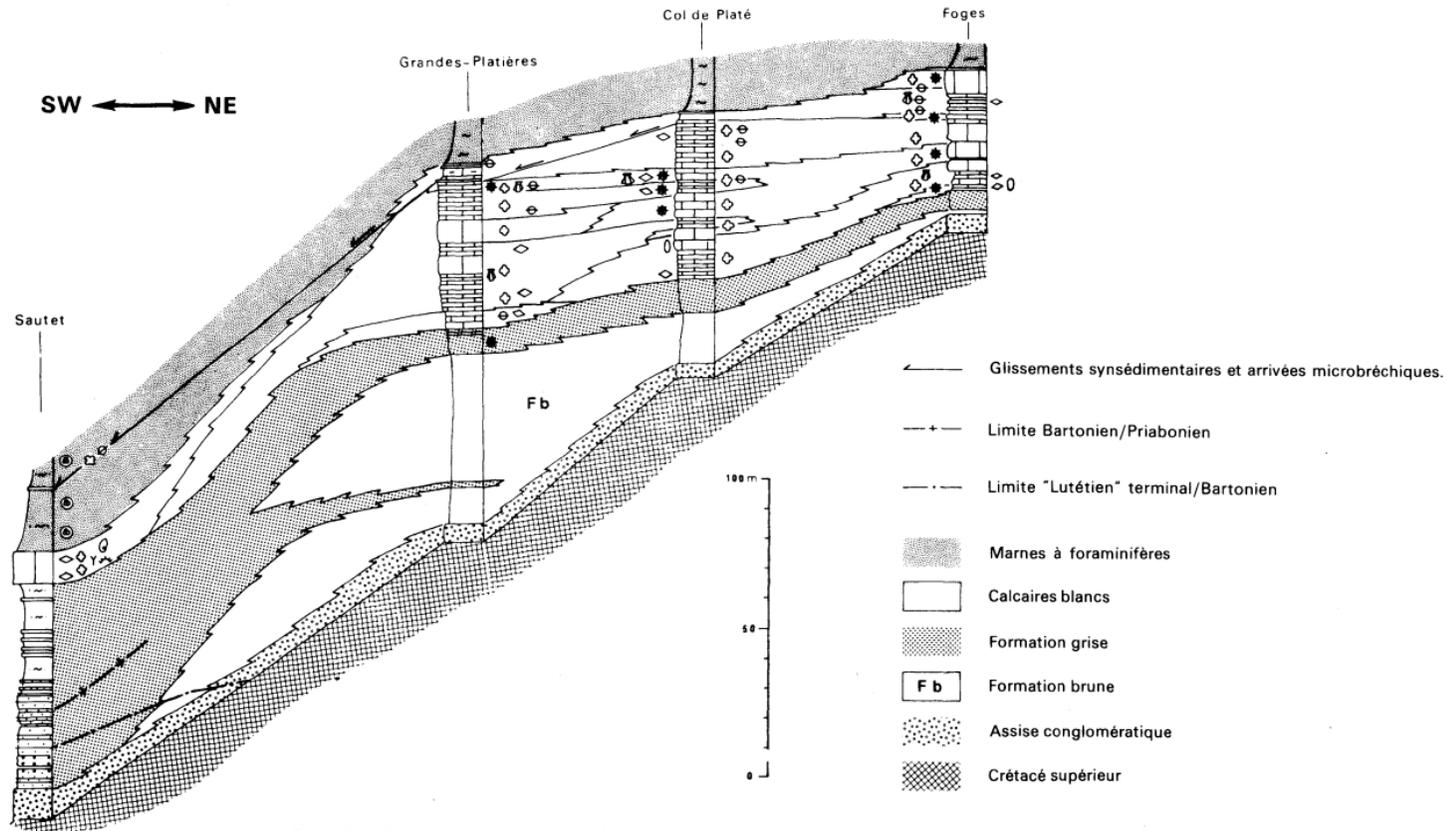
● La **Formation brune** est représentée sur tout le massif de Platé, et très localement dans les Bornes. Elle est localisée dans des chenaux (fig. 3 et 4), paléovallées anténummulitiques allongées le long des zones de fractures N 50 et subméridiennes qui les déterminent (chenal des Platières, des Challenles, de l'Épine dans Platé : fig. 3 et 4 ; dépressions des Fontaines et du Nord-Est du Bargy dans les Bornes, du Vallon dans le Haut-Giffre). Épaisse d'une centaine de mètres parfois (maximum), elle est constituée de calcaires argilo-gréseux et de marnes plus ou moins sableuses à patine brun roussâtre et peut montrer des passées conglomératiques locales. Elle renferme de nombreux gastéropodes et lamellibranches qui constituent parfois de véritables lumachelles, auxquelles s'associent des débris végétaux. Localement se développent des horizons charbonneux importants au toit de cette formation qui montre ainsi, dans le chenal de l'Épine, 1 m de lignite (qui a été exploité à la mine de Pernant) avec *Natica vapincana*, *Cerithium plicatum*, *C. vivarii alpinum*, *C. trochleare*, *Meretrix villanovae*, *Cyrena convexa*, *Cardium rouyanum*.

Formation accumulée sous influence deltaïque nette dans un fond de golfe, elle correspond, *pro parte*, aux « couches des Diablerets » des auteurs suisses. Elle montre, localement, des influences marines plus affirmées : minces horizons à nummulites (*N. chavannesi*, *N. garnieri*) des secteurs de Pernant (chenal de l'Épine), du lac de Gers et du versant ouest des Grandes-Platières, accompagnés parfois d'une perforation des galets des niveaux conglomératiques. Ces manifestations franchement marines correspondent à des intrications latérales précoces du faciès de la Formation grise qui se développera au-dessus (fig. 9).

● La **Formation grise** marque, par son apparition, l'affirmation du milieu marin. Son épaisseur maximale est de 70 m. Très variable dans le détail, elle montre cependant toujours une patine gris sombre. Elle est constituée de grès fins à grossiers et/ou de calcaires souvent très gréseux, en niveaux décimétriques à métriques, avec parfois des passées conglomératiques décimétriques. De minces passées argileuses noires peuvent s'intercaler entre les bancs. Les niveaux franchement gréseux montrent parfois des biseaux internes nets qui trahissent une instabilité locale du milieu de sédimentation. Souvent riche en petites nummulites, miliolidés, débris d'échinodermes, elle montre sporadiquement des polypiers isolés et renferme aussi des lamellibranches et des gastéropodes, mais les lumachelles y sont très rares.

e5-6G ; e5-7G ; e7G. **Formation grise (« Lutétien »—Priabonien)**. La « Formation grise » représente parfois à elle seule tous les termes compétents du Paléogène marin (« Calcaires nummulitiques ») (Nord-Est du synclinal de Thônes). Elle est constituée de calcaires argileux intercalés de marnes gris sombre. Ces horizons sont parfois un peu gréseux. Localement peuvent se développer quelques mètres de grès, en général fins (front du pli de la pointe d'Areu au Nord du col de l'Oulette\*), voire des conglomérats pluridécimétriques dans la base. Dans le Sud-Ouest de Platé, elle peut atteindre 70 m d'épaisseur, avec une moitié inférieure à dominante gréseuse et une partie haute à dominante calcaréo-argilo-gréseuse. L'hétérochronie de cette formation est clairement marquée : plus ancienne dans les parties sud-ouest et sud de Platé (secteur du Sautet, Chalets-de-Platé, nant Bourdon), elle y

\* *Oulletaz* sur le nouveau fond topographique.



**Fig. 9 - Corrélations dans l'axe du chenal des Platières (Tertiaire de Platé)**  
(mêmes symboles qu'en fig. 8)

début à coup sûr dans un Bartonien très bas, voire dans le Lutétien terminal (*N. praefabianii*, *N. brongniarti*) ; son sommet est alors priabonien (*Nummulites fabianii*). Elle est par contre bartono-priabonienne dans le chenal de l'Épine.

e6-7C ; e7C. **Calcaires blancs (Bartonien—Priabonien)**. Ils coiffent la Formation grise dans laquelle ils s'intriquent d'ailleurs souvent avant de la submerger (chenal des Platières). Une patine gris clair à blanchâtre les oppose à la couleur sombre des assises tertiaires subordonnées. Localement, ils reposent directement sur le Mésozoïque (bordure nord-ouest du chenal de l'Épine, près de Pernant), et/ou sur une assise détritique basale métrique (lac Bénit, sur le front du Bargy, que l'on n'a pu distinguer cartographiquement). Leur épaisseur, variable, est le plus souvent décamétrique, mais peut atteindre localement une centaine de mètres.

Quelquefois un peu gréseuse dans son extrême base, cette formation est riche en nummulites et évolue rapidement vers le haut pour passer à des calcaires à algues, polypiers, bryozoaires, spongiaires, dans lesquels s'intercalent souvent des passées micritiques massives, de plusieurs mètres d'épaisseur parfois, à cassure très esquilleuse. Ces horizons, dans lesquels on ne relève que des foraminifères benthiques d'assez grande taille (*Asterigerina*, *Eorupertia*, *Eoannularia*), marquent des dépôts périrécifaux. Ils sont d'ailleurs, dans les diverses séquences, souvent recouverts de niveaux à polypiers et/ou par des horizons très bioclastiques.

La partie terminale montre de minces passées argileuses qui permettent une individualisation des bancs, qui sont alors souvent riches en discocyclines. Ces foraminifères constituent parfois des niveaux franchement lumachelliques au toit des « Calcaires blancs ».

Les Calcaires blancs débutent localement par des niveaux bartoniens (*Nummulites* aff. *fabianii*), près de Pernant. Partout ailleurs ils sont tout entiers priaboniens. L'hétérochronie de ce niveau peut être néanmoins saisie à l'intérieur même de cet étage en considérant le degré d'évolution des *Nummulites fabianii* qu'on y relève : ainsi, le toit de la formation est à situer dans un Priabonien relativement basal au débouché sud-ouest du chenal des Platières (secteur du Sautet), alors que sur l'Arbaron il est à placer dans un Priabonien très élevé.

e6-7 ; e6-7N ; e7. **Calcaires nummulitiques (Bartonien—Priabonien)**. On a réuni les niveaux franchement marins de la partie inférieure du Paléogène transgressif (« Formation grise » et « Calcaires blancs » : e6-7 ; e7), en leur adjoignant parfois la « Formation brune » (e6-7N) dans certains secteurs où ils ne pouvaient être distingués cartographiquement. Ces niveaux présentent les caractères décrits par ailleurs. Il faut simplement signaler que la Formation grise est à dominante calcaréo-argileuse dans la zone dépressionnaire d'Arâches et près de Cluses, fréquemment riche en microfaune, avec des nummulites et souvent des discocyclines (qui localement peuvent constituer des horizons lumachelliques).

L'extrême base de la Formation grise incluse dans les Calcaires nummulitiques est bartonienne (ou à rapporter à un Priabonien tout à fait débutant) dans le Nord de la zone dépressionnaire d'Arâches, sous le chevauchement de Balme, alors que plus au Sud, jusqu'au mont Favvy, elle est à situer dans un Priabonien inférieur de plus en plus élevé, si l'on en croit en le degré d'évolution des *Nummulites fabianii* qu'elle renferme. Ailleurs, elle est à attribuer à un Priabonien bien affirmé, voire supérieur.

e7F. **Marnes à foraminifères (Priabonien).** Premier membre de la formation des « Marnes nummulitiques », mais seules représentées dans le domaine externe oriental, elles sont épaisses parfois de plus de 100 m entre les failles de La Grangeat et de Balme. Plus au Sud-Est, elles sont décamétriques.

Ce sont des schistes ou des calcschistes à patine jaune, faiblement et finement gréseux dans leur partie basale. Leur extrême base (quelques centimètres ou décimètres) est parfois un peu glauconieuse. Les niveaux sont d'abord nettement calcareux, et riches en foraminifères benthiques, puis en formes planctoniques. La partie haute est plus argileuse (Arâches). Les influences détritiques qu'ils subissent (grains de quartz et micas) augmentent vers le haut, au détriment de la microfaune qui se raréfie et tend alors à disparaître. Ils montrent localement des **bancs calcaires** (e7F(1)) à microfaune benthique, qui correspondent à des vases de plate-forme résédimentées.

L'âge de ces marnes est sujet à controverse. On sait cependant qu'elles reposent sur des couches encore priaboniennes, parfois peu élevées (Sautet, au Sud-Ouest de Platé). Dans le domaine externe oriental elles ne renferment que des microorganismes déjà existants au Priabonien : elles sont donc attribuables tout entières à cet étage dans ce secteur.

e7F-g2 ; g1-2. **Marnes nummulitiques (Priabonien—Oligocène inférieur).** Dans l'angle nord-ouest de la feuille, dans le domaine externe intermédiaire — et, au-delà des limites de l'épure, dans le domaine externe occidental —, les marnes nummulitiques se complètent avec les « Marnes à *Meletta* » qui y surmontent les « Marnes à foraminifères ». La minceur de ces deux niveaux et/ou le manque de limite précise entre eux n'a pas permis de les différencier cartographiquement.

Dès la retombée orientale du Bargy (flanc ouest du synclinal de Thônes), la partie supérieure des **Marnes à foraminifères** (qui n'atteignent alors que quelques mètres d'épaisseur) est déjà oligocène, ayant livré *Bohlensipollis hohli* (Hochuli in Charollais *et al.*, 1980). Ces marnes présentent les mêmes caractères que ceux décrits ci-dessus. Dans les Bornes externes, elles peuvent atteindre une trentaine de mètres de puissance et montrent une base nettement glauconieuse.

