



**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**
N° 654

**CARTE
GÉOLOGIQUE
SPÉCIALE
DE LA SUISSE**
N° 125

ANNEMASSE

par

J. CHAROLLAIS, R. PLANCHEREL,
G. MONJUVENT, J. DEBELMAS

ANNEMASSE

La carte géologique à 1/50 000
ANNEMASSE est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : THONON (N° 150)
au sud : ANNECY (N° 160 bis)



DÉPARTEMENT DE L'INTÉRIEUR, DE L'ENVIRONNEMENT
ET DES AFFAIRES RÉGIONALES
SERVICE CANTONAL DE GÉOLOGIE DE GENÈVE
36, boulevard Saint-Georges - CH-1211 GENÈVE 6 - SUISSE



DÉPARTEMENT DE L'INTÉRIEUR
SERVICE HYDROLOGIQUE ET
GÉOLOGIQUE NATIONAL
CH-3003 BERNE - SUISSE

| | | |
|---------------------------|----------------------|-----------------------------|
| St-Claude | Douvaine | Thonon- Châtel |
| St-Julien-en- Genevois | ANNEMASSE | Sambriens Pas-de-Morgins |
| Seysssel | Annecy Bonneville | Cluses |



MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,
DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE,
MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

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

par

**J. CHAROLLAIS, R. PLANCHEREL,
G. MONJUVENT, J. DEBELMAS**

avec la collaboration de

**Q. DEVILLE, M. DONZEAU, A. GALLAY, G. GORIN,
G. NICOUD, P. KINDLER, C. RUCHAT, C. TURREL, R. WERNLI**

1998

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : KERRIEN Y., TURREL C., MONJUVENT G., CHAROLLAIS J., LOMBARD A., BALMER F., OLMARI F., PAPILLON R., FONTANNAZ L., AMBERGER G., RUCHAT C., GREBERT Y., MARTHALER M. (1998). – Carte géol. France (1/50 000), feuille Annemasse (654). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Charollais, R. Plancherel, G. Monjuvent, J. Debelmas et coll. (1998), 130 p.

– *pour la notice* : CHAROLLAIS J., PLANCHEREL R., MONJUVENT G., DEBELMAS J., avec la collaboration de DEVILLE Q., DONZEAU M., GALLAY A., GORIN G., NICOUD G., KINDLER P., RUCHAT C., TURREL C., WERNLI R. (1998) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Annemasse (654). Orléans : BRGM, 130 p. Carte géologique par Y. Kerrien *et al.* (1998).

© BRGM 1998. 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 (France) : 2-7159-1654-X

ISBN (Suisse) : 3-906723-25-9

Distribution en Suisse : Office fédéral de topographie, CH-3084 Warben.

SOMMAIRE

| | Pages |
|--|------------|
| RÉSUMÉ - SUMMARY - ZUSAMMENFASSUNG | 5 |
| INTRODUCTION | 22 |
| <i>CADRE GÉOLOGIQUE - ENSEMBLES STRUCTURAUX</i> | 22 |
| <i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE LA NOTICE</i> | 23 |
| DESCRIPTION DES TERRAINS | 25 |
| <i>MOLASSES</i> | 26 |
| <i>SALÈVE</i> | 36 |
| <i>FLYSCH SUBALPIN</i> | 47 |
| <i>ULTRAHELVÉTIQUE DES PRÉALPES EXTERNES</i> | 49 |
| <i>WILDFLYSCH</i> | 56 |
| <i>FLYSCH DES VOIRONS (NAPPE DU GURNIGEL)</i> | 59 |
| <i>PRÉALPES MÉDIANES (MÔLE, BRASSES, MIRIBEL)</i> | 65 |
| <i>QUATERNAIRE</i> | 76 |
| TECTONIQUE | 98 |
| <i>SALÈVE ET BASSINS MOLASSIQUES SAVOYARD ET LÉMANIQUE</i> | 98 |
| <i>ULTRAHELVÉTIQUE DES PRÉALPES EXTERNES</i> | 103 |
| <i>WILDFLYSCH, FLYSCH DES VOIRONS (NAPPE DU GURNIGEL)</i> | 104 |
| <i>PRÉALPES MÉDIANES</i> | 104 |
| GRANDS TRAITES DE LA STRUCTURE ET DE L'ÉVOLUTION ALPINE | 105 |
| GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT | 108 |
| <i>RESSOURCES EN EAU</i> | 108 |
| <i>SUBSTANCES UTILES</i> | 111 |
| DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE | 113 |
| <i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i> | 113 |
| <i>REPLISSAGE DES DÉPRESSIONS PALUSTRES</i> | 117 |
| <i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i> | 118 |
| <i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i> | 119 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i> | 119 |

AUTEURS

ENCART

Fig. 1 - Situation de la feuille Annemasse dans le cadre des Alpes françaises septentrionales.

Fig. 9 - Profil géologique semi-schématique Voirons (Pralève)–Môle.

RÉSUMÉ

La feuille Annemasse est une carte transfrontalière, dont le quart de la surface déborde sur territoire suisse (canton de Genève). Elle recouvre plusieurs entités géologiques aux caractères morphologiques, stratigraphiques et tectoniques très différents. La moitié occidentale de la feuille est occupée par les bassins molassiques savoyard et genevois, en grande partie couverts de dépôts glaciaires, et au centre desquels émerge le chaînon du Salève. Dans la partie orientale de la feuille, le bassin molassique genevois est chevauché par des nappes préalpines, au front desquelles apparaissent des lambeaux de molasses (Molasse subalpine) et une zone plus ou moins discontinue de Flysch subalpin.

Stratigraphie. Les molasses qui affleurent de part et d'autre du Salève constituent les épaisses (au moins 1 000 m) séries, essentiellement marno-gréseuses, des bassins savoyard et genevois (ou lémanique). Il s'agit de sédiments continentaux déposés au cours de l'Oligocène (Molasse du bassin savoyard) ou entre l'Oligocène supérieur et le Miocène basal (Molasse du bassin genevois). Sous le terme de Molasse subalpine (ou « Molasse charriée ») est regroupé un ensemble d'écailles qui chevauche le bassin molassique genevois. Ce sont des marnes et des grès (environ 200 m d'épaisseur), de faciès marin peu profond et d'âge oligocène inférieur.

Les terrains mésozoïques du Salève, caractérisés par des faciès à affinités jurassiennes, sont essentiellement composés de carbonates marins d'âge jurassique à crétacé inférieur ; leur épaisseur atteint environ 600 m. Les affleurements de Tertiaire (Éocène–Oligocène inférieur), peu épais et discontinus, sont représentés par des grès et des conglomérats continentaux.

Le Flysch subalpin (Flysch parautochtone) n'apparaît qu'à l'Ouest des Voirons et se compose d'une centaine de mètres de marnes schisteuses et de grès attribués à l'Oligocène inférieur. Les faciès suggèrent un milieu de dépôt marin profond.

La série stratigraphique de l'Ultrasubalpin des Préalpes externes, dont l'origine paléogéographique est à rechercher au Sud du domaine delphino-helvétique, s'étend du Jurassique supérieur à l'Éocène supérieur ; là encore il s'agit de faciès marins profonds. Les formations attribuées classiquement au Crétacé supérieur sont peut-être resédimentées et devraient, dans ce cas, être rattachées au Paléocène moyen–Éocène inférieur.

Les nappes préalpines sont séparées de leur substratum par des wild-flyschs qui, sur la feuille Annemasse, peuvent être assimilés au Mélange infrapréalpin, dont la matrice est attribuée à l'Éocène supérieur (à Oligocène ?) et dont les éléments proviennent du démantèlement de la série ultrasubalpine des Préalpes externes.

Le Flysch des Voirons (nappe du Gurnigel) est constitué de trois formations, correspondant à des dépôts de bassin (profond), comprises entre le Paléocène et l'Éocène moyen et dont l'épaisseur semble dépasser largement 1 500 m.

La stratigraphie des Préalpes médianes, qui appartiennent au domaine Briançonnais *s.l.*, s'étend du Trias supérieur à l'Éocène moyen. Elle se compose d'un ensemble de formations fortement diachrones et extrêmement variables en épaisseur.

Dans la région de Genève, l'histoire géologique quaternaire ne devient déchiffrable que vers la fin de la glaciation du Riss. À l'interglaciaire Riss-Würm le surcreusement lémanique était transformé en un lac bordé de dépressions palustres. Avec la glaciation du Würm, les glaciers du Rhône, de l'Arve et du Giffre alimentent un appareil glaciaire unique de 1 200 à 1 300 m d'épaisseur au niveau d'Annemasse et qui s'est avancé jusqu'à Lyon. Après un premier retrait suivi d'une nouvelle avancée, ce glacier rhodanien s'est retiré de la dépression lémanique en neuf étapes successives (dont huit observables sur la feuille Annemasse). Ensuite, l'évolution régionale deviendra uniquement lacustre et fluviale. L'histoire géologique se termine avec le remplissage des fonds de vallées et l'abaissement temporaire du Léman au-dessous de sa cote actuelle (372 m) vers 4 000 B.P. Dans les reliefs, les retouches holocènes se font par l'intermédiaire des formations de versant récentes à actuelles.

Tectonique. Les parties occidentale et méridionale de la feuille Annemasse correspondent à des zones autochtones (Salève, bassins molasiques lémanique et savoyard) tandis que les portions orientale et en partie septentrionale sont caractérisées par des nappes (Préalpes ultrahelvétiques externes, Préalpes médianes, Flysch des Voirons), qui appartiennent aux Préalpes du Chablais. Entre Contamine-sur-Arve et Bonneville, la vallée de l'Arve sépare ces deux entités autochtones et allochtones : elle correspond probablement à un accident tectonique majeur, qui serait en liaison avec le plongement axial du Salève et qui se poursuivait jusque dans la région genevoise.

Le chaînon du Salève correspond à une lame chevauchante constituée de formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, sur des formations contemporaines redressées à la verticale, voire même renversées. Cette structure, accompagnée de décrochements senestres, résulte de l'évolution d'une fracture dite « longitudinale », orientée parallèlement à l'axe de ce chaînon et enracinée sur un linéament marqué en profondeur par un demi-graben permo-carbonifère.

L'Ultrahelvétique des Préalpes externes est essentiellement représentée sur la feuille Annemasse par les collines du Faucigny, constituée de 19 écailles dont la mise en place résulte de phénomènes tectono-sédimentaires complexes.

Dans la portion nord-est de la feuille Annemasse, plusieurs unités tectoniques apparaissent sporadiquement entre la Molasse autochtone du bassin lémanique et le sommet des Voirons, soit de bas en haut : la Molasse subalpine charriée, le Flysch subalpin, le Mélange infrapréalpin (widflysch à lentilles). La partie supérieure de la montagne des Voirons est représentée par le Flysch des Voirons (nappe du Gurnigel), lui-même découpé en 3 ou 4 écailles.

Quand aux Préalpes médianes, elles ne sont représentées sur la feuille Annemasse que par leur partie la plus externe et correspondent à un empilement d'écailles chevauchantes, affecté de décrochements sénestres.

Hydrogéologie et ressources minérales. Les aquifères quaternaires sont les mieux représentés. Certains sont en relation avec des cours d'eaux et de qualité médiocre, alors que d'autres sont riches en eau de bonne qualité (nappe du Genevois). Les massifs du Salève, des Voirons et des Brasses alimentent des sources gravitaires de débits modestes. Seuls les aquifères karstiques donnent des sources importantes mais peu nombreuses et très vulnérables.

Du point de vue exploitation des matériaux, il ne subsiste aujourd'hui que les énormes carrières du Pas-de-l'Échelle, qui prélèvent des blocs pour remblais et confortements.

Des sondages anciens pour recherches d'hydrocarbures ont été effectués dans le bassin genevois et un forage récent (1993) a été réalisé à Thônex pour des recherches géothermiques.

SUMMARY

The Annemasse sheet is a cross-border map, a quarter of which relates to the canton of Geneva in Switzerland. It represents several geological units with very different morphological, stratigraphic and tectonic features. The western half of the map area is underlain by the Tertiary Geneva and Savoie molasse basins, largely covered by glacial deposits and between which rises the Salève massif that shows stratigraphic and tectonic affinities with the Jura. In the eastern part of the map area the molasse basins are overthrust by Prealpine nappes, at the front of which one finds slices of subalpine Molasse and a more-or-less discontinuous zone of Subalpine Flysch. The Prealpine nappes are represented by only three units – the Ultrahelvetic of the External Prealps, the Médianes Prealps and the Voirons Flysch (Gurnigel Nappe) – separated by wildflysch.

The western and southern parts of the Annemasse map area correspond to autochthonous zones (the Salève massif and the Geneva and Savoie molasse basins) whereas the eastern and northern parts are characterized by nappes (the Ultrahelvetic of the External Prealps, the Médianes Prealps and the Voirons Flysch) of the Chablais Prealps. The autochthonous and allochthonous units are separated by the Arve valley that extends between Contamine-sur-Arve and Bonneville; this probably corresponds to a major tectonic fault associated with the axial plunge of the Salève massif and which continues into the Geneva area.

Stratigraphy. The lithostratigraphy of the molasse basins and Salève massif, despite the Quaternary deposits, shows a certain homogeneity of facies, and even thickness within the Annemasse map area. Conversely, the stratigraphy of the three Prealpine nappes in the area relates to the

tectonic units, albeit preserving a certain uniformity within each nappe, apart from that of the Médiannes Prealps.

• **Molasse.** The Molasse, exposed to either side of the Salève massif, is commonly covered by thick Quaternary deposits. Autochthonous in the western part of the Annemasse sheet area, it is in part parautochthonous or « thrust sliced » in the eastern part of the map area.

– *Savoy Basin Molasse.* The base of the Savoy Basin Molasse, which is exposed on the Bornes plateau and in the Bonneville area, comprises the Grès de Bonneville (0 to 50m thick), which consists of massive quartzo-feldspathic beds with vegetal debris and a calcareous cement; these beds are quarried and have yielded and important flora. Through analogy with the Grès de Vaulruz (Switzerland), this formation has been assigned to the Lower Rupelian, The Grès de Bonneville is overlain by the Molasse rouge, which is some 1000 m thick; on the basis of mammal associations discovered in the Bornes plateau in the adjacent map area (Annecy-Bonneville sheet), the base of the Molasse rouge is attributed to the Rupelian and its top to the Chattian.

– *Geneva Basin Molasse.* The Geneva Basin Molasse within the Annemasse map area begins with the Marnes et grès bariolés (Chattian) at the base of which one commonly finds exposures of the « Lower Freshwater Limestone » (middle part of the Lower Chattian). The overlying Marnes et grès gris à gypse (uppermost Oligocene to basal Aquitanian) is rarely exposed. Finally, drilling has revealed the existence of the « Aquitanian Molasse ». The Marnes et grès bariolés ranges between 250 and 1 000 m in thickness, the Marnes et grès gris à gypse does not exceed 300 m thickness and the « Aquitanian Molasse » is scarcely 30m thick.

– *Subalpine Molasse.* The term Subalpine Molasse (or « Thrust Molasse »), although primarily used to designate a tectonic unit, is also used to define the stacked Tertiary slices between the eastern edge of the Geneva Molasse Basin and the Infra-prealpine Melange (wildflysch). These Tertiary deposits (Grès et marnes de Montauban), which are exposed locally in the Annemasse sheet area, comprise a predominantly sandstone succession, about 200 m thick and attributed to the Lower Oligocene (Lower Rupelian), overlain by a complex of marl and subordinate sandstone also assigned to the Oligocene through analogy with the Marnes à Cyrènes and the Marnes de Vaulruz.

• **Salève massif.** The Mesozoic succession of the Salève massif, characterized by Jura-type shelf facies, begins at outcrop with Upper Kimmeridgian reef calcarenite and breccia (Calcaires de Tabalcon). This is overlain by the Étioillets Formation (Upper Kimmeridgian to Tithonian *pro parte*) comprising reef to perireefal facies at the base, followed by well-bedded limestone, in places dolomitic, with algal mats (Tidalites de Vouglans). The Jurassic succession ends with varied facies (limestone, green marl; variegated breccia, etc) typical of the Jura Purbeckian and attributed to the uppermost Tithonian and basal Berriasian.

The exposed Upper Jurassic succession is more than 300m thick, whereas the Lower Cretaceous, in part eroded due to the Eocene emergence, barely reaches 300 m thickness.

The « Berriasian-Valanginian trilogy » comprises two resistant intervals of white massive limestone bracketing a clayey-calcareous unit marked by a morphological ledge. This trilogy is 88 m thick and includes, from the base up, the Pierre-Châtel, Vions and Chambotte formations; these correspond respectively and approximately to the Middle Berriasian, Upper Berriasian and basal Valanginian. Most of the Valanginian is represented by the Calcaires roux *s.l.*, reddish cross-bedded biocalcarenites up to 40 m thick. Above this, the 94-m-thick Marnes d'Hauterive et Pierre jaune de Neuchâtel Complex begins at the uppermost Valanginian and ends at the top of the Lower Hauterivian: marl predominates at the base whereas limestone (glauconitic biocalcarenite) becomes paramount in the upper part. This grades upwards into the Urgonian Limestone that extends from the base of the Upper Hauterivian to the Upper Barremian; it is as much as 200 m thick where spared from erosion related to the Eocene emergence.

Locally, the Mesozoic succession of the Salève massif is directly overlain by the Grès sidérolitiques (reddish ferruginous or pure white quartzarenite) that forms pockets in the karstic Urgonian Limestone (Eocene emergence) or rests on the Marnes d'Hauterive et Pierre jaune de Neuchâtel Complex. Veneered onto the Urgonian Limestone or the Grès sidérolitiques, the Poudingues de Mornex forms a sort of halo on the sides of the Salève massif. The component pebbles derive from erosion of Urgonian Limestone, Albian-Cenomanian Greensands and Upper Cretaceous sublithographic limestone.

• **Subalpine Flysch.** An outcrop of Subalpine Flysch (« Parautochthonous Flysch ») in the Voiron Mountain area contains 40 m of foliated marl at the base, locally termed the Marnes de Bellevue. This is overlain by 60-m-thick pile of turbidites; their petrographic composition and their macrofauna correspond to those of the Lower Oligocene Grès du Val d'Illiez.

• **Ultrahelvetic of the External Prealps.** The Ultrahelvetic succession of the External Prealps, whose palaeogeographic origin is to be sought in the « South Helvetic » domain, extends from the Oxfordian to Upper Eocene in the Annemasse sheet area. The succession begins with the « Oxfordian » Marl Complex, some 40 m thick and attributed to the Lower Oxfordian *s.l.* This is overlain by the Middle (?) to Upper Oxfordian Calcaires noduleux (40 m), followed by the « Kimmeridgian-Tithonian » resistant massive limestone bed, some 100 m thick, that forms the morphological backbone of the External Prealps; in reality this massive limestone extends from the Lower Kimmeridgian to the Middle Berriasian. Next comes the Alternances de marnes et de calcaires fins tachetés *s.l.* (about 80 m) which covers the entire Neocomian and which in places terminate with metre-size lenses of « Urgonian Limestone » (Upper Barremian to Bedoulian?).

The glauconitic sandstone formation, 100 m thick and ranging from Aptian *s.l.* to Turonian *pro parte*, and the sublithographic limestone, 50 m thick and ranging from Upper Turonian to Lower Coniacian, are considered either as the deposits that normally succeed the Lower Cre-

taceous, or as material resedimented during the Middle Paleocene–Early Eocene. The Ultrahelvetic succession of the External Prealps ends with calcschists and flyschs of undetermined thickness that are assigned to the Eocene *pro parte*.

● **Wildflysch.** The Prealpine nappes are separated from one another (or from their substratum) by wildflysch – ill-sorted units comprising clasts of all sizes and various origins caught up in a crushed flysch-type matrix. In the Annemasse map area, the wildflysch can be compared to the Infra-prealpine Mélange, for which the matrix is attributed to the Priabonian (or Oligocene?). As for the clasts (lenses), they are comparable, as regards facies and age, to the Ultrahelvetic succession of the External Prealps.

● **Voiron Flysch (Gurnigel Nappe).** The Voiron Flysch consists of three main formations: the Flysch gréseux or Grès des Voiron (200 to 300 m) ranging from Danian to Cusian, the Conglomérat de Vouan (300 to 400 m) assigned to the Cuisian and Lutetian, and the Marnes de Saxel (apparently more than 1 000 m thick) attributed to the upper Lutetian and Bartonian. These are locally overlain by a predominantly sandstone succession of unknown thickness and of probable Priabonian age.

● **Médianes Prealps.** The stratigraphy of the Médianes Prealps, which belongs to the Briançon domain *s.l.*, extends from Upper Triassic to Middle Eocene. It is characterized by a set of highly diachronous formations of varied thickness.

The Upper Triassic (Norian? to Rhaetian) is represented by a succession of at least 100 m of yellowish dolomite, cellular dolomite and argillite. Above this, the Hettangian Calcaires blancs (20 to 70 m) is followed by a breccia (Upper Sinemurian to Carixian *pro parte*?) containing ferruginous and phosphatic nodules and with a maximum thickness of 2 m, and then by the Calcaires échinodermiques (Pliensbachian *pro parte* to Toarcian?) that is nowhere more than 100 m thick.

The Brasses Formation (Toarcien? to Aalenian–Bajocian?), for which the type locality is in the Annemasse map area, is a monotonous succession of siliceous limestone between 50 and 300 m thick. The Dogger continues with the Stadelgraben Formation (Bajocian/Bathonian to Lower Callovian?) represented by an alternation (26 to 180 m) of argillaceous limestone beds and foliated marl layers. The overlying Haute-Pointe Formation (12 to 30 m) consists of poorly dated siliceous limestone with abundant flints (Upper Callovian? to Lower Oxfordian?). The Middle Oxfordian is marked by the Calcaires noduleux rouges («Nodular Argovian» *auct.*) which is easily recognized in the field and which is composed of reddish nodular limestone, red shale, grey limestone and echinoderm-bearing limestone; absent in places, this succession can be as much as 60 m thick.

The overlying Calcaires massifs («Malm» *auct.*) forms the backbone of the Médianes Prealps and can be as much as 150 m thick; locally it is absent. It contains several facies, among which biomicrite is predominant, and should be assigned to the interval between the Tithonian

and the Valanginian. The Calcaires en plaquettes (0 to 50 m), made up of thin beds of biomicrite belongs to the Neocomian s.l. The stratigraphic succession of the Médiane Prealps ends with the brightly coloured Couches rouges (20 to 150 m) for which plankton indicate an Albian age for the base and a Middle Eocene age for the top.

• **Quaternary.** Quaternary formations are everywhere present in the Annemasse sheet area. They carpet the mountain foothills and the Geneva Basin. Most are of glacial origin: till, and glaciolacustrine and glaciofluvial sediments.

In the Geneva area, the Quaternary history only becomes decipherable towards the end of the Riss glaciation. The glaciers, after having extensively overdeepened their troughs (–100 m at Geneva), withdrew from the valleys leaving behind a subglacial till (south of Cologny) of unknown thickness.

The Riss-Würm interglacial left no visible surface deposits. We only know that the Geneva Lake trough was transformed into a lake that extended farther downstream and was lower than the present lake. It was bounded by marshy depressions, two of which have been intersected by drilling near Annemasse. The Arve valley was more encased, with steeper sides and lower than at present.

The Würm glaciation was preceded by the deposition (150 to 200 m) of glaciofluvial alluvium (= « Alluvion ancienne ») brought by torrents from the glaciers that already occupied the high valleys. These gravels filled the valleys carved out during the preceding interglacial. The Rhone, Arve and Giffre glaciers then re-occupied their valleys, carving out a second trough within the previous one.

With the advance of the Würm glaciation, the Rhone, Arve and Giffre glaciers joined up to feed into a single glacier. At its maximum, this Rhone glacier would have been between 1200 and 1300 m thick at Annemasse and have extended as far as Lyons, 130 km from Geneva. The glacial overdeepening took place mainly in the Petit-Lac and downstream (–70 m at Geneva city) where the substratum is reached. In the Arve valley, the overdeepening was not so intense and remained localized along the present thalweg (Contamine-sur-Arve, the Étembières pass). For the Giffre glacier, the overdeepening was most marked in the Viuz-en-Sallaz basin (> 80 m).

During a first glacial retreat, the Pas-de-l'Échelle–Bossey lacustrine and glacial formations (> 85 m) were deposited at the NW foot of the Salève massif. Then a new advance of the Rhone glacier led to the deposition of the Laconnex–Norcier moraine.

The glacier finally retreated in successive phases and fairly rapidly liberated the Geneva basin. This deglaciation was complex due to the confluence of the three different-size glaciers, which each reacted differently to the climate changes. Nine deglaciation phases are recorded in the neighbouring Saint-Julien-en-Genevois map area (Monjuvent, *in* Donzeau *et al.*, 1997); only eight have been recognized within the Annemasse map area, phase 3 having left no glaciolacustrine deposits. At first there was a gradual separation of the three original glaciers:

Giffre and Arve separated during phase 4, Arve and Rhone during phase 6. At the front of the Rhone glacier, an initial Lake Geneva was formed during phase 6 as a narrow lake at Pas-de-l'Échelle; it covered the entire area now occupied by the city of Geneva. It was only during phase 7 that this lake, still small, reached an altitude equal to or less than 435 m. During phase 8, the lake level fell again and the glacier remained static in the Annemasse area. During phase 9 the lake (at level 420) started filling up at the front of a glacier that still occupied part of the Petit-Lac.

The subsequent evolution of the region was no longer under glacial influence. It became entirely lacustrine and fluvial: the Würm ended with an alluvial spread that formed two low terraces on the left bank of the Arve, but only one in the Menoge valley. The Rhone cut its gorge downstream, causing a lowering of the Petit-Lac to 400 m altitude and the downcutting of the entire Arve network. Then came the first collapse of the Salève massif (13,000 years BP); the blocks were used for shelter by the Magdalenians. This was followed by a second collapse 3,500 years later (9460 BP).

The geological history ended with the filling of the valley bottoms, and the last natural morphological event was doubtless the temporary lowering of Lake Geneva to below its present level (372 m) during the « Subboreal » (~4000 BP), giving rise to the 3 m terrace. In the mountainous areas, the Holocene effects are mainly the Recent to present-day slope deposits. These include numerous rock falls (both stabilized and still active) and landslides, some of which may represent a hazard. For example, one can cite the mud flow, known as the « déluge », near Bogève that engulfed three hamlets in 1715.

Tectonics

• **Salève and the Savoy and Geneva Basins.** The Salève massif, which morphologically separates the Savoy and Geneva molasse basins, results from the thrusting of a right-way up succession of Late Jurassic and Early Cretaceous age over contemporaneous vertically dipping, and even overturned, formations. The Salève structure is thus related to a large « longitudinal » fault oriented parallel to the axis of the massif (fold fault of previous authors); this structure was induced by the multiphase movement of a thrust fault, or ramp, gently dipping to the SE. With an amplitude of about 5 km, the Salève thrust would be rooted in a NE-SW lineament and marked at depth by a Permian-Carboniferous half-graben.