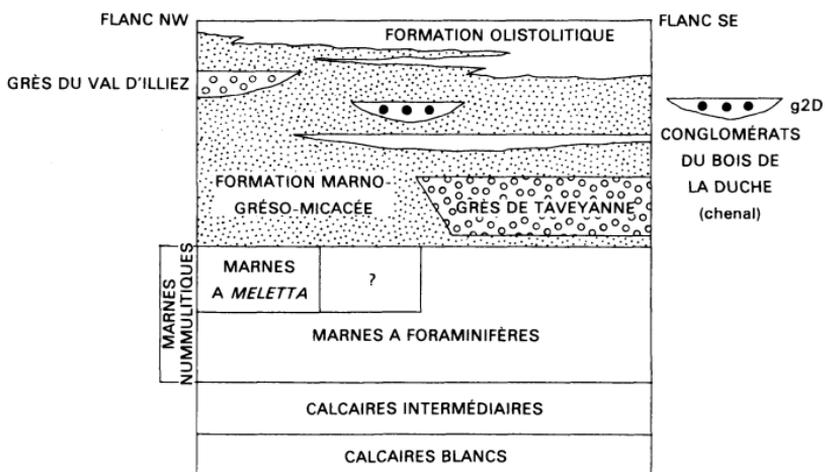
Les **Marnes à Meletta** qui les surmontent apparaissent dès le flanc occidental du synclinal de Thônes ; elles sont tout entières dans l'Oligocène. Épaisses de 40 m au maximum (Bornes externes), d'épaisseur moindre sur la retombée orientale du Bargy (quelques mètres seulement), ces marnes se

FEUILLE ANNECY-BONNEVILLE		FEUILLE CLUSES		
g2c	FLYSCH A LENTILLES	FORMATION OLISTOLITIQUE		g2F
g2b3	FLYSCH A PRÉDOMINANCE DE GRÈS DU VAL D'ILLIEZ	GRÈS DU VAL D'ILLIEZ		g2V
g2b2	FLYSCH A PRÉDOMINANCE SILTEUSE	SCHISTES MARNO-MICACÉS	FORMATION MARNO-GRÈSO-MICACÉE	g2M
		SCHISTES A MELETTA	MARNES A MELETTA	g1-2 e7F-g2
g1	MARNES A FORAMINIFÈRES	MARNES A FORAMINIFÈRES	MARNES NUMMULITIQUES	
e5-6	CALCAIRES GRÉSEUX A GRANDS FORAMINIFÈRES ARÉNACÉS	CALCAIRES INTERMÉDIAIRES		e7
	CALCAIRES A NUMMULITES, DISCOCYCLINES, POLYPIERS ET ALGUES	CALCAIRES BLANCS		
	GRÈS ET CALCAIRES GRÉSEUX	FORMATION GRISE		
	CALCAIRES GRÉSEUX ET/OU GRÈS CALCAIRES, CONGLOMÉRATIQUES			
	COUCHES DES DIABLERETS	FORMATION BRUNE		e6-7N
		ASSISE CONGLOMÉRATIQUE		
	COUCHES LACUSTRES	COUCHES LACUSTRES "LUTÉTIENNES"		e5L
	CALCAIRES A GRANDES NUMMULITES	CALCAIRES "LUTÉTIENS" (CALCAIRES NUMMULITIQUES)		e5
ÉOCÈNE INFÉRIEUR (REMANIÉ)	non reconnu			

**Tableau 1a - Tableau comparatif des formations reconnues dans le domaine alpin externe intermédiaire sur les feuilles à 1/50 000 Anancy-Bonneville et Cluses**

ARAVIS	FEUILLE ANNECY-BONNEVILLE	FEUILLE CLUSES	
g2c	FLYSCH A LENTILLES	FORMATION OLISTOLITIQUE	
g2b1	GRÈS DE TAVEYANNE	GRÈS DE TAVEYANNE	
		FORMATION MARNO-GRÈSO-MICACÉE	
g1	MARNES A FORAMINIFÈRES	MARNES A FORAMINIFÈRES	MARNES NUMMULITIQUES
		e7F	
e5-6	CALCAIRES A NUMMULITES DISCOCYCLINES, POLYPIERS ET ALGUES	CALCAIRES INTERMÉDIAIRES	
		CALCAIRES BLANCS	
	GRÈS ET CALCAIRES GRÉSEUX	FORMATION GRISE	
		e7G	
		e5-6G	
	COUCHE DES DIABLERETS	FORMATION BRUNE	
		e6-7B	
	COUCHES LACUSTRES	ASSISE CONGLOMÉRATIQUE	
		COUCHES LACUSTRES BARTONNIENNES	
		e6L	
CALCAIRES A GRANDES NUMMULITES	COUCHES LACUSTRES "LUTÉTIENNES"		
	e5L		
		CALCAIRES "LUTÉTIENS" (CALCAIRES NUMMULITIQUES)	
		e5	

**Tableau 1b - Tableau comparatif des formations reconnues dans le domaine alpin externe oriental sur les feuilles à 1/50 000 Annecy-Bonneville et Cluses**



**Tableau 1c - Rapports des formations supérieures du Tertiaire marin dans le synclinal de Thones**

débitent en plaquettes fines et ont une patine brun foncé à gris-bleu sombre. Ce sont des marnes à écailles de *Clupea* et à débris végétaux (quelques lits charbonneux millimétriques parfois), qui montrent éventuellement des débris osseux de poissons (ravin de l'Enfer, dans le synclinal de Cenise, aux confins des cartes Annecy—Bonneville et Cluses). Elles sont souvent finement gréseuses, un peu micacées et montrent parfois quelques grains de glauconie. Les éléments détritiques deviennent plus importants dans leur partie haute, ce qui va de pair avec un appauvrissement de leur faune ; par ailleurs, elles renferment localement quelques rares bancs conglomératiques calcaires (Ouest de Mont-Saxonnex) qui atteignent une dizaine de centimètres d'épaisseur au maximum. Elles se caractérisent par leur microfaune constituée presque exclusivement de formes planctoniques dont la petite taille trahit le confinement du milieu de dépôt. Par contre, elles renferment parfois, localement, des niveaux qui sont brusquement riches en foraminifères planctoniques de taille normale et qui correspondent à des horizons de remaniement.

e7M ; g2M. **Schistes marno-grésomiacés (Priabonien—Oligocène inférieur)**. Cette formation assure la transition entre les marnes nummulitiques et les corps détritiques qui terminent la série marine du Paléogène. Son épaisseur est très variable selon les points.

Dans le massif de Platé, ce sont des schistes à patine gris brunâtre qui montrent, dès leur base, de minces bancs gréseux ; ces derniers s'épaississent et se multiplient vers le haut de la formation. Les foraminifères y disparaissent pratiquement totalement ; par contre, les débris végétaux y sont fréquents.

Dans le Nord du synclinal de Thônes (Bareys) et dans la retombée occidentale du pli de Cluses—Bargy, cette formation présente une base essentiellement marneuse (couches marno-miacées *auct.*), qui se charge, vers le haut et latéralement, de bancs gréseux. Elle atteint, dans ces secteurs, une épaisseur de l'ordre de 200 m.

e7T. **Grès de Taveyanne. (Priabonien—Oligocène basal ?)**. Cette formation détritique se rencontre dans la partie orientale du domaine externe, au Sud-Est de la faille de Balme (zone dépressionnaire d'Arâches, Platé oriental et Aravis). Épaisse de 500 m environ, elle constitue des falaises rubanées à patine sombre, gris-brun à brun verdâtre, qui tranchent sur les couleurs claires des calcaires qu'elles dominent, et donnent à leur pied d'importants cônes d'éboulis brunâtres.

Il s'agit de grauwackes en bancs décimétriques, métriques, voire décamétriques (des niveaux d'une dizaine de mètres d'épaisseur ne sont pas très rares dans cette formation), qui alternent avec des schistes argileux et gréseux, en passées décimétriques le plus souvent, mais qui localement (vallon de Gers, dans l'Est du massif de Platé) peuvent se dilater jusqu'à constituer deux niveaux marneux importants : le premier, d'une dizaine de mètres de puissance est intercalé dans la base de la formation ; le second, qui atteint environ 50 m d'épaisseur, se développe dans sa partie haute. Quant aux niveaux gréseux, ils montrent un granoclassement, et souvent de nombreux

ses figures de base de bancs ainsi que des ravinements. Par ailleurs, les inclusions charbonneuses — très localisées — n'y sont pas rares, qui proviennent de bois flottés ou entraînés par les courants de turbidité. Des mesures de paléotempératures sur de tels débris plus ou moins carbonisés ont donné des valeurs de 350 °C (Giraud, 1983). Les « Grès de Taveyanne » renferment aussi de rares foraminifères, en particulier des nummulites et des discocyclines, surtout d'ailleurs dans leur partie haute. Ces découvertes (Moret, 1924 ; Schroeder et Pictet, 1946) ont conduit les auteurs à placer cette formation dans le Priabonien. En réalité cet âge reste incertain puisque cette microfaune peut ne pas être qu'une thanatocœnose mais trahir des remaniements plus importants. Il n'est pas exclu que ces grès puissent être en partie oligocènes.

Les éléments présents dans ces grès sont des débris d'andésites, qui peuvent parfois constituer 90 % de la roche (Vuagnat, 1952, 1958 ; Martini, 1968 ; Sawatzki, 1975) dans les Grès de Taveyanne typiques (qui en contiennent de toute façon plus de 60 %, avec une moyenne de 80 %). Les grès s'appauvrissent en débris andésitiques dans le haut de la formation (30 m terminaux) sur le front des Aravis (Grès de Taveyanne pauvres). Les débris d'andésites sont surtout à augite ou à hornblende, rarement à biotite. On y trouve des phénocristaux de plagioclases, et plus rarement des phénocristaux d'augite ou de hornblende englobés dans une matrice chloriteuse à microlites de plagioclases. Le sphène, l'ilménite et l'hématite constituent le cortège de minéraux accessoires. Un léger métamorphisme (voir ce chapitre) a entraîné l'apparition, à partir des éléments volcaniques, de laumontite et/ou de pumpellyite et prehnite dans ces grès (qui se présentent sous un *faciès moucheté* caractéristique). Les éléments non volcaniques qu'ils renferment sont essentiellement constitués par des fragments de roches plutoniques (granites, microgranites, aplites, pegmatites) et, en proportions plus faibles, de roches sédimentaires (calcaires priaboniens, néocrétacés, urgoniens, « Marnes à foraminifères »). Il faut y signaler, en très faibles proportions, des débris de schistes, de calcaires gréseux, des quartzites, des cherts, et de rares fragments de micaschistes, de gneiss et, un peu plus fréquents, de métaquartzites. Le ciment des grès est formé de chlorites et de minéraux provenant de la désagrégation du matériel représenté en galets. La calcite participe parfois au ciment.

**g2V. Grès du Val d'Illiez (Oligocène inférieur).** Il s'agit de corps gréseux qui se développent dans le domaine externe intermédiaire. Ils montrent des bancs de grès métriques, souvent granoclassés, des passées conglomératiques surtout à la base, alternant avec des marnes gris sombre souvent mica-cées.

Les « Grès du Val d'Illiez » sont plus pauvres en débris volcaniques que les Grès de Taveyanne et sont caractérisés par la *présence d'éléments volcaniques andésitiques* (identiques à ceux des Grès de Taveyanne mais ne dépassant pas 40 % de la roche) *et diabasiques* (à structures intersertales, arborescentes, fibroradiées ou variolitiques). Par ailleurs, on y relève des roches volcaniques ou subvolcaniques acides (rhyolites, microgranites), des granites, des gneiss, et des débris de quartz polycristallins. Des gneiss, métaquartzites à séricite, serpentinites chloritisées et gabbros métamorphisés complè-

tent le cortège des roches cristallines. Les roches sédimentaires sont bien représentées. Quelques-unes sont d'origine inconnue, ou incertaine : calcaires gréseux ou bioclastiques, calcaires fins, grès siliceux, quartzites, schistes micacés et silicifiés, cherts carbonatés, spongolites. Des calcaires dolomitiques, éventuellement triasiques, des radiolarites et des cherts non carbonatés proviennent des zones internes. D'autres, au contraire, appartiennent au domaine delphino-helvétique : fragments de la formation des Grès verts, calcaires urgoniens, sénoniens, priaboniens, fragments de Marnes à foraminifères, marnes de la Formation marno-gréso-micacée, Grès de Taveyanne (rares, et en blocs de forme irrégulière), auxquels se joignent des débris de grès ultrahelvétiques.

Le ciment des Grès du Val d'Illiez est constitué d'une quantité non négligeable de débris minéraux provenant de la désagrégation des roches suscitées. Cependant, la plupart du temps il est essentiellement constitué par de la calcite.

g1-2F ; g2F. **Formation olistolitique : schistes à blocs ou flysch à lentilles, indifférenciés (Oligocène inférieur).** Elle coiffe la série tertiaire au Sud-Est du Bargy dans le synclinal de Thônes et sur tout le massif de Platé. Sur la retombée orientale du chaînon du Bargy, la « Formation olistolitique » est oligocène inférieur non basal (g2F). Dans les secteurs plus internes elle débute un peu plus tôt (g1-2F). Elle correspond à un olistostrome développé dans le bassin en avant du front d'avancée des nappes internes.

Il s'agit de marnes argileuses noires, parfois gréseuses, souvent micacées, jaunâtres à l'altération, qui sont plus ou moins chargées de débris de tailles variées en provenance des nappes alpines internes et du domaine ultrahelvétique. Les premières passées détritiques sont lenticulaires, centimétriques à décimétriques, constituées d'éléments mesurant de 1 à 10 mm avec surtout des calcaires fins, rougeâtres, à rapporter au Néocrétacé (Turonien—Maastrichtien) et, plus fréquemment, au Paléocène. La taille des éléments augmente vers le haut pour constituer des lentilles métriques à hectométriques, de nature pétrographique et d'âge variés. Il s'agit en fait d'un olistostrome, en partie décollé de son substratum dans les parties internes (au Sud-Est de la faille de Balme), mais probablement en place dans le synclinal de Thônes.

On a pu différencier localement un certain nombre d'olistolites ou de lentilles détritiques. On trouve ainsi, dans cette formation olistolitique :

- des calcaires dolomitiques et cargneules associés (tDK), des calcaires dolomitiques (tD) ;
- des schistes à nodules aaléniens (l-j) ;
- des brèches calcaires à éléments calcaires et dolomitiques (jBr) (Dogger ?) ;
- des calcschistes micacés du Dogger (j1-3) ;
- des calcaires argileux du Bajocien (j1) ;
- des calcarénites gréseuses du Bathonien (j2) ;
- des calcaires sublithographiques à silex et microbrèches tithoniques (Kimméridgien—Berriasien) (j-n) ;
- des grès glauconieux, calcaires gréseux, calcaires argileux et des marnes, du Crétacé inférieur (ci) ;

- des calcaires argileux à niveaux de remaniements (Berriasien supérieur—Cénomaniens) (n1b-c1);
- des calcaires sublithographiques en bancs, du Crétacé supérieur et/ou du Paléocène (c3-e1). Les uns ne renferment pratiquement pas de minéraux détritiques et montrent des prismes d'inocérames, des radiolaires, des calcisphères et des foraminifères planctoniques (Turonien inférieur à Santonien supérieur); les autres sont un peu quartzeux et un peu glauconieux, avec des *Globotruncana*, *Rosita*, *Globotruncanella*, *Rugoglobigerina* d'abord (Campanien—Maastrichtien), puis *Morozovella pseudobulloides*, *Globigerina trilocolinoides*, *Planorotalites compressa*, *Globoconusa daubjergensis* et *Globigerina* gr. *eugubina* (Paléocène inférieur à moyen). Ces niveaux constituent, dans le Nord du massif de Platé, les « couches du Béné » (Kindler, 1987);
- des marbres en plaquettes du Crétacé supérieur, parfois rougeâtres, montant souvent dans le Paléocène (c5);
- des calcaires à helminthoïdes, et des schistes manganésifères de la nappe du Flysch à helminthoïdes (FH);
- des calcaires grés-glauconieux épais de 60 m parfois, constitués de débris resédimentés (« couches de Vercland »; Kindler, 1986), du Paléocène supérieur—Éocène inférieur : *Globigerina trilocolinoides*, *G. velascoensis*, *Morozovella pseudobulloides*, *Planorotalites* gr. *compressa*, *P.* gr. *pseudomenardii*, *Morozovella velascoensis*, *M. subbotinae* (e2-4);
- des conglomérats à grandes ou à petites nummulites remaniées (c9);
- des grès paléogènes divers (G) : Grès ultrahelvétiques, Grès intermédiaires, Grès de Taveyenne intermédiaires et/ou Grès de Taveyenne pauvres, qui sont peu fréquents. Par contre, les lentilles de Grès de Taveyenne typiques sont plus fréquentes et peuvent atteindre de grandes dimensions (2-5 m d'épaisseur);
- des grès (Grès de Samoëns) (e7s) représentés surtout dans le Haut-Giffre. Ils sont constitués de gros bancs gréseux éventuellement micacés, parfois conglomératiques, à intercalations pélitiques, sans éléments volcaniques. Ils sont probablement à rapporter à l'Ultrahelvétique. Il n'est pas exclu cependant qu'ils puissent correspondre à des grès chenalisés dans la Formation marno-grés-micacée. Ils occuperaient alors une position analogue à celle des conglomérats du bois de la Duché (voir *infra*).

g2D. **Grès et conglomérats de la Duché (Oligocène inférieur).** Dans le bois de la Duché (synclinal de Thônes, Sud-Ouest du col des Annes), apparaît un niveau conglomératique et gréseux ravinant la « Formation marno-grés-micacée » à Grès du Val d'Illiez, qui représente le comblement d'un chenal (Doudoux, Chaplet et Tardy, 1987). Les éléments de ce conglomérat comportent des blocs et éléments calcaires (biomicrites du Sénonien, biosparites du Paléogène), schistes du Crétacé supérieur, et de petits galets arrondis de roches cristallines reprises probablement d'un conglomérat plus ancien démantelé, accompagnés de débris de diabases, de serpentinites et de radiolarites.

**Zone interne : domaine subbriançonnais  
(klippe des Annes)**

La klippe des Annes constitue un petit massif elliptique enchâssé à l'intérieur du synclinal de Thônes. La profonde vallée E-W de Maroli la coupe en deux parties, au Nord un chaînon E-W tête d'Auferrand – pointe d'Almet (qui culmine à 2 237 m dans ce dernier sommet), et au Sud un chaînon SW-NE, culminant à 2 050 m au mont la Cha-de-Chatillon (\*). Pour une bonne compréhension de la structure, les contours de cette klippe se trouvant sur la feuille voisine Annecy–Bonneville ont été reportés sur la feuille Cluses. Une série triasico-liasique la constitue, d'environ 650 m de puissance, reposant sur la « Formation olistolitique ». Un liseré de cargneules, d'épaisseur très variable, pouvant atteindre la dizaine de mètres d'épaisseur (col des Annes), souligne le contact anormal de la klippe sur ses flancs ouest, est et sud. Ces cargneules n'ont pas été séparées des calcaires et dolomies triasiques (t10a) avec lesquels elles se mélangent et auxquels elles passent latéralement parfois. Enfin, notons que le contact de cette unité peut être interprété comme un contact tectono-sédimentaire.

tQ. **Quartzites.** Attribués au Trias inférieur. On rencontre un lambeau isolé de quartzites clairs dans le ruisseau de la Touvière, pincé sous les calcaires à silex du Lias.

tm-s. **Pélites noires à débris charbonneux (Trias moyen-supérieur).** Un affleurement unique dans le vallon de Maroli (près de La Sonnerie) comporte de bas en haut :

- un niveau charbonneux à houille broyée terreuse ;
- 4 m de pélites noires litées micacées à débris de plantes (*Equisetum sp.* et autres débris végétaux dont une empreinte qui doit probablement être rapportée à *Annalepis zeilleri* décrit dans la Lettenkhohle et le « Grès à roseaux » de Lorraine).

t10a. **Calcaires et dolomies (Rhétien), cargneules.** La base des niveaux rhétiens est constituée de calcaires dolomitiques (environ 60 cm d'épaisseur) gris fumée, puis jaunes, souvent en gros bancs. Ils contiennent des niveaux pseudo-oolitiques à *Glomospirella* (15 m). Ces horizons passent latéralement et/ou se mélangent à des niveaux écrasés transformés en cargneules (voir *supra*).

t10b. **Argilites versicolores et dolomies (Rhétien).** Cette formation montre d'abord une prédominance d'argilites rouges dans lesquelles s'intercalent encore à la base des bancs dolomitiques (35 m).

Au-dessus viennent des argilites noires et des dolomies (10 m), avec, localement à la base, des bone-beds à dents et écailles de poissons (par exemple au col séparant Maroli de la Duche). Lamellibranches et gastéropodes sont fréquents dans ces niveaux ; dans la coupe de la Cha-de-Chatillon, ceux de la partie supérieure, mieux conservés, ont permis de reconnaître *Ostrea nodosa*, *Mactromya liasina*, *Mytilus sp.*

(\*) orthographié *Lachat-de-Châtillon* sur la carte.

t10c. **Calcaires organogènes, argilites, marnes micacées (Rhétien supérieur).** Ce sont des calcaires organodétritiques (35 m) à patine brune ou jaune, en bancs réguliers décimétriques (20 cm souvent) à métriques et des dolomies alternant, dans la partie moyenne de la formation, avec des argilites noires et des marnes micacées. On y trouve *Avicula contorta*, *Terebratula (Rhetina) gregaria*.

l1-2. **Calcaires organogènes à chailles et calcaires argileux (Hettangien).** Calcaires (60 m de puissance environ) avec, à la base, un membre organodétritique à chailles à patine blonde, en petits bancs (15 cm environ) à débit souvent noduleux (25 m d'épaisseur environ). Des lits de marnes schistosées séparent d'abord les bancs mais disparaissent progressivement vers le haut. Ce niveau a livré à sa base, *Ostrea sublamellosa*, *Mactromya* sp., *Lima* sp. ainsi que des crinoïdes. La partie médiane est constituée de calcaires crinoïdiens à nombreuses chailles (13 m d'épaisseur) qui donnent une petite falaise. Le sommet est constitué de calcaires argileux en bancs minces, constituant un membre (20 m d'épaisseur) qui a livré des *Schlotheimia* sp.

l3. **Calcaires crinoïdiens à chailles (Sinémurien inférieur).** Cette formation, puissante de 80 m, donne deux falaises, l'une haute de 25 m à sa base, l'autre de 40 m dans sa partie supérieure, séparées par un niveau tendre de 15 m de calcaires argileux à patine terreuse. Elle est constituée surtout de bancs massifs qui se débitent en parallélépipèdes ; ce sont des calcaires largement crinoïdiens montrant à divers niveaux des gryphées silicifiées. Les silex y sont abondants, en général organisés en lits.

On y a relevé (coupe de la Cha-de-Chatillon) : *Gryphae arcuata*, *Lima duplicata*, *Pecten* sp., et près du sommet de la falaise supérieure : *Arnioceras* sp., et *Belemnites acutus*. En amont de Maroli, le long du torrent, une faune analogue a été trouvée, associée à *Arietites bisulcatus* et *Agassiceras laevigatus* (Lugeon in Peterhans, 1926). Dans ce faciès est intercalée près de Maroli, à 200 m au Nord du sommet 1803, une lentille récifale à polypiers branchus.

l4. **Calcaires spathiques, marnes et calcaires argileux (Sinémurien supérieur = Lotharingien).** Ce niveau, épais de 80 m environ, comprend, de la base au sommet :

— 20 m : alternance de calcaires spathiques, de calcaires argileux et de niveau calcaréo-argilo-schisteux, montrant encore quelques silex, et surtout de nombreux débris fins d'articles de crinoïdes, de tests de lamellibranches allongés, ainsi que des grains de glauconie. Ce membre a livré *Arnioceras* sp. ;

— 60 m de calcaires argileux gris-bleu, à patine claire, montrant des surfaces souvent couvertes de pistes et de remplissages de terriers, alternant avec des lits marneux schistosés. Les bancs sont en général réguliers, épais de 20-40 cm, rarement plus, sauf dans les 25 m terminaux qui sont constitués de bancs plus épais et mieux marqués et constituent par là une corniche dans la topographie.

La partie moyenne de ce membre (sur une tranche d'environ 15 m d'épaisseur montant jusqu'à la base de la corniche terminale) est plus riche en organismes. Elle a livré *Eoderoceras* cf. *armatum*, *Oxynticeras* cf. *simpson*, *Echio-*

*ceras favrei*, *E. cf. hugi*, *E. bohemi*, *E. meigeni*, ainsi que de nombreux autres exemplaires d'*Echioceras* indéterminables et des bélemnites.

15. **Calcaires massifs et calcaires argileux (Carixien)**. Cette formation (75 m environ) comprend, de la base au sommet :

— 14 m de calcaires le plus souvent argileux, gris clair, à patine jaune ou orangée, et à pistes, en bancs en général de 20 cm environ, alternant avec des lits schisteux d'épaisseur à peu près identique. La base, plus calcaire, montre une succession de six gros bancs de 40 à 60 cm, sur une épaisseur de 5 m environ. Cet horizon a livré de grands dérocératidés (*Tetraspidoceras* ? sp.) et des polymorphitidés, à rapprocher de ceux de l'horizon à Taylori ; près du col de la Colombière (feuille Annecy—Bonnevillle), ce niveau a fourni *Uptonia confusa* et *U. aff. bronni* ;

— 50 m de calcaires compacts, noirs à la cassure, en bancs massifs [60-80 cm dans les 30 premiers mètres (la Cha-de-Chatillon), puis 0,5 à 1 m dans la partie haute (combe des Fours)], sans lits schisteux ni pistes. Ils montrent, dans leur partie inférieure, *Uptonia* gr. *jamesoni*. La partie supérieure a fourni de petites spiriférines, des inocérames, de petites bélemnites et de plus grandes formes du groupe *Belemnites apicicurvatus*, ainsi que *Tropidoceras* cf. *acteon* et *Rhynchonella* cf. *dalmasi* (Carixien moyen) ;

— 10 m de calcaires argileux noirs à patine brune séparée de niveaux marneux finement micacés, plus tendres, de même épaisseur et de même aspect, contenant seulement de grosses bélemnites. Ce niveau pourrait constituer le Carixien supérieur.

16a. **Calcaires argileux et marnes micacées (Domérien inférieur)**. La limite inférieure du Domérien ne peut être précisée paléontologiquement. Celle de la formation ne peut non plus être située exactement : le faciès reste le même que dans le Carixien supérieur, seules l'abondance des paillettes de mica qui augmente et la prédominance des sédiments argileux qui commence à s'affirmer, permettent de distinguer cet ensemble lithologique.

L'épaisseur de ce dernier est de 100 m. Il s'agit d'une alternance de calcaires argileux compacts et de niveaux plus tendres, schisteux, micacés. La partie basse montre, pour les calcaires et les marnes, des épaisseurs équivalentes ; elle a livré de grandes bélemnites et de petites spiriférines. Dans la partie moyenne, les schistes prédominent, coupés de bancs calcaires gris à patine jaune. Quant à la partie supérieure (10 m) elle est franchement marneuse et constitue un niveau bien marqué dans la topographie.

16-b. **Calcaires gris à lits schisteux (Domérien supérieur)**. Calcaires gris-noir, en bancs de 1 m environ, à patine jaune et à pistes, séparés par de minces lits schisteux pouvant atteindre au maximum 10 à 20 cm. La base a livré des spiriférines déformées (probablement *Spiriferina villosa*). Cette formation atteint 50 m d'épaisseur.

#### TERRAINS QUATERNAIRES

U. **Tufs calcaires**. Ces dépôts se manifestent au niveau de venues d'eau. Ils ne sont cartographiables qu'en un seul point (près de Saint-Sigismond).

T. **Tourbières.** Peu répandus, ces dépôts actuels sont concentrés dans quelques petites dépressions (façade orientale des Aravis : Ouest de la tête du Grépon ; Haut-Giffre : abords du lac d'Anterne et des Chalets-d'Anterne).

Fz. **Alluvions fluviales et torrentielles récentes.** Elles marquent les fonds de vallées. Elles constituent une plaine alluviale à cailloutis grossiers, élevée de 1 à 3 m au-dessus des cours d'eau actuels. Elles sont bien développées dans la vallée du Giffre, en aval du défilé de Perret, ainsi que dans la vallée de l'Arve.

Jyz ; Jz. **Cônes de déjection stabilisés ; cônes de déjection vifs.** Les premiers sont plus ou moins anciens, mais datent probablement de la déglaciation de la vallée dans laquelle ils débouchent. Ils sont entaillés par les cours d'eau actuels. Les cônes de déjection vifs (Jz) s'emboîtent dans certaines de ces entailles.

Eb. **Éboulements en masse.** Relativement récents, postérieurs au retrait des grands glaciers wurmiens, ils sont constitués parfois de blocs gigantesques. Le plus important, l'écroulement du Dérochoir, dans la partie sud-est du massif de Platé (voir « Stabilité des terrains ») a probablement été initié, dans un versant très fracturé à l'origine, par la disparition du glacier de l'Arve.

Eyz ; Ez. **Éboulis stabilisés, éboulis actifs.** Les premiers sont colonisés par la végétation, et fixés. Les seconds recouvrent en partie les éboulis plus anciens. Ces accumulations sont bien développées sous les falaises qui forment l'ossature des reliefs de la région : les combes sont ainsi nappées d'éboulis et les couches tendres dans lesquelles elles sont installées y apparaissent peu, en pied des falaises urgonienne ou tithonique ou sous le Lias de la klippe des Annes.

GyA ; Gy. **Moraines wurmiennes.** Les dépôts du glacier de l'Arve (GyA) sont marqués par leur grande hétérogénéité et la présence de blocs cristallins provenant souvent du massif du Mont-Blanc, qui peuvent constituer des blocs erratiques de plusieurs mètres cubes, éventuellement rassemblés dans des cordons morainiques où ils constituent de véritables chaos.