Other than the major « longitudinal » fracture and its satellite faults, the Salève is affected by sinistral strike-slip faults, such as the Coin Fault, correlated with NW-SE lineaments and probably active during the Permian-Carboniferous. Numerous transverse faults with a small throw, subparallel to the strike-slip faults, affect the Salève massif; these are satellite fractures related to flower structures caused by the major strike-slip faults.

The distribution of the Grès sidérolitiques over the different Neocomian terrains proves that at the end of the Mesozoic and beginning of

the Tertiary, the present area of the Salève massif corresponded to an upwarp affected by NE-SW fractures. This early upwarp is still recognized in the subsurface by the presence of onlaps of the Grès de Bonneville and the Molasse rouge, visible in seismic records of the eastern side of the Petit- and Grand-Salève.

• **Ultrahelvetic of the External Prealps.** The Ultrahelvetic of the External Prealps, represented mainly in the Annemasse map are by the Faucigny Hills, forms a ridge of 19 thrust slices, most in a right-way up position, at the front of the Médiannes Prealps. The palaeogeographic origin of this tectonic unit is to sought to the south of the Delphino-Helvetic domain, and its emplacement, still poorly explained, was probably due to fairly complex tectono-sedimentary events.

• **Wildflysch, Voiron Flysch (Gurnigel Nappe).** The structural pattern of the Voiron Massif and its satellites over the Geneva Basin Molasse, comprises from west to east and from the base up: the thrust Subalpine Molasse, the Subalpine Flysch, a lensed wildflysch (Intra-prealpine Mélange) and the Voiron Flysch (Gurnigel Nappe), itself split into 3 or 4 slices.

• **Médiannes Prealps.** The Médiannes Prealps, which are characteristic of the Briançon area *s.l.*, are only represented in the Annemasse map area by their outermost part. They comprise a stack of thrust slices of fairly variable orientation. This outer part of the Médiannes Prealps, affected by sinistral strike-slip faults, is marked at its base by Triassic cellular dolomite along the tectonic contacts with the Gurnigel Nappe and the Ultrahelvetic of the External Prealps.

Hydrogeology and mineral resources. The hydrogeology of the Annemasse sheet area is very complex in view of the large number of permeable formations and aquifers. The Quaternary aquifers are the best represented. Some are shallow, thin and linked to rivers of mediocre quality. Others, such as the « Alluvion ancienne » contain abundant good-quality water and are extensively exploited (Geneva aquifer). The Salève, Voiron and Brasses massifs feed gravity springs that have a moderate discharge. Only the karst aquifers feed major springs, but there are few and highly vulnerable.

Clay, sand and gravel were once extensively exploited in the Quaternary formations, but the number of workings has tended to diminish. Limestone and marly limestone of the Salève massif were once abundantly worked (lime, dimension stone), but all that remains today are the enormous quatries at Pas-de-l'Échelle which extract blocks for fill and reinforcement.

Indications of hydrocarbons are known in the Hauterivian and Urgonian limestone at the foot of the Salève massif and two exploration wells were drilled by petroleum companies in the 1960s (Humilly-2 in the neighbouring Saint-Julien-en-Genevois map area, and Faucigny-1). A recent well (1993) was drilled at Thônex for geothermal investigation.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Blatt Annemasse, das mit einem Viertel seiner Fläche schweizerisches Staatsgebiet (Kanton Genf) abdeckt, umfasst mehrere morphologisch, stratigraphisch und tektonisch deutlich unterschiedliche geologische Einheiten. In der Westhälfte des Blattes liegt das grossenteils mit eiszeitlichen Ablagerungen bedeckte tertiäre Molassebecken, aus welchem der in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht Ähnlichkeiten mit dem Faltenjura aufweisende Mont Salève ragt. Der Salève und das Molassebecken im West- und Südteil des Blattes gehören zum autochthonen alpinen Vorland. Die Osthälfte des Blattes wird durch die auf das Molassebecken überschobenen Decken der Préalpes du Chablais eingenommen. An der Überschiebungsfrent erscheinen Molasse-Schuppen (subalpine Molasse) und unzusammenhängende Aufschlüsse von subalpinem Flysch. Die Decken der Préalpes sind durch das Ultrahelvetikum der Préalpes externes, die Préalpes médianes und den Voiron-Flysch (Gurnigel-Decke) vertreten; diese tektonischen Einheiten sind jeweils durch Wildflysch voneinander getrennt.

Zwischen den Ortschaften Contamine-sur-Arve und Bonneville verläuft die Trennlinie zwischen den beiden geologischen Grosseinheiten (Autochthon und Allochthon) im Arve-Tal. Diese Linie entspricht wahrscheinlich einer wichtigen tektonischen Störung, die mit dem Axialgefälle der Salève-Kette in Verbindung stehen und sich bis in die Gegend von Genf erstrecken dürfte.

Stratigraphie. Im Gebiet von Blatt Annemasse ist die Lithostratigraphie und des Genfer Beckens, und des Salève, mit Ausnahme der quartären Ablagerungen, durch Konstanz von Fazies, Alter und Schichtmächtigkeiten geprägt. Demgegenüber variiert die Stratigraphie in den Préalpes von Decke zu Decke, wobei sie jedoch, abgesehen von den Préalpes médianes, innerhalb einer Decke recht gleichförmig ist.

Molasse. Die Molasse liegt zu beiden Seiten der Salève-Kette und ist grösstenteils durch mächtige Quartärablagerungen überdeckt. Während sie im Westteil des Blattes Annemasse autochthon ist, ist sie im östlichen Bereich teilweise parautochthon bzw. « verschuppt ».

– *Molasse des Savoyer Beckens.* Die Molasse des Savoyer Beckens tritt auf dem Bornes-Plateau und in der Gegend von Bonneville auf. Die unterste aufgeschlossene Einheit sind die Grès de Bonneville (0-50m), die in Analogie zu den Westschweizer Grès de Vaulruz ins untere Rupélien gestellt werden. Beim Abbau dieser dickbankigen, kalkig zementierten Quarz-Feldspat-Sandsteine wurde eine reichhaltige Flora gefunden. Überlagert werden sie von der etwa tausend Meter mächtigen Molasse rouge, die auf Grund von Kleinsäugerfunden im Gebiet des Nachbarblattes Annecy-Bonneville als oberes Rupélien bis Chattien datiert wurde.

– *Molasse des Genfersee-Beckens.* Die Molasse des Genfersee-Beckens beginnt unten mit den 250 bis 1000m mächtigen Marnes et grès bariolés (Bunte Mergel und Sandsteine; Chattien), an deren Basis manche-

rorts die Calcaires d'eau douce inférieurs (Unt. Süßwasserkalke; mittl. Abschnitt des unt. Chattien) auftreten. Über dem Chattien folgen die kaum aufgeschlossenen Marnes et grès gris à gypse (Gipsführende Mergel und graue Sandsteine; Oberstes Oligozän – Basis des « Aquitanien » auct.), deren Mächtigkeit bis 300 m beträgt. Das Vorhandensein der « Molasse aquitanienne » (« aquitane Molasse ») auct. ist nur durch Bohrungen bekannt; ihre Mächtigkeit erreicht kaum 30 m.

– *Subalpine Molasse*. Der Begriff subalpine Molasse (oder « verschuppte Molasse ») bezeichnet zwar in erster Linie eine tektonische Einheit, wird aber auch zur Beschreibung der Tertiär-Schuppen verwendet, die zwischen dem Ostrand des Genfersee-Beckens und dem unterhalb der Decken der Préalpes liegenden Wildflysch auftreten. Diese Tertiär-Schuppen, die Grès et marnes de Montauban, sind auf Blatt Annemasse nur vereinzelt aufgeschlossen. Sie bestehen aus einer etwa 200 m mächtigen, vorwiegend sandigen Abfolge des unteren Oligozäns (unt. « Rupélien ») und aus einem darüber folgenden Komplex aus Mergeln und untergeordneten Sandsteinen, der in Analogie zu den Cyrenen-Mergeln und den Marnes de Vaulruz ebenfalls ins untere Oligozän gestellt wird.

• **Mont Salève**. Die mesozoische Schichtreihe des Salève besteht aus Plattformsedimenten und weist fazielle Ähnlichkeit mit derjenigen des Faltenjuras auf. In den stratigraphisch tiefsten Aufschlüssen treten Kalkarenite und Riffschuttbrekzien des oberen Kimméridgien zutage (Calcaires du Tabalcon). Im Hangenden folgt die Formation des Etiollets (ob. Kimméridgien? – Tithonien p.p.), die an ihrer Basis aus Kalken des Riffbereichs besteht und gegen oben in gut gebankte, z.T. dolomitische und stromatolithische Kalke (Tidalites de Vouglans) übergeht. Abgeschlossen wird der Obere Jura durch das vom obersten Tithonien bis ins unterste Berriasien reichende « Purbeckien » mit seiner typischen faziellen Vielfalt (Kalke, grüne Mergel, bunte Brekzien usw.).

Die Mächtigkeit des aufgeschlossenen Teils des Oberen Juras übersteigt 300m, wogegen die während der eozänen Emersion teilweise erodierte Untere Kreide kaum 300m erreicht. Die « Trilogie berriaso-valanginienne » macht sich im Gelände durch zwei massive, weisse Felsriegel aus Kalken bemerkbar, die durch eine tonig-kalkige, zur Hangverflachung neigende Lage getrennt sind. Diese 88m mächtige Dreiergruppe besteht, von unten nach oben, aus der Formation de Pierre-Châtel, der Formation de Vions und der Formation de la Chambotte (mittl. Berriasien, ob. Berriasien bzw. unterstes Valanginien). Das restliche Valanginien ist durch die rostfarbenen, schräg geschichteten Biokalkarenite des Calcaire roux *s.l.* vertreten, dessen Mächtigkeit bis vierzig Meter beträgt. Darüber folgt der 94m mächtige, unten vorwiegend aus Mergeln, oben aus Glaukonit führenden Biokalkareniten bestehende Komplex der Marnes d'Hauterive und der Pierre jaune de Neuchâtel (oberstes Valanginien – unt. Hauterivien). Nach oben folgt ein fließender Übergang zu den Calcaires urgoniens (Urgon-Kalk; ob. Hauterivien – ob. Barrémien). Diese können dort, wo sie von der Erosion im Zusammenhang mit der eozänen Emersion verschont geblieben sind, eine Mächtigkeit von 200 m erreichen. An verschiedenen Stellen am

Salève liegen die Grès sidérolithiques (Sandsteine des Siderolithikum; reine, weisse oder eisenschüssige, rötliche Quarzarenite) auf dem Mesozoikum, entweder in Form von Karstaschenfüllungen in den Calcaires urgoniens oder als Lage auf dem Komplex der Marnes d'Hauterive und der Pierre jaune de Neuchâtel. Auf den Grès sidérolithiques oder direkt auf den Calcaires urgoniens liegen die Poudingues de Morne. Die Vorkommen dieser Konglomerate bilden einen Kranz um die Flanken des Salève; ihre Gerölle stammen aus den Calcaires urgoniens, den Grès verts («Grünsande»; Albien-Cénomaniens) sowie den oberkretazischen Calcaires sublithographiques.

- **Subalpiner Flysch.** In der Gegend des Voirons-Massivs tritt subalpiner («parautochthoner») Flysch zutage, mit 40m schiefrigen Mergeln an der Basis – lokal als Marnes de Bellevue bezeichnet –, die von einer 60 m mächtigen Turbiditabfolge überlagert werden. Die petrographische Zusammensetzung und die Mikrofauna dieser Turbidite entsprechen denjenigen der unter- bis mitteloligozänen Grès du Val d'Iliez.

- **Ultrahelvetikum der Préalpes externes.** Das Ultrahelvetikum der Préalpes externes ist paläogeographisch im südhelvetischen Ablagebereich beheimatet. Die stratigraphische Abfolge im Gebiet von Blatt Annemasse reicht vom Oxfordien bis ins obere Eozän. Sie beginnt mit dem Complexe marneux «oxfordien» (Mergeliges «Oxfordien»; unt. Oxfordien *s.l.*), der eine Mächtigkeit von etwa 40m erreicht. Darüber folgen 40m Calcaires noduleux (Knollenkalke; mittl. ? – ob. Oxfordien), die wiederum von etwa 100 m massigen Kalken des sogenannten «Kimméridgien-Tithonien» (Kimméridgien-mittl. Berriasien) überlagert werden, die das morphologische Gerüst der Préalpes externes bilden. Sie werden gefolgt von der etwa 80 m mächtigen Alternance de marnes et de calcaires fins tachetés (Wechsellagerung von Mergeln und feinkörnigen, gefleckten Kalken), die das gesamte Neokom umfasst. Im Dach der Abfolge treten an verschiedenen Stellen metergrosse Linsen von «Calcaires urgoniens» («Urgon-Kalk»; ob. Barrémien-Bédoulien?) auf.

Die etwa hundert Meter mächtige Formation gréso-glaucouneuse (Glaukonitsandsteine; Aptien *s.l.* und Turonien *p.p.*) und die etwa fünfzig Meter messenden Calcaires sublithographiques (ob. Turonien – unt. Coniacien) werden entweder als kontinuierlich auf die Unterkreide folgende Ablagerungen, oder aber als Material, das während des mittleren Paleozäns bzw. unteren Eozäns resedimentiert wurde, interpretiert. Die stratigraphische Abfolge der Préalpes externes endet mit Kalkschiefern und Flysch von unbekannter Mächtigkeit, die dem Eozän *p.p.* zugeordnet werden.

- **Wildflysch.** Die Decken der Préalpes werden durch Wildflysch voneinander (bzw. von ihrem Substrat) getrennt. Diese chaotischen Einheiten beinhalten Elemente verschiedenster Grösse und Herkunft, die von einer flyschähnlichen, tektonisch stark beanspruchten Matrix umgeben sind. Die Wildflysch-Vorkommen auf Blatt Annemasse wer-

den als « Mélange infrapréalpin » bezeichnet, dessen Matrix dem Priabonien zugeordnet wird. Die Elemente (Linsen) entsprechen faziell und altersmässig den Einheiten des Ultrahelvetikums der Préalpes externes.

- **Voirons-Flysch (Gurnigel-Decke).** Der Voirons-Flysch besteht aus drei Einheiten: dem Flysch gréseux oder Grès des Voirons (200–300m; Danién–Cuisien), dem Conglomérat du Vouan (300–400m; Cuisien–Lutézien) und den Marnes de Saxel (wahrscheinlich > 1000m; ob. Lutézien–Bartonien). Im Hangenden lassen sich vereinzelt Vorkommen einer vorwiegend sandigen Serie beobachten, deren Mächtigkeit nicht bekannt ist und die wahrscheinlich priabonen Alters ist.

- **Préalpes médianes.** Die Préalpes médianes werden paläogeographisch dem Briançonnais *s.l.* zugerechnet. Ihre stratigraphische Abfolge reicht von der oberen Trias bis ins mittlere Eozän und ist durch diachrone Einheiten von äusserst wechselhafter Mächtigkeit geprägt.

Die obere Trias (Norien?–Rhät) ist durch eine mindestens 100 m mächtige Serie aus « blonden » Dolomiten, Rauwacken und Tonsteinen vertreten. Darüber folgen die Calcaires blancs (Weisse Kalke) des Hettangien (20–70m), die von der maximal 2 m messenden Brèche à nodules ferrugineux et phosphatés (Brekzie mit eisenschüssigen und phosphatischen Komponenten; ob. Sinémurien–Carixien *p.p.*?) und von den bis zu 100 m mächtigen Calcaires échinodermiques (Echinodermenkalke; Pliensbachien *p.p.* – Toarcien?) überlagert werden.

Die Formation des Brasses (Toarcien? – Aalénien/Bajocien), deren Typlokalität sich auf dem Gebiet von Blatt Annemasse befindet, ist eine monotone Abfolge von Kieselkalken, deren Mächtigkeit zwischen 50 und 300 m schwankt. Darauf folgt die 26 bis 180 m mächtige Formation du Stadelgraben (Bajocien/Bathonien – unt. Callovien?), die aus einer Wechsellagerung von tonigen Kalken und schiefrigen Mergeln besteht. Die darüber liegende Formation de la Haute-Pointe weist eine Mächtigkeit von 12 bis 30 m auf und setzt sich aus silixreichen Kieselkalken zusammen, deren Alter nur ungenau bekannt ist (ob. Callovien? – unt. Oxfordien?). Das mittlere Oxfordien ist durch die Calcaires noduleux rouges (Rote Knollenkalke; « Argovien noduleux » auct.) vertreten, die im Gelände leicht zu erkennen sind und aus rötlichen Knollenkalken, roten Tonschiefern, grauen Kalken und Echinodermenkalken aufgebaut sind; ihre Mächtigkeit wechselt zwischen 0 und 60 m.

Die Calcaires massifs (Massige Kalke, « Malm » auct.) bilden das morphologische Gerüst der Préalpes médianes; sie können bis 150 m mächtig werden und bestehen vorwiegend aus Biomikriten, ebenso wie die dünnbankigen Calcaires en plaquettes (Plattenkalke; 0–50m), die dem Neokom angehören. Die Schichtfolge der Préalpes médianes endet mit den bunten Couches rouges (20–150m), deren planktonische Mikrofossilien die stratigraphische Einstufung in den Abschnitt zwischen Albien und mittlerem Eozän ermöglichen.

- **Quartär.** Die Quartärablagerungen im Gebiet von Blatt Annemasse sind zum grössten Teil glazialen Ursprungs (Moränen, glaziolakus-

trische und fluvioglaziale Sedimente) und sind besonders am Alpenrand und im Genfer Becken weit verbreitet.

Die Quartärgeschichte der Umgebung von Genf lässt sich erst vom Ende der «Riss»-Vergletscherung an rekonstruieren. Nach der Erosion eines tiefen Troges (100 m tief in Genf) zogen sich die Gletscher zurück und hinterliessen eine Grundmoräne von unbekannter Mächtigkeit (südlich von Coligny).

Bildungen des «Riss»-Würm-Interglazials sind nicht aufgeschlossen. Bekannt ist nur, dass sich im Genfersee-Trog ein See bildete, der sich über Genf hinaus erstreckte und dessen Spiegel tiefer als derjenige des heutigen Genfersees lag. Dieser See war von sumpfigen Senken umgeben; zwei davon sind in Bohrungen bei Annemasse nachgewiesen worden. Das Arve-Tal lag zu dieser Zeit tiefer als heute.

Zu Beginn der Würm-Vergletscherung wurden aus den Alpentälern 150 bis 200 m mächtige Vorstossschotter («Alluvion ancienne») geschüttet, welche das im vorangehenden Interglazial angelegte Rinnensystem auffüllten. Rhone-, Arve- und Giffre-Gletscher hobelten bei ihrem weiteren Vorstoss innerhalb des Beckens, das während der «Riss»-Vergletscherung gebildet und anschliessend verfüllt wurde, erneut einen Trog aus.

Beim weiteren Aufbau der Vergletscherung vereinigten sich Rhone-, Arve- und Giffre-Gletscher zu einem einzigen Eisstrom, der bei seinem Maximalstand bis Lyon (130 km südlich von Genf) reichte und in der Gegend von Annemasse eine Dicke von 1200 bis 1300 m aufwies. Die glaziale Übertiefung ist in der Gegend des Petit Lac (südlicher Zipfel des Genfersees) und über Genf hinaus besonders ausgeprägt. Sie beträgt im Bereich der Stadt Genf 70 m; stellenweise wurde auch der Felsuntergrund erreicht. Weniger tief und beschränkt auf den Bereich des aktuellen Flusslaufs ist sie im Arve-Tal (Condamine-sur-Arve, Engpass von Etembières). Der Giffre-Gletscher übertiefte das Becken von Vuiz-en-Sallaz (> 80 m).

Während einer ersten Rückzugsphase wurden bei Pas-de-l'Échelle-Bossey am nordwestlichen Fuss des Salève über 85 m mächtige See- und Deltasedimente abgelagert. Ein erneuter Vorstoss des Rhone-Gletschers führte zur Bildung des Moränenwalles von Laconnex-Norcier.

Anschliessend zog sich der Eisstrom in Etappen ziemlich rasch aus dem Genfersee-Becken zurück. Die Geschichte dieses Rückzugs ist komplex, da die drei Gletscher sehr unterschiedlich auf Klimaveränderungen reagierten. Im Gebiet des Nachbarblattes Saint-Julien-en-Genève wurden neun Rückzugsetappen ausgeschieden (Monjuvent, *in* Donzeau *et al.*, 1997), von denen acht im Bereich des Blattes Annemasse nachgewiesen werden konnten. Die Etappe 3 hinterliess hier keine glaziolakustrischen Ablagerungen. Im Verlauf des Rückzugs trennten sich die drei Gletscher wieder: Giffre- und Arve-Gletscher in Etappe 4, Arve- und Rhone-Gletscher in Etappe 6. Während dieser entstand an der Stirn des Rhone-Gletschers ein erster, schmaler Genfersee bei Pas-de-l'...chelle, der den Bereich der heutigen Agglomeration von Genf bedeckte. In der Etappe 7 erreichte der Spiegel des immer noch bes-

cheidenen Sees eine Höhe von maximal 435 m ü. M. In Etappe 8 senkte sich der Seespiegel weiter, wobei der Gletscher auf der Höhe von Annemasse lag, und in Etappe 9 wurde der See (Kote 420) teilweise zugeschüttet, während der Gletscher sich noch z.T. im Becken des Petit-Lac befand.

Die nachfolgende Landschaftsgeschichte stand nun nicht mehr unter direktem Gletschereinfluss, sondern wurde durch lakustrische und fluviatile Prozesse geprägt. Die würmzeitliche Aufschotterung endete mit der Bildung von zwei niederen Terrassen am linken Ufer der Arve und einer einzelnen im Tal der Ménoge. Weiter talabwärts schnitt sich die Rhone tiefer in den Felsuntergrund, was zur Absenkung des Petit-Lac auf eine Höhe von etwa 400m ü. M. und der Tieferlegung des Einzugsgebietes der Arve führte. Zu dieser Zeit ereignete sich der erste Bergsturz am Salève (13000 Jahre BP). Die Blöcke dienten Menschen der Magdalénien-Zeit als Unterstände. Etwa 3500 Jahre später (9460 Jahre BP) ging ein zweiter Bergsturz nieder.

Die geologische Geschichte endet mit der Bildung der Alluvialebenen und dem letzten natürlichen geomorphologischen Ereignis, der vorübergehenden Absenkung des Spiegels des Genfersees unter die heutige Kote von 372 m im Subboreal (ca. 4000 Jahre BP), was zur Bildung der «Terrasse de 3 m» führte. Die rezenten Veränderungen des Reliefs werden durch Hangprozesse verursacht, darunter Hangschuttbildungen (stabil oder aktiv) oder Rutschungen, von denen einige ein erhöhtes Gefahrenpotential aufweisen. Erwähnenswert ist der sogenannte «déluge» (Sintflut)-Schlammstrom von 1715, der in der Nähe von Bogève drei Weiler verschüttete.

Tektonik

● **Mont Salève, Savoyer und Genfersee-Molassebecken.** Die Salève-Kette, die das Savoyer und das Genfersee-Molassebecken morphologisch voneinander trennt, entstand durch die Überschiebung einer normalliegenden Oberjura–Unterkreide-Serie auf gleichaltrige Schichten, die dabei vertikal aufgerichtet und z.T. überkippt wurden. Die Salève-Struktur ist an einen grossen, parallel zur Faltenachse orientierten sogenannten «Longitudinalbruch» gebunden («pli-faille» der älteren Autoren) und wurde durch mehrphasige Bewegungen an dieser leicht nach SE geneigten Überschiebung gebildet. Diese dürfte ihren Ursprung an einem SW–NE gerichteten Lineament (permokarboner Halbgraben) haben. Die Überschiebungsdistanz beträgt etwa 5 km.

Neben dem grossen «Longitudinalbruch» und den damit verbundenen Störungen ist der Salève von sinistralen, NW–SE orientierten, wahrscheinlich seit dem Permo-Karbon aktiven Blattverschiebungen durchzogen. Eine davon ist die Coin-Blattverschiebung. Die zahlreichen subparallel dazu verlaufenden Querbrüche mit geringem Versatz sind Sekundärstörungen im Zusammenhang mit Blumenstrukturen (flower structures).

Die Auflagerung der Grès sidérolithiques auf verschiedenen Einheiten des Neokoms zeigt, dass bereits Ende Mesozoikum, Anfang Tertiär im Bereich des heutigen Salève eine von NE–SW verlaufenden Brüchen durchzogene Aufwölbung bestand. In seismischen Profilen sichtbare Onlaps der Grès de Bonneville und der Molasse rouge an die Ostflanke der Salève-Struktur bestätigen diesen Befund.

- **Ultrahelvetikum der Préalpes externes.** Das Ultrahelvetikum der Préalpes externes, auf Blatt Annemasse im Wesentlichen durch die Hügel des Faucigny vertreten, bildet eine Zone von 19 mehrheitlich normal liegenden Schuppen vor der Überschiebungsfront der Préalpes médianes. Paläogeographisch stammt diese tektonische Einheit aus dem Süden des delphino-helvetischen Ablagerungsraumes. Über ihre Platznahme ist noch wenig Genaues bekannt; sie dürfte das Resultat komplexer tektonosedimentärer Prozesse sein.

- **Wildflysch und Voiron-Flysch (Gurnigel-Decke).** Das über die Molasse des Genfersee-Beckens überschobene Voiron-Massiv setzt sich, von West nach Ost und von unten nach oben, aus den folgenden Elementen zusammen: Verschuppte subalpine Molasse, subalpiner Flysch, Wildflysch mit Linsen (« Mélange infrapréalpin ») und der in drei oder vier Schuppen gegliederte Voiron-Flysch (Gurnigel-Decke).

- **Préalpes médianes.** Die Préalpes médianes, die paläogeographisch dem Briançonnais s.l. entstammen, sind bloss durch ihren externsten Anteil auf Blatt Annemasse vertreten. Sie bestehen aus einem Stapel von Schuppen mit variabler stratigraphischer Ausrichtung, der von sinistralen Blattverschiebungen durchzogen ist. Triasische Rauwacken markieren die Überschiebungsbahn der Préalpes médianes über die Gurnigel-Decke und das Ultrahelvetikum der Préalpes.

Hydrogeologie und mineralische Rohstoffe

Die Hydrogeologie des Gebietes von Blatt Annemasse ist auf Grund der grossen Zahl von Aquiferen sehr komplex. Weitesten Verbreitung haben die Quartäraquifere. Die oberflächennahen unter ihnen sind meist geringmächtig und stehen in direkter Verbindung zu Oberflächengewässern von mässiger Qualität. Andere hingegen, wie die « Alluvion ancienne », führen eine grosse Menge an qualitativ gutem Grundwasser und werden dementsprechend stark genutzt (z.B. die « Nappe du Genevois »). Abgesehen von einzelnen grösseren und sehr verschmutzungsanfälligen Karstquellen liefern die Quellen der Salève-Kette, des Voiron- und des Brassés-Massivs nur bescheidene Schüttungsmengen.