Les dépôts des glaciers locaux (Gy), répartis en altitude dans les vallées, concentrent les débris des roches de leur bassin versant dans des arcs morainiques souvent emboîtés.

## TECTONIQUE

### *MASSIF DES AIGUILLES-ROUGES*

Les roches les plus anciennes de ce massif sont des schistes cristallins, c'est-à-dire des tectonites dont il n'est pas possible de dissocier l'aspect structural de la lithologie. C'est la raison pour laquelle leur histoire tectono-métamorphique a été résumée dans le chapitre consacré à la description des terrains.

Dans la zone orientale de la partie du massif couverte par la feuille Cluses – c'est-à-dire à l'Est du méridien de l'aiguillette du Brévent –, les schistes cristallins ont été peu affectés par les événements tectoniques ultérieurs (sudètes, saaliens, alpins). Ils s'y présentent donc en position redressée N-S, avec leurs structures anciennes intactes ; cette situation se maintient d'ailleurs dans la plus grande partie du massif, qui s'étend vers le Nord-Est sur la feuille Chamonix.

Par contre, la portion des Aiguilles-Rouges située à l'Ouest du méridien de l'aiguillette du Brévent a constitué, au cours de ces événements ultérieurs, une zone de faiblesse, sorte de « couloir tectonique » dans lequel se sont concentrées et superposées les déformations successives. Dans ce processus de superposition, les déformations plus jeunes ont adopté l'orientation N-S des précédentes, par effet posthume ; de plus, elles se sont déroulées sensiblement dans les mêmes conditions (P, T) de faible degré. Ces deux circonstances font qu'il n'est pas toujours possible de les distinguer les unes des autres. Les coupes A, B, C (dans la marge inférieure de la carte) donnent une idée de la géométrie générale de cette région.

Ces déformations tectoniques qui se sont manifestées ultérieurement à la genèse des schistes cristallins, sont les suivantes.

### **Phase sudète (Bellière, 1983)**

Elle est responsable, dans la série sédimentaire et volcanogène dinantienne, d'une schistosité de cristallisation (« de flux ») généralisée, qui se présente actuellement presque partout en position subverticale N-S. Aucun pli n'a pu être mis en évidence que l'on puisse rapporter avec certitude à cette phase. Il doit cependant s'agir de plis isoclinaux ou très serrés, en raison de l'angle très faible compris entre la schistosité et la stratification.

Les contacts du Dinantien avec les schistes cristallins sont toujours tectoniques.

### **Phase saalienne**

Elle a affecté :

– d'une part les sédiments westphaliens ; ceux-ci reposent en discordance sur les formations plus anciennes (Cristallin et Viséen). Ils sont plissés en un synclinal complexe dans la région nord (Pormenaz) et écrasés en écaillés dans la région sud (gorges de l'Arve et environs). Leur schistosité est une schistosité de dissolution (« pressure solution cleavage ») ;

– d'autre part la série viséenne, qui constitue ainsi un domaine repris. La schistosité visible macroscopiquement dans ces roches est souvent une schistosité de crénulation (S<sub>2</sub>) qui déforme la schistosité sudète plus ancienne (S<sub>1</sub>) : cette deuxième schistosité (S<sub>2</sub>) est rapportée à la phase de déformation saalienne. Il en est de même des plis et plissotements visibles çà et là sur le terrain et dans lesquels S<sub>2</sub> est parallèle au plan axial (notamment un très beau pli couché exposé à l'extrémité supérieure du viaduc routier des Égrats et mis à jour par la construction de cet ouvrage).

## **Phase alpine**

Au cours des mouvements alpins, le massif des Aiguilles-Rouges, considéré globalement, a été affecté :

- d'une part d'un basculement d'ensemble vers le Nord-Ouest, comme en atteste la surface de discordance prétriasique régulièrement inclinée de 30° environ vers le Nord-Ouest tout le long du bord externe du massif, et le long de laquelle toutes les structures anté-alpines sont « cachetées » par les quartzites de base du Trias ;
- d'autre part de multiples cassures qui ont progressivement abaissé la partie sud-est, voisine de la zone de Chamonix.

Toutefois, dans la région qui nous occupe, le « couloir tectonique », entre Servoz et Les Houches a, à nouveau, constitué une zone mobile marquée par une série de failles verticales N-S (orientation posthume). Plusieurs de ces failles sont visibles au bord sud de la feuille Cluses où elles déplacent les quartzites triasiques à qui elles ont conféré une disposition en marches d'escalier (voir coupe C). D'autres failles de ce type doivent exister dans le « couloir », mais ne sont pas décelables, à défaut d'affleurements de Trias. L'intersection du couloir tectonique avec la bordure nord-ouest du massif, dans la région de Servoz, présenterait sans doute un grand intérêt structural si elle n'était pas entièrement couverte par les formations quaternaires.

## *MASSIFS SUBALPINS*

Trois étapes principales de structuration sont décelables dans les massifs subalpins. Elles sont compressives et se surimposent à la structuration distensive mésozoïque qui avait affecté tout le domaine alpin.

### **Première étape de structuration (Paléocène)**

Elle est responsable de l'apparition de plis, probablement N 110, peu marqués, et surtout d'une fracturation selon des accidents N 170 environ et surtout N 50 (Pairis et Pairis, 1978 ; Pairis, 1975). Certaines de ces fractures ont éventuellement pu fonctionner déjà au cours du Crétacé inférieur, comme l'attestent des indices synsédimentaires au passage Urgonien—« Grès verts ». Ces accidents rejoueront ultérieurement, au cours du Nummulitique, permettant l'avancée de la transgression marine, ainsi que ses diverses péripéties.

### **Deuxième étape de structuration**

Elle est responsable de l'essentiel de la déformation et de l'apparition d'une schistosité de flux marquée dans le matériel subalpin (Breton, 1972), du déplacement tectonique de ces massifs, voire de leur éventuel charriage (Pairis, 1975 ; Doudoux, Mercier de Lépinay et Tardy, 1982) ; elle est d'âge variable selon les points. Il est probable que l'on doive la rapporter, du moins pour son début, à un Oligocène inférieur dans la partie orientale du

domaine alpin externe. Elle débute un peu plus tardivement dans le domaine alpin externe intermédiaire, dans un Oligocène « moyen » vraisemblablement.

Les fractures anciennes, N 50 essentiellement, se déforment alors en failles-plis (Parris et Parris, 1974) (voir coupe). Contre ces accidents se développent de grands plis d'ancrage, souvent biaxiaux dans les structures dont l'ossature est constituée par l'épais niveau compétent de l'ensemble calcaires urgoniens — calcaires néocrétacés — calcaires nummulitiques. Les axes structuraux sont alors N 60. Ce niveau compétent est pris en sandwich entre des assises plastiques, avec, au-dessus, les marnes nummulitiques coiffées des formations détritiques terminales, et au-dessous l'ensemble qui va des schistes à nodules aux marnes valanginiennes (et qui est en effet à peine armé par le mince Tithonique et, à un degré moindre encore, par les alternances calcaréo-argileuses du Bajocien). Dans les assises plastiques, les plans des fractures anciennes se couchent, s'étirent, et peuvent subir des cisaillements.

On reconnaît, du Sud-Est vers le Nord-Ouest, le domaine alpin externe oriental puis le domaine alpin externe intermédiaire. Le premier occupe la majeure partie de la feuille. Il est en contact anormal avec les Aiguilles-Rouges et a pu être interprété comme le prolongement en France de la nappe de Morcles. Le second a été considéré longtemps comme autochtone. On l'interprète le plus souvent à l'heure actuelle comme nettement déplacé, voire comme une véritable nappe de charriage (Doudoux, Mercier de Lépinay et Tardy, 1982).

Ces domaines passent de l'un à l'autre dans le synclinal de Thônes.

### **Le domaine alpin oriental (nappe de Morcles *auct.*)**

Constitué de plusieurs unités, il repose au Pelly sur du Cristallin à couverture triasique adhérente, par l'intermédiaire d'un niveau de cargneules — que l'on retrouve dans le cirque des Fonts. La position structurale du Cristallin du Pelly est discutée : remontée du socle des Aiguilles-Rouges ou d'un autre rameau cristallin plus externe, ou bien écaillé à la base d'un chevauchement ? On l'assimilera ici, pour la commodité de la description, à une écaille, donc à une unité partie intégrante du domaine oriental.

De la plus basse (au Nord-Ouest) à la plus haute (au Sud-Est), on trouve (voir schéma structural) au-dessus de l'unité du Pelly, dans le cirque du Fer-à-Cheval :

#### **● Des unités à ossature essentiellement urgonienne**

— *L'unité de Balme*, avec le pli de Balme, qui se développe au-dessus de la faille de Balme.

— *L'unité de Magland*, au-dessus de la faille de Magland et qui se prolonge par celle de la pointe Rousse dans le Haut-Giffre. Elle montre sur la feuille Cluses un pli frontal (anticlinal de Magland). Chevauchée par l'unité supérieure, elle réapparaît en fenêtre en rive gauche de l'Arve à Blancheville.

### ● **Des unités à ossature urgonienne et tithonique**

– *L'unité de la pointe d'Areu*, au-dessus de la faille de La Grangeat. Elle montre un anticlinal bien marqué dans l'Urgonien (Arbaron, pointe d'Areu). Encore que le chevauchement diminue d'importance vers le Sud-Ouest, on peut le suivre dans cette direction jusqu'à la limite de la feuille. Vers le Nord-Est, ce pli trouve son prolongement dans l'anticlinal de Sixt.

Le Tithonique de cette unité dessine, à la cascade de l'Arpennaz, des plis marqués qui, passant en tunnel sous le massif de Platé, se retrouvent sur sa façade orientale (Faucilles-du-Chantet) et dans le Haut-Giffre (Frêtes-du-Grenier).

– *L'unité de la pointe Percée*, au-dessus de la faille de Vange, et dont on peut suivre le contact jusqu'au col des Aravis vers le Sud-Ouest. En rive droite de l'Arve, cet accident est jalonné d'écaillés de Tithonique et Néocomien à l'endroit, surmontées d'un Jurassique supérieur que l'on retrouve dans les Aravis à la Mia (\*) et aux Quatre-Têtes.

– *L'unité de la Croix-de-Fer*, au-dessus de la faille du torrent de Saint-Martin-sur-Arve – Croix-de-Fer. Elle est limitée au massif de Platé et montre une lourde voûte anticlinale avec l'Urgonien de la structure de Monthieu.

– *Les unités de Varan et de la pointe d'Anterne*, au-dessus de la faille de Praz-Coutant, solidaires lors de la déformation oligocène.

– *L'unité du passage du Dérochoir*, constituée, au-dessus de l'unité de la pointe d'Anterne, par des lambeaux de la « Formation olistolitique » décollée et déplacée par l'avancée des nappes préalpines [pointe de Platé (ou de la Vouardaz), passage du Dérochoir, tête à l'Ane].

– *L'unité de la pointe du Dérochoir*, formée par un lambeau de série nummulitique à l'envers, comprenant des « Grès de Taveyanne » conservés sur une épaisseur faible, des « Marnes nummulitiques » étirées et des « Calcaires nummulitiques ». Ce lambeau complètement isolé qui coiffe l'unité du passage du Dérochoir, constitue à lui tout seul l'unité la plus élevée, et la plus interne, de ces massifs à l'extrémité du sommet éponyme.

### **Le synclinal de Thônes**

Cette structure s'élargit au Sud-Ouest pour héberger la klippe des Annes. Elle se rétrécit vers le Nord-Est pour pratiquement s'y fermer dans la région de Ballancy et disparaître sous le débordement vers l'Ouest du front du pli de Balme.

### **Le domaine externe alpin intermédiaire**

Il se développe largement à l'Ouest, au-delà du synclinal de Thônes, et présente le même type de déformations que le domaine oriental. On y trouve successivement, du Sud-Est vers le Nord-Ouest, c'est-à-dire de la plus haute (la plus interne) des unités jusqu'à la plus basse (la plus externe) :

● **L'unité de Cluses** (qui trouve son prolongement dans les dents du Midi en Suisse), au-dessus de la faille de Cluses. L'anticlinal de Cluses qui en constitue le front se prolonge dans les Bornes par le Bargy, énorme rouleau

(\*) *Miaz* sur la carte.

d'Urgonien clair qui a été crevé tout à fait à l'Ouest jusqu'à laisser apparaître les teintes sombres de l'Hauterivien.

● **L'unité de Leschaux**, formée de plusieurs petits chaînons à ossature urgonienne, bien développés sur la feuille voisine Annecy—Bonneville. Ces chaînons sont individualisés contre des fractures N 50, la plupart de temps déformées en petits chevauchements. L'accident qui limite cette unité au Nord-Ouest est masqué sur la feuille Cluses par le Quaternaire (c'est probablement l'accident de Veyrier, bien visible sur la bordure nord-est du lac d'Annecy).

On y trouve du Sud-Est au Nord-Ouest :

— *l'anticlinal du Gacco* (ou Gaccoz), presque complètement masqué par le chevauchement du pli de Cluses ; il n'apparaît qu'en rive droite de l'Arve dans le torrent de l'Englène (où d'ailleurs seuls les grès et marnes tertiaires sont visibles).

Toutes les autres structures constituent les Bornes externes et s'ennoient vers le Nord-Est sous la plaine de l'Arve ;

— *le synclinal de Cenise* est directement dominé par le Bargy ;

— *l'anticlinal des rochers de Leschaux*, dont l'Urgonien est chevauchant vers le Nord-Ouest par une faille-pli bien visible dans la vallée du Borne (feuille Annecy—Bonneville). L'axe structural est décalé par les décrochements tardifs et se retrouve à l'Est, dans les rochers de Borni ;

— *le synclinal de Solaizon* ;

— *l'anticlinal de la pointe d'Andey* ;

— *le synclinal du plateau d'Andey* ;

— *l'anticlinal du plateau d'Andey*.

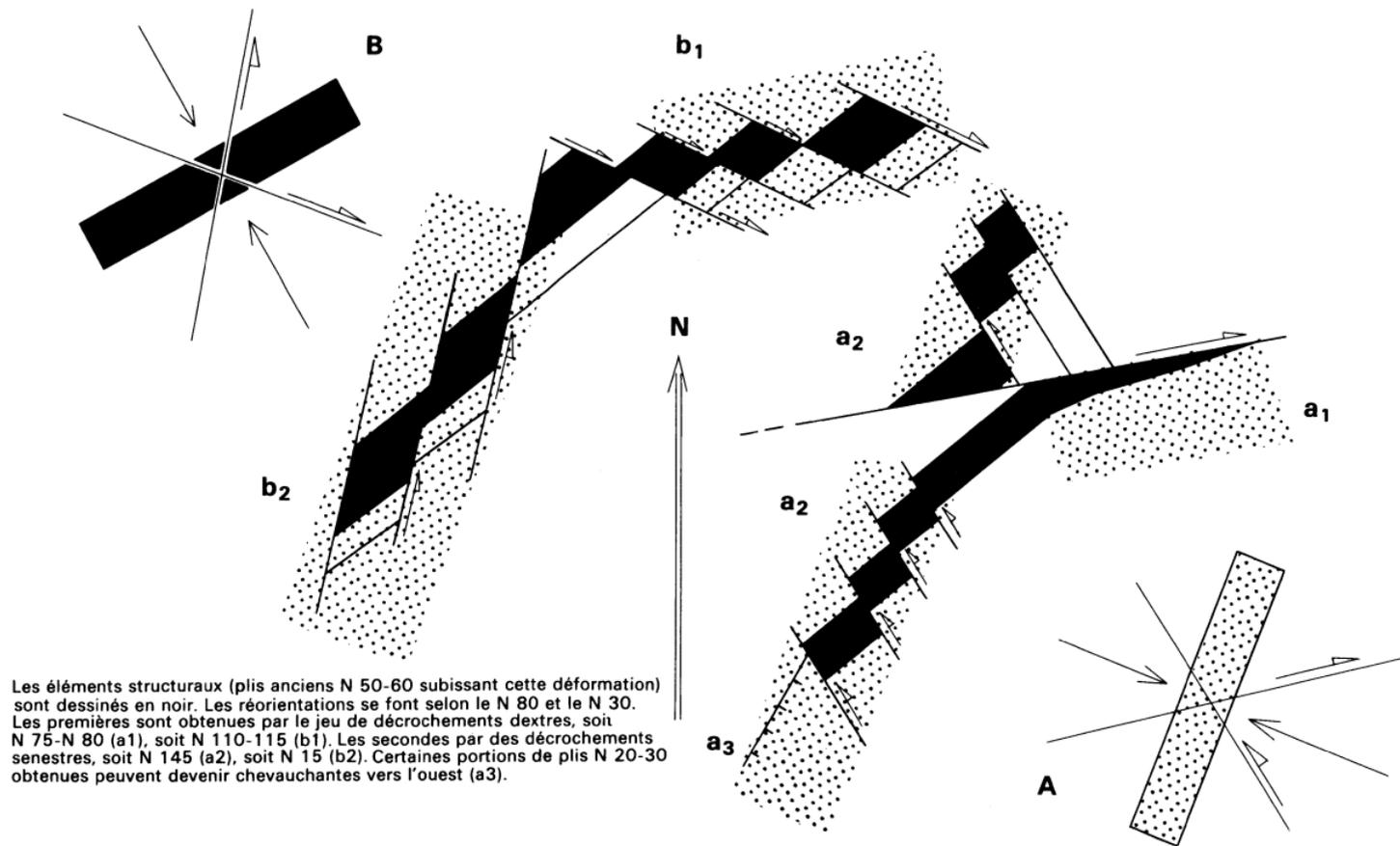
Ces dernières structures se développent essentiellement sur la feuille Annecy—Bonneville.

● Au-delà vers le Nord-Ouest (feuille Annecy—Bonneville), et vraisemblablement chevauchée par le front des Bornes, avec un contact masqué sous la plaine alluviale de l'Arve, apparaît **l'unité du plateau savoyard** à « Grès de Bonneville » et molasse rouge (qui caractérisent le domaine alpin externe occidental).

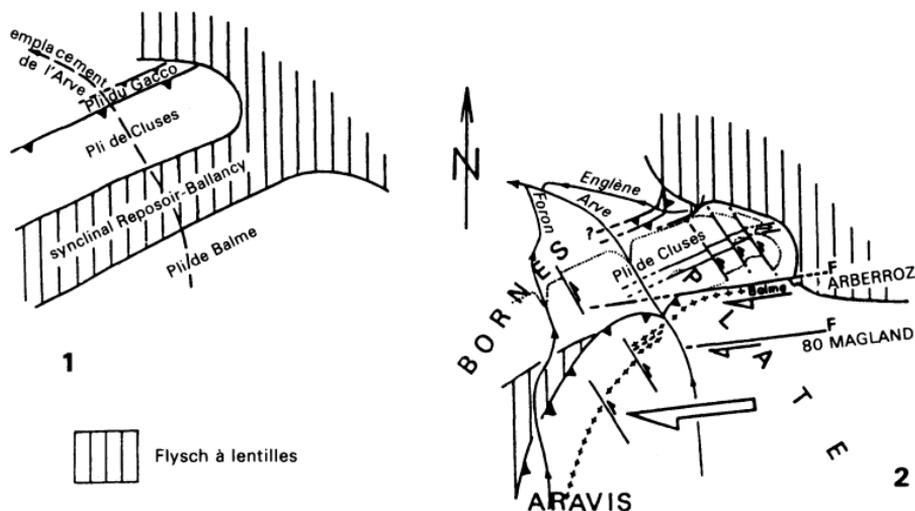
### Troisième étape de structuration

Elle se surimpose aux précédentes ; son âge est probablement mio—pliocène.

Dans les massifs subalpins elle intéresse essentiellement les superstructures. Elle se traduit par une déformation le long de lignes d'inflexion ou de fractures N 75-80 qui, jouant de façon dextre en décrochements (ou en décrochevauchements), réorientent une partie des structures préexistantes pour les placer (autant que faire se peut) selon cet azimuth. L'extrémité occidentale des panneaux déterminés par ces accidents N 75-80 se réoriente, elle aussi, mais selon des azimuths N 20-30 (fig. 10 et 11). Dans cette déformation interviennent des décrochements N 145 senestres, directement conjugués



**Fig. 10 - Processus de réorientation des structures dans les chaînes subalpines septentrionales lors de la dernière étape de structuration**



**Fig. 11 - Déformation d'un pli N 60 (1) dans la dernière étape de structuration (2) : l'exemple du pli de Balme.**  
 Le réalignement en N 80 se fait contre la faille N 75-80 de l'Arberroz. La torsion, en rive gauche de l'Arve déforme les tronçons d'anticlinal selon une direction N 20.

avec les accidents N 75-80 dextres. Des fractures N 100-115 dextres, conjuguées avec des accidents N 10-15 senestres, apparaissent aussi, qui jouent le même rôle d'éléments réorienteurs, mais cette fois-ci appliqués à des portions de structures rigides qui avaient conservé leur direction originale N 50-60 (retombée sud-orientale du Bargy) (Pairis, 1987 b) (fig. 10).

Cette dernière étape de structuration est responsable aussi de la séparation des unités de Varan et de la pointe d'Anterne, due au jeu de l'accident subméridien de Barmus. Au cours de cette étape précisément, les unités de la pointe d'Anterne, du passage du Dérochoir et de la pointe du Dérochoir, alors solidaires, jouent comme une unité unique (**unité de la Vuarda\***).

De grands plis N 20 apparaissent, à grands rayons de courbure, sur lesquels se disposent un certain nombre de petites ondulations coaxiales. Ces plis sont surimposés aux structures élaborées lors des étapes de déformation antérieures. Ces dernières sont alors déformées, et parfois en partie dépliées. Les structures majeures sont, d'Ouest en Est :

- *le synclinal de Vérán*, d'axe penté vers le Nord ; tous les axes structuraux N 60 des Aravis, comme ceux des Bornes, pendent vers le Nord-Est jusqu'à l'axe de cette structure ;
- *l'anticlinal des Grandes-Platières* ;
- *le synclinal de Sales* ;
- *les ondulations N 20 des Salamanes* tout à fait à l'Est du massif de Platé.

\* *Vouardaz* (ou pointe de Platé) sur la carte.

Vers le Nord-Est, l'ensemble des structures se relève en direction des dents Blanches (Suisse), plié par un axe synclinal environ N 140 (synclinal du Giffre), suivi par les failles SE-NW senestres du Déchargeux dans le Mésozoïque du Nord-Est de Platé.

### KLIPPE DES ANNES

Le contact de la klippe, sur sa bordure orientale, est en concordance apparente, par un coussinet de cargneules, sur les schistes micacés à intercalations de niveaux olistolitiques. Sur la bordure nord, le contact est jalonné localement de copeaux tectoniques.

- Elle est affectée d'un plissement d'axe E-W qui détermine (fig. 12) :
- un anticlinal médian (vallon de Maroli) déversé dont le plan axial pend vers le Sud (*anticlinal de Maroli*) ;
  - au Nord, un synclinal (*synclinal de la tête d'Auferrand*) à cœur de Domérien supérieur, dont le flanc sud est soit vertical, soit renversé vers le Nord, et dont le flanc normal est pratiquement horizontal ;
  - au Sud, une *série monoclinale* descendant du mont la Cha-de-Chatillon vers le Nord.

Des failles N 90-110° découpent le rebord oriental de la klippe en compartiments s'abaissant progressivement vers le Nord. L'axe anticlinal de Maroli et la partie monoclinale située au Sud sont découpés surtout par des failles de direction N 10 à N 40 abaissant les compartiments vers l'Est. Toutes ces fractures affectant la klippe ne se poursuivent pas dans son substratum.

### MÉTAMORPHISME DE LA SÉRIE DELPHINO-HELVÉTIQUE

Il est intéressant de signaler que la région subalpine a été touchée par un métamorphisme léger qui affecte plus ou moins l'ensemble de la série sédimentaire. Ce métamorphisme présente un gradient décroissant vers l'extérieur de la chaîne. Relativement fort du côté interne, il perd rapidement de son importance vers le Nord-Ouest. Les études récentes considèrent qu'il est au moins biphasé.

Un premier métamorphisme débutant a touché les séries subalpines. Il est d'intensité décroissante du Sud-Est vers le Nord-Ouest d'une part, et de haut en bas de la série stratigraphique d'autre part. On le détecte en déterminant le degré de cristallinité des illites que l'on relève dans les sédiments (Arahamian, Pairs et Pairs, 1975 ; Arahamian et Pairs, 1981). Il est antérieur à la principale étape de déformation, car les lignes isogrades sont déformées et les niveaux recristallisés superposés par la déformation des failles anciennes en failles-plies (fig. 13). Ce métamorphisme précoce est à mettre en parallèle avec celui des nappes préalpines, avant leur départ du domaine interne alpin, puisque ce sont elles qui sont responsables de cette structuration.

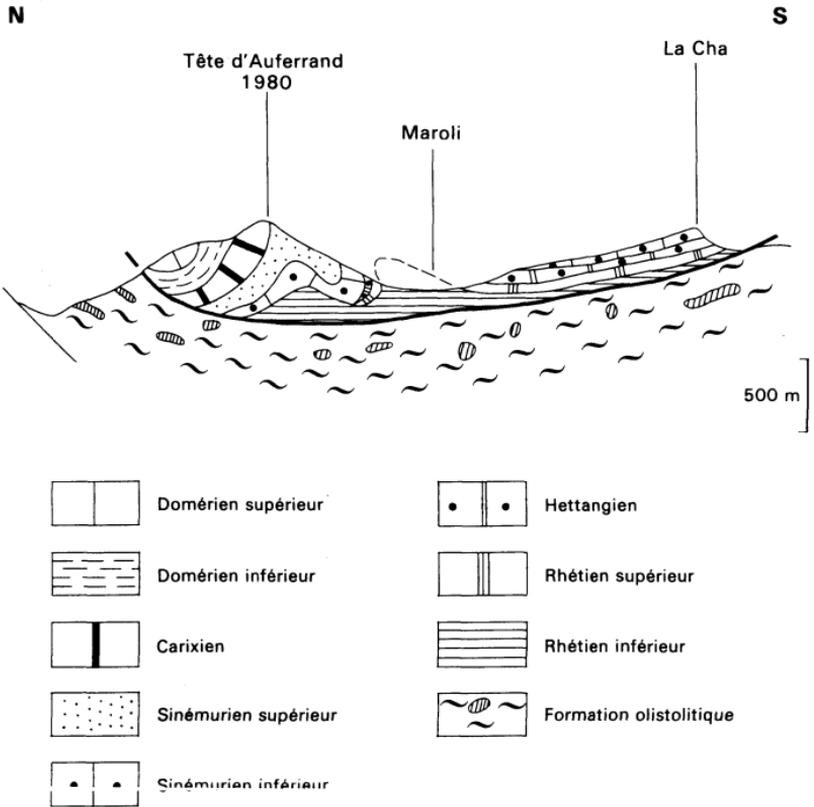
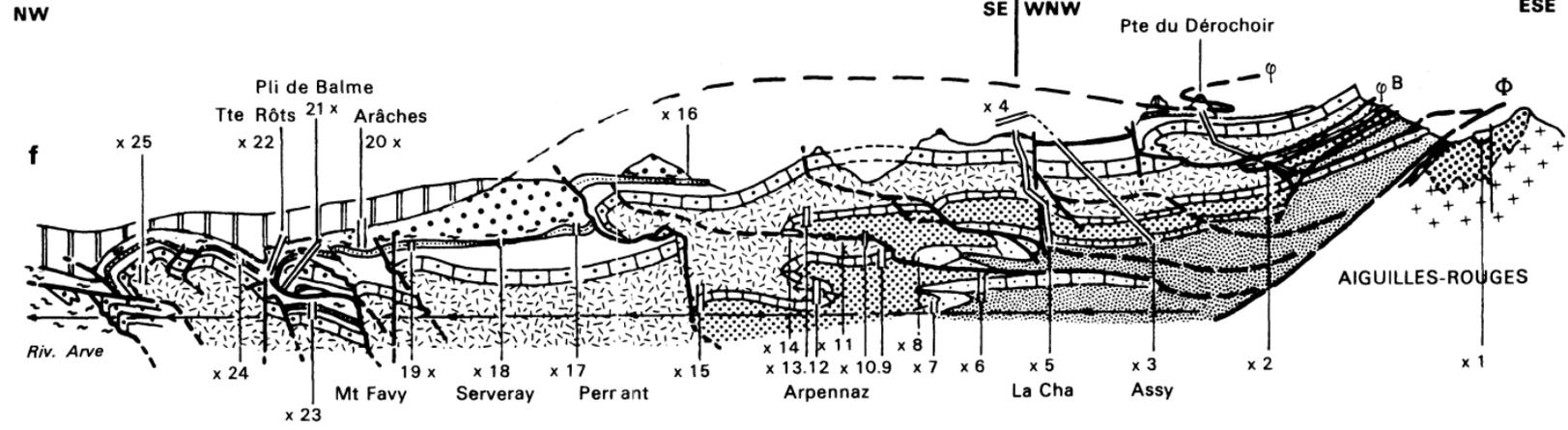
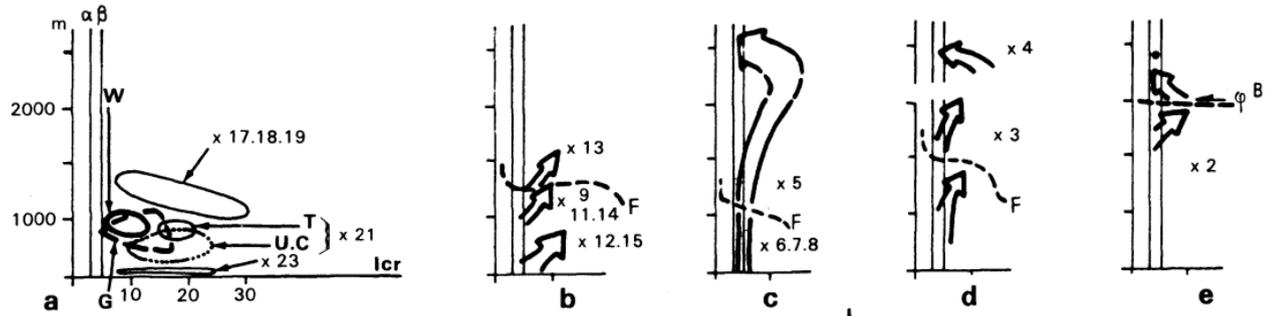