Ton, Sand und Kies wurden in der Vergangenheit in grosser Menge in den Quartärbilagungen abgebaut. Seit einiger Zeit ist die Zahl der Abbaustellen jedoch rückläufig. Ebenfalls in grossem Umfang wurden früher Kalke und Mergelkalke des Salève als Werksteine und zur Herstellung von gebranntem Kalk gewonnen. Heute existieren nur noch die riesigen Steinbrüche am Pas-de-l'échelle, wo Füllmaterial und Blöcke für Stützmauern und Verbauungen abgebaut werden.

Auf Grund von Kohlenwasserstoffindikationen aus den Kalken des Hauterivien und des Urgonien am Fuss des Salève wurden in den sechziger Jahren die beiden Sondierbohrungen Humilly-2 (auf dem Nachbarblatt Saint-Julien-en-Genevois) und Faucigny-1 durchgeführt. 1993 wurde in Thônex eine Geothermie-Forschungsbohrung abgeteuft.

INTRODUCTION

CADRE GÉOLOGIQUE – ENSEMBLES STRUCTURAUX

La feuille Annemasse montre un certain nombre de régions naturelles, morphologiques et géologiques, bien tranchées (fig. 1, encart couleur). La plus vaste, qui en couvre toute la partie occidentale, est le **bassin molassique lémanique et savoyard**, en grande partie couvert de dépôts glaciaires, et au centre duquel émerge le chaînon du **Salève**. Caractérisée par des faciès jurassiens, l'ossature de ce chaînon est faite de calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. Par suite d'un fort plongement axial vers le Nord-Est, ce chaînon disparaît sous la vallée de l'Arve.

Dans la partie orientale de la feuille, le bassin molassique est chevauché par les **nappes préalpines (Préalpes du Chablais)**, charriées vers le Nord-Ouest et au front desquelles apparaissent des lambeaux de molasses, regroupés sous le terme Molasse subalpine. Ces nappes préalpines comprennent trois unités qui diffèrent par leur contenu stratigraphique et leur style tectonique :

– à la base, des terrains « *ultrahelvétiques* » (« Préalpes externes » *pro parte* des anciens auteurs), provenant donc de la partie la plus interne du domaine delphino-helvétique forment les collines du Faucigny et les « écailles » mésozoïques des Voirons. La série sédimentaire, essentiellement composée de calcaires et de marnes, s'étend de l'Oxfordien à l'Éocène *p.p.* ;

– au-dessus, la *nappe des Préalpes médianes* couvre le bord oriental de la feuille Annemasse, avec les massifs de la pointe des Brasses, de la pointe de Miribel et du Môle. Formée d'une puissante série de calcaires et de marnes, où dominant des faciès de bassin qui vont du Norien à l'Éocène moyen, la portion de la nappe représentée ici correspond approximativement aux « Préalpes médianes plastiques » des géologues suisses ; sa patrie est donc à rechercher dans le domaine subbriançonnais ;

– au front des Préalpes du Chablais s'intercale la *nappe du Gurnigel*, essentiellement composée de flyschs, et qui constitue la moitié supérieure de la montagne des Voirons. D'âge éocène, cette unité, longtemps considérée comme « ultrahelvétique » (« Préalpes externes » *p.p.* des anciens auteurs), est en réalité apparentée aux *Préalpes supérieures*, dont les origines sont piémontaises à ligures.

Ces trois nappes sont séparées par des **wildflyschs**, dont elles fournissent d'ailleurs une bonne partie des éléments et dont l'un d'eux (*Mélange infrapréalpin*), apparaît ici en deux situations : d'une part sur rive droite de l'Arve encadrant les collines du Faucigny, entre la Molasse rouge écaillée et l'Ultrahelvétique des Préalpes externes et d'autre part à mi-hauteur de la montagne des Voirons, entre la Molasse subalpine charriée et la nappe du Gurnigel (zone des écailles des Voirons).

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT
DE LA CARTE ET DE LA NOTICE

La feuille Annemasse à 1/50 000 recouvre partiellement la feuille topographique 1301 (Genève) et, dans une moindre mesure, la feuille 1281 (Coppet) de la Carte nationale de la Suisse à 1/25 000. Or, les contours géologiques de ces deux feuilles ont été levés, pour la première par A. Lombard et E. Paréjas et pour la seconde par A. Jayet, et publiés par la Commission géologique de la Suisse respectivement en 1965 et 1964 (feuilles 48 et 46 de l'Atlas géologique de la Suisse à 1/25 000). Ainsi, la cartographie géologique d'un peu plus de 40 % de la surface de la feuille Annemasse se trouvait déjà effectuée au moment de l'élaboration de la feuille Annemasse : il s'agissait du bassin molassique genevois et d'une portion du bassin molassique du plateau des Bornes (avec leur importante couverture glaciaire), du Petit-Salève, du Grand-Salève *p.p.* et du pied des Voirons.

Cependant une révision géologique s'imposait, notamment pour la cartographie des terrains glaciaires, afin d'assurer la cohérence avec leur prolongation sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois. Cette révision a été assurée par G. Monjuvent, qui a bénéficié des trois feuilles éditées de l'Atlas géologique de la Suisse à 1/25 000 : feuille 12 Dardagny-Chancy-Vernier-Bernex (Paréjas, 1938b); feuille 46 Coppet (Jayet, 1964); feuille 48 Genève (Lombard et Paréjas, 1965). De plus, G. Amberger, directeur du Service cantonal de géologie de Genève, et C. Ruchat, ingénieur géologue, ont mis gracieusement à disposition 8 feuilles à 1/5 000 de la Carte géologique et géotechnique du canton de Genève, dessinées entre 1980 et 1989 et sur lesquelles figurent les terrains glaciaires et molassiques. Enfin, C. Ruchat a fourni une carte tectonique inédite de la région genevoise à 1/50 000, établie en 1978.

Vu la rareté des affleurements sur un territoire aussi urbanisé, il a fallu faire appel aux données de subsurface et surtout aux coupes de sondages archivées dans la banque de données du sous-sol du BRGM à Lyon (73 sondages) pour la France, et au Service cantonal de géologie de Genève (484 sondages) sur territoire suisse. Ces données ont été complétées par l'étude de 48 sondages de reconnaissance, implantés et réalisés en deux campagnes (1989 et 1990) avec l'équipe et le matériel du BRGM. De nombreuses informations ont été fournies par les travaux de R. Achard (1968), G. Amberger (1983a,b, 1984), C. Armand (1978a,b), R. Arn (1984), C. Dorthe-Monachon (1986), G. Karnay (1980) et C. Reynaud (1982). Enfin, les auteurs de la feuille Annemasse ont utilisé des données fournies par l'étude de géologie structurale du bassin genevois entre les monts du Jura, du Salève et du Vuache à 1/50 000 (Service cantonal de géologie, 1989, inédit).

La partie méridionale du plateau des Bornes, où généralement les dépôts glaciaires masquent la Molasse, a été relevée par G. Monjuvent et, partiellement, par Y. Kerrien et C. Turrel.

Quant au chaînon du Salève, sa partie septentrionale (Petit- et Grand-Salève) avait déjà fait l'objet d'excellents levés géologiques à 1/25 000, par E. Joukowsky et J. Favre (1913), malheureusement reportés sur un fond topographique en hachures. Par contre sur la feuille Genève (Lombard et Paréjas, 1965), la géologie du Petit-Salève et d'une grande partie du Grand-Salève figure sur une topographie exprimée en courbes de niveaux à 1/25 000. Une révision récente de la cartographie du Petit-Salève par J. Charollais et M. Marthaler (inédit) et une étude détaillée de la Molasse des deux versants du Petit- et du Grand-Salève par Y. Greber (1981), complétée par C. Turrel et Y. Kerrien, ont permis d'affiner certains contours. Quant à la partie méridionale du chaînon du Salève (région du Grand-Piton), sa cartographie géologique a été dessinée à partir d'anciens documents (carte de Joukowsky et Favre, 1913) et de relevés ponctuels dus à J. Charollais.

La carte géologique à 1/10 000 des collines du Faucigny (Ultrahelvétique des Préalpes externes), due à R. Verniory (1937), dans le cadre d'une thèse, avait été reportée sur un fond topographique très imprécis. Certaines portions de cette carte ont pu être utilisées, mais pour la plus grande part, de nouveaux levés ont été nécessaires ; ils ont été assurés par J. Charollais et L. Fontannaz, mais n'ont jamais été publiés. De plus, des travaux récents inédits de l'école genevoise (J. Charollais, P. Kindler, R. Wernli) et lyonnaise (F. Atrops, R. Busnardo) ont permis d'apporter en 1993 de nouvelles datations et quelques précisions cartographiques, dans une région largement recouverte par les dépôts glaciaires.

Dans les Préalpes médianes de la feuille Annemasse, les trois secteurs représentés ont été révisés récemment : les massifs du Môle (Lombard, 1983), de la pointe des Brasses (Balmer et Olmari, 1983) et de la pointe de Miribel (Papillon, 1980). Ces travaux ont été largement utilisés et les contours géologiques adaptés à une cartographie à 1/50 000.

La montagne des Voirons, ainsi que le mont de Vouan et le massif de la Tête du Char, constitués de flyschs de la nappe du Gurnigel, ont nécessité une révision plus complète par Y. Kerrien et C. Turrel afin d'harmoniser les différents levés et travaux de ces secteurs, effectués par plusieurs auteurs et réalisés à des périodes différentes : monographie sur les Voirons, mais sans carte géologique détaillée (Lombard, 1940), cartographie de la Molasse subalpine et d'une partie du front des Voirons à 1/25 000 (Lombard et Paréjas, 1965), levé géologique inédit à 1/50 000 (Morel, 1985), levés partiels de la partie méridionale du pied des Voirons (Carletti, 1987).

Vu le mimétisme de certains faciès de type « flysch » ou de type « molasse » qui caractérisent le versant occidental de la montagne des Voirons, les cartographes ont dû souvent recourir à des critères micropaléontologiques publiés dans plusieurs travaux (Jan Du Chêne *et al.* 1975, 1981 ; Van Stuijvenberg 1980 ; Van Stuijvenberg et Jan Du Chêne, 1981). D'autre part, R. Wernli a fait de nombreuses détermina-

tions de foraminifères et D. Fauconnier a examiné les dinokystes de certaines formations. Enfin, dernièrement B. Ujetz (1996) a dégagé et déterminé plusieurs associations de foraminifères dans la Molasse subalpine, la nappe du Gurnigel et les wildflyschs préalpins; ses résultats ont une incidence fondamentale sur l'identification de certaines unités tectoniques et devraient ainsi permettre d'affiner l'esquisse structurale de cette région. Mais l'état actuel des connaissances ne permet pas encore de trancher de façon définitive. Aussi a-t-il paru utile de compléter la cartographie de Y. Kerrien et de C. Turrel, effectuée sur des bases relativement classiques à la suite de A. Lombard (1940), par le rappel de l'interprétation structurale passablement divergente, exprimée par le schéma de J. Van Stuijvenberg (1980) et le levé inédit de R. Morel (1985), tous deux présentés en notice et intégrés dans le profil Voirons-Môle dessiné par R. Plancherel (voir fig. 9, encart couleur).

Quant au Wildflysch du versant occidental des Voirons, compris entre la Molasse subalpine charriée et les flyschs de la nappe du Gurnigel et décrit en détail par A. Lombard (1940) après J. Pilloud (1936), il a fait l'objet d'une révision partielle inédite par Y. Kerrien, R. Busnardo, B. Clavel et J. Charollais. D'autre part, R. Plancherel en propose une réinterprétation dans un cadre régional plus large : rattachement, avec d'autres wildflyschs préalpins, comme ceux qui encadrent la série ultrahelvétique de Faucigny, à un ensemble plus vaste appelé « Mélange infrapréalpin ».

Les notations des terrains de la feuille Annemasse ont été établies en application des nouvelles « notes d'orientation » (3^e édition, 1997) du Service géologique national (BRGM) et sont donc sensiblement différentes de celles des cartes adjacentes publiées dans la dernière décennie : Annecy-Bonneville (Charollais *et al.*, 1986), Douvaine (Olive *et al.*, 1987) et Saint-Julien-en-Genevois (Donzeau *et al.*, 1997). Elles sont en revanche conformes à celles adoptées pour la feuille Samoëns-Pas-de-Morgins (Plancherel et coll., 1998).

La coordination des textes composant la présente notice explicative a été assurée par J. Charollais; la contribution des différents auteurs est précisée en fin de volume. Une première version de la notice Annemasse, coordonnée par Y. Kerrien et soumise au C.C.G.F. en 1991, est conservée en archives au BRGM (Secrétariat de la Carte géologique) et peut y être consultée.

DESCRIPTION DES TERRAINS

La lithostratigraphie du Salève et du bassin genevois, hormis les dépôts du Quaternaire, présente à l'échelle du territoire couvert par la feuille Annemasse une certaine homogénéité dans les faciès, les âges et souvent les épaisseurs. Ainsi, la portion de la série mésozoïque visible au Salève offre de grandes similitudes avec les terrains qu'ont traversés les forages de Faucigny 1 (Nord-Ouest de Bonneville) et de Thônex (canton de Genève). Il est donc possible d'utiliser la description des

formations du Salève pour l'interprétation des lignes sismiques tirées dans le bassin genevois et sur le plateau des Bornes, et pour leur transformation en profils géologiques.

Quant à la stratigraphie des trois nappes préalpines figurant sur la feuille Annemasse, elle diffère suivant les unités tectoniques mais conserve une certaine homogénéité au sein de chacune d'elles, sauf dans le cas des Préalpes médianes. En conclusion, s'il est possible de donner des « coupes-types » pour le Salève, l'Ultrahelvétique des Préalpes externes, les molasses du bassin genevois et du plateau des Bornes, et dans une certaine mesure pour la nappe du Gurnigel, il est plus difficile d'en faire de même pour les Préalpes médianes, caractérisées par une grande diversité de faciès, d'âge et d'épaisseur, même à l'échelle de la feuille Annemasse.

MOLASSES

Le terme « molasse » couvre généralement une double acception : pétrographique (employé comme substantif) et lithostratigraphique (utilisé comme nom propre). Sur la feuille Annemasse, les molasses apparaissent, en tant que formations cartographiables, de part et d'autre du chaînon du Salève : au Nord-Ouest, le bassin molassique lémanique (ou bassin molassique genevois), au Sud-Est le bassin molassique savoyard (plateau des Bornes et région de Bonneville) et au pied des Voirons, la Molasse subalpine.

Sur la feuille Annemasse, les molasses, qui affleurent de part et d'autre du chaînon du Salève, sont très souvent couvertes par d'importants dépôts quaternaires. Autochtones à l'Ouest et partiellement parautochtones ou « écaillées » à l'Est, elles reposent sur les terrains mésozoïques. La Molasse du bassin savoyard déborde largement sur la feuille Annecy-Bonneville et celle du bassin lémanique sur la feuille Saint Julien-en-Genève. La Molasse subalpine forme un ensemble d'écaillures entre la Molasse autochtone du bassin genevois et le « Mélange infra-préalpin ».

Bassin savoyard

g₁B. Grès de Bonneville (Rupélien inférieur) (0 à 50 m). Les Grès de Bonneville, appelés parfois « Molasse grise » et plus anciennement « Molasse de Bonneville » ou « Flysch gréseux de Bonneville » (Douxami et Deschamps, 1905a,b), ont été définis dans les environs de Bonneville, où ils atteignent une cinquantaine de mètres d'épaisseur et où ils ont donné lieu à des exploitations de pierre de taille, en carrières à ciel ouvert. Sur la feuille Annemasse, les Grès de Bonneville n'affleurent qu'au Nord et à l'Est de Bonneville ; ils se poursuivent à l'Ouest, sous les dépôts de Molasse rouge ; en subsurface, ils se terminent en biseau sur le flanc oriental du Salève, ce qui est bien visible en sismique (Gorin *et al.*, 1993).

La Formation des Grès de Bonneville est constituée d'une série de bancs massifs quartzo-feldspathiques (environ 30 % de quartz détritiques) à ciment calcaire, d'ordre décimétrique à la base et métrique dans les parties moyenne et supérieure, à patine grisâtre, et séparés par des délits marno-gréseux souvent très charbonneux. L'étude des figures sédimentaires a permis à M. Weidmann *et al.* (1982) de préciser le milieu de dépôt de cette formation qu'ils ont étudiée, plus au Nord-Est, en Suisse romande (Grès de Vaulruz): leur paléoenvironnement correspondrait à des plages de sable, accumulées par l'effet de la houle en cordons littoraux.

Les Grès de Bonneville ont fourni une flore importante dans la région de la localité-type (Douxami et Deschamps, 1905a,b). L. Moret (1934) en fait l'inventaire et cite des fougères, des conifères, des palmiers, des myricées, des laurinéés, des éricinées, des diospyrinées, des rhamnées et des légumineuses. Plus récemment, J.J. Châteauneuf (*in* Charollais *et al.*, 1988) a fait une étude palynologique de certains niveaux des Grès de Bonneville affleurant sur la feuille Annecy-Bonneville; cet auteur cite un grand nombre de dynophycées ainsi qu'un cortège sporopollinique important. Malgré l'abondance et la diversité des espèces, il n'est pas possible en l'état actuel des connaissances de proposer un âge précis pour les Grès de Bonneville de la localité-type.

Par analogie aux Grès de Vaulruz, équivalent stratigraphique des Grès de Bonneville, dans lesquels ont été découverts, en plus d'ostracodes, de cyrènes et de débris de plantes, divers vertébrés tels que crocodiles, tortues, siréniens, rhinocéros, il paraît logique de rattacher cette Formation des Grès de Bonneville au niveau de Villebramar (Rupélien inférieur). Cette proposition est d'autant plus soutenable que la base de la Molasse rouge des environs de La Roche-sur-Foron (feuille Annecy-Bonneville) a livré des vertébrés de la biozone de Montalban, éventuellement de la biozone d'Heimersheim (Charollais *et al.*, 1981a).

g1-2Mr. Molasse rouge (Rupélien supérieur-Chattien) (env. 1000 m). La Molasse d'eau douce inférieure du plateau des Bornes et de la région de Bonneville n'est représentée que par la Molasse rouge. Généralement recouverte par les formations glaciaires quaternaires, elle n'affleure que sporadiquement entre le Salève et le front des chaînes subalpines, où son épaisseur est de l'ordre d'un millier de mètres. D'après D. Rigassi (1957), la Molasse rouge est constituée par une suite puissante et monotone de grès et de marnes bariolées. Aucune subdivision franche n'y est possible. D'après cet auteur, les grès prédominent dans les deux cents mètres inférieurs; ils sont riches en éléments dolo-mitiques et pauvres en débris de jaspes rouges ou verts, et les marnes sont plus souvent grises que rouges.

La Molasse rouge du plateau des Bornes et de la région de Bonneville, qui s'étend au Nord-Est sur le plateau suisse, où les géologues germanophones lui donnent le nom de « Untere Süsswasser molasse » (USM), n'a fourni que des gastéropodes (« *Helix ramondi* », « *Limnaea urceolata* ») et des débris de plantes, sans grande valeur biostratigra-

phique. Sur la feuille Annecy–Bonneville, J. Charollais *et al.* (1981a) ont cité des gisements de mammifères, qui permettent de dater avec précision la base et le sommet de la Molasse rouge du plateau des Bornes.

Ces auteurs signalent, à la base de la Molasse rouge, entre La Roche-sur-Foron et les maisons de Lavillat, un association mammologique, composée de *Blainvillimys cf. gregarius* ou *cf. helmeri*, *Gliravus sp.*, *Pseudocricetodon montalbanensis*. Cette faune de vertébrés caractérise la biozone de Montalban ou éventuellement la base de la biozone d'Heimersheim, soit l'Oligocène inférieur (partie supérieure du Rupélien). Dans la partie supérieure de la Molasse rouge, ces mêmes auteurs ont trouvé dans le lit du Daudens, entre La Roche-sur-Foron et Annecy, deux niveaux marneux qui ont livré, en plus de charophytes du genre *Rhabdochara sp.*, des dents de *Melissiodon quercyi*, *chatticus* ou *schalki*, d'*Eomys zitteli*, de *Gliravus sp.*, de *Peridyromys murinus* et d'*Heteroxerus sp.* Cette association est caractéristique soit de la biozone de Cournon–Boningen, soit de la biozone de Rickenbach–la Milloque, ce qui correspond à l'Oligocène supérieur (Chattien).

Bassin genevois

Dans le bassin genevois (fig. 2), la Molasse d'eau douce inférieure (« Untere Süßwassermolasse » [USM] des géologues germanophones) est généralement subdivisée en deux grandes formations (« Molasse chattienne » et « Molasse aquitaniennne »), dénommées différemment dans la littérature géologique. Selon V. Angelillo (1987), elle comprend de bas en haut :

- les *Marnes et grès bariolés* (g2) ou Marnes bariolées (Kissling, 1974) ou Molasse rouge (Rigassi, 1957) : c'est le « Chattien inférieur » des anciens auteurs, qui comprend à sa base, dans le bassin genevois, les « Calcaires d'eau douce inférieurs » ;
- les *Marnes et grès gris à gypse* (g2-m1) ou Marnes grises à gypse (Rigassi, 1957) : c'est le « Chattien supérieur » des anciens auteurs ;
- la « *Molasse aquitaniennne* » auct., qui correspond à des dépôts fluviaux bariolés, constitue le sommet de la Molasse d'eau douce inférieure du bassin genevois. Elle est généralement masquée par les dépôts quaternaires et n'apparaît qu'à la faveur de fouilles ou de sondages.

g2. Marnes et grès bariolés (Chattien) (250 à 1 000 m)

• **Calcaires d'eau douce inférieurs** (0 à une dizaine de mètres). Dans le bassin genevois, la Formation des Marnes et grès bariolés débute souvent (Rigassi, 1957) par une série de calcaires d'eau douce et de brèches (Calcaires de Grilly), dénommée « Calcaires d'eau douce inférieurs » par D. Kissling (1974) et V. Angelillo (1987) ; c'est le « Chattien » basal des anciens auteurs. Ces faciès carbonatés n'affleurent pas sur la feuille Annemasse ; c'est la raison pour laquelle ils ont été regroupés sous le sigle g2 (Marnes et grès bariolés). Mais ils ont été souvent traversés en sondages, sauf dans le forage géothermique de Thônex (Jenny *et al.*, 1995), ce qui est en accord avec leur biseautage vers le Sud-Est ;

par contre, ils semblent réapparaître au front du Salève, d'après les données de la sismique.

Selon les résultats paléontologiques fournis par les charophytes et les mammifères provenant d'un forage implanté sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois (Donzeau *et al.*, 1997), il semblerait qu'il faille attribuer les Calcaires d'eau douce inférieurs à la biozone d'Antoingt, qui correspond à la partie moyenne du « Chattien » inférieur des auteurs. Sur le plan écologique, la présence de *Zanthoxylum tertiarium* dans les Calcaires d'eau douce inférieurs indique le développement d'une forêt mésophytique subtropicale.

• **Marnes et grès bariolés** (250 à 1 000 m). D'une épaisseur de 250 à 300 m au Nord du bassin genevois, (région de Challex et Peissy ; feuille Saint-Julien-en-Genevois), cette formation atteint un millier de mètres au pied du chaînon du Salève, plus précisément 955 m dans le forage de Thônex (Jenny *et al.*, 1995). Elle est constituée essentiellement de marnes et de grès (faciès « molasse »), dont l'aspect bigarré où prédomine la couleur lie-de-vin, résulte, d'après V. Angelillo (1987), d'une diagenèse précoce (pédogenèse). Les variations du niveau de la nappe phréatique dans les sédiments déposés en milieu subaérien ont provoqué la remobilisation, puis la précipitation d'hydroxydes de fer dans les marnes et les sables, particulièrement dans les zones bioturbées et les fentes de dessiccation. Ces phénomènes se traduisent dans le sédiment par des taches de couleurs différentes, indépendantes de la stratification ou de la granulométrie (Fasel, 1986).

Sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois, au sein des Marnes et grès bariolés, il a été signalé (Donzeau *et al.*, 1997), près de Dardagny, des gastéropodes (*Helix (Wenzia) ramondi*), des restes de reptiles (*Ophisaurus* sp.), des charophytes (*Hornichara (Krassavinella) lagenalis*) et des mammifères (*Eomys major*, *Plesiosminthus promyarian*); cette association mammalogique caractérise la biozone de Fornant 6, soit la base du « Chattien » supérieur des auteurs. Quant au sommet des Marnes et grès bariolés, ils ont pu être datés dans la région du Nant d'Avanchet (feuille Saint-Julien-en-Genevois), où ont été découverts (Donzeau *et al.*, 1997) des charophytes (*Nitellopsis meriani*, *Rhabdochara* gr. *praelangeri-langeri*), des *incertae sedis* (*Calcicarpinum fallax*) et de nombreuses dents de mammifères significatives de la biozone de Küttigen, soit du sommet du « Chattien » supérieur des auteurs (= sommet de l'Oligocène) : *Pseudotheridomys* n. sp., *Rhodanomys* cf. *huguenayae*, *Microdyromys praemurinus*, *Peridyromys* sp., *Eucricetodon collatus*, *Pseudocricetodon* cf. *thaleri*, *Plesiosminthus schaubi*, *Amphilagus* sp.

Les datations de la base de la Molasse rouge du plateau des Bornes et de sa partie inférieure dans le bassin genevois (Calcaires d'eau douce inférieurs, Marnes et grès bariolés) démontrent l'antériorité des dépôts molassiques du plateau des Bornes par rapport à ceux du bassin genevois (Berger *et al.*, 1987). Ce fait résulte de la migration de la subsidence des fosses tertiaires d'avant-pays, du Sud-Est au Nord-Ouest, bien marquée à l'échelle de la feuille Annemasse, ce qui se matérialise sur la sis-

mique par des onlaps dirigés vers l'Ouest (Gorin *et al.*, 1993 ; Signer et Gorin, 1995).

La lithologie, la faune et la flore des Marnes et grès bariolés correspondent à des dépôts de plaine d'inondation, parcourue par un système fluvial méandrique ; ils se sont accumulés dans un bassin fortement subsident, sous un climat tropical à tendance sèche.

g2-m1. Marnes et grès gris à gypse (Chattien terminal–Aquitain basal) (0 à 291 m). Les Marnes et grès gris à gypse, qui atteignent une épaisseur de 291 m dans le forage de Thônex (Jenny *et al.*, 1995), présentent des lithologies très variées, avec des faciès détritiques fins (60 %), grossiers (20 %) et évaporitiques (20 %). Les premiers se sont déposés dans des milieux lacustres à palustres, ce qu'attestent les associations faunistiques et végétales (Angelillo, 1987) : reptiles (lézards, tortues, crocodiles), amphibiens, poissons (eurhaliens et d'eau douce), mammifères (petits rongeurs, insectivores, castors, gros herbivores), gastéropodes terrestres et lacustres, ostracodes (*Hemicyprideis genavensis*), charophytes, fruits de végétaux palustres et lacustres, prêles. Les dépôts détritiques grossiers correspondent à des lobes de crevasses ou des couches de tempête, tandis que les faciès évaporitiques, d'origine exclusivement continentale, sont constitués de dolomie et d'anhydrite. Cette dernière résulte d'une pseudomorphose du gypse au cours de la diagenèse, liée à l'enfouissement. Les évaporites, bien qu'elles renferment exceptionnellement des foraminifères, témoignent d'un environnement salin à hypersalins de type « playa ». Le rôle du climat et de la subsidence dans ce type de sédimentation a été démontré par L. Reggiani (1989).

Dans le bassin genevois, au Nant d'Avanchet (feuille Saint-Julien-en-Genevois), V. Angelillo (1987) a décrit les Marnes et grès gris à gypse comme un ensemble essentiellement marneux, de teinte généralement grise, dans lequel s'individualisent des bancs plus clairs d'ordre décimétrique, de calcaires plus ou moins dolomitiques, marneux et silteux. Le gypse se présente sous forme de rosettes ou de lentilles gypsarénitiques ; les premières attestent que le plan d'eau a subi une intense évaporation, les secondes montrent que des croûtes évaporitiques ou des efflorescences ont pu être remaniées sporadiquement par des rivières, avec remise momentanée de sels en solution ; après quoi, ils reprécipitent en même temps que se déposent les terrigènes apportés par les rivières.

Si la partie supérieure des Marnes et grès gris à gypse du bassin genevois a été datée sur la feuille Annemasse, sa base n'a pu l'être que dans la région du Nant d'Avanchet, sur la feuille adjacente (Saint-Julien-en-Genevois). En ce point, V. Angelillo (1987) signale des charophytes (*Stephanoceras ungeri*, *Chara* gr. *microcera-notata*, *Nitellopsis* (*Tectochara*) gr. *meriani*) et des mammifères (*Glirudinus glirulus*, *Peridromys* cf. *murinus*, *Eucricetodon* sp.). Pour cet auteur (*in* Donzeau *et al.*, 1997), ces associations permettent d'attribuer la partie inférieure des Marnes et grès gris à gypse à la Zone à *C. notata* (échelle des charo-

phytes), ou à la biozone de Küttigen (zonation des mammifères), ce qui correspond à l'Oligocène terminal.

À Choulex, la partie supérieure des Marnes et grès gris à gypse a livré à V. Angelillo (1987) une association mammalogique caractéristique du niveau de Boudry 2, situé à la base de l'Agénien (« Aquitaniens » des auteurs); elle se compose de *Paratalpa* sp., *Rhodanomys* cf. *transiens*, *Pseudotheridomys* cf. *schaubi*, *Pseudotheridomys* n. sp., *Eucricetodon* sp., *Steneofiber* sp. et *Amphilagus ulmensis*. Ces données corroborent les résultats obtenus dans la région du Nant d'Avanchet (Engesser, in Angelillo, 1987), qui se basant sur les mammifères rattachent la partie supérieure de la formation au niveau de Boudry 2, alors que les associations de charophytes inciteraient à la placer vers la limite « Chattien »/« Aquitaniens » des auteurs.

En conclusion, les Marnes et grès gris à gypse du bassin genevois s'étendent de la base de la biozone de Küttigen (Oligocène terminal) à la biozone de Boudry 2 (Agénien basal ou partie basale de l'« Aquitaniens » des auteurs).

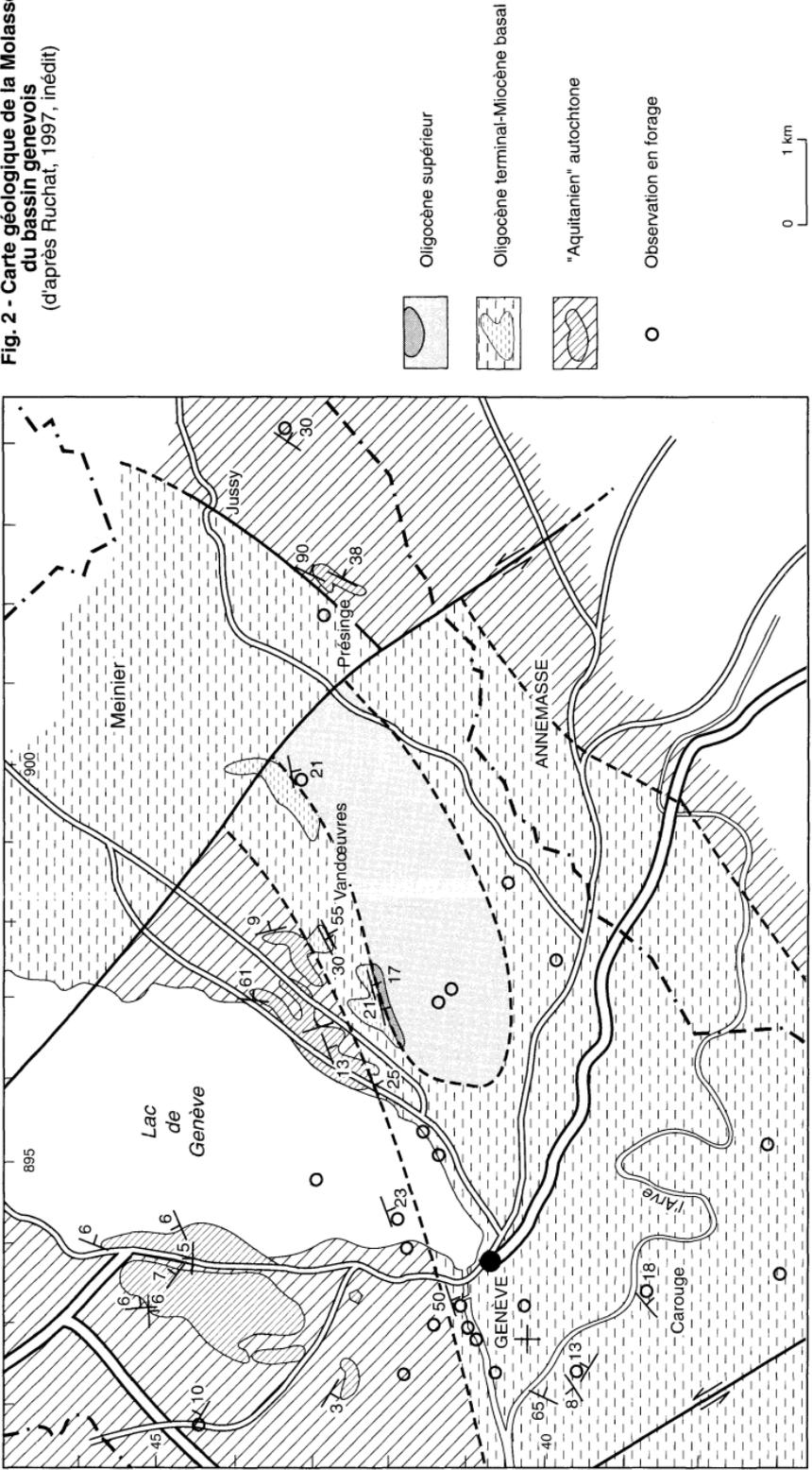
Grès et marnes bariolées (« Aquitaniens » *auct.*) (0 à 30 m). Dans la portion du bassin genevois qui figure sur la feuille Annemasse, l'« Aquitaniens » des auteurs n'a été reconnu qu'en deux sites, dans des fouilles, à Cologny et à Vandœuvres; c'est pourquoi cette formation recouverte par les dépôts glaciaires n'apparaît pas sur la feuille géologique dessinée par Y. Kerrien. La répartition de l'« Aquitaniens » des auteurs, masqué sous la couverture quaternaire dans tout le canton de Genève, est donnée sur la carte présentée par C. Ruchat (fig. 2); cette carte a été établie à partir de relevés de sondages et de fouilles, inventoriés depuis de nombreuses années par le Service cantonal de géologie.

Le faciès « Aquitaniens » débute toujours dans le bassin genevois par un banc massif de grès grossier micacé gris verdâtre d'ordre métrique, qui a été observé près du sommet du coteau de Cologny et qui s'étend jusque dans la région de Vandœuvres. Ce banc est surmonté par un complexe de marnes plaquetées et de calcaires marneux, parfois silteux, gris bleuté à marbrures brun ocreux et vert olive et à discrètes traces brun rougeâtre, dans lesquels s'intercalent de petits bancs de grès gris bleu sombre avec parfois des délits centimétriques de craies argileuses.

Molasse subalpine

Le terme de Molasse subalpine (ou « Molasse charriée »), terme à connotation tectonique, est employé pour désigner un ensemble d'écaillés de terrains tertiaires, probablement arrachés au substratum, lors de la mise en place des nappes préalpines, et qui affleurent au front des Alpes franco-suisse, notamment des unités préalpines de la feuille Annemasse. La Molasse subalpine forme donc un système d'écaillés empilées entre la bordure orientale du bassin molassique lémanique et le Mélange infrapréalpin. Elle a été particulièrement bien étudiée sur le

Fig. 2 - Carte géologique de la Molasse du bassin genevois (d'après Ruchat, 1997, inédit)



plan paléontologique par B. Ujetz (1996) dans la coupe dite de Montauban, au-dessus des Dombres.

g₁G, g₁M. Grès et marnes de Montauban (Rupélien) (environ 200 m). Le soubassement de la colline de Montauban (Sud-Est de Saint-Cergues) est constitué d'une puissante série à prédominance gréseuse (« Molasse grise » de Lombard, 1940), rappelant les Grès de Bonneville (ou encore les Grès de Vaulruz dans les Préalpes romandes), qui affleure dans les ravins de Boège, de Panfonex et de la Chandouze. Les niveaux gréseux massifs y forment des ressauts parfois importants et difficiles à franchir. Les grès, un peu plus calcaires qu'à Bonneville, renferment du mica, de la glauconie et des petits fragments de roches dures, rouges ou noires (radiolarites?). Leur granulométrie est variable, de silteuse à conglomératique.

Le long de la route menant des Dombres à Montauban, cette série à prédominance gréseuse (**Grès de Montauban, g₁G**) affleure de façon spectaculaire sur 150 m d'épaisseur et a fait l'objet de nombreuses études (Carletti, 1987; Duplaix et Guillaume, 1962; Karnay, 1980). Il s'agit d'une succession de turbidites, qui se sont déposées en milieu marin très peu profond et où prédominent les grès; de nombreuses figures de dessous de bancs présentent un état de conservation assez exceptionnel. B. Ujetz (1996) signale une association palynologique caractéristique de l'Oligocène inférieur (avec remaniements de formes crétacées et éocènes), comprenant *Bohlensipollis hohli*, *Aerosphaeridium arcuatum*, *A. pectiniforme*, *Deflandrea heterophlycta*, *Membranophoridium aspinatum*, *Phthanoperidinium comatum* et *Samlandia chlamydophora*.

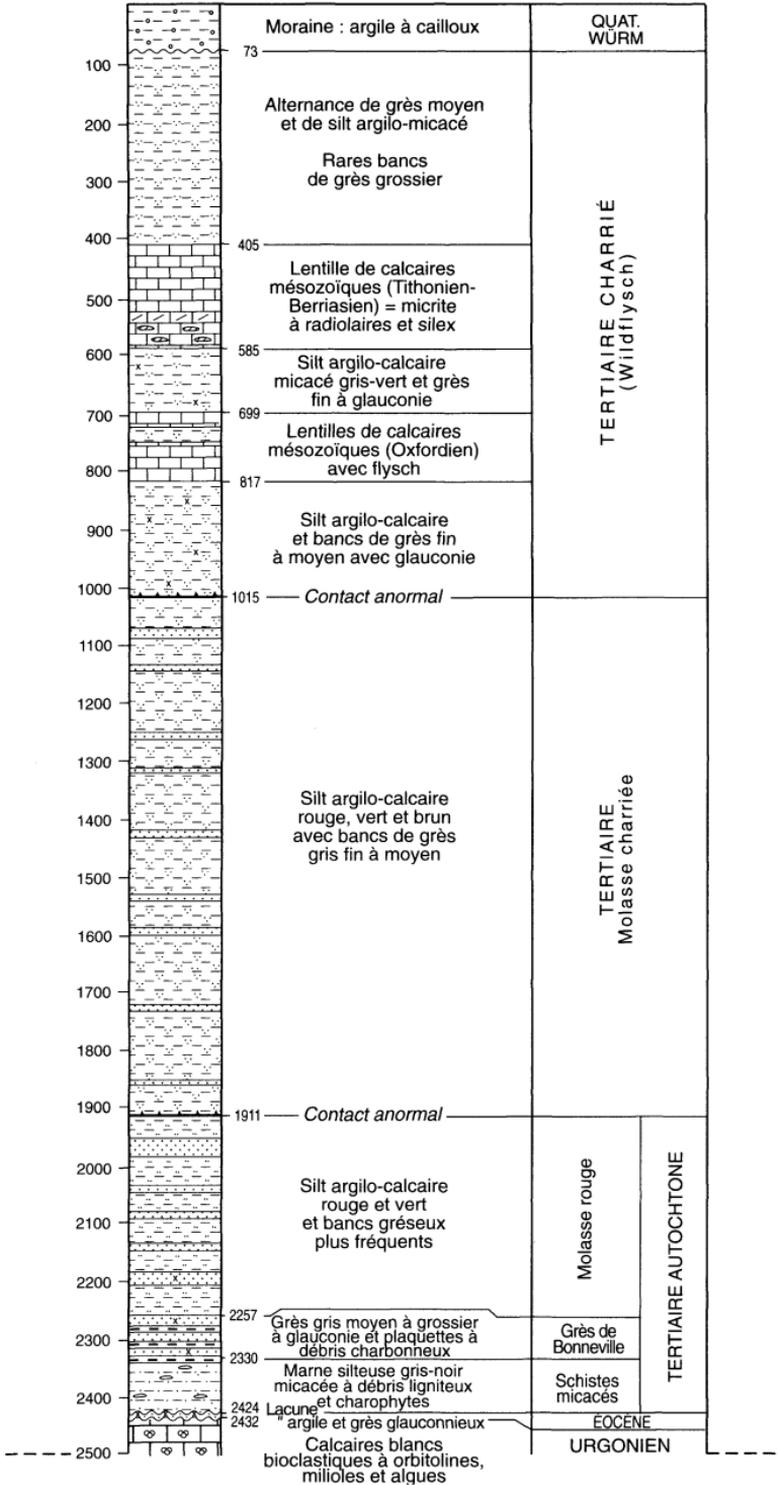
Cette datation est confirmée par l'association de foraminifères planctoniques, composée de *Globigerina* gr. *praebulloides*, *G. ampli apertura*, *Globorotalia increbescens*, *Globorotaloides suteri* et *Globigerina tapuriensis*. Selon B. Ujetz (1996), cette association caractérise les zones P18-P19, soit le Rupélien inférieur, ce qui conforte la comparaison des Grès de Bonneville avec les Grès de Vaulruz, rapportés par les mammifères à la Zone MP22.

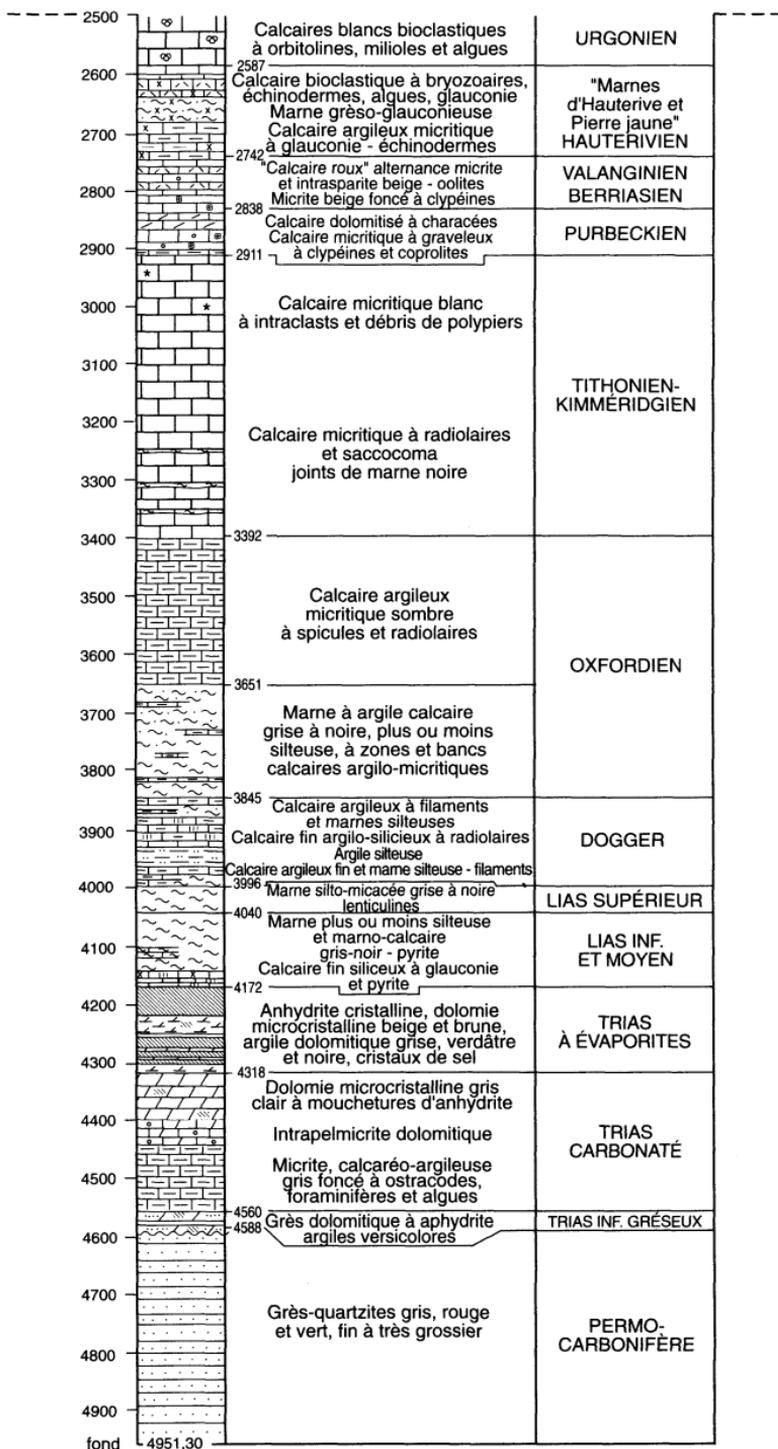
L'ensemble gréseux est surmonté d'un complexe de marnes et grès subordonnés (**Marnes de Montauban, g₁M**), qui détermine le replat Montauban-le Fieu-la Rive. Il s'agit de marnes grises, finement micacées, comportant de rares lits gréseux. La présence de quelques moules internes de lamellibranches indique des affinités avec les dépôts de milieu saumâtre des Marnes à Cyrènes, reconnues sur la feuille Ancey-Bonneville par J. Charollais *et al.* (1988), et dénommées en Suisse romande « Marnes de Vaulruz », bien que ces dernières se trouvent normalement à la base des Grès de Vaulruz. Selon A. Lombard (1940), le complexe de marnes s'enrichit vers le haut d'intercalations de grès à micropoudingues polygéniques.

Des termes comparables aux séries gréseuses ou marneuses de Montauban se retrouvent plus au Nord, dans la colline de Langin, et plus au

**Fig. 3 - Coupe du forage faucigny 1 (654-7-10)
ESSO - REP**

x = 911,600 y = 132,200 z = +761^m





Sud, dans le ravin du Moulin (ou ravin de Milly), ainsi qu'à l'avant des collines du Faucigny, dans les ravins dominant Contamine-sur-Arve.

L'ensemble des grès et marnes de Montauban représente donc une (ou des) écaille(s) de « Formation de Vaulruz », chevauchant la bordure orientale du bassin molassique lémanique, et chevauchée(s) soit par l'écaille de Bellevue, soit directement par les wildflyschs du front pré-alpin.

SALÈVE

Le chaînon du Salève est caractérisé par des faciès jurassiens, qui débutent à l'affleurement (partie méridionale du Grand-Salève) au Kimméridgien supérieur (Deville et Charollais, 1990). Les termes antérieurs ne sont connus que par le sondage Humilly 2 (cf. Donzeau *et al.*, 1997), réalisé en 1968 par la Société nationale des pétroles d'Aquitaine, par le forage Faucigny 1, implanté par ESSO-REP en 1969-1970 (fig. 3) et par le forage de Thônex (fig. 4), entrepris pour des recherches géothermiques en 1993 (Jenny *et al.*, 1995).

j67. Calcaires de Tabalcon (Kimméridgien supérieur) (110 m). Cette formation, qui constitue la base de la série stratigraphique visible au Salève et qui n'apparaît qu'en paroi au-dessus du hameau du Coin, se compose essentiellement de calcaires massifs grisâtres, biodétritiques ou parfois lithoclastiques. D'une puissance de 110 m, elle correspond aux Calcaires de Tabalcon, définis dans le Jura méridional par P. Bernier (1984).

La partie inférieure (20 m), composée de calcarénites grossières et de brèches récifales jaunâtres à rougeâtres, est surmontée par 25 m de calcaires fins et de calcarénites à silex. La formation se termine par un niveau dolomitique lenticulaire (0 à 2 m), à taches roussâtres, formant un rentrant morphologique prononcé.

Riche en *Tubiphytes morronensis*, serpules, débris de coraux et de stromatopores, spongiaires (hexactinellides) qui par endroits forment de véritables biostromes, cette formation renferme de très rares échinides (*Cidaris glandifera*), quelques foraminifères (dont *Alveosepta jaccardi*). Une seule ammonite a été découverte à la base; elle a été attribuée par R. Enay (*in* Deville, 1990) à *Lithacoceras* s.s. ou *Sublithacoceras* sp., ce qui caractériserait le Tithonien inférieur (basal?), voire le Kimméridgien supérieur (zones à Eudoxus et à Beckeri). Par analogie avec les attributions chronostratigraphiques admises dans la Haute-Chaîne (Jura méridional), les Calcaires de Tabalcon du Salève sont rattachés provisoirement au Kimméridgien supérieur *s.l.*

j6-7E. Formation des Étiolets (Kimméridgien supérieur?-Tithonien) (166 m). Cette formation, définie par Q. Deville (1990) aux Étiolets, à l'extrémité méridionale du Grand-Salève, d'une puissance de 166 m, correspond à la majeure partie des parois subverticales de la face nord-occidentale du Petit-Salève et surtout du Grand-Salève. La

Prof. corrigées

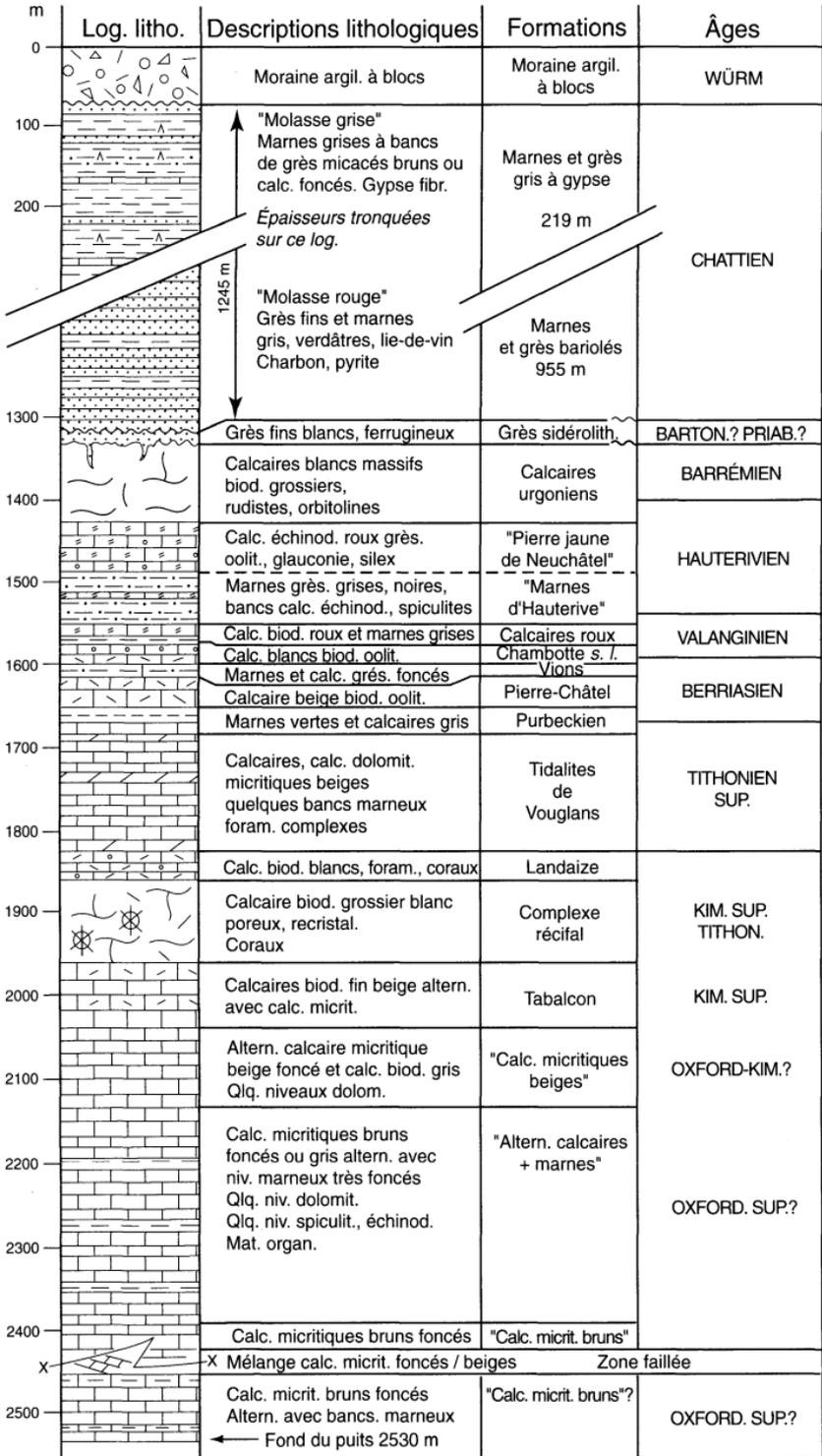


Fig. 4 - Description du forage géothermique de Thônex par R. Wernli, d'après des levés inédits de l'auteur (1993) et de J. Jenny *et al.* (1995)

partie inférieure de cette formation se compose essentiellement de calcaires biodétritiques à débris de madréporaires, de stromatopores et de calcisponges, alors que, dans la partie supérieure, ces organismes constructeurs apparaissent souvent en position de vie (patch reefs). La Formation des Étiollets correspond au Complexe récifal indifférencié du Jura méridional (j8, feuille Saint-Julien-en-Genevois).