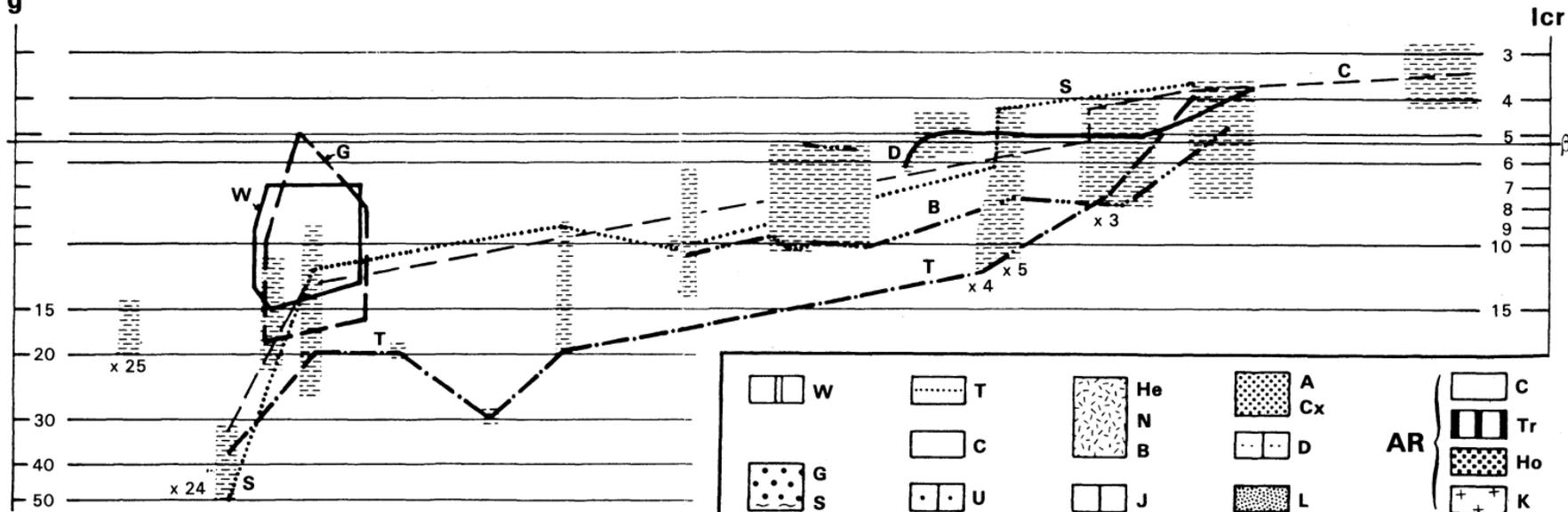
Fig. 12 - Coupe de la klippe des Annes.

Le deuxième métamorphisme est responsable, outre d'une nouvelle modification du degré de cristallinité des illites, de l'apparition plus spectaculaire du *faciès moucheté* (faciès à zéolites) dans les « Grès de Taveyanne ». Un *faciès à laumonite* (Martini, 1968 ; Sawatzki, 1975) caractérise les Grès de Taveyanne les plus externes (région d'Arâches, front des Aravis). Dans la partie interne, les Grès de Taveyanne sont transformés dans le *faciès à pumpellyiteprehnite*, assez voisin du précédent (aux dépens duquel il se forme, et auquel il passe d'ailleurs progressivement). Il témoigne de transformations plus poussées. Le gradient de transformation croissant vers les secteurs plus internes est confirmé par l'apparition d'épidote dans ce faciès, annonçant bien une transformation dans le faciès schistes verts (épizone) qui se développe plus à l'Est dès les Aiguilles-Rouges.

Le début du métamorphisme qui conduira au faciès à zéolites, ou qui le précède de peu dans le déroulement des événements métamorphiques qui ont affecté le secteur, se traduit par l'apparition d'un *faciès vert* (Martini, 1968). Ce faciès ne doit pas être confondu avec celui des schistes verts : il est caractérisé par l'apparition d'albite, de calcite et de chlorite ainsi que par l'absence des silicates de chaux ; ce faciès de grès plus ou moins verdâtres, durs et massifs, se développe dans les Grès de Taveyanne au voisinage des contacts anormaux, d'une part au sein même de la formation le long des fractures, et d'autre part tout spécialement sous la base de la « Formation olistolitique » charriée. Le long de ce dernier contact, il est bien marqué dans le Sud-Est du massif et diminue rapidement à partir des abords nord-occidentaux de l'Arbaron, pour presque disparaître aux abords d'Arâches : les mouvements tectoniques entre les deux formations détritiques terminales ont été probablement peu importants dans ce secteur, et la partie charriée de la Formation olistolitique doit s'enraciner frontalement dans le graben d'Arâches et dans le synclinal de Thônes en plongeant dans ses propres débris et dans ceux des nappes préalpines.

Le gradient vertical du deuxième métamorphisme, déterminé par la répartition des indices de cristallinité des illites, est *totalemment inversé par rapport à la normale* : les transformations se sont développées à partir des parties hautes de l'édifice, c'est-à-dire à partir des nappes internes en mouvement et/ou de la base des écailles qu'elles avaient pu entraîner. Cette transformation, qui s'est faite vers le bas, est interprétée comme provenant de la diffusion de la chaleur engendrée par la friction de la masse chevauchante sur son autochtone relatif, le long du plan de chevauchement (Arahamian, Pairis et Pairis, 1975 ; Arahamian et Pairis, 1981).





L : Lias; D : Bajocien; Cx : Terres noires; A : "Argovien"; T : Tithonique; B : Berriasien; N : Valanginien; H : Hauterivien; U : Urgonien; C : Néocrétacé;  
 T : Calcaires nummulitiques; S : Marnes nummulitiques; G : Grès de Taveyenne; GVi : Grès du val d'Illicz; W : olistostrome; AR : Aiguilles-Rouges; K : Cristallin;  
 Ho : Carbonifère; Tr : Trias; C : Néocrétacé.

$\alpha$  (ICr = 2,8) et  $\beta$  (ICr = 5,3) : limites de l'anchizone.

a, b, c, d, e : répartition des indices de cristallinité dans un plan vertical pour les coupes X repérées sur le schéma f. La pointe des flèches donne le sens de l'évolution des indices. Les accidents F et B redoublent les isogrades.

g : les plages en tireté grisé donnent le domaine de répartition des indices de cristallinité. Les lignes grasses donnent l'évolution des indices pour la formation désignée par la lettre qui leur est accolée.

**Fig. 13 - Répartition des indices de cristallinité dans le massif de Platé**

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

Les sources sont nombreuses sur la feuille. Elles jalonnent les contacts du Quaternaire perméable avec les horizons marneux de la série stratigraphique. Leur faible débit, comme leur nombre, explique la dispersion de l'habitat dans cette région. Pour ce qui est des ressources en eau plus importantes, deux pôles sont à considérer : le premier est représenté par les magasins aquifères des vallées, donc presque exclusivement par ceux de l'Arve et du Giffre ; le second est constitué par l'ensemble des circulations karstiques qui parcourent les massifs calcaires et qui donnent lieu à un certain nombre d'exurgences.

### Aquifères alluviaux

#### Vallée de l'Arve

Elle montre une succession de bassins (Baconnais *et al.*, 1981), surcreusés dans des formations tendres, entre des verrous de roches plus résistantes et remplis, sur la feuille Cluses, d'alluvions post-wurmiennes. D'amont vers l'aval, ce sont :

- le bassin de Chamonix—Les Houches, appuyé sur le verrou de Cristallin des Houches ;
- le bassin du Fayet—Magland, en amont de l'Urgonien du pli de Cluses ;
- le bassin de Cluses—Arthaz, qui se développe jusqu'au verrou du Salève.

L'épaisseur du remplissage, reconnue en forages, est importante, dépassant 60 m aux Houches, 150 m dans le bassin du Fayet, 100 m dans celui de Cluses (région de Marignier). Le remblaiement est grossier dans les parties amont de la rivière, plus fin à l'aval. Dans un même bassin, un dispositif de remplissage par progradations grossières depuis l'amont se manifeste, perturbé par des apports latéraux grossiers des cônes de déjection des torrents affluents.

Les principales ressources en eau se trouvent dans les parties grossières à l'amont des bassins bien alimentées par les cônes de déjection latéraux. Dans les parties aval, du fait de la finesse croissante des dépôts, les ressources eau sont plus étroitement localisées dans les cônes affluents (Marignier).

À l'amont de Sallanches on peut distinguer deux formations aquifères (Direction départementale de l'Agriculture, 1981) :

- les alluvions récentes, dont l'épaisseur varie de 10 à 60 m environ, qui montrent une bonne perméabilité (forage de Domancy : débit  $300 \text{ m}^3/\text{h}$ , avec une perméabilité de  $3.10^{-3} \text{ m/s}$  ; forage de Sallanches : profondeur 15 m, débit de  $200 \text{ m}^3/\text{h}$ , perméabilité de  $5.10^{-4} \text{ m/s}$ ) ;
- les alluvions anciennes, qui recouvrent souvent des zones de surcreusement. Dans le secteur de Chedde (zone du Fayet), un sondage de reconnaissance a été descendu à 160 m de profondeur. Les alluvions rencontrées sont

souvent relativement colmatées (silts argileux), à perméabilité d'environ  $10^{-6}$  m/s. On ne doit pas exclure cependant la présence, dans ces alluvions, d'éventuels sillons de surcreusement sous-glaciaires jalonnés d'alluvions très perméables.

À l'aval de Sallanches, la vallée n'a été que très partiellement reconnue ; néanmoins, à l'amont du verrou de Cluses, on peut envisager l'existence de surcreusements importants d'origine glaciaire.

À l'aval de Cluses, la vallée de l'Arve présente des caractéristiques équivalentes à celles de l'amont de la ville : alluvions récentes avec une puissance de 10 à 20 m, souvent très colmatées, et existence probable de sillons de surcreusement tel que celui que l'on peut observer au confluent Arve—Giffre à Marignier (feuille Samoëns—Pas-de-Morgins), où l'épaisseur des alluvions reconnue en sondage est comprise entre 80 et 120 m. Ces alluvions sont d'excellente qualité et les débits unitaires des ouvrages sont importants ( $600 \text{ m}^3/\text{h}$  aux essais à Marignier).

### **Vallée du Giffre**

Entre Tanninges (feuille Samoëns—Pas-de-Morgins) et la région de Samoëns, il existe des alluvions anciennes, avec des épaisseurs dépassant localement 40 à 50 m ; la hauteur de la tranche mouillée n'est pas encore connue.

### **Qualité des eaux**

La qualité des eaux de la nappe d'accompagnement de l'Arve est liée à celle des eaux superficielles, avec une alimentation potentielle par la rivière : cette nappe libre superficielle est très vulnérable aux pollutions. À cet égard, les extractions de graviers dans la plaine alluviale sont un facteur défavorable qui intervient sur le bilan qualitatif et quantitatif.

La qualité des eaux souterraines profondes vis-à-vis des pollutions superficielles est mieux assurée, en particulier dans les zones de surcreusement glaciaire où elles sont très bien protégées ; par contre, cette qualité est souvent médiocre du point de vue chimique : en particulier on y relève de fortes teneurs en sulfates, jusqu'à  $300 \text{ mg/l}$ , dans les secteurs à l'aval de Chedde, manifestement contaminés par les gypses triasiques.

### **Circulations karstiques**

Dans les massifs subalpins, des karsts importants se sont développés entre les niveaux hauteriviens et les marnes nummulitiques dans le puissant ensemble urgono-priabonien qui constitue l'ossature des hautes Alpes calcaires, et à un degré moindre, dans les calcaires du Tithonique. Dans le premier ensemble, les « Grès verts », pratiquement imperméables mais trop minces et trop fracturés pour constituer un écran total à la pénétration des eaux en profondeur, jouent un rôle non négligeable dans la disposition des

réseaux souterrains. C'est surtout dans l'Urgonien que se développent le mieux les réseaux karstiques.

Sur la feuille Cluses, le massif de Platé, par sa forme, sa surface et son altitude, est un secteur où la karstification s'exerce de manière spectaculaire, à partir de surfaces fortement lapiazées (Désert-de-Platé). Les gouffres peuvent y dépasser 400 m de profondeur. On y a reconnu quatre unités hydrogéologiques (Maire et Rigaldie, 1984) :

- le bassin de Sales au Sud-Est, avec émergence à Sales, à 1 764 m d'altitude ;
- le bassin de la combe des Foges, au Nord-Est : émergence au Déchargeux à la cote 1370. Débit moyen 200 l/s ;
- le bassin des Forts-de-Platé au Sud-Ouest : émergence à Praz-Coutant à la cote 1300 ;
- le bassin de Flaine au Nord-Est est le plus vaste (19 km<sup>2</sup>) : les colorations à la fluorescéine à partir du gouffre de Rivière-Enverse (Maire, 1976), du lac de Vernant, des secteurs de pertes du nant d'Orlier, comme à partir de la grotte de Balme (Sesiano, 1985), ressortent aux résurgences de Chez-Party, près de Magland, à la cote 502. Le débit moyen (1 m<sup>3</sup>/s) varie en fait de 0,3 à 10 m<sup>3</sup>/s.