Si la limite inférieure de cette formation est mal définie, son sommet par contre est caractérisé par des calcaires (grainstones) mal cimentés et crayeux. Riches en oncoïdes centimétriques, en nérinées, coraux et pélecypodes, ces faciès ont été appelés « Oolithe corallienne » (Favre, 1843) et « Grosse oolithe » (Joukowsky et Favre, 1913), bien qu'il n'y ait pas de vraies oolites. Ces faciès très poreux et donc facilement altérables, déterminent un replat morphologique (esplanade des Étiollets); ils correspondent à la Formation de Landaize dans le Jura méridional (j8L, feuille Saint-Julien-en-Genevois).

Aucune faune à valeur biostratigraphique précise n'a été récoltée jusqu'ici dans la formation des Étiollets, bien que E. Joukowsky et J. Favre (1913), ne signalent pas moins de 85 espèces d'invertébrés dans les faciès crayeux à oncoïdes de la partie supérieure. Il semble toutefois logique de l'attribuer au Kimméridgien supérieur ?-Tithonien *p.p.*, puisqu'elle est encadrée par les Calcaires de Tabalcon et les Tidalites de Vouglans, rattachées au Tithonien supérieur *s.l.* dans le Jura méridional.

j7V. Tidalites de Vouglans (Tithonien supérieur) (44 m). Les Tidalites de Vouglans, définies dans le Jura méridional par P. Bernier (1984), comprennent une série bien stratifiée de bancs calcaires fins, parfois dolomitiques, qui se développent sur 44 m. Il s'agit de carbonates subtidaux à inter- ou supratidaux, essentiellement micritiques, mais renfermant quelques passées de bioclastes, d'oncoïdes, de peltoïdes, d'oolites, à laminations algaires très souvent dolomitisées. Exceptionnellement, quelques galets noirs peuvent être associés à des charophytes.

La limite inférieure de cette formation se marque bien dans la morphologie, car celle-ci débute par une barre qui domine la vire de la « Grosse oolithe »; par contre le passage entre les Tidalites de Vouglans et le Purbeckien sus-jacent reste flou (Strasser, 1988).

Aucune donnée paléontologique précise n'a permis de dater les Tidalites de Vouglans, au Salève. Elle sont rattachées au Tithonien supérieur *s.l.*, par analogie avec celles du Jura méridional.

En conclusion, au Salève, les terrains attribués au Kimméridgien supérieur et au Tithonien atteignent 320 m d'épaisseur. Dans le forage de Thônex, J. Jenny *et al.* (1995) leur donnent une puissance de 360 m, alors que dans le puits Faucigny 1, elles avoisinent 500 m (Charollais *et al.*, 1996).

j-nP. **Purbeckien (Tithonien terminal–Berriasien basal)** (22 m). Le Purbeckien correspond à une formation lithologique complexe, où prédominent des bancs calcaires décimétriques (rarement métriques) et dans laquelle s'intercalent des marnes vertes, des conglomérats avec ou sans galets noirs (brèches multicolores des auteurs), des calcaires plus ou moins dolomitiques et parfois des argiles. De plus, des critères sédimentologiques le rendent facile à identifier sur le terrain, tels que des polygones de dessiccation, des traces de racines, des calcrètes. Bien que le terme « Purbeckien » utilisé dans le Jura par G. Maillard (1884) soit discutable, sa priorité historique et son usage classique au Salève et dans le Jura méridional prévalent sur la dénomination « Formation de Goldberg », (Haefeli, 1966) dans le Jura bernois et employée par A. Strasser (1988) sur le territoire des feuilles Annemasse et Saint-Julien-en-Genevois.

Au Grand-Salève, les faciès du Purbeckien correspondent à des paléoenvironnements variés : marin peu profond (infralittoral à supralittoral), saumâtre, palustre, lacustre, voire continental. L'épaisseur de cette formation atteindrait 22 m selon Q. Deville (1990), alors que E. Joukowsky et J. Favre (1913) lui attribuaient 40 à 43 m; cette différence d'appréciation provient de la difficulté de situer sa limite inférieure avec les Tidalites de Vouglans. Par contre sa limite supérieure se marque clairement dans la morphologie et dans les faciès. En effet, tandis que le Purbeckien du versant nord-occidental du Petit- et du Grand-Salève est facilement repérable par son aspect stratifié en petits bancs et par la présence de vires étroites qu'empruntent quelques sentiers sinueux, la Formation de Pierre-Châtel qui le surmonte débute par une paroi de calcaire massif, déposé en milieu franchement marin.

La découverte de quelques ammonites (*Pseudosubplanites lorioli*, *P. combesi*) permet de rattacher le Purbeckien du Salève au Tithonien terminal et au Berriasien basal, soit aux zones à Jacobi et à Grandis.

n1-2. **Formations de Pierre-Châtel, Vions, Chambotte (Berriasien–Valanginien basal)** (88 m). Le Berriasien et le Valanginien basal sont représentés au Salève par trois formations définies dans le Jura méridional; cette « trilogie berriaso-valanginienne » comprend deux barres calcaires, qui encadrent un ensemble de faciès calcaréo-argileux, marqué par une vire dans la morphologie. La barre inférieure est dénommée *Formation de Pierre-Châtel*, la vire médiane *Formation de Vions* et la barre supérieure *Formation de la Chambotte*; elles correspondent, respectivement et très approximativement, au Berriasien moyen, au Berriasien supérieur et au Valanginien basal.

• **Formation de Pierre-Châtel.** La Formation de Pierre-Châtel, définie dans le Jura méridional (Steinhauser et Lombard, 1969), est essentiellement constituée de bancs de calcaires blancs d'ordre métrique à la base et décimétrique au sommet, délimités par des joints faiblement marqués. Selon Q. Deville (1990), la moitié inférieure de la formation est essentiellement constituée de calcaires oolitiques et biodétritiques (coraux, gastéropodes, échinides, brachiopodes, dasycladacées) de

haute énergie (grainstones, rudstones). La partie supérieure voit cette tendance diminuer graduellement au profit de niveaux de plus faible énergie, où la proportion de boue carbonatée augmente fortement. Ces niveaux présentent souvent les traces d'une intense bioturbation et, dans les derniers mètres, quelques surfaces de bancs taraudées font leur apparition. Des grains de quartz, en très faible quantité, sont présents dans l'ensemble de la série. L'abondance des algues (*Clypeina* sp., *Thaumatoporella* sp., *Cayeuxia* sp.) caractérise cette formation, qui renferme de nombreux foraminifères benthiques.

La base de la Formation de Pierre-Châtel, bien marquée dans la morphologie, se trouve séparée du Purbeckien par un contact franc, alors qu'au Salève son sommet serait transitionnel avec la Formation de Vions, ce qui n'est pas le cas dans le Jura méridional, notamment sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois.

L'épaisseur de la Formation de Pierre-Châtel atteint au Salève, 42 m ; dans le forage de Thônex, J. Jenny *et al.* (1995) l'estiment à 39,20 m alors que J. Charollais *et al.* (1996) l'évaluent à une trentaine de mètres dans le puits Faucigny 1.

La présence d'un exemplaire de *Subalpinites* sp. à quelques mètres au-dessus de la base de la Formation de Pierre-Châtel, au Grand-Salève (Clavel *et al.*, 1986), permet d'attribuer la partie inférieure de cette formation au Berriasien moyen *p.p.*, voire à la base du Berriasien supérieur, puisque l'extension de cette ammonite s'étend de la Sous-zone à Privasensis (milieu du Berriasien moyen) à la Sous-zone à Paramimounum (base du Berriasien supérieur). Cette attribution est confirmée par la découverte de *Berriasella* cf. *privasensis*, à l'extrême base de la Formation de Pierre-Châtel, au-dessus du village de Thoiry (Jura méridional ; feuille Saint-Julien-en-Genevois).

● **Formation de Vions** (30 m). Encadrée par les calcaires blancs massifs et résistants des formations de Pierre-Châtel et de la Chambotte, la Formation de Vions, d'une puissance de 30 m, se présente dans la face nord-occidentale du Salève comme une vire en partie couverte de végétation, qu'empruntent d'assez bons sentiers comme celui de la Corratte. Définie dans le Jura méridional près du lac du Bourget (Steinhauser et Lombard, 1969), cette formation comprend une lithologie variée (calcaires plus ou moins argileux, calcaires fins, oolitiques ou bioclastiques, marnes, niveaux lenticulaires charbonneux) avec une seule constante : la présence de quartz détritiques (0,05 à 0,2 mm) en plus ou moins grande proportion. La transition avec la Formation de la Chambotte est assez discrète sur le plan faciologique, alors qu'elle est bien tranchée dans la morphologie.

La grande diversité lithologique de la Formation de Vions, souvent riche en matière organique et composés de fer (ce qui lui confère une patine ocre-roux caractéristique), traduit une forte variabilité de paléoenvironnements, marins peu profonds, voisins de l'émersion, plus ou moins confinés, lacustres ou continentaux. Parmi les fréquentes traces de bioturbation, qui affectent certains niveaux, les terriers de crustacés décapodes de type *Thalassinoides* («*Nipponophycus*») sont

nombreux. Les associations paléontologiques reflètent également la variabilité des paléomilieus. Les charophytes et ostracodes lacustres sont rares tandis que les foraminifères benthiques marins abondent; il faut citer *Pavlovecina (Keramosphaera) allobrogeneris*, dont la grande taille permet une identification facile sur le terrain, *Pseudotextulariella courtionensis*, *Mohlerina (Conicospirillina) basiliensis*, *Haplophragmoides joukowskyi*, *Montsalevia* sp.1, *Pfenderina* spp.

Dans tout le Jura, *Pavlovecina (Keramosphaera) allobrogeneris* caractérise un horizon tout au plus de quelques mètres, à la base de la Formation de Vions (Steinhauser et Charollais, 1971), qui avait été attribuée à la base du Berriasien supérieur (Sous-zone à Paramimou-num) par B. Clavel *et al.* (1986). Ainsi, la limite entre les formations de Pierre-Châtel et de Vions correspondrait approximativement à la limite entre le Berriasien moyen et le Berriasien supérieur.

Au Grand-Salève, L. Zaninetti *et al.* (1988) signalent dans la partie inférieure de la Formation de Vions deux niveaux à *Pavlovecina (Keramosphaera) allobrogeneris*, séparés d'une dizaine de mètres. D'autre part, ces auteurs mentionnent dans les carrières de Monnetier *Calpionellopsis oblonga*, caractéristique de la Zone D (Remane, 1985), dans la partie moyenne de la Formation de Vions, ce qui inciterait à rattacher l'ensemble de la formation non seulement à la Sous-zone à Paramimou-num, mais peut-être aussi à la Sous-zone à Picteti, voire même à la Sous-zone à Callisto. La partie supérieure de la Formation de Vions n'a pas fourni jusqu'ici de critères de datation déterminants. D'après le découpage séquentiel, la limite des formations de Vions et de la Chambotte pourrait être placée à la fin d'un cortège de haut niveau de la Sous-zone à Callisto.

Dans le forage de Thônex, la Formation de Vions semble beaucoup moins épaisse, puisque J. Jenny *et al.* (1995) l'ont estimée à 16,40 m. Elle atteint 35 m dans le puits Faucigny 1, selon J. Charollais *et al.* (1996).

• **Formation de la Chambotte.** La Formation de la Chambotte, définie par N. Steinhauser et A. Lombard (1969) près du lac du Bourget, se compose de deux barres calcaires assez massives (Chambotte inférieure et Chambotte supérieure), séparées par une zone de calcaires peu argileux roussâtres (Membre du Guiers). Au Salève, n'apparaît que la barre massive de calcaires blancs de la Chambotte inférieure. D'une puissance de 16 m, elle est constituée par des carbonates dépourvus de terrigènes et disposés en bancs métriques séparés par des joints discrets. Il s'agit de biomicrites (packstones) à la base, et de biocalcarénites (grainstones) dans la partie supérieure, qui recèle également des keystone vugs (Salvini-Bonnard *et al.*, 1984). Ces faciès se sont donc déposés sur une plate-forme, où la tranche d'eau d'abord faible, devient nulle puis des faciès de plage y ont été observés.

Au Salève, le sommet de la Chambotte inférieure est karstifié (Deville, 1990) et la présence, en de rares endroits, d'un réseau paléokarstique démontre l'importance de l'émersion qui a séparé cette formation des

faciès roussâtres sus-jacents, rapportés aux « Calcaires roux » *sensu lato*.

Moins riche en algues que la Formation de Pierre-Châtel, la barre calcaire de la Chambotte inférieure renferme de nombreux foraminifères benthiques, parmi lesquels *Pfenderina neocomiensis*, facilement repérable à la loupe sur le terrain, est le plus significatif. Seule la présence de cette espèce, qui apparaît déjà dans la Formation de Vions, permet de départager les barres de Pierre-Châtel et de la Chambotte inférieure. Jusqu'à présent la présence de l'orbitolinidé *Valdanchella miliani* n'a été signalée que dans cette dernière.

Aucun argument paléontologique déterminant ne permet d'attribuer un âge précis à la barre inférieure de la Formation de la Chambotte. Cependant, l'analyse séquentielle de plusieurs coupes dans le Jura méridional, a conduit B. Clavel *et al.* (1986) à la rattacher au Berriasien terminal et au Valanginien basal, plus précisément à la partie supérieure de la Sous-zone à Callisto et à la partie inférieure de la Zone à Otopeta. En conclusion, la barre inférieure de la Formation de la Chambotte correspondrait approximativement à la limite Berriasien/Valanginien.

L'épaisseur de la formation de la Chambotte, reconnue dans le forage de Thônex par J. Jenny *et al.* (1995) est absolument identique à celle du Salève ; par contre, elle a doublé dans le puits Faucigny 1 (Charollais *et al.*, 1996).

n2R. Calcaires roux s.l. (Valanginien) (22 à 44 m). La Formation des Calcaires roux *sensu lato* comprend un ensemble de lithologies carbonatées à patine roussâtre, riches en oxydes et hydroxydes de fer, et dans lesquelles Q. Deville (1990) a reconnu le Membre du Guiers, le Calcaire roux des auteurs jurassiens (« Calcaire roux » *sensu stricto*) et le Calcaire à *Alectryonia rectangularis*. Dans ces trois unités, le faciès prédominant correspond à une biocalcarénite, à patine rousse, peu quartzreuse, parfois glauconieuse et/ou silicifiée ; en effet des accidents siliceux, sous forme de nodules pluridécimétriques, peuvent s'observer dans certains niveaux. Les grainstones prédominent dans le Calcaire roux *s.s.*, ce qui témoigne de paléomilieus de haute énergie, attesté à l'affleurement par les stratifications obliques tout à fait caractéristiques de cette formation. Les débris d'échinides, de crinoïdes et de bryozoaires constituent la majorité des bioclastes associés parfois à des oolites.

Sur la feuille Annemasse, une seule couleur et un seul sigle recouvrent l'ensemble des faciès de type « calcaire roux ». Ceci est d'autant plus justifié que la distinction entre Membre du Guiers et Calcaire roux *s.s.* n'est pas acceptée par tous les auteurs. Par contre la partie supérieure des Calcaires roux *s.l.*, qui renferme de nombreuses huîtres (d'où l'appellation régionale, « Calcaire à *Alectryonia rectangularis* ») est bien repérable sur le terrain. Lenticulaire, mais d'ordre métrique en certains points du Salève (Petite-Gorge), elle est caractérisée par plusieurs hard grounds. L'estimation de l'épaisseur de l'ensemble de la Formation des Calcaires roux *s.l.* varie suivant les auteurs : 44 m (Joukowsky et Favre, 1913), 22 m (Deville, 1990). Dans le forage de Thônex, elle aurait 35,80 m et dans le puits Faucigny 1, seulement 17 m.

Quant aux limites inférieure et supérieure de la Formation des Calcaires roux *s.l.*, elles sont bien définies. En effet la base de la formation est soulignée par une surface onduleuse et érosive, qui ravine le sommet de la Chambotte inférieure, par endroit karstifiée (partie méridionale du Grand-Salève). D'autre part, au sommet de la formation, le Calcaire à *Alectryonia rectangularis* se termine par un hard ground, surmonté directement par des marnes, qui appartiennent à une nouvelle formation groupant les faciès de type « Marnes d'Hauterive » et de type « Pierre jaune de Neuchâtel » (cf. *infra*).

Les Calcaires roux *s.l.* ont fourni, à leur base, au Grand-Salève des dinokystes caractéristiques de la Zone à Pertransiens, c'est-à-dire du milieu du Valanginien inférieur (Monteil 1996, communication écrite). Cette datation est renforcée par la découverte de *Tintinnopsella carpathica* et de *Calpionellites darderi*, au Salève par Q. Deville (1990) qui les mentionne non pas dans les Calcaires roux *s.l.* mais dans le Membre du Guiers par suite d'une interprétation probablement abusive. Le sommet de la formation (Calcaire à *Alectryonia rectangularis*) a livré des échinides (*Pygopyrina incisa*), caractéristiques de la Zone à Trinidosum (milieu du Valanginien supérieur).

n3H. Complexe des Marnes d'Hauterive et de la Pierre jaune de Neuchâtel (Valanginien terminal-Hauterivien inférieur) (94 m).

Sur la feuille Annemasse, la notation n3 regroupe deux ensembles lithologiques, l'un à prédominance marneuse, l'autre à prédominance calcaire, appelés classiquement « Marnes d'Hauterive » et « Pierre jaune de Neuchâtel », par les auteurs jurassiens. En effet, jusqu'à récemment, la plupart d'entre eux admettaient que l'étage Hauterivien, défini dans le Jura neuchâtelois en 1874, correspondait à une formation qui se subdivisait en deux unités : à la base, les Marnes d'Hauterive et, au sommet, la Pierre jaune de Neuchâtel. Ce point de vue ne correspond pas aux données de terrain. Dans un mémoire sur la révision de l'étage Hauterivien coordonné par J. Remane *et al.* (1989), J. Charollais *et al.* (1989) concluaient que dans le Jura méridional et au Salève, « le concept de "Marnes d'Hauterive" et de "Pierre jaune de Neuchâtel" devait être abandonné en tant qu'unités lithostratigraphiques ». Ces termes ne peuvent servir qu'à la définition de faciès.

Dans leur monographie sur le Salève, E. Joukowsky et J. Favre (1913) avaient déjà choisi cette option. En effet, ils avaient subdivisé l'« Hauterivien », représenté par une seule couleur sur leur carte à 1/25 000, en deux ensembles : « une partie inférieure à faciès marneux », de 59 m de puissance, composée de marnes et marno-calcaires à céphalopodes et spicules de spongiaires, dans lesquels s'intercalaient des niveaux parfois décamétriques de biocalcarénites quelquefois oolitiques ; et « une partie supérieure à faciès calcaire » de 35 m d'épaisseur, comprenant un ensemble de bancs de biocalcarénites jaune roux, parfois oolitiques, plus ou moins riches en quartz et glauconie avec silicifications fréquentes ; entre ces bancs, qui présentent en certains points, des stratifications obliques, s'intercalent, surtout vers la base, quelques niveaux biomicritiques peu argileux à spicules de spon-

giaires. Autrement dit, des faciès de type « Pierre jaune de Neuchâtel » apparaissent déjà dans la partie inférieure de ce qu'il est convenu d'appeler « Marnes d'Hauterive » ; de même des faciès de type « Marnes d'Hauterive » s'intercalent dans ce que les auteurs dénomment communément « Pierre jaune de Neuchâtel ». Pour éviter toute confusion sur la feuille Annemasse, ces deux types de faciès sont regroupés sous une même couleur et décrits sous le vocable « Complexe des Marnes d'Hauterive et de la Pierre jaune de Neuchâtel » ; cette option a d'ailleurs été choisie sur la feuille adjacente, Saint-Julien en Genevois.

Sur le plan lithologique, les faciès de type « Marnes d'Hauterive » correspondent à des marnes grésoglaucוניeuses sombres à spicules de spongiaires, parfois riches en carbonates, déposées en milieu circalittoral, ce qu'atteste la présence de fréquents céphalopodes (ammonites, bélemnites, nautilus), huîtres (*Exogyra couloni*), échinides (*Toxaster retusus*). Les faciès de type « Pierre jaune de Neuchâtel » caractérisent des biocalcarénites grésoglaucוניeuses jaunâtres à roussâtres, à débit en miches ou disposées en bancs pluridécimétriques, souvent à stratifications obliques multidirectionnelles, interprétées comme typiques d'un milieu infralittoral ; dans ce cas, ces faciès (grainstones et rudstones) parfois oolitiques simulent certains faciès du Calcaire roux *s.s.*, d'autant plus que les associations faunistiques sont identiques (échinides et bryozoaires principalement). Toutefois, le faciès de type « Pierre jaune de Neuchâtel » est généralement plus riche en glauconie que ne le sont la plupart des faciès du Calcaire roux *s.s.*

La base du Complexe des Marnes d'Hauterive et de la Pierre jaune de Neuchâtel, qui débute par un niveau marneux riche en *Acanthodiscus radiatus*, repose sur le Calcaire à *Alectryonia rectangularis*, dont le sommet est souligné par un important hard ground. Par analogie avec les recherches menées dans le Jura méridional (Charollais *et al.*, 1989), il semble très probable que l'extrême base du Complexe des Marnes d'Hauterive et de la Pierre jaune de Neuchâtel doive être attribuée au Valanginien sommital (Zone à *Callidiscus*). Quant à la limite supérieure de cette formation, elle apparaît très clairement sur le versant occidental du Grand-Salève ; en effet, le long de la route reliant le Coin à la Croisette, les faciès sommitaux de type « Pierre jaune de Neuchâtel », ici très riches en dents de poissons, sont directement surmontés par une barre oolitique de 2,50 m, qui doit être rattachée à une autre formation, celle des Calcaires urgoniens. Par contre en d'autres points, M.A. Conrad (1969) mentionne une « zone de transition » entre ces deux formations.

Les niveaux marneux du Complexe des Marnes d'Hauterive et de la Pierre jaune de Neuchâtel ont fourni des ammonites et des échinides des zones à *Radiatus*, *Loryi* et *Nodosoplicatum* ; par contre les faciès carbonatés du sommet de cette formation n'ont jusqu'ici livré aucune faune à valeur chronostratigraphique précise. À partir de l'analyse séquentielle, B. Clavel et J. Charollais (1989) les rattachent provisoirement encore à la Zone à *Nodosoplicatum*.

En conclusion, au Salève, les « Marnes d'Hauterive » des auteurs (= « partie inférieure à faciès marneux » de Joukowsky et Favre) et la « Pierre jaune de Neuchâtel » des auteurs (= « partie supérieure à faciès calcaire » de Joukowsky et Favre) appartiennent uniquement à l'Hauterivien inférieur et, pour les premiers mètres de la base, à la Zone à *Calldiscus* (Valanginien sommital).

Dans le forage de Thônex, l'épaisseur du Complexe des Marnes d'Hauterive et de la Pierre jaune de Neuchâtel atteint 122 m (Jenny *et al.* 1995); dans le puits Faucigny 1, J. Charollais *et al.* (1996) l'estiment à 155 m.

n3-4U. Calcaires urgoniens (Hauterivien supérieur–Barrémien supérieur) (0 à 200 m). Les Calcaires urgoniens se présentent en bancs de calcaires massifs, blancs, sauf à la base, où a été observée en plusieurs points une « zone de transition inférieure » (Conrad, 1969; Conrad et Ducloz, 1977) d'une dizaine de mètres de puissance, formée de calcaires pseudo-noduleux à délits marneux, parfois dolomitiques, à spongiaires, polypiers et brachiopodes; cette zone peut manquer, comme c'est le cas le long de la route entre le Coin et la Croisette. La masse principale des Calcaires urgoniens se compose de grainstones, de wacke- et de packstones, riches en oolites (seulement vers la base) et en divers bioclastes (foraminifères, algues, éponges, polypiers, brachiopodes, bivalves). Au-dessus de ces faciès marins de plate-forme externe, infralittoraux, apparaissent des calcaires à rudistes, témoins de milieux de plate-forme interne.

Par analogie avec le Jura méridional, la « zone de transition inférieure » pourrait être attribuée au sommet de l'Hauterivien inférieur (Zone à Cruasense). Quant aux Calcaires urgoniens *s.s.*, il peuvent être datés avec précision. En effet, M.A. Conrad (1969) signale, dans leur partie inférieure, près de l'observatoire du Grand-Salève, *Valserina broennimanni primitiva*, caractéristique de l'Hauterivien supérieur. D'autre part, M.A. Conrad et C. Ducloz (1977) mentionnent sur le versant oriental du Grand-Salève (coupe de l'Oratoire) *Valserina broennimanni broennimanni*, marqueur des zones à Hugii et Compressissima (Barrémien inférieur), à une cinquantaine de mètres au-dessus de la base des Calcaires urgoniens. À Clarnant, la partie supérieure des Calcaires urgoniens a fourni, avec *Heteraster couloni*, des orbitolinidés (détermination R. Schroeder, 1995, inédit) : *Palaeodictyoconus actinostoma*, *Paracoskinolina maynci*, *Orbitolinopsis kiliani* forme A, ce qui permet de leur attribuer un âge barrémien supérieur (Zone à Astieri); cette datation est confirmée par la présence d'*Agriopleura* sp. (communication orale J.P. Masse, 1997).

Tous les auteurs ne sont pas unanimes sur les attributions chronostratigraphiques de la base des Calcaires urgoniens. Actuellement, les datations sont basées sur les orbitolinidés dont les critères de détermination et les attributions stratigraphiques diffèrent sensiblement suivant les spécialistes. Ainsi, dans un certain nombre de publications, notamment de l'école grenobloise (Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991), la base des

Calcaires urgoniens est rattachée au Barrémien supérieur, ce qui ne concorderait pas avec les interprétations de la stratigraphie séquentielle d'autres écoles (Clavel et Charollais, 1989).

Les Calcaires urgoniens atteignent environ 200 m de puissance dans la partie méridionale du chaînon du Salève, au Sud de Cruseilles. Sur la feuille Annemasse, elle est de cet ordre dans la région de Clarnant (bord méridional de la feuille) (Conrad et Ducloz, 1977). Ailleurs, l'épaisseur de cette formation est fortement réduite (notamment au faite du Salève), suite à l'érosion que ce chaînon a subie, probablement dès la fin du Crétacé, et surtout au début du Tertiaire, pendant la longue phase d'émersion de la plate-forme jurassienne et delphino-helvétique externe.

eS. Grès sidérolitiques (Bartonien ?-Priabonien ?) (environ 40 m). Sur la feuille Annecy-Bonneville à 1/50 000, les dépôts tertiaires du Salève comprennent trois formations : les Grès sidérolitiques (θ), les Poudingues de Mornex (g₁) et la Molasse (g₂). Si les Grès sidérolitiques apparaissent sporadiquement, en poches et dans les fissures sur l'ensemble du Salève, il n'en est pas de même des Poudingues de Mornex et de la Molasse qui n'affleurent que sur ses flancs et ne dépassent pas une certaine altitude. Aux endroits où ces trois formations sont observables, elles semblent passer graduellement de l'une à l'autre, ce qui n'est qu'une apparence puisque leurs âges respectifs diffèrent, en tout cas pour les Grès sidérolitiques éocènes et la Molasse oligocène.

Les Grès sidérolitiques (ou le « Sidérolithique ») sont des quartzarénites (grès quartzeux purs) blancs ou jaunâtres à rougeâtres (lorsqu'ils renferment des oxydes et hydroxydes de fer), avec peu de kaolinite, des traces d'illite et exceptionnellement de la « glauconie ». Ces grès, souvent friables à l'affleurement reposent sur une surface d'érosion extrêmement importante résultant d'une karstification en milieu aérien, qui a engendré des poches et des filons ravinant les Calcaires urgoniens et pénétrant même dans le Complexe des Marnes d'Hauterive et de la Pierre jaune de Neuchâtel. Exceptionnellement, les Grès sidérolitiques forment des buttes dans la morphologie, comme aux rochers de Faverges (Grand-Salève). L'épaisseur de cette formation est très variable ; inexistante en certains points, elle peut atteindre une quarantaine de mètres dans la région de Cruseilles (au Sud-Ouest de la feuille Annemasse).

Les Grès sidérolitiques du chaînon du Salève n'ont jusqu'ici fourni aucun fossile. L'âge qui leur est attribué repose sur des datations faites dans le Jura vaudois et basées sur des restes de mammifères caractéristiques du Bartonien et du Priabonien (Weidmann, 1984).

Au Petit- et au Grand-Salève, les Grès sidérolitiques sont parfois assez riches en oxydes de fer pour avoir alimenté des fonderies médiévales, voire romaines. De nombreuses scories peuvent encore y être trouvées. Par contre, lorsque les grès sont purs (quartzarénites), ils ont donné lieu à des exploitations pour la verrerie.

gM. Poudingues de Mornex (Oligocène inférieur ?) (0 à 25 m). Les Poudingues de Mornex, définis au Petit-Salève à Mornex et regroupés sous le nom de « gompholites » dans le Jura méridional, forment une sorte d'auréole sur les flancs du chaînon du Salève. Il s'agit d'un dépôt variable en épaisseur (conglomérats, microconglomérats et grès) et en épaisseur. Celle-ci a été estimée à 44 m (Collet et Paréjas, 1934, 1936a,b) et à 25 m (Rigassi, 1957) dans la cluse des Usses, en amont du pont de la Caille (bord occidental de la feuille Annecy-Bonneville).

Dans les Poudingues de Mornex prédominent des galets qui proviennent du démantèlement des Calcaires urgoniens, des Grès verts jurassiens ou helvétiques (?) d'âge bédoulien supérieur à albien, et des Calcaires sublithographiques à silex du Crétacé supérieur (= « Calcaires de Seewen » dans le domaine delphino-helvétique ou « Calcaires crayeux à silex » dans le Jura méridional), dont il ne subsiste généralement que les silex. La présence de ces éléments, ainsi que leur faciès, démontrent que la sédimentation marine s'est poursuivie au Salève, au-delà du Barrémo-Aptien, au moins jusqu'au Crétacé supérieur (Campanien ?). Certains blocs ou galets des Poudingues de Mornex sont pédogénisés (Davaud, communication orale, 1991) et sont constitués de calcrètes ou sont enrobés d'encroûtements algaires; jusqu'à présent leur âge reste indéterminé (éoligocène).

En général, les Poudingues de Mornex surmontent directement les Calcaires urgoniens, ravinés comme à la localité-type, ou parfois apparaissent au-dessus des Grès sidérolitiques; dans ce cas, le passage entre les deux formations n'est pas bien tranché. Quant à la limite supérieure des Poudingues de Mornex, elle serait bien marquée, selon L.W. Collet et E. Paréjas (1934, 1936a,b), puisque, d'après ces auteurs, la Molasse rouge reposerait en légère discordance sur les Poudingues de Mornex. Or, en bien des régions où le contact est visible (maison de retraite de Mornex), la transition entre ces deux unités se fait très graduellement.

Le paléoenvironnement et l'âge des Poudingues de Mornex restent douteux, malgré la découverte de quelques fossiles : *Cepaea rugulosa*, huîtres, natices, cérithes, crustacés (*Callianassa* sp.), charophytes. Pour E. Paréjas (1938a), les Poudingues de Mornex se composent de faciès marins et continentaux d'âge oligocène probable. D. Rigassi (1957) les attribue plus précisément au Rupélien supérieur et J. Martini (1962) à l'Oligocène *s.l.* En outre, ces auteurs proposent des milieux de dépôts essentiellement continentaux : torrentiel et éolien (Rigassi), lacustre (Martini). D. Rigassi (1957) considère que « les minces niveaux marins s'intercalant à Mornex, entre "Chattien" et Crétacé sidérolithifié sont probablement un témoin extrême occidental de l'UMM (= Molasse marine inférieure) ».

FLYSCH SUBALPIN

De Bellevue (Nord-Est de Lucinges) au Nord, à Sous-Mallan (entre Bonne et le pont de Fillinges) au Sud, affleurent çà et là les termes

d'une série marneuse et grés-conglomératique (Lombard, 1940) rappelant le « flysch parautochtone » de la Formation du val d'Illiez (Lateltin, 1988) ou le « flysch subalpin » de la Formation de Cucloz (Charollais *et al.*, 1988 ; Weidmann *et al.*, 1982), tous deux considérés comme représentant également la partie la plus interne (et la plus ancienne) de la Molasse marine inférieure (transition flysch/molasse).

g1VI. Marnes de Bellevue et Grès du val d'Illiez (Rupélien) (environ 100 m). À Bellevue, la série affleure sur une centaine de mètres (Ujetz *et al.*, 1994) : la partie inférieure (40 m) est essentiellement représentée par des marnes schisteuses, tandis que la portion supérieure (60 m) correspond à un empilement de turbidites, où prédominent des grès plus ou moins grossiers et parfois même des conglomérats ; leur composition pétrographique et notamment leur teneur en débris de diabases à porphyrites arborescentes les rattachent aux Grès du val d'Illiez (Vuagnat, 1943, 1983).

Dans les marnes schisteuses, les foraminifères planctoniques abondent. En plus de nombreuses formes remaniées, B. Ujetz (1996) signale des espèces de l'Éocène et de l'Oligocène telles que *Globigerina officinalis*, *G. eoacaena*, *G. corpulenta*, *G. tripartita*, *G. gr. praebulloides*, *Globorotalia opima nana*, *Catapsydrax pera*. Mais cet auteur rattache l'affleurement de Bellevue à la Zone à *G. ampliapertura*, grâce à la découverte, au sommet des grès de type val d'Illiez, de *Cassigerinella* cf. *chipolensis*, *Globigerina wagneri*, *G. ouachitaensis gnaucki*, *G. ampliapertura* et, au sommet des marnes schisteuses, de *Globigerina ciproensis ciproensis*, *G. wagneri*, *G. ouachitaensis gnaucki*, *G. ouachitaensis ouachitaensis*, *G. ampliapertura*. Cette attribution à la partie moyenne de l'Oligocène inférieur est confirmée par la présence, parmi les nombreux foraminifères benthiques, de *Angulogerina globosa*, *Caucasina coprolithoides*, *Bulimina elongata*, *Praeglobobulimina pyrula* et *P. pupoides*. Se basant sur divers critères paléontologiques et paléoécologiques, B. Ujetz (1996) conclut que l'affleurement de la région de Bellevue témoigne d'un milieu de dépôt marin à salinité normale, que cet auteur place dans le domaine bathyal supérieur. Ce paléoenvironnement diffère fondamentalement de celui du « flysch subalpin », qui affleure sur rive gauche de l'Arve et qui a été partiellement cartographié par J. Charollais *et al.* (1986) sous les sigles g2b2 (flysch à prédominance silteuse) et g2b3 (flysch à prédominance de grès type val d'Illiez) sur la feuille Annecy-Bonneville à 1/50 000.

La série des marnes et grès conglomératiques de la région de Bellevue représente donc une écaille constituée par la Formation du val d'Illiez (sens Lateltin, 1988), entraînée à la base des nappes préalpines (comme la Formation de Cucloz dans les Préalpes romandes), et chevauchant des termes plus externes (et légèrement plus jeunes) de la Molasse subalpine. L'attribution des Grès du val d'Illiez à l'Oligocène inférieur s'accorde bien avec l'âge des Grès de Taveyenne, chronologiquement un peu plus anciens et sur le plan paléogéographique plus internes ; ces deux formations figurent sur la feuille Annecy-Bonneville à 1/50 000. Se basant sur des critères biostratigraphiques, O. Lateltin et

D. Mueller (1987) et J. Charollais *et al.* (1988) avaient rapporté les Grès de Taveyanne à l'Oligocène inférieur ; cette attribution vient d'être confirmée (Ruffini *et al.*, 1995) par une datation radiométrique à $32,5 \pm 0,2$ Ma.

ULTRAHELVÉTIQUE DES PRÉALPES EXTERNES

L'Ultrahelvétique des Préalpes externes est représenté sur la feuille Annemasse par les collines du Faucigny, empilement d'écailles plus ou moins déformées, dominant la rive droite de l'Arve, et dessinées minutieusement sur une carte à 1/10 000 par R. Verniory (1937), qui ne disposait pas malheureusement d'un fond topographique précis. La série stratigraphique, qui s'étend de l'Oxfordien à l'Éocène supérieur, montre de grandes similitudes avec celle de l'unité de Nantbellet (feuille Annecy-Ugine) et quelques affinités avec celle de l'Ultrahelvétique des Préalpes internes entre Arve et Giffre (feuilles Cluses et Samoëns-Pas-de-Morgins). Les terrains ultrahelvétiques, définis par A. Heim (1921), ont une origine paléogéographique au Sud du domaine helvétique (ou dauphinois), d'où le terme de « sud-helvétique » également utilisé pour désigner leur bassin de sédimentation.

La plupart des termes de la série stratigraphique ultrahelvétique se retrouvent en outre sous forme d'écailles isolées ou lentilles, intercalées entre la Molasse subalpine charriée et les flyschs de la nappe du Gurnigel du flanc nord-occidental des Voirons. On peut les interpréter soit comme série ultrahelvétique disloquée par des processus tectoniques soit comme éléments du Wildflysch ou Mélange infrapréalpin. Ils seront traités avec ce dernier.

j5. **Complexe marneux « oxfordien » (Oxfordien inférieur)** (environ 40 m). Le complexe lithologique essentiellement marneux, situé à la base du train d'écailles des collines du Faucigny, peut être subdivisé en deux unités : les marnes à nodules et au-dessus, les alternances de calcaires et de marnes dites « oxfordiennes ».

- Les **marnes à nodules** sont constituées de marnes gris foncé, légèrement micacées et très peu quartzieuses, dans lesquelles s'intercalent quelques bancs de calcaires argileux plus ou moins noduleux gris bleu, à taches ferrugineuses, à rares foraminifères et radiolaires. D'une vingtaine de mètres d'épaisseur, cette unité est rattachée par certains auteurs (Anatra, 1986) à l'Oxfordien inférieur ? (Zone à *Mariae* ?), sans argument paléontologique précis.

- Les **alternances de calcaires et de marnes dites « oxfordiennes »**, à prédominance marneuse à la base, s'enrichissent en bancs calcaires plus ou moins argileux vers le haut, au détriment des niveaux marneux qui ici sont dépourvus de micas. D'une vingtaine de mètres de puissance, elles n'offrent pas de limites bien tranchées avec la formation qui la surmonte. Par analogie avec des faciès identiques, mais fossilifères, de Suisse romande (Montsalvens, Pléiades), cette unité pour-

rait être attribuée au sommet de l'Oxfordien inférieur (Zone à Cordatum ?).

j5N. Calcaires noduleux (Oxfordien moyen ?—Oxfordien supérieur) (40 m). Selon R. Verniory (1937), la Formation des Calcaires noduleux, d'une quarantaine de mètres d'épaisseur et dont les limites inférieure et supérieure sont assez floues, comprend trois termes lithologiques, de bas en haut : des calcaires grumeleux ou noduleux, des calcaires en bancs massifs à patine gris clair (plus argileux à la base qu'au sommet) et des calcaires spathiques siliceux riches en nodules bleuâtres à auréole rousse et patine jaunâtre. Les faciès grumeleux de la base de la formation renferment des nodules constitués généralement par des fossiles à tests partiellement dissous : ammonites, bélemnites, *Aptychus*, rudistes, rhyndolites, bryozoaires.

R. Verniory (1937) cite dans cette formation des ammonites révisées par F. Atrops (*in Charollais et al.*, 1993) et caractéristiques uniquement de l'Oxfordien supérieur (Zone à Bimammatum, Sous-zone à Hypselum, Horizon à Berrense) : *Epipeltoceras berrense*, *Orthosphinctes* sp., *Sowerbyceras loryi*. S'appuyant sur des critères d'analogie de faciès, S. Anatra (1986) fait débiter la Formation des Calcaires noduleux dans l'Oxfordien moyen et la prolonge dans l'Oxfordien supérieur.

j6-n1. Barre calcaire du « Kimméridgien—Tithonique » (Kimméridgien—Berriasien moyen) (80 à 140 m). Constituée de petits bancs calcaires dans les parties inférieure et moyenne et de gros bancs dans la partie supérieure, cette formation, qui regroupe le « Kimméridgien » et le « Tithonique » de R. Verniory (1937), constitue la véritable ossature morphologique des collines du Faucigny et détermine une paroi calcaire souvent inaccessible; c'est le cas de la bordure méridionale du plateau de Pénouclat (1 032 m). En ce point, la barre calcaire du « Kimméridgien—Tithonique » présente deux vires, qui correspondent à des niveaux plus tendres, et qui se suivent dans une bonne partie des collines du Faucigny. L'épaisseur de cette formation est estimée à 140 m (Verniory, 1937) et à 80 ou 90 m (Anatra, 1986).

Sauf dans les 20 m du sommet où les bancs s'épaississent, cette formation se compose de petits bancs centimétriques à décimétriques de calcaires brun ou bleu foncé bien lités à surfaces supérieure et inférieure ondulées, séparés parfois par des délits argileux. Au sommet, les calcaires plus clairs ou blanc rosé renferment des silex en lits ou en rognons. Si la limite inférieure de la barre calcaire du « Kimméridgien—Tithonique » est assez floue sur le terrain, sa limite supérieure par contre est bien marquée; en effet des niveaux marneux apparaissent dans la formation, qui la surmonte directement.

Le faciès fondamental de la barre calcaire du « Kimméridgien—Tithonique » est micritique (mudstone), souvent riche en matière organique. La faune qu'elle renferme témoigne d'un milieu pélagique; elle se compose notamment d'ammonites, de cadosines, de radiolaires, de saccocomidés, de *Globochaete alpina* et, dans la partie sommitale, de calpio-

nelles. Ce dépôt micritique est perturbé par des niveaux conglomératiques, parfois bréchiques, d'ordre métrique et dont les éléments atteignent 4 à 5 cm de diamètre, ainsi que par des biocalcarénites plus ou moins grossières, dont l'association paléontologique caractérise un environnement pélagique. Ces dernières correspondent à des coulées turbiditiques en milieu pélagique, ce qu'atteste la présence de figures de dessous de bancs et de granoclassement.

Les associations d'ammonites, récoltées par R. Verniory (1937) et déterminées par F. Atrops et R. Busnardo (*in* Charollais *et al.*, 1993) ont permis d'identifier le Kimméridgien inférieur et supérieur, le Tithonien inférieur et le Berriasien inférieur :

- Kimméridgien inférieur et supérieur : *Aspidoceras acanthicum*, *A. gr. acanthicum*, *Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi*, *T. compsum* ;
- Tithonien inférieur : *Lemencia* sp., *L. cf. ciliata*, *Richterella richteri*, *Sublithacoceras* sp., *Subplanites contiguus*, *Haploceras gr. elimatum*, *Haploceras* sp. En plus de ces ammonites, s'ajoute *Pygope janitor* ;
- Berriasien inférieur : *Dalasiceras spiticeroides*, *Picteticeras* sp., *P. cf. aurousei*, *P. elmii*, *Pseudosubplanites cf. euxinus*, *Berriasella* sp., *B. cf. jacobi*, *B. oppeli*, *B. paramacilenta*, *Delphinella* sp., *D. cf. sevenieri*, *Haploceras carachteis*, *Ptychophylloceras ptychoicum*, *Proniceras laticostatum*, *Spiticeras cf. rarefractum*.

Se basant sur les associations de calpionelles, S. Anatra (1986) a pu préciser l'âge du sommet de la barre calcaire « Kimméridgien–Tithonique », et l'attribuer au Berriasien inférieur et à la base du Berriasien moyen (partie inférieure de la Zone à Occitanica).

n1-4. **Alternances de marnes et de calcaires fins tachetés s.l. (Néocomien)** (environ 80 m). Estimée à 81 m par R. Verniory (1937) et constituée essentiellement d'alternances de calcaires fins tachetés (biomicrites) et de marnes ou marno-calcaires schisteux, cette formation comprend également trois termes lithologiques de moindre importance : des marnes à granulations noires, des niveaux grésoglaucconieux et, au sommet, des lentilles de « calcaires urgoniens » qui, sur la feuille Annemasse, ont été individualisés (cf. *infra* : n4U). Dans la morphologie, le contraste entre la barre calcaire du « Kimméridgien–Tithonique » et les Alternances de marnes et de calcaires fins tachetés s.l. apparaît le plus clairement dans la région de Pénoulet. La première correspond à la paroi verticale du Dard qui domine la vallée de l'Arve, la seconde constitue le replat boisé du plateau de Pénoulet ; la rupture de pente coïncide exactement avec la limite entre les deux formations. Par contre, le contact entre le sommet des Alternances de marnes et de calcaires fins tachetés s.l. et la base de la formation sus-jacente (Formation grésoglaucconieuse) est beaucoup plus subtil à détecter sur le terrain, car cette dernière peut facilement être confondue avec un des nombreux niveaux grésoglaucconieux intercalés dans la Formation des Alternances.

- Les **marnes à granulations noires**, à la base de la Formation des Alternances de marnes et de calcaires fins tachetés s.l., d'une épaisseur

d'ordre métrique, comprennent quelques bancs de calcaires gris cendré dans lesquels S. Anatra (1986) a signalé une association de calpionelles caractéristique de la Zone C (biozonation de Remane, 1978) qui correspond au Berriasien moyen (milieu et sommet de la Zone à Occitanica). Cette datation est appuyée par la présence de *Fauriella* sp. et de *Negrelliceras* gr. *negreli*, ammonites recueillies par R. Verniory (1937) et révisées par R. Busnardo (in Charollais et al., 1993).

• Les **alternances de calcaires fins tachetés et de marnes et marno-calcaires schisteux**, disposées en bancs de 20 à 40 cm, toujours bioturbés, parfois pyriteux et montrant quelques grands slumps d'ordre métrique (Sud du col de Réray), représentent le faciès fondamental et le plus développé d'où le nom de « Formation des Alternances de marnes et de calcaires fins tachetés ». En outre, ces alternances renferment une faune essentiellement pélagique, composée d'ammonites, de radiolaires, de calpionelles (seulement à la base), d'échinides, d'éponges, d'ostracodes, de foraminifères (lenticulines, hedbergelles, nodosaires, textulariidés, spirillines), de cadosines, de *Globochaete alpina*, et de nombreux coccolithes et nannoconidés. Les ammonites, récoltées au sein de ces alternances par R. Verniory (1937) et par J. Charollais, révisées par R. Busnardo (in Charollais et al., 1993), indiquent :

- le Valanginien : *Lytoceras quadrisulcatum*, *Neocomites* sp., *Neolisso-ceras grasianum*, *Olcostephanus* gr. *astieri*, *O.* sp., *Thurmanniceras* ? sp., *T.* cf. *bochianensis*, *T.* gr. *pertransiens*, *Teschenites* sp. ;
- le Valanginien–Hauterivien : *Bochianites neocomiensis*, *Lytoceras subfimbriatum*, *L.* sp., *Phylloceras tethys*, *P.* sp., *Phyllopachyceras infundibulum*, *Protetragonites quadrisulcatum* ;
- l'Hauterivien : *Balearites* sp., *Crioceratites* sp., *C.* gr. *duvali*, *C.* gr. *majoricensis*, *C. nolani*, *Lyticoceras* sp., *Plesiospidiscus* sp., *P. ligatus*, *Spitidiscus* sp., *S. incertus*.

La partie supérieure des alternances de calcaires fins tachetés et de marnes et marno-calcaires schisteux a été attribuée à l'Hauterivien supérieur–Barrémien par R. Verniory (1937). La révision des ammonites recueillies par cet auteur a montré que pour la plupart, elles appartiennent à l'Hauterivien supérieur. Seuls deux exemplaires de *Raspailiceras* sp. et de *Barremites* sp. signalent la présence de l'extrême base du Barrémien.

• Les **niveaux grésoglaucconieux**, lenticulaires et d'épaisseur décimétrique à métrique, souvent riches en spicules de spongiaires, s'intercalent dans la Formation des Alternances de marnes et de calcaires fins tachetés *s.l.* Leur étude biostratigraphique montre clairement qu'il s'agit de niveaux hétérochrones. Aussi, ces faciès détritiques, dont l'extension géographique et l'épaisseur sont relativement faibles, ne peuvent être considérés comme des horizons cartographiques repères. Le seul niveau qui semble constant spatialement, atteint 10 m de puissance et a livré des ammonites que R. Verniory (1937) a rapportées à l'Hauterivien inférieur. Il semble que ces niveaux grésoglaucconieux, lenticulaires et

hétérochrones se retrouvent dans les formations néocomiennes des Préalpes ultrahelvétiques de Suisse romande et de Haute-Savoie (Charollais *et al.*, 1981b; Guillaume, 1957; Kindler, 1988).

n4U. « Urgonien » (Barrémien supérieur–Bédoulien ?) (0 à quelques mètres). Les lentilles de « calcaires urgoniens », qui couronnent la Formation des Alternances de marnes et de calcaires fins tachetés *s.l.*, ont été individualisées pour la cartographie et figurent sous le sigle n4U. En effet, R. Verniory (1937) signale dans deux affleurements situés au sommet de cette formation, quelques mètres de marnes à « *Orbitolina lenticularis* » au milieu desquelles apparaît un alignement de « boulets » calcaires, eux aussi, à orbitolinidés (= lentilles de « calcaires urgoniens »). La présence de ce foraminifère, marqueur du Barrémien supérieur et du Bédoulien, incite à rattacher ces niveaux à cette partie du Crétacé inférieur.

n5-C2. Formation grésoglaucconieuse (Aptien–Turonien) (environ 100 m ?). Cette formation, estimée à 114 m par R. Verniory (1937) et à environ 80 m par S. Anatra (1986) qui y a décelé des replis et un écaillage tectonique, est constituée par des marnes et des calcaires grésoglaucconieux gris foncé à vert sombre. Les contacts avec les formations qui l'encadrent, sont le plus souvent couverts par la végétation. Pourtant, entre Corbières et Sizon, la Formation grésoglaucconieuse débute par un conglomérat de 2 à 3 m d'épaisseur qui correspondrait peut-être à celui que J. Charollais *et al.* (1981b) ont signalé dans l'unité de Nantebellet (klippe de Sulens; feuille Annecy–Ugine). R. Verniory (1937), puis S. Anatra (1986) ont subdivisé la Formation grésoglaucconieuse en trois membres informels qui n'ont pas été individualisés sur la feuille Annemasse.

• « **Aptien** » (Verniory, 1937) **ou Calcaires grésoglaucconieux** (Anatra, 1986). Évaluée à une soixantaine de mètres (Verniory, 1937) et à une trentaine de mètres (Anatra, 1986), ce qui semble plus proche de la réalité vu l'écaillage tectonique, cette unité comprend des bancs de 20 à 60 cm de calcaires grésoglaucconieux (voire même de grès glaucconieux) verdâtres à bleuâtres, très sombres, à patine ocre, séparés par des niveaux de même épaisseur plus argileux mais toujours riches en quartz et en glaucconie. Ce faciès passe latéralement à des marnes silteuses grésoglaucconieuses à rares bancs décimétriques de calcaires fins sombres quartzoglaucconieux.

Jusqu'aux travaux de P. Kindler (1986), cet ensemble détritique était attribué à l'Aptien *s.l.* car, outre de très nombreux spicules de spongiaires, les auteurs n'y avaient signalé que des foraminifères planctoniques (*Globigerinelloides blowi*, hedbergelles) et quelques très rares ammonites de l'Aptien. Or, P. Kindler a observé des globorotalidés épineux (*Morozovella cf. uncinata*) du Paléocène moyen–Éocène inférieur dans un affleurement situé près du col de Saint-Jean et attribué à l'« Aptien » par R. Verniory (1937). Le faciès grésoglaucconieux doit donc être rattaché, partiellement ou totalement, au Paléocène moyen, voire à l'Éocène inférieur.

• « **Albien** » (Verniory, 1937) ou **Marnes noires pyriteuses à bancs calcaires** (Anatra, 1986). Cette unité lithologique, qui correspond aux « black shales » des auteurs, est composée de marnes grises onctueuses de 40 à 50 m de puissance, dans lesquelles sont intercalés de rares bancs de calcaires tachetés finement grésoglaucouneux gris-bleu. La microfaune à caractère franchement pélagique est caractéristique de l'Albien, notamment de l'Albien supérieur, puisque S. Anatra (1986) signale *Rotalipora ticinensis*. Cette datation pose un problème stratigraphique, puisque ces « marnes noires albiennes » surmonteraient des « faciès grésoglaucouneux », d'âge paléogène, tout au moins en partie !

Cette formation à prédominance marneuse joue un rôle majeur dans la morphologie locale, puisqu'elle est responsable des vastes glissements de terrain permanents qui naissent au pied du bois du Saut et qui se développent sur toute la Côte-d'Hyot.

• « **Cénomanién** » (Verniory, 1937) ou **Marnes et calcaires argileux à niveaux bigarrés p.p.** (Anatra, 1986). Au-dessus de l'unité précédente, R. Verniory (1937) décrit sur 45 m d'épaisseur (et S. Anatra, 1986, sur 10 à 15 m) des alternances de marnes et de calcaires fins tachetés très peu quartzeux et glaucouneux. Les bancs calcaires de 20 à 30 cm correspondent à des wackestones bioturbés, riches en bioclastes tels que foraminifères planctoniques, textulariidés, nodosariidés, pithonelles, radiolaires, sclères d'éponges, prismes d'inocérames. Les marnes grises à brun clair, égales en épaisseur aux bancs calcaires, renferment les mêmes associations paléontologiques que les calcaires. Se basant sur l'analyse des foraminifères planctoniques, S. Anatra (1986) conclut que ces alternances de marnes et de calcaires fins tachetés couvrent tout le Cénomanién et même une partie du Turonien. Cette datation pose les mêmes problèmes stratigraphiques que ceux qui ont été évoqués pour le membre précédent.