Le Tithonique lorsqu'il affleure largement (Sans-Bet, Grenier-de-Commune) subit lui aussi une karstification profonde poussée en même temps qu'apparaissent des lapiaz en surface. Les eaux de la montagne de Commune et du Grenier-de-Commune émergent probablement en grande partie aux sources de Sixt (cote 755) et du Vivier (cote 780) en rive gauche du Giffre. Le réseau de Salvadon—Sans-Bet, au Nord du Giffre-Bas, avec des orifices supérieurs à 1 750 et 1 875 m d'altitude, donne des exurgences aux sources de Salvadon (cote 1350), de la Gouille (cote 1065) et du Fontanil (cote 930) au Nord-Ouest et à l'Ouest de Nant-Bride (\*).

## RESSOURCES MINÉRALES

### Minerais

#### Aiguilles-Rouges

La portion du massif des Aiguilles-Rouges couverte par la feuille Cluses renferme un nombre relativement important d'indices minéralisés. Il s'agit toujours de minéralisations sulfurées (pyrite, galène, chalcopryrite) et de leurs produits d'oxydation, associées à des veines de quartz (voir tableaux en annexe). Ces minéralisations sont toutes de faible importance. Elles ont parfois donné lieu dans le passé à des exploitations artisanales d'intérêt local, mais paraissent sans intérêt économique aujourd'hui.

#### Massifs subalpins

**Fluorine.** Dans les Aravis, au pas de Monthieu, dans des blocs restés cohérents dans un énorme paquet tassé, apparaissent des filonnets dans lesquels on relève de la fluorine, accompagnée de pyrite, d'ankérite et de quartz. Des

\* Nambride sur la carte.

échantillons prélevés (Dabrowski et Pairis, inédit) ont été analysés à l'institut Laue-Langevin à Grenoble (Oliver, Vittoz et Vivier, inédit). Les valeurs obtenues (tabl. 2) montrent une forte corrélation entre le cérium et l'euro-pium, ainsi qu'une valeur remarquable des teneurs en uranium.

**Tableau 2. — Valeurs en ppm données par l'analyse de la fluorine des Aravis par activation neutronique**  
(la deuxième ligne correspond au calcul d'erreur)

La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	U	Th	Hf	Sc	Cs	Ta
2,1	2,9	3,1	0,75	0,17	0,15	0,16	0,01	3,6	0,21	0,01	ND	0,02	0,01
	0,11	0,23		0,04	0,03	0,02	0,005		0,21	0,01		0,02	0,01

La comparaison de ces valeurs avec celles de l'échantillon de chondrite C4 (Nakamura, *Geoch. Cosmoch. Acta*, 1984) donne pour les Aravis un profil qui se rapproche de celui des échantillons provenant des granites des massifs du Mont-Blanc et de Belledonne.

## Roches

**Ardoises.** Certaines couches du Westphalien ont fait autrefois l'objet de petites exploitations locales pour la production d'ardoises. Il ne s'agit pas de phyllades proprement dits, mais de siltites fournissant un produit de qualité plutôt médiocre.

**Calcaires.** Les calcaires urgoniens ont été exploités de longue date en plusieurs points de la feuille, comme pierre de construction, et continuent à l'être dans la vallée du Giffre immédiatement en aval de Sixt. D'anciennes carrières existent sur la retombée sud-orientale du pli de Cluses au Nord de Balme. L'Urgonien, au Sud de Bareys, a été exploité récemment pour fournir des granulats lors de la construction de l'autoroute Blanche, en même temps qu'était implantée la saignée à travers le flanc nord-ouest du pli au niveau de Cluses pour permettre son passage.

**Granite.** Le granite de Servoz—Les Houches a fait l'objet d'une exploitation temporaire de petite taille, au lieu-dit Les Montées-Pélissier, pour la production de pierrailles à béton lors de la construction du viaduc routier des Égrats.

**Graviers.** Ils ont été exploités en rive droite de l'Arve, dans les alluvions récentes. Les excavations sont occupées à l'heure actuelle par des plans d'eau de plaisance.

**Lignite.** Le charbon tertiaire a été exploité à la mine de Pernant. Connu de longue date, l'exploitation s'est faite de manière systématique depuis 1751 (société d'exploitation créée par madame de Warens). Abandonnée, l'exploitation a repris temporairement durant la deuxième guerre mondiale.

## STABILITÉ DES TERRAINS

La morphologie du Subalpin, avec ses bastions calcaires qui dressent leurs hautes falaises au-dessus de larges dépressions entaillées dans des schistes, est très propice à la mise en déséquilibre d'importantes masses montagneuses. Ces dernières donnent alors des écroulements spectaculaires dans le massif de Platé : en contrebas de la pointe de Sales (versant giffrain) ou des contreforts orientaux de l'aiguille de Varan (versant arvan). C'est sur ce versant que se situe aussi l'énorme écroulement du Dérochoir qui a défrayé de nombreuses fois la chronique. Cette énorme masse s'est accumulée en phases successives cataclysmiques (les dernières, historiques, datent de 1471 et 1751) qui ont barré plusieurs fois le cours de l'Arve en aval de Servoz, créant ainsi un lac, dont on trouve mention dans les actes depuis 1231. Entre les phases paroxysmales, le mouvement de descente du versant vers l'Arve se poursuit de manière lente et continue. Le haut de l'écroulement est dominé à l'Est par l'extrémité des rochers des Fiz (sommet du Marteau) dont les hautes falaises sont déterminées par des diaclases parallèles à une cassure qui, passant un peu plus au Nord, détache ce sommet du reste du versant (Pairis *in* Debelmas *et al.*, 1982 ; Pachoud, 1976).

Les blocs de cet écroulement reposent essentiellement sur la formation des « Schistes à nodules ». Cette dernière, comme toutes les formations à dominante argileuse de la région, donne lieu à des tassements et à des glissements de terrains ; les mouvements sont cependant peu marqués à l'heure actuelle dans cette formation qui occupe, quand elle constitue largement le bed-rock, les parties basses des massifs par ailleurs très empâtées par les dépôts morainiques.

Les glissements de terrains récents sont cependant nombreux sur la feuille Cluses. Ils prennent naissance dans les moraines ou les marnes valanginiennes ainsi que dans la « Formation marno-gréso-micacée » ou la « Formation olistolitique ». À cet égard il faut signaler qu'ils ont pu produire des accidents graves encore récemment, tel le glissement de Praz-Coutant en 1970 qui a détruit un ancien sanatorium, sur la façade méridionale du massif de Platé où s'est trouvé déstabilisé un placage morainique apparaissant dans une zone d'éboulis anciens. Les marnes néocomiennes donnent d'importants glissements dans le Sud-Ouest du massif de Platé (cirques de la montagne de Véran et des Chalets-de-Varan). Quant aux formations marneuses tertiaires, elles provoquent des glissements spectaculaires surtout dans le synclinal de Thônes, dans le soubassement méridional et occidental de la klippe des Annes.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier des itinéraires dans le **guide géologique régional : Alpes de Savoie** (J. Debelmas et coll., 1982), Paris : Masson édit. ; *itinéraires* 5 et 7.

BIBLIOGRAPHIE

AMBERGER G.F. (1960) — L'autochtone de la partie nord-ouest du massif des Aiguilles-Rouges (Haute-Savoie et Valais). Thèse, Genève, 103 p.

APRAHAMIAN J., PAIRIS J.L. (1981) — Very low grade metamorphism with reverse gradient induced by an overthrust in Haute-Savoie (France). Thrust and Nappe tectonics. *Geol. Soc. London*, sp. publ. n° 9, pp. 159-165.

APRAHAMIAN J., PAIRIS B., PAIRIS J.L. (1975) — Nature des minéraux argileux et cristallinité des illites dans le massif de Platé et le revers occidental des Aiguilles-Rouges. Implications possibles d'un point de vue sédimentaire, structural et métamorphique. *Ann. Centre univ. Savoie*, t. 2, pp. 95-119.

AYRTON S. (1972) — Sur la prolongation de la nappe de Morcles en France. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 65, n° 2, pp. 321-326.

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, t. 292, pp. 1313-1318.

BARFÉTY J.C. (1985) — Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône. Étude stratigraphique et géodynamique. Évolution d'une portion de la marge nord-téthysienne (Alpes occidentales françaises). Thèse État, Grenoble, 747 p. *Documents du BRGM*, n° 131.

BELLIÈRE J. (1958) — Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles-Rouges. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 81.

BELLIÈRE J. (1980) — Massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges : structure et pétrologie du socle (excursion n° 149 du Congrès géologique international). *Géol. alpine*, t. 56, pp. 237-249.

BELLIÈRE J. (1983) — Evidence of two hercynian (sudetic and saalian) phases in the pre-alpine basement of the Aiguilles-Rouges Massif. *Terra Cognita*, 3, p. 394.

BELLIÈRE J., STREEL M. (1980) — Roches d'âge viséen supérieur dans le massif des Aiguilles-Rouges (Haute-Savoie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 290, n° 21, pp. 1341-1343.

BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B. (1984) — Les marges continentales actuelles et fossiles. Paris : Masson édit., 342 p.

BRETON J.P. (1972) — Contribution à l'étude structurale de la région d'Anterne, Platé, Pormenaz (Haute-Savoie). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris-Sud Orsay, 73 p.

BRONNER G., DEMATHIEU G. (1977) — Premières traces de reptiles archosauriens dans le Trias autochtone des Aiguilles-Rouges (col des Corbeaux, Vieil-Emosson, Valais, Suisse). Conséquences paléogéographiques et chronostratigraphiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 285, pp. 649-652.

CHAROLLAIS J. (1963) — Recherches stratigraphiques dans l'Est du massif des Bornes (Haute-Savoie). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 15, n° 4, pp. 631-732.

CHAROLLAIS J., CLAVEL B., SCHROEDER R. (1986) — Migration de la plate-forme urgonienne dans les chaînes subalpines de Haute-Savoie. Livret-guide, excursion n° 1. Benthos'86, pp. 57-107.

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. séances SPHN*, Genève, n.s., vol. 4, n° 3, pp. 179-182.

CHAROLLAIS J., HOCHULI P.A., OERTLI H., PERCH-NIELSEN K., TOUMARKINE M., RÖGL F., PAIRIS J.L. (1980) — Les Marnes à Foraminifères et les Schistes à Meletta des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 73, n° 1, pp. 9-69.

CHAROLLAIS J., ARNAUD-VANNEAU A., BUSNARDO R., CLAVEL B., DONZE P., FAUCONNIER D., MANIVIT H., OERTLI H.J., SEPT-FONTAINE M., STEINHAUSER N., STRASSER A. (1981) — Groupe français du Crétacé, Réunion en Haute-Savoie. Publ. Départ. paléont. univ., Genève, sér. guide géologique, n° 1, mai 1981, 169 p.

CLAVEL B., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R. (1987) — Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura au Vercors. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 80, n° 1, pp. 59-68.

COAZ A. (1932) — Sur le Néocomien de la nappe de Morcles-Aravis. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 25, n° 2, pp. 331-355.

COLLET L.W. (1943) — La nappe de Morcles-Aravis entre Arve et Rhône. *Mat. Carte géol. Suisse*, n.s., n° 79, 146 p.

COLLET L.W., PERRET R. (1926) — Complément sur la géologie du cirque de Sales (chaîne des Fiz, Haute-Savoie). *C.R. séances SPHN*, Genève, vol. 43, n° 3, pp. 158-160.

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, t. 292, pp. 761-764.

DELAMETTE M. (1982) — Recherches sur le Mésocrétacé subalpin entre Annecy et la frontière franco-suisse. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon, 469 p.

DELAMETTE M. (1982) — Filons sédimentaires dans les calcaires urgoniens du massif de Platé : enregistrement d'un épisode tectonique mésocrétacé dans le domaine nord-subalpin. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, pp. 607-610.

DELAMETTE M. (1983) — Présence de l'Heterastriidae *Parkeria* Carpenter 1870 (Hydrozoa Milleporina) dans le Cénomanien de Haute-Savoie. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, pp. 1351-1354.

DEMATHIEU G., WEIDMANN M. (1982) — Les empreintes de pas de reptiles dans le Trias du Vieux-Emosson (Finhaut, Valais, Suisse). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 75, n° 3, pp. 721-757.

DÉTRAZ H., MULLER A., MULLER D., VILLARS F. (1986) — Étude préliminaire de la stratigraphie et de la sédimentologie de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie, France ; domaine delphino-helvétique). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 39, n° 3, pp. 365-376.

DÉTRAZ H., CHAROLLAIS J., REMANE J. (1987) — Le Jurassique supérieur-Valanginien inférieur des chaînes subalpines septentrionales (massifs des Bornes et de Platé, Haute-Savoie ; Alpes occidentales) : analyse des résédimentations, architecture du bassin et influences des bordures. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 80, n° 1, pp. 69-108.

DIDIER J., LAMEYRE J. (1978) — Les brèches volcaniques du Merdassier (synclinal de Thônes, Haute-Savoie), élément nouveau dans le débat sur l'origine des Grès de Taveyanne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 286, pp. 583-585.

DIRECTION DÉPARTEMENTALE DE L'AGRICULTURE DE SAVOIE (1981) — Contribution des services extérieurs du ministère de l'Agriculture à la connaissance des ressources en eaux souterraines dans le département de la Haute-Savoie, 70 p.

DORTHE-MONACHON C. (1986) — Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute-Savoie, France). Essai de reconstitution paléogéographique. Thèse, Lausanne, 249 p.

DOUDOUX B., CHAPLET M., TARDY M. (1987) — Les séries marines paléogènes post-lutésiennes du massif subalpin des Bornes (Alpes occidentales). *Géol. alpine*, mém. h.s. n° 13, pp. 299-312.

DOUDOUX B., MERCIER DE LÉPINAY B., TARDY M. (1982) — Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 295, pp. 63-68.

GIRAUD J.D. (1983) — L'arc andésitique paléogène des Alpes occidentales. Pétrologie, volcanologie, signification géodynamique. Thèse, Nice, 378 p.

GRATIER J.P., LEJEUNE B., VERGNE J.L. (1973) — Étude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes-Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble, 2 vol., 289 p.

GOURLAY P. (1984) — La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles-Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 131 p.