C2-3. Calcaires sublithographiques (Turonien supérieur-Coniacien inférieur) (50 m). R. Verniory (1937) estime à 50 m l'épaisseur de la Formation des Calcaires sublithographiques qui se marque dans la morphologie par des crêtes, des pentes plus fortes ou même des petites parois. La partie inférieure de cette formation se présente en bancs (de 10 à 40 cm d'épaisseur) de calcaires fins (micrites à biomicrites) blancs, légèrement verdâtres, très peu quartzeux et glaucouneux, séparés par de minces délits marneux blanchâtres qui disparaissent plus haut. Enfin, la partie supérieure de la formation se termine par des calcaires argileux plaquetés, jaunes verdâtre, parsemés de taches violacées.

S. Anatra (1986) a reconnu les zones à *M. sigali* et *D. primitiva*, soit le Turonien supérieur et le Coniacien inférieur, dans les régions de Chez-le-Court et des Corbières. D'autre part, R. Verniory (1937) mentionne au Nord-Ouest du Scex un affleurement de calcaire bioclastique à « *Jereminella pfenderae* », caractéristique du Maastrichtien, et qui pourrait éventuellement correspondre au sommet de la Formation des Calcaires sublithographiques. Quoi qu'il en soit, même si cette formation couvrait tout le Crétacé supérieur, il reste difficile d'expliquer la présence des Calcaires sublithographiques au-dessus de la Formation

gréso-glauconieuse qui renferme en certains points des microfaunes du Paléocène moyen, voire de l'Éocène inférieur !

Diverses publications (Kindler, 1986 ; Kindler *et al.*, 1994, 1995) considèrent l'« Aptien » de R. Verniory (1937) comme un matériel probablement déposé en grande partie à l'Aptien mais resédimenté « grain par grain » au Paléocène moyen–Éocène inférieur dans un bassin qui aurait reçu des olistolites de marnes noires pyriteuses, de marnes et de calcaires argileux à niveaux bigarrés et de calcaires sublithographiques. Si cette hypothèse, qui rend mieux compte des données de terrain, se vérifie, *les unités lithologiques de l'Ultrahelvétique des Préalpes externes cartographiées sur la feuille Annemasse sous les sigles n5-C3 et C2-3 ne devraient pas figurer comme des formations continues mais comme des lentilles emballées dans une matrice gréso-glauconieuse d'âge éocène moyen.*

e4-5F. **Calcschistes et flyschs (Éocène)** (épaisseur indéterminée)

• **Formation des Calcschistes.** Au Nord des fermes de Chez-le-Court, affleurent des marno-calcaires schisteux qui rappellent les Couches de la Plaigne *p.p.*, décrites entre Arve et Giffre par P. Kindler en 1988 (feuille Samoëns–Pas-de-Morgins) et la Formation des Calcschistes, mise en évidence (Rosset *et al.*, 1976) dans la klippe de Sulens (feuille Annecy–Ugine). Ces marno-calcaires schisteux, dont l'épaisseur est difficile à estimer (une vingtaine de mètres ?), renferment une riche microfaune de foraminifères planctoniques identifiés par R. Wernli : *Acarinina broedermanni*, *A. bullbrookii*, *A. collactea*, *A. pentacamerata*, *A. aff. quetra*, *A. soldadoensis*, *A. spinuloinflata*, *Globigerina eocaena*, *G. inaequispira*, *G. senni*, *Globigerinatheka subconglobata*, *Globorotalia frontosa*, « *Hastigerina* » *bolivariana*, *Morozovella aragonensis*, *M. caucasica*, *Truncorotaloides rohri*, *Turborotalia griffinae*, *Turborotalia* spp. Cette association caractérise le sommet de l'Éocène inférieur (P9, Zone à *A. pentacamerata*), voire la base de l'Éocène moyen.

• **Flysch ultrahelvétique ?** Un flysch marno-micacé, dont les affleurements sont très rares, semblent terminer la série stratigraphique des collines du Faucigny : ravin à l'Est des ruines du château de Faucigny (Verniory, 1937), bois de la Bas (Charollais *et al.*, 1993). Apparemment peu épais, il est constitué de faciès marno-micacés plus ou moins quartzeux, dans lesquels s'intercalent quelques petits bancs gréseux. À la base de cette formation, des niveaux lenticulaires microbréchiques ont livré de nombreux débris de corallinacées et des foraminifères benthiques tels que *Asterocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Heterostegina* sp., *Nummulites* sp. En outre, s'y ajoute une association de foraminifères planctoniques caractéristiques du Priabonien ; il s'agit de *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis*, *Planorotalites pseudoscitula?*, *Pseudohastigerina* sp. (déterminations R. Wernli).

Les relations de ces terrains éocènes (calcschistes et flysch) avec le reste de la série des collines du Faucigny ne sont pas visibles : repré-

sentent-ils la couverture de la série ultrahelvétique des Préalpes externes ou des olistolites dans un wildflysch (voir plus loin) ?

Flysch du forage Fay1, d'attribution incertaine (Éocène moyen ?) (environ 300 m ?). Le forage Faucigny 1 (Fay1), implanté par ESSO-REP (1969-1970) au Sud de Peillonex, a traversé, sous les dépôts glaciaires atteignant ici 73 m d'épaisseur, des alternances de grès fins à moyens à ciment marneux, de silts argilo-micacés et de niveaux argileux; cette série d'une puissance de 332 m, qui n'apparaît pas en surface, a été attribuée dans sa totalité par les géologues d'ESSO-REP (1970) au « flysch ultrahelvétique », ce qui à l'époque, il faut le rappeler, était alors synonyme de « flysch des Voirons » !

La découverte, dans les vingt derniers mètres de cette série (donc à sa base puisqu'il s'agit d'un forage), de *Globorotalia cf. spinulosa* et de *G. spinuloinflata* mal conservés et probablement remaniés, indiquant un âge Éocène moyen ou plus récent, pourrait confirmer la présence de terrains comparables aux calcschistes et au flysch « ultrahelvétiques » décrits ci-dessus. La grande épaisseur de la série non datée autorise cependant d'envisager la présence d'une ou plusieurs entités paléogéographiques différentes, dont par exemple l'un ou l'autre niveau de flysch des Voirons (nappe du Gurnigel, au sens actuel du terme).

WILDFLYSCH

De manière générale, les nappes préalpines sont séparées, – les unes des autres ou à l'égard de leur substratum relatif –, par des niveaux plus ou moins épais de wildflyschs, ensembles chaotiques comprenant des éléments de toutes tailles et de diverses provenances, nageant dans une matrice broyée de nature flyschöide.

S'il est classiquement admis que la genèse de ces wildflyschs est liée à l'individualisation et à la mise en place des unités principales, la part des mécanismes mis en jeu, ou ces mécanismes eux-mêmes, sont encore sujets à controverse : écaillages purement tectoniques pour certains (voir par exemple Jeanbourquin, 1994), coulées boueuses à galets et blocs (olistostromes) alimentées par les nappes en mouvement et terminant la sédimentation dans les bassins, pour d'autres (voir par exemple, Mercier de Lépinay, 1981), modèle mixte (Badoux, 1963 ; Kindler, 1988 ; Lugeon, 1943).

Le concept de « mélange », utilisé de façon descriptive et rapporté, au lieu de la provenance paléogéographique, à la situation actuelle des unités, permet dans une certaine mesure de contourner le dilemme. C'est ainsi que, pour l'ensemble des Préalpes, R. Plancherel (1990) a proposé un *Mélange inférieur* ou « *infrapréalpin* », isolant les nappes préalpines de leur substratum parautochtone ou autochtone, et un *Mélange supérieur* (« *intrapréalpin* »), formant la semelle des nappes des Préalpes supérieures (cf. Plancherel et coll., 1998).

e-gw. Wildflysch (Éocène supérieur–Oligocène ?). Les affleurements de wildflysch de la feuille Annemasse se répartissent en trois zones d'importance inégale :

– rares éléments mésozoïques d'affinité ultrahelvétique et affleurements isolés de « flysch à lentilles », émergeant des pentes d'éboulis et de glissements en versant méridional du Môle, au-dessus de la Molasse rouge parautochtone, mais aussi vers l'Ouest au-dessus des écaïlles distales des collines du Faucigny (Lombard, 1983) ;

– quelques lambeaux de « flysch à lentilles » situés à la Côte-d'Hyoz (où ils déterminent de nombreux glissements), c'est-à-dire cette fois à la base des écaïlles du Faucigny (Verniory, 1937) ;

– soulignant la base de la nappe du Gurnigel et chevauchant la Molasse subalpine charriée, un train de lentilles (écaïlles ?) mésozoïques dispersées, accompagnées de flyschs divers, et qui s'étire sur environ 5 km dans le versant occidental des Voirons.

• Déjà étudiées par A. Lombard en 1940 qui en décrit onze, ces **lentilles mésozoïques** ont été revues, et leur nombre augmenté, par C. Turrel et Y. Kerrien dans le cadre des levés de cette feuille, et reportées sous une teinte uniforme. La numérotation qui suit est celle de la carte géologique à 1/50 000.

1 : la Servette (Est de Saint-Cergues, cote 1090). Calcaires gris, à silex noirs (Crétacé supérieur).

2 et 3 : environs du chalet du Loty (cotes 1 040 et 1 093). Calcaire fin à *Aptychus* et calpionelles (Tithonien).

4 : ruisseau du Loty (entre les cotes 1 085 et 1 130). De bas en haut et en série inverse : calcaires argileux à traces d'ammonites de l'Hauterivien (dét. R. Busnardo, communication orale), calcaires fins, beiges à *Globochaete* et *Saccocoma* du Tithonien, marnes noirâtres à *posidonomyes* et *Nannoceratopsis* cf. *gracilis* de la base du Jurassique moyen (dét. D. Fauconnier, communication orale).

5 : Est d'Armiaz (ancienne carrière disparue). Calcaire beige, localement à entroques ou dolomitique, et grès à ciment calcaire, zoogène (Lias ?).

6 : chalet des Hivernanches, dans le lit du ruisseau, cotes 980 à 1 010. Calcaires argileux à ammonites de l'Hauterivien (dét. R. Busnardo, communication orale), puis calcaires gris noduleux à calpionelles du Tithonien, enfin, après une lacune d'observation, des marnes à *Leioceras opalinum* de l'Aalénien inférieur. F.J. Pictet et P. de Loriol (1858) signalent dans l'Hauterivien, qui devait alors affleurer plus largement, outre une riche faune d'ammonites, plusieurs espèces de poissons dont un exemplaire long de 73 cm (*Spathodactylus neocomiensis*, *Crossognathus sabaudianus*, *Clupea antiqua*, *C. voironnensis*, *Aspidorhynchus genovensis*).

7 : Sud du chalet des Hivernanches (cotes 1 100 à 1 125), sur le sentier qui, du carrefour des Affamés, monte vers l'Est. Calcaires plaquetés à microfaune d'âge crétacé moyen et marnes noires à microfaune du Sénonien-Maastrichtien avec diverses espèces albiennes remaniées

(dét. D. Fauconnier). Les anciens auteurs signalent, dans cette lentille, des ammonites de l'Albien (*Douvilleiceras mammillatum*, *Leymeriella tardefurcata*).

- 8 et 9 : bois des Prallets. Deux lames de calcaires fins, gris clair, à calpionelles (Tithonien).
- 10 : la roche aux Corbeaux. Calcaire gris, glauconieux, attribué au Valanginien.
- 11 : ravin du Moulin (cote 950). Calcaire à *Phylloceras infundibulum* (dét. R. Busnardo, communication orale), rattaché classiquement à l'Hauterivien–Barrémien.
- 12 : lieu-dit Chez-Fiol (carrière de l'Hominal des anciens auteurs, aujourd'hui propriété privée construite). D'Ouest en Est, peuvent encore être observés des calcaires massifs, à grain fin, d'abord riches en calpionelles (Tithonien), puis à spicules de spongiaires et radiolaires, mieux lités (Oxfordien supérieur), à nouveau des calcaires tithoniques et enfin un calcaire gris à *Neocomites* (Valanginien?). Il s'agirait donc d'une série Oxfordien–Valanginien pincée en anticlinal déversé vers l'Ouest.
- 13 : ancienne carrière de Juffly (cote 780 environ). Calcaire micritique à *Aptychus*, bélemnites et radiolaires (Kimméridgien).
- 14 : Nord du chalet de la Léthaz (sous la crête sommitale des Voirons, vers la cote 1 200). Calcaire micritique à bioclastique, à silex et glauconie (Hauterivien–Barrémien).

Les faciès de ces lentilles sont tous comparables à ceux de l'Ultraséhelvétique des Préalpes externes des collines du Faucigny.

• Quant aux **flyschs** accompagnant ces lentilles (1, 2 à 4, 6, 12, 13), ils présentent deux termes principaux apparemment superposés, tous deux attribués au Priabonien :

– des marnes sombres à bancs de grès qui ont fourni une microfaune à *Globigerina* et *Globorotalia* : c'est le « flysch marneux ou flysch noir de base » de A. Lombard (1940), qui constitue la matrice englobant les lentilles mésozoïques ;

– des grès grossiers à niveaux microconglomératiques dans lesquels apparaît par place une brèche calcaire à corallinacées, également datée de l'Éocène supérieur par *Asterocyclina* sp. et *Turborotalia cerroazulensis* (dét. R. Wernli, communication orale). Il n'est pas clair si ces niveaux de grès et de brèches représentent des épisodes mieux organisés de la matrice, ou constituent eux-mêmes des éléments*, au même titre que les lentilles mésozoïques (flysch ultraséhelvétique ?, helvétique ?, subalpin ?). La brèche calcaire à corallinacées peut être observée en deux points indiqués sur la carte par une couleur spéciale: près du chalet des Affamés (Sud des Hivernanches), à l'endroit où le chemin forestier traverse le lit d'un ruisseau à sec, et dans le ravin au Nord du

* et dans ce cas le dépôt est plus jeune : Oligocène ?, ce qui explique la notation adoptée ici.

lieu-dit Chez-Fiol, où elle forme dans le ruisseau un petit ressaut, avec cascade, de 2,50 m de haut. Des niveaux conglomératiques ont également été portés sur la carte vers les chalets du Feu, au Nord-Est de Milly.

Bien qu'éloignés les uns des autres et dans des situations structurales différentes, les trois secteurs de wildflysch présentent des points d'apparement, tels que l'origine au moins en partie commune de leurs éléments et leur position à la base (à l'avant) de l'empilement des nappes préalpines, qui incitent à les réunir au sein d'une entité plus vaste, le *Mélange infrapréalpin*. Le fait que du wildflysch apparaisse à la fois au-dessous (Côte-d'Hyoz; forage Fay1) et au-dessus (pied Sud-ouest du Môle; forage Fay 1 ?) des collines du Faucigny, serait un argument pour interpréter ces dernières comme « méga-olistolite » au sein de ce mélange, plutôt que comme « nappe ultrahelvétique » indépendante. D'autre part, la situation se complique au front (3^e secteur : cf. *supra*) par l'adjonction d'éventuelles écailles de flyschs, dont certains seraient probablement d'origine externe (grès priaboniens), mais où on peut s'attendre également à rencontrer des éléments de provenance interne, véhiculés cette fois dans le Mélange supérieur à la base de la nappe du Gurnigel.

FLYSCH DES VOIRONS (NAPPE DU GURNIGEL)

Depuis la mise en évidence, dans les Préalpes romandes (Caron, 1976), de l'indépendance tectonique du flysch du Gurnigel par rapport aux terrains mésozoïques ultrahelvétiques qu'il surmonte ou côtoie dans la « Zone bordière » ou « Préalpes externes », – entraînant la définition d'une « nappe du Gurnigel » d'origine beaucoup plus interne (piémontaise ou sud-alpine) –, son équivalent chablaisien, le flysch des Voirons, a donné lieu à diverses réinterprétations. Généralement basées sur des méthodes microbiostratigraphiques constamment affinées (palynologie, nannoplancton calcaire, foraminifères planctoniques), trois tendances principales se dégagent, entre lesquelles il est pour l'instant prématuré de trancher :

– intégration à la nappe du Gurnigel, sans changements majeurs, du modèle stratigraphique et structural (série monoclinale) établi par A. Lombard (1940), entre-temps précisé par de nouveaux résultats biostratigraphiques (Jan Du Chêne *et al.*, 1975), qui confirment l'indépendance constatée dans les Préalpes romandes : c'est la solution retenue pour le levé de la carte par Y. Kerrien et C. Turrel ;

– individualisation, au sein de la masse du flysch des Voirons, de plusieurs écailles, répétition tectonique documentée essentiellement au moyen de datations par nannofossiles calcaires et de comparaisons de faciès avec des termes homologues du flysch du Gurnigel : l'interprétation en résultant est traduite par le schéma stratigraphique et structural de J. Van Stuijvenberg (1980 ; fig. 5) tempéré par la cartographie de R. Morel (1985 ; fig. 6) ;

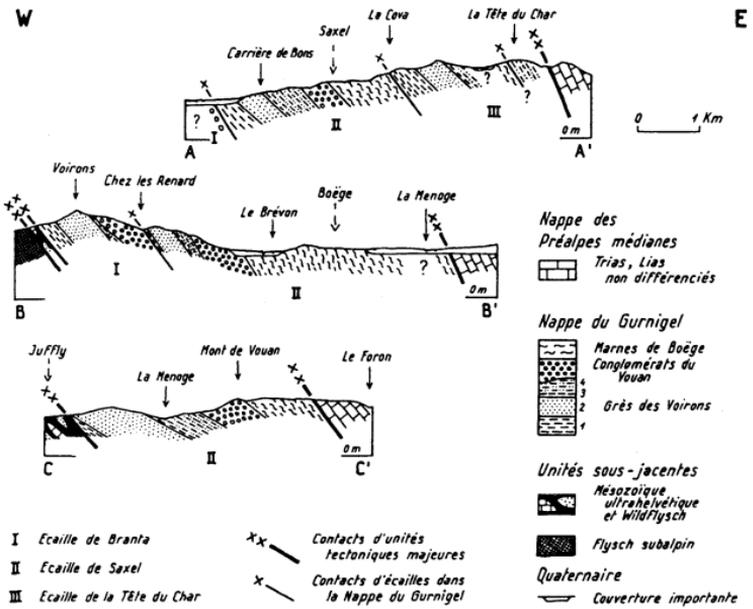
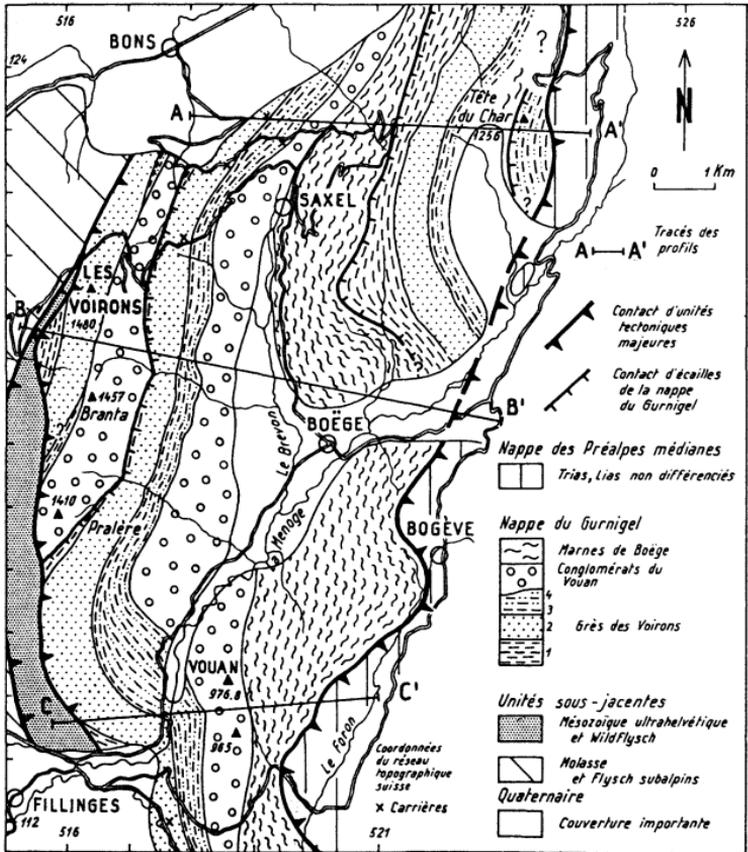


Fig. 5 - Schéma structural des Voiron (Van Stuijvenberg, 1980).

– plus récemment, remise en question de l'appartenance de certains niveaux de flysch des Voirons à un seul domaine paléogéographique ou à une seule nappe, sur la base de nouvelles datations par foraminifères et de considérations paléoenvironnementales (Ujetz, 1996 ; Ujetz *et al.*, 1994).

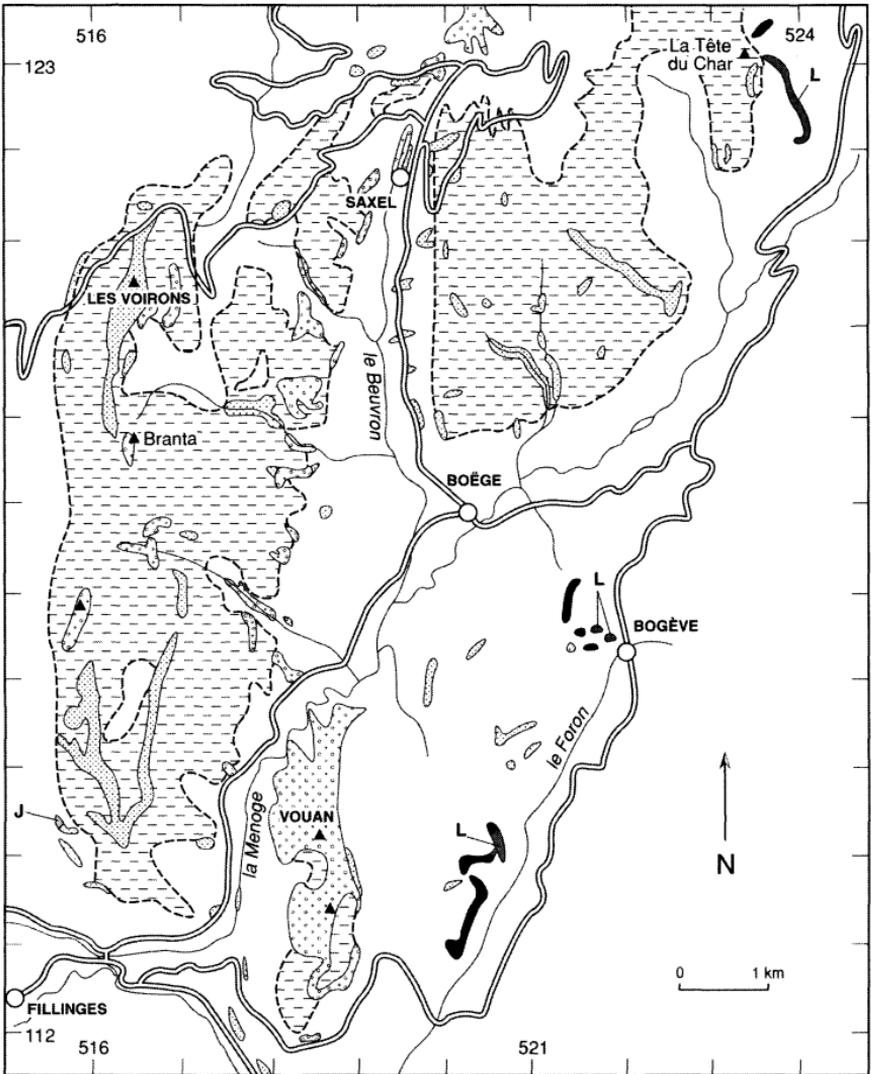
La description stratigraphique de la série des Voirons (fig. 6) se fera selon le schéma classique de la série monoclinale continue et normale, conforme à la carte. Les interprétations divergentes et solutions alternatives sont signalées au cours de la description et sont, en partie, illustrées par la figure 8 (cf. chapitre « Tectonique ») ainsi que par le profil Voirons Môle (fig. 9 : encart couleur).

e1-4F. Flysch gréseux ou Grès des Voirons (Danien–Yprésien supérieur) (200 à 300 m). Cette série forme le relief principal des Voirons. Tout à fait à sa base, lors de l'ouverture d'une route forestière dans le versant occidental, ont été observés des niveaux argilo-marneux qui seraient les plus bas reconnus ici dans la série du Gurnigel (Van Stuijvenberg et Jan Du Chêne, 1981). Situés au voisinage de la terminaison de la route forestière, ces petits affleurements ne sont plus visibles, masqués sous une coulée de blocs de grès. Ils ont livré une association de nannofossiles et de dinokystes du Danien.

Les grès, gris, à patine jaunâtre, sont bien visibles, en particulier, le long du sentier sous la chapelle Notre-Dame-des-Voirons. Leur granulométrie est très irrégulière, depuis des faciès très fins jusqu'à des microconglomérats à ciment argilo-carbonaté. Ils contiennent du mica, des feldspaths, parfois de la glauconie. Les bancs, bien stratifiés, peuvent atteindre jusqu'à 4 à 5 m d'épaisseur. Les faces inférieures de bancs montrent de belles figures de sédimentation (flute-cast, groove-cast). Le flysch gréseux des Voirons a fourni des dinokystes et des nannofossiles calcaires du Danien à l'Yprésien compris (Jan Du Chêne *et al.*, 1975 ; Van Stuijvenberg, 1980 ; Van Stuijvenberg et Jan Du Chêne, 1981).

Il existe quelques horizons bioclastiques à corallinacées, ainsi que des passées conglomératiques (Conglomérats de Pralère ; Lombard 1940) dont les éléments atteignent parfois 50 cm: quartz, roches granitiques et métamorphiques, calcaires mésozoïques, grès de type flysch. On peut les observer (e1-4F[1]) au bout de la D 20 au col de Saxe, près du virage coté 913 (dans le lit du ruisseau de la Creusiaz), sur la crête du Signal des Voirons (1 480 m) et à la pointe de Pralère (1 410 m) qui termine cette crête au Sud.