GREBER C. (1965) — Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. BRGM*, n° 21, 380 p.

JONGMANS W.J. (1960) — Die Karbonflora der Schweiz. *Mat. Carte géol. Suisse*, n.s., n° 108, 95 p.

KINDLER P. (1986) — Découverte du Paléocène supérieur-Éocène inférieur dans l'Ultraséculvétique savoyard (Préalpes chablaisiennes, France). Conséquences sédimentologiques et paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, n° 19, pp. 1725-1730.

KINDLER P. (1987) — Découverte de calcaires «sublithographiques» paléocènes dans l'Ultraséculvétique de Haute-Savoie (France). Conséquences sédimentologiques, stratigraphiques et paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 304, n° 19, pp. 1201-1205.

LATELTIN O., MULLER D. (1987) — Évolution paléogéographique du bassin des Grès de Taveyannaz dans les Aravis (Haute-Savoie) à la fin du Paléogène. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 80, n° 1, pp. 127-140.

LEMOINE M., GIDON M., BARFÉTY J.C. (1981) — Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 292, pp. 917-920.

LIÉGEOIS J.P., DUCHESNE J.C. (1981) — The Lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles-Rouges Massif, Western Alps, France): evidence of crustal origin and metasomatic alteration. *Lithos*, 14.

LOMBARD A. (1932) — Géologie de la région du Fer-à-Cheval (Sixt, Haute-Savoie). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 25, n° 2, pp. 163-198.

MAIRE R. (1976) — Recherches géomorphologiques sur les karsts hauts-alpins des massifs de Platé, du Haut-Giffre, des Diablerets et de l'Oberland occidental. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Nice, 458 p.

MAIRE R., RIGALDIE C. (1984) — Spéléo sportive dans les Alpes de Haute-Savoie. Edisud, 152 p.

MAILLARD G. (1889) — Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville et la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte géol., Fr.*, t. 1, n° 6, p. 64.

MARTINI J. (1968) — Étude pétrographique des Grès de Taveyannaz entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Bull. suisse minér. pétr.*, t. 48, n° 2, pp. 539-654.

MÉNARD G. (1979) — Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble, 178 p.

MORET L. (1924) — Sur la découverte d'orthophragmines dans les « Grès de Taveyannaz » du massif de Platé (Haute-Savoie) et sur ses conséquences. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 178, n° 4, pp. 404-406.

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

MORET L., PERRET R. (1929) — Sur les limites du Bathonien dans les Alpes de Sixt (Haute-Savoie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 188, p. 334.

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

PACHOUD A. (1976) — Carte ZERMOS (zones exposées à des risques de mouvements du sol et du sous-sol) à 1/20 000, région de Passy-Servoz. Orléans : BRGM édit.

PAIRIS B. (1975) — Contributions à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble, 151 p.

PAIRIS B., PAIRIS J.L. (1974) — Mise en évidence d'un important système de fractures antérieur aux plis couchés de la partie amont de la cluse de l'Arve (région de Sallanches, Haute-Savoie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 279, pp. 1417-1420.

PAIRIS B., PAIRIS J.L. (1975) — Précisions nouvelles sur le Tertiaire du massif de Platé (Haute-Savoie). *Géol. alpine*, t. 51, pp. 83-127.

PAIRIS B., PAIRIS J.L. (1978) — Mécanismes de déformation dans le massif de Platé (Haute-Savoie). *Ann. Centre univ. Savoie*, t. 3, pp. 37-52.

PAIRIS B., PAIRIS J.L., PORTHAULT B. (1973) — Présence de Crétacé supérieur reposant sur le socle dans le massif des Aiguilles-Rouges, Alpes de Haute-Savoie. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, pp. 1131-1134.

PAIRIS J.L. (1987a) — Dynamique des dépôts et domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est français. *Géol. alpine*, mém. h.s. n° 13, pp. 283-298.

PAIRIS J.L. (1987b) avec coll. APRAHAMIAN J. — Le Subalpin du revers occidental de l'axe cristallin externe des Alpes du Nord. Géologie profonde de la France. *Doc. BRGM*, 142, pp. 69-85.

PAIRIS J.L. (1988) – Paléogène marin et structuration des Alpes occidentales françaises (domaine externe et confins sud-occidentaux du Subbriançonnais). Thèse État, Grenoble, 501 p.

PPAIRIS J.L., DELAMETTE M., DECROUEZ D. (1986) – Mid-Cretaceous and Paleogene of the Delphino-Helvetic Zone in Haute-Savoie, France. Guide-Book of the Field-Trip n° 3, Colloque Benthos'86, 50 p.

PETERHANS E. (1926) – Étude du Lias et des géanticlinaux de la nappe des « Préalpes médianes » entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy. *Mém. Soc. helv. sci. nat.*, vol. LXII, mém. 2, pp. I-IX et 191-340.

PIERRE X. (1963) – Contribution à l'étude géologique de la partie sud du massif de Sixt. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, 55 p.

RAUMER J. (von) (1983) – Die Metapelite von Emosson (Aiguilles-Rouges Massiv) als Beispiel spätkaledonisch-frühvariszischer Metamorphose im Altkristallin des Helvetischen Bereichs. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 63, 2.

REVIL J. (1911) – Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. *Mém. Acad. Savoie*, 5<sup>e</sup> série, t. 1, 631 p. et t. 2, 301 p.

ROSSET J. (1957) – Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie). Thèse État, Grenoble. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 247, 147 p.

SAWATZKI G. (1975) – Étude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). Grès de Tavayanne et Grès du Val d'Illiez. *Arch. Sci.*, Genève, vol. 28, pp. 265-368.

SCHROEDER J.W., PICTET E. (1946) – De quelques foraminifères trouvés dans les Grès de Tavayanne et de l'âge de ces derniers. *C.R. séances SPHN*. Genève, vol. 63, n° 1, pp. 33-36.

SESIANO J. (1985) – Nouvelles observations sur l'hydrogéologie de la région entre Arâches et Flaine (Haute-Savoie). *Karstologia*, n° 6, pp. 7-10.

USELLE J.P. (1963) – Contribution à l'étude de la partie nord du massif de Sixt. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble, 69 p.

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

VUAGNAT M. (1958) – Note préliminaire sur la composition péetrographique de quelques grès du flysch de Haute-Savoie. *Arch. Soc. phys. hist. nat.*, vol. 11, pp. 136-140.

### **Atlas géologique de la Suisse à 1/25 000**

Feuille *Finhaut* : (n° 525) : N. Oulianoff, L.W. Collet.

### **Carte géologique de la France à 1/50 000**

Feuille *Mont-Blanc* (n° 704, 1979) : coordination par P. Antoine.

Feuille *Chamonix* (n° 680, 1987) : S. Ayrton, J.C. Barféty, J. Bellière, Y. Gubler, L. Jemelin. Coordination par J. Bellière.

Feuille *Saint-Gervais* (n° 703, 1976) : G. Menessier, F. Carme, J. Bellière, R. Dhellèmes, P. Antoine, H. Dabrowski, J. Meloux. Coordination par G. Menessier.

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

Feuille *Vallorcine—Mont-Blanc* (n° 160 ter) :

— 1<sup>re</sup> édition (1894) : L. Duparc, M. Lugeon, A. Michel-Lévy, L. Mrazec.

— 2<sup>e</sup> édition (1966) : coordination par M. Gidon.

Feuille *Annecy* (n° 160 bis) :

— 3<sup>e</sup> édition (1969) par R. Barbier, J. Charollais, D. Dondey, F. Feugueur, E. Gagnebin, J. Goguel, A. Lombard, J. Ricour, A. Lillie, W.J. Schroeder, J. Rosset, D. Schneegans.

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

Feuille *Annecy* (n° 30, 1980) : coordination par J. Debelmas, G. Monjuvent.

Feuille *Thonon-les-Bains* (n° 25, 1987) : P. Broquet, M. Gidon, G. Monjuvent.

### **Carte des gîtes minéraux de la France à 1/50 000**

Feuille *Lyon* (1979) : A. Emberger, J. Meloux.

## *DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Rhône-Alpes, 29, av. du 11 novembre, 69604 Villeurbanne Cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

## **AUTEURS**

La notice de cette feuille a été rédigée par J.L. PAIRIS, avec :

— J. BELLIERÈ, pour le massif des Aiguilles-Rouges (histoire succincte, description des terrains, ressources minérales liées au Cristallin, tectonique) ;

— J. ROSSET, pour la description des terrains de la klippe des Annes et la tectonique de cette unité.

**Présentation au C.C.G.F. : 3 novembre 1987**

**Acceptation de la carte et de la notice : 28 février 1989**

**Impression de la carte : 1993**

**Impression de la notice : novembre 1992**

ANNEXE 1

**TABLEAU DE CORRESPONDANCE DES NOTATIONS  
DU CRÉTACÉ SUR LES FEUILLES  
ANNECY-BONNEVILLE ET CLUSES**

Annecy-Bonneville	Cluses	
Calcaires sublithographiques CS	C6	
	C3-5	
Gault n7-C1	Grès verts n6-7, n6-C1 n6-C2, n7-C1, n7-C2, n7	
Urgonien n4-5	Urgonien n3d-5, n4-5, n4b-5	
Calcaires gréseux à miches n3c	Calcaires siliceux n3b-c, n3b-d, n3c-4a	
	Marno-calcaires sombres n3b	
Calcaires roux n2b-3a		
Alternances calcaires-marnes n2-3a	Marnes grises n2a, n2a-3a	
Marnes schisteuses n1b		
	Marno-calcaires beiges n1c	Marno-calcaires néocomiens n1b-c
	Marno-calcaires slumpés n1b	
Conglomérat du Petit-Bornand n1a		
TITHONIQUE		
j9	j6-n1a	

**ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX**

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encalssante</b>	<b>Remarques</b>
Mine de l'Épine	2.4001	Lig	Lignite	Stratiforme	Marne Calcaire	Exploitée dès 1756. Reprise entre 1941 et 1949, pour une production estimée à 50 000 t. Humidité 1,07 %, cendres : 21 %, M.V. : 13,25 %, carbone fixe : 65,15 %, P.C. : 6 840 cal., S : 4,08 %.
Pas de Monthieu	6.4001	F	Fluorine	Filon Volantes	Calcaire	En éboulis sous les aiguilles calcaires.
Le Lac La Tour St-Michel	8.4001	Pb, Ba	Quartz Barytine Sidérite Blende Galène Tetraédrite Chalcopyrite Bournonite Pyrite	Filon 70-75° Pendage 80 Puissance : 0,4 à 0,8 m	Schiste Cornéenne	Travers-banc, 4 galeries. Exploitation de poches de barytine.
Le Lac	8.4002	Pb, Zn, Cu	Quartz Barytine Galène Pyrite Chalcopyrite Blende Cuivre gris Bournonite Azurite Malachite	Filon 60° Pendage 75° Puissance : 0,4 à 1 m	Schiste Cornéenne	1 travers-bancs de 45 m. Galeries et puits noyés.

*GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)*

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
Chapelle St-Jean	8.4003	Pb, Ba	Quartz Barytine Galène	Filon 150° Pendage 55°	Schiste Cornéenne	Plusieurs amorces de galeries dont une de 7 m.
Les Labieux	8.4004	Pb, Ba	Quartz Barytine Pyrite Galène Bourmonite	Filon 150° Pendage 80° Puissance : 0,1 m	Schiste Gneiss Quartzite	1 galerie de 25 m, 1 puits de 12 m.
Gorges de la Diosaz Ravin des Barnes	8.4005	Cu, Pb	Quartz Galène Chalcopyrite	Filon 315° Pendage 80° Puissance : 0,1 m	Gneiss Cornéenne Micaschiste	1 galerie et un traçage de 2 m, entrée ébou-lée.
Vaudagne	8.4006	Pb, Zn, Cu	Quartz Galène Cuivre gris Blende Chalcopyrite Misickel	Filon 345° Pendage 60 à 90° Puissance : 1 à 1,5 m	Schiste	Galeries, dépilages, puits noyés. Niveau inférieur ébou-lé.

*GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)*

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Pormenaz Les Baraques	8.4007	Pb, Cu	Quartz Barytine Calcite Pyrite Chalcopyrite Covelline Cuivre gris Oligiste Blende Galène Stibine	Filon 90° Pendage 60° Puissance : 0,4 à 1 m	Gneiss Rhyolite Amphibolite	3 galeries superposées, effondrements des galeries inférieures.
La Soude L'Argentière	8.4008	Pb	id. 8.4007 + Or natif Malachite Limonite	Filon 125° Pendage 75° Puissance : 0,3 à 1 m	Gneiss Granite	Plusieurs galeries superposées, noyées et partiellement effondrées. Haldes.
Raissy Rochy	8.4009	Pb, Cu	Quartz Barytine Galène Chalcopyrite Covelline Cuivre gris Bournonite Pyrite Malachite Azurite Limonite	Filon 90° Pendage 90° Puissance : 0,8 m	Gneiss Micaschiste	3 galeries conçues de 14, 20 et 26 m ont exploité le même panneau que Les Baraques (8.4007).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encalssante	Remarques
Chalets de Chabanne-Neuve	8.4010	Pb	Quartz Oligiste Galène Covelline	Filonnet	Granite Mylonite	1 galerie de 10 m. Front de taille silicifié et stérile.
Mont Vauthier	8.4011	Pb	Barytine Quartz Galène Pyrite Covellite Bournonite Malachite	Stockwerk	Schiste Gneiss	Entrées de galeries éboulées, excavation à demi comblée. Haldes.
Galerie de la Diosaz	8.4012	Cu, Zn	Quartz Dolomite Calcite Pyrite Blende Bournonite Chalcopyrite Cuivre gris Pyrotite	Filonnets	Schiste Gneiss Cataclasite Mylonite	Minéralisations observées dans la galerie EDF, dans des filonnets et zones broyées notamment aux P.K. 860, 2 360 et 2 450.
La Fontaine	8.4013	Cu	Quartz Chalcopyrite Pyrite Galène	Stockwerk	Schiste	Nombreuses amorces de galerie.

*GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)*

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
Trapettes Galerie Ste-Anne	8.4014	Cu	Quartz Chalcopyrite Cuivre gris Oxyde de fer	Filon 290° Puissance : 0,1 m	Gneiss	3 amorces de galerie, une de 10 m. Exploitation d'une poche minéralisée.
Le Coupeau	8.4015	Cha	Anthracite	Stratiforme	Schiste Grès	7 galeries d'attaque. 3 niveaux exploités. Couches en chapelets. Production 1898 : 215 t, 1919 : 2 547 t, 1922 : 557 t. Utilisation locale.