Considérés par A. Lombard (1940) comme « épisode local de peu d'importance » intercalé (stratigraphiquement) dans les Grès des Voirons, les Conglomérats de Pralère sont rajeunis (Lutézien) par J. Van Stuijvenberg (1980) et assimilés aux Conglomérats du Vouan (cf. *infra*). Quant à la masse principale des Grès des Voirons, elle est subdivisée lithostratigraphiquement par cet auteur en quatre niveaux corrélables avec des termes de même faciès et de même âge du flysch du



Nappe du Gurnigel

-  Grès des Voiron et marnes de Boège
-  Conglomérat du Vouan
-  Flysch sous faible couverture et sol de flysch

Nappe des Préalpes médianes

-  "Trias"
-  "Lias"

Wildflysch

-  Jurassique sup. (écaïlle de Juffly)

Fig. 6 - Carte d'affleurements dans le massif des Voiron
(d'après R. Morel, inédit 1985)

Gurnigel des Préalpes romandes ; ces arguments l'incitent à proposer un clivage (par redoublement tectonique) de la série en trois écailles (de Branta, de Saxel, de la Tête du Char), interprétation exprimée par sa carte structurale et ses coupes, données en fig. 5. Il convient cependant de nuancer ce schéma en considérant le levé de R. Morel (1985), effectué sur les mêmes bases, mais qui, traduisant les conditions d'affleurement réelles, en souligne ainsi le caractère interprétatif (fig. 6).

Il y a lieu de signaler d'autre part les nouveaux résultats biostratigraphiques obtenus (Ujetz, 1996 ; Ujetz *et al.*, 1994) sur les grès affleurant au pied des Voirons dans les carrières de Bons et de Fillinges, grès censés appartenir au niveau 2 des Grès des Voirons (Thanétien, Paléocène sup.), mais pour lesquels les associations de foraminifères planctoniques, de dinokystes et de nannoplancton indiquent un âge éocène moyen (Lutétien) à supérieur (Priabonien), voire peut-être oligocène basal (Fillinges). B. Ujetz (1996) envisage de détacher ces termes du reste de la série des Voirons, et d'en faire par exemple des blocs de grès ultrahelvétiques (Grès de Samoëns, récemment attribués à l'Éocène moyen-Oligocène basal par Wernli *et al.*, 1997) pris dans le Mélange infrapréalpin, ce que l'état actuel des connaissances et le relatif isolement de ces affleurements ne permettent ni d'infirmer, ni de confirmer.

e4-5Cg. Conglomérat du Vouan (Yprésien supérieur-Lutétien) (300 à 400 m). Sur le versant oriental des Voirons, dans le ravin de Curselle, les Grès des Voirons s'enrichissent en conglomérats à leur sommet. Ces conglomérats deviennent ensuite prépondérants, avec des bancs épais de 10 à 15 m, séparés par des intervalles gréseux, plus rarement marneux. Les galets, centimétriques à métriques, arrondis ou anguleux, sont polygéniques, avec granite, gneiss, micaschistes, roches vertes, jaspes, grès, et beaucoup plus rarement, calcaires du Malm et du Crétacé inférieur (dont l'Urgonien).

Affleurant sporadiquement dans les ravins du bas versant oriental des Voirons, ces conglomérats forment entièrement le mont du Vouan, en rive gauche de la Menoge, entre Saint-André-de-Boège et Boisinges. Selon J. Van Stuijvenberg (1980), ils détermineraient également en bonne partie l'arête sommitale des Voirons (écaille de Branta), comme indiqué précédemment.

Les nummulites signalées par A. Lombard (1940) : *N. subatacicus*, *N. granifera*, *N. guettardi*, *N. striatus*, *N. incrassatus*, etc. indiquent un âge lutétien à éocène supérieur. Le Lutétien a été seul retenu à cause du terme suivant.

e5-6. Marnes de Saxel (Lutétien supérieur-Bartonien) (plus de 1 000 m ; épaisseur apparente). Bien que le contact précis avec le conglomérat du Vouan n'ait pu être observé (il s'en faut de quelques décimètres à Chauffemérande, sur le flanc oriental du Vouan), cet ensemble marneux semble succéder normalement au conglomérat, même si le changement de faciès est brutal.

Les Marnes de Saxel – définies et décrites par J. Van Stuijvenberg et R. Jan Du Chêne (1981) sous le nom de Marnes de Boège –, sont visibles dans le lit du ruisseau qui traverse Saxel, dans les pentes qui dominent le village à l'Est et dans les ravins que coupe la D20 entre Saxel et Boège: ce sont des marnes grises, à patine beige ou brunâtre, coupées de petits bancs de grès. Leur épaisseur apparente dépasse largement les 1 000 m.

La microflore et les nannofossiles calcaires (Van Stuijvenberg et Jan Du Chêne, *ibid.*) indiquent l'Éocène moyen (Lutétien supérieur–Bartonnien), ce qui ferait des Marnes de Saxel le terme le plus jeune connu de toute la nappe du Gurnigel.

À nouveau, les récentes découvertes micropaléontologiques de B. Ujetz (1996) tendraient à rajeunir encore cet âge (associations de foraminifères planctoniques indiquant le sommet du Priabonien, Éocène supérieur), ce qui inciterait à rechercher pour ces Marnes de Saxel une origine paléogéographique éventuellement différente de celle (ou celles) du reste de la série des Voirons.

Série à prédominance gréseuse (Priabonien ?) (épaisseur inconnue). Au NNE de Burdignin, des niveaux gréseux, affleurant sporadiquement entre Chez-le-Roch et le massif de la Tête du Char, représentent peut-être le sommet de la série des Voirons : surmontant les Marnes de Saxel, ces grès seraient donc priaboniens, ce qui va dans le sens des observations de B. Ujetz (1996). À l'opposé, J. Van Stuijvenberg (1980) pense y reconnaître les équivalents des divers niveaux des Grès des Voirons répétés tectoniquement, formant l'écaille de la Tête du Char. Les faciès rappellent effectivement ceux des Grès des Voirons avec, cependant, davantage d'horizons bioclastiques à corallinacées.

Flysch du forage Fay1, d'attribution incertaine (Éocène moyen ?) (environ 330 m ?). Comme indiqué plus haut, le forage Faucigny 1 (Fay1), a traversé, avant d'atteindre les formations mésozoïques ultrahelvétiques des Préalpes externes, 332 m de sédiments de type flysch, en majeure partie non datés, sauf à leur base où ont été découvertes *Globoborotalia cf. spinulosa* et *G. spinuloinflata* (formes autochtones ou remaniées ?) selon le rapport d'ESSO-REP (1970).

Il semble donc logique de considérer au moins une partie de ces flyschs comme équivalente méridionale du flysch des Voirons (par exemple les Marnes de Saxel), hypothèse déjà envisagée par J. Van Stuijvenberg en 1980. C'est aussi la solution adoptée par R. Plancherel dans son dessin du profil Voirons–Môle (cf. encart). Il faut souligner cependant que l'absence de tout affleurement et la relative carence de données de forage, obtenues à partir de cuttings, interdisent toute conclusion par trop affirmative.

PRÉALPES MÉDIANES (MÔLE, BRASSES, MIRIBEL)

Les Préalpes médianes, qui occupent le quart oriental de la feuille Annemasse, sont représentées, du Nord au Sud, par les massifs de la pointe de Miribel (1 581 m), de la pointe des Brasses (1 503 m) et du Môle (1 863 m). Leur série stratigraphique s'étend du Trias supérieur à l'Éocène moyen et appartient au domaine subbriançonnais, caractérisé par une organisation paléogéographique très complexe et une grande mobilité dans l'espace et dans le temps.

t6-7. Dolomies, cargneules, argilites (Norien ?-Rhétien) (au moins 100 m). Tous les auteurs s'accordent pour considérer les cargneules comme le terme lithologique le plus ancien, rencontré dans les Préalpes médianes figurant sur la feuille Annemasse (massifs de la pointe des Brasses, de la pointe de Miribel et du Môle). Ces cargneules soulignent souvent des contacts tectoniques importants : plan de chevauchement basal de la nappe des Préalpes médianes, décrochements majeurs, base d'écaillés tectoniques (fréquentes au front des Préalpes médianes). Leur épaisseur est estimée à une trentaine de mètres (Balmer et Olmari, 1983) dans le massif de la pointe des Brasses (région de Vorpet).

Les cargneules sont surmontées, dans le flanc oriental du Môle (Lombard et Wernli, 1977), par une suite de terrains qui, probablement recouverts par les dépôts quaternaires, n'apparaissent pas au Nord de Saint-Jeoire. Se succèdent, de bas en haut, des dolomies blondes noriennes (?), visibles sur une trentaine de mètres d'épaisseur, des calcaires lumachelliques « rhétiens », d'à peine 20 m de puissance, et des dolomies jaunes et noires « rhétiennes », d'environ 5 m d'épaisseur. Sur le flanc occidental du massif de la pointe des Brasses, F. Balmer et F. Olmari (1983) confèrent aux dolomies blondes, une puissance maximale de 60 m.

Les dolomies blondes peu calcaires, en bancs de 20 à 40 cm séparés par des interbancs plus marneux jaunes à verts, correspondent à des dolomicrites ou dolosparites, et passent vers le haut à un faciès oolitique dolomitique. Dans ce membre lithologique, L. Zaninetti (1977) signale *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp. aff. *G. friedli*, *G.* sp. aff. *G.* ex. gr. *parallela-expansa*, *G.* sp., *Planiinvoluta carinata*, *Agathammina* sp. aff. *A. austroalpina* ? Cette association, largement représentée dans le Norien-« Rhétien » du domaine alpin, caractérise un environnement assez confiné du domaine méso- à infralittoral (Zaninetti, 1977). Ces dolomies blondes, qui affleurent dans le massif de la pointe de Miribel, ont fourni une microfaune semblable à celle du versant oriental du Môle : *Glomospirella friedli*, *Agathammina austroalpina*, *Trochammina* aff. *jaunensis*, *Involutina* sp. (déterminations Altiner, in Papillon, 1980).

Les calcaires lumachelliques regroupent un ensemble de faciès calcaires plus ou moins dolomitiques, parfois argileux (schistes noirs) ou quartzeux (grès bruns à 60 ou même 80 % de quartz détritique), mais riches en organismes : spongiaires, coraux, pentacrines, brachiopodes (*Terebratula (Rhetina) gregaria*), gastéropodes, bivalves (*Rhaetavicula*

contorta, *Modiola* sp., *Lopha* sp.). Dans la partie supérieure des calcaires lumachelliques, apparaît un banc repère (0,70 m) de calcaire spathique, couronné par un hardground très minéralisé et riche en débris de vertébrés. Les calcaires lumachelliques sont généralement rattachés au Rhétien (Trias sommital); ils ont été individualisés sur la feuille Samoëns-Pas-de-Morgins, ce qui n'est pas le cas sur la feuille Annemasse, vu la trop faible étendue des affleurements. L. Zaninetti (1977) a identifié dans ce complexe de faciès, en plus de très nombreuses *Glomospirella friedli*, une association composée de *G.* sp. aff. *G. parallela*, *Nubecularia* sp. aff. *N. nitida*, *Orthella* sp., *Agathammina?* sp., *Ophthalmidium* sp.?, *Trochammina* sp.; du fait de la grande abondance de *Glomospirella friedli* et de *G.* sp. aff. *G. parallela*, cet auteur rattache les calcaires lumachelliques au Norien supérieur—« Rhétien ».

Les dolomies jaunes et noires, qui couronnent la série triasique, sont disposées en bancs d'une vingtaine de centimètres; elles n'ont livré aucune faune jusqu'à présent, mais appartiennent très probablement au Rhétien.

11. Calcaires blancs (Hettangien) (20 à 70 m). La Formation des Calcaires blancs, définie (Balmer et Olmari, 1983) dans le massif de la pointe des Brasses, engendre souvent dans le paysage une petite falaise qui peut être confondue avec celle des Calcaires massifs du « Malm »; parfois, elle se présente en bancs de 10 à 50 cm d'épaisseur. D'une puissance de 20 à 70 m au Nord de la vallée de Saint-Jeoire, elle comprend trois unités lithologiques, toujours riches en débris de crinoïdes et d'échinides, de bas en haut : des calcaires à ooïdes et des brèches de collapse, des calcaires gréseux et des calcaires à entroques.

Au lieu-dit les Places, au Sud-Est de Bogève, les calcaires à ooïdes sont représentés par des bancs de 20 à 50 cm de grainstones à ooïdes, au sein desquels sont signalées (Balmer et Olmari, 1983) des figures de tempestites. Les calcaires gréseux, disposés en bancs de 1 à 2 m, à patine jaunâtre et cassure brunâtre à bleuâtre, peuvent renfermer jusqu'à 60% de quartz détritique. Quant aux calcaires à entroques, ils sont constitués de bancs de 15 à 30 cm de grainstones, dans lesquels un niveau de tapis algaires a été découvert. D'après F. Balmer et F. Olmari (1983), les Calcaires blancs du massif de la pointe des Brasses correspondent à des dépôts de plate-forme carbonatée interne, peu profonds, entrecoupés d'au moins deux phases d'émersion, et proches d'un environnement deltaïque.

Dans le massif de la pointe des Brasses, les Calcaires blancs, qui se terminent ici par un hardground riche en fossiles du Sinémurien supérieur, sont attribués à l'Hettangien par encadrement. Dans le massif de la pointe de Miribel, cette formation semble beaucoup moins développée, tandis qu'au Môle elle ne serait représentée que par quelques décimètres de calcaires lithographiques et de grès glauconieux (Lombard et Wernli, 1977; Peterhans, 1926).

l2-4. **Brèches à nodules ferrugineux et phosphatés ; Calcaires échinodermiques (Sinémurien supérieur–Toarcien ?)** (environ 100 m). Sur la feuille Annemasse, les terrains du Sinémurien supérieur (Brèches à nodules ferrugineux et phosphatés) et du Pliensbachien *p.p.* (Calcaires échinodermiques), d'une épaisseur maximale voisine de 100 m, ont été regroupés sous le même sigle, vu la trop faible épaisseur des faciès du Sinémurien supérieur, qui ne pouvaient pas être individualisés dans une cartographie à 1/50 000.

• **Brèches à nodules ferrugineux et phosphatés** (Sinémurien supérieur–Pliensbachien inférieur ?) (2 m maximum). F. Balmer et F. Olmari (1983) ne signalent ces terrains qu'en un seul point du massif de la pointe des Brasses, au lieu-dit les Places, alors que J.L. Dommergues et C. Meister (1989) les ont étudiés en deux autres sites (la Joux, la Tassonnière). Ces brèches à nodules ferrugineux et phosphatés, qui n'ont qu'1 à 2 m d'épaisseur, ont cependant fait l'objet d'études particulières à la Fontaine aux Ammonites et près de Haut-Fleuri, sur le versant oriental du Môle (Bertrand, 1892 ; Charollais et Wernli, 1995 ; Dommergues, 1982 ; Dommergues et Meister, 1989 ; Lombard, 1983 ; Lombard et Wernli, 1977 ; Peterhans, 1926 ; Zaninetti, 1977).

Dans le massif de la pointe des Brasses, les brèches à nodules ferrugineux et phosphatés correspondent à un niveau de condensation comprenant divers faciès avec hard grounds : calcilutites, biocalcarénites, stromatolites en dômes et colonnettes (Balmer et Olmari, 1983). La faune comprend de nombreuses bélemnites et ammonites, et des foraminifères (Zaninetti, *in* Balmer et Olmari, 1983) : *Involutina liassica*, *Trocholina turris*, *T. sp.*, *T. sp. aff. T. granosa*, *Ophthalmidium* « *carinatum* », *Ophthalmidium sp.*, épistominidés, nodosariidés (*Frondicularia sp.*, *Nodosaria sp.*, *Lenticulina sp.*, *Marginulina sp.*, *Dentalina sp.*). Cette association d'âge sinémurien *s.l.*, qui diffère fondamentalement de celle des Calcaires blancs de l'Hettangien sous-jacents, caractérise un milieu marin ouvert de bordure de plate-forme externe, soumise à des courants de type up-welling (Balmer et Olmari, 1983). Plus récemment, J.L. Dommergues et C. Meister (1989) citent deux gisements d'ammonites du Sinémurien supérieur dans le massif de la pointe des Brasses, à la Joux et à la Tassonnière, où ces auteurs ont recueilli plusieurs centaines d'exemplaires d'*Echioceras gr. quenstedti* et près d'une centaine d'*Epideroceras gr. lorioli*.

Sur le versant oriental du Môle, les brèches à nodules ferrugineux et phosphatés, d'à peine 1 m d'épaisseur, renferment une association de foraminifères d'âge sinémurien supérieur (Zaninetti, 1977). Cet auteur y a reconnu : *Involutina liassica*, *Trocholina cf. granosa*, *T. turris*, *T. sp. aff. T. umbo*, *T. sp.*, *Ophthalmidium sp. aff. O. « carinatum »*, *O. cf. martanum* ? *O. leischneri*, *O. sp.*, avec de très nombreux nodosariidés de grande taille, enroulés, partiellement déroulés ou unisériés. Les brèches à nodules ferrugineux et phosphatés traduisent par leur macrofaune (Favre, 1867 ; Peterhans, 1926), un épisode marin profond, dont témoigne également la microfaune à caractère de « bassin » (Zaninetti, 1976). Toujours sur le versant oriental du Môle, J.L. Dommergues et C. Meister (1989) ont recueilli de nombreuses ammonites dans deux

gisements cités par E. Peterhans (1926) au lieu-dit Haut-Fleury. Toutes les faunes récoltées se rapportent au Sinémurien supérieur : *Plesechioceras*? sp., *Gleviceras* aff. *subguibalianum*, *Eoderoceras*? sp., *Paltechioceras boehmi*, *P.* aff. *insigne*, *Echioceras* gr. *raricostatum*, *E.* gr. *quenstedti*, *Epideroceras lorioli*, *E. lorioli* (forme *hugi*), *Leptechioceras meigeni*, Oxynoticeratidae.

D'après A. Lombard et R. Wernli (1977), à la Fontaine aux Ammonites (Môle), les brèches à nodules ferrugineux et phosphatés sont surmontées par quelques décimètres de calcaires spathiques, riches en débris d'échinides, dans lesquels L. Zaninetti (1977) a identifié une microfaune dominée par des foraminifères porcelanés (*Ophthalmidium* sp.) et agglutinés à microgranulaires, caractéristiques du Pliensbachien inférieur (= Carixien); ces faciès appartiennent très probablement à la partie inférieure de la formation sus-jacente (Calcaires échinodermiques).

• **Calcaires échinodermiques** (Pliensbachien *p.p.*-Toarcien?) (100 m maximum). La Formation des Calcaires échinodermiques, qui peut atteindre une centaine de mètres d'épaisseur, bien développée dans les secteurs du Môle et de la pointe des Brassés, constitue la véritable ossature morphologique de ces massifs (pentes abruptes, parois). Elle est particulièrement bien représentée dans la partie nord-est du Môle. A. Lombard (1983) la signale dans la vallée du Giffre et entre le Pont du-Risse et l'Éponnet, où elle constitue une bonne partie des régions hautes du flanc oriental du Môle. Par contre, elle affleure moins bien dans le massif de la pointe de Miribel. Les Calcaires échinodermiques, généralement en bancs massifs, compacts, de 3 à 50 cm, ont une patine foncée, brunâtre, bleuâtre ou grisâtre; la stratification est parfois soulignée par des bancs de silex. Bien que d'apparence assez homogène, les Calcaires échinodermiques montrent des variations d'épaisseur et de lithologie, verticalement et latéralement. En effet, ces calcaires spathiques, plus ou moins grossiers, passent quelquefois à des calcschistes et peuvent renfermer de petits éléments dolomitiques.

Le contenu faunistique semble assez constant : spicules d'éponges, fragments de bryozoaires, brachiopodes, gastéropodes. Les foraminifères identifiés (*Ophthalmidium* sp., *Planinivolva* sp., nodosariidés, verneuilinidés) s'accordent avec un âge pliensbachien *s.l.* J.L. Dommergues et C. Meister (1989) attribuent au Carixien inférieur, la partie inférieure des Calcaires échinodermiques dans les deux sites qu'ils décrivent à Haut-Fleury (versant oriental du Môle), par analogie avec des niveaux semblables dans la klippe des Annes (feuille Annecy-Bonneville). Sur le versant méridional du Môle, au bas d'Ambège (Sous-Ambège), A. Lombard (1983) cite une association d'ammonites, déterminée par R. Mouterde et caractéristique du Carixien basal (Zone à *Jamesoni*), comprenant *Polymorphytes lineatus*, *P. mixtus*, *Oxynoticeras* sp., *Coeloceras* cf. *subpettos*, *Phylloceras* sp., *Metaderoceras submuticum*?, *Platypleuroceras* sp. aff. *caprarius*, *P.* cf. *rotundum*, *Polymorphytes*? sp. *granuliferum*.

M. Septfontaine (1983) a démontré le diachronisme des Calcaires échinodermiques, qui se poursuivraient jusque dans le Bajocien, plus au Nord-Est, dans la région de la Dent d'Oche (feuille Thonon-les-Bains).

En conclusion, sur la feuille Annemasse, si la base des Calcaires échinodermiques peut être attribuée avec assez de certitude au Carixien, la datation de leur sommet reste hypothétique, d'autant plus que A. Lombard (1983) mentionne, au Môle (haut d'Ambège), un gisement d'ammonites du Toarcien moyen dans un affleurement tectonisé et isolé, qu'il rattache pourtant aux Calcaires échinodermiques.

Se basant sur la présence de faciès de haute énergie (grainstones), de figures de courant (laminations) et de glauconie, F. Balmer et F. Olmari (1983) estiment que le milieu de dépôt des Calcaires échinodermiques se situerait en bordure d'une plate-forme externe, vers le sommet du talus.

j₁B. Formation des Brasses (Toarcien ?–Aalénien–Bajocien ?) (50 à 300 m). La Formation des Brasses, définie formellement par M. Septfontaine (1983) dans la partie méridionale du massif de la pointe des Brasses, est caractérisée par une succession monotone de bancs de 40 à 70 cm, calcaires compacts à grain fin, siliceux (spongolites) gris-noir. La silice se présente en rognons de silex foncés et en lits siliceux (certains atteignent 2 m d'épaisseur, d'après Balmer et Olmari, 1983), plus abondants dans la partie supérieure de la formation; la partie inférieure montre un faciès plus schisteux. Les bancs sont séparés par des joints secs ou des niveaux de calcschistes gris brun peu épais. Sur le flanc méridional du massif de la pointe des Brasses (la Tour), la puissance de cette formation atteint 300 m alors qu'elle est réduite à 50 m sur le versant septentrional.

Le passage de la Formation des Brasses à celle des Calcaires échinodermiques sous-jacente est progressif; il en est de même pour la limite avec la formation du Staldengraben, qui la surmonte.

Les fossiles à valeur biostratigraphique sont pratiquement absents dans la Formation des Brasses, à l'exception de rares bélemnites, qui accompagnent des traces de *Cancellophycus*. La microfaune ne permet pas de datation précise. M. Septfontaine (1983) cite *Haplophragmoides* sp. nov., *Planiinvoluta carinata*, *Ophthalmidium* sp., *Earlandia* sp. Pourtant, cet auteur a pu démontrer qu'à grande échelle cette formation présente un fort diachronisme; pour la partie des Préalpes médianes figurant sur la feuille Annemasse, soit les massifs du Môle, des pointes des Brasses et de Miribel, il estime que la Formation des Brasses débiterait probablement dans le Toarcien pour monter jusque dans l'Aalénien–Bajocien.

j₂₋₄St. (Bajocien–Bathonien–Callovien inférieur ?) Formation du Staldengraben (26-180 m). Du fait de sa nature essentiellement marneuse, la Formation du Staldengraben se marque dans la morphologie, soit par des dépressions, soit par des pentes plus ou moins raides au pied des parois calcaires du « Malm ». Anciennement appelée « Marnes schisteuses à Posidonies » dans les massifs du Môle et de la pointe des Brasses (Bertrand, 1892; Chaix, 1913), cette unité lithologique a été formellement définie (Septfontaine, 1983), près du lac Noir (canton de Fribourg, Suisse), dans le ravin du Staldengraben. Il s'agit d'une alternance monotone de bancs de calcaires marneux ou grésograveleux,

parfois à odeur fétide, et de schistes marneux, plus ou moins calcaires, avec des niveaux riches en ammonites et en traces de *Cancellophycus*. Au microscope, les calcaires sont assez uniformes dans leur composition et renferment toujours des filaments, des spicules, des débris d'échinides et des petits foraminifères tels que *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., *Epistomina* sp., *Reophax* sp., nodosariidés, protoglobigérines. En plus de cette association, A. Lombard (1983) mentionne également, dans un affleurement sous le rocher Blanc (versant septentrional du Môle) *Bullopورا* sp., *Ophthalmidium* sp., *Planiinvoluta* sp., *Valvulina conica* et quelques miliolles. Les microlaminations et le granoclassement de certains bancs calcaires ont incité F. Balmer et F. Olmari (1983) à interpréter ces alternances, comme l'accumulation de dépôts turbiditiques dans des bassins plus ou moins subsidents.

La Formation du Staldengraben, dont les variations latérales d'épaisseur sont énormes, atteint 2000 m de puissance dans la partie interne des Préalpes médianes fribourgeoises (Suisse). Sur la feuille Annemasse, F. Balmer et F. Olmari (1983) estiment son épaisseur à 40 m dans le Sud du massif de la pointe des Brasses et à 180 m dans la partie septentrionale du massif (cascade des Poses). Au Môle, aux environs de Cizon, la puissance de la Formation du Staldengraben oscille autour de 26 m.

Plusieurs gisements fossilifères (les Allys, Chêne-d'Or) sont signalés dans le massif de la pointe des Brasses (Balmer et Olmari, 1983). Outre les bivalves et les bélemnites, ces auteurs ont recueilli des ammonites (déterminations R. Elmi) : *Leptosphinctes* cf. *subdivisus*, *Nannolytoceras* (*Eurystomiceras*) *polyhelictum*, *N. tripartitum*, forme caractéristique de la base du Bajocien supérieur (Zone à *Subfurcatum*); cette ammonite avait déjà été signalée sur le versant oriental du Môle (Grobet, 1968). Sur ce même versant, A. Lombard (1983) a recueilli dans la Formation du Staldengraben, qui affleure dans le talus de la route reliant Ossat à Champ-Fleuri, des ammonites du Bathonien inférieur, plus précisément de la Zone à *Zigzag* (*Oxycerites* sp., *O.* cf. *fallax*, *Echeticoceras* (*Zeissoceras*) gr. *primaevum*), du Bajocien-Bathonien (*Phylloceras* sp., *Holcophylloceras* sp., *H.* gr. *mediterraneum*, *Cadomites* sp.), du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur (*Bigotites* sp.) et du Bajocien supérieur (*Garantiana* sp.). Dans un autre gisement (à l'Est de Rionfer), sur le versant sud-est du Môle, A. Lombard (1983) cite encore des formes du Bajocien supérieur (*Garantiana baculata*, *G.* sp., *Bigotites* sp.) et du Bajocien moyen-supérieur (*Partschiceras viator*, *Normannites* sp.). Les ammonites de ces deux sites, déterminées par C. Mangold, caractérisent le Bajocien supérieur et le Bathonien inférieur.

En conclusion, la Formation du Staldengraben, diachrone à grande échelle, a donc livré au Môle et dans le massif de la Pointe des Brasses, des ammonites qui s'étendent du Bajocien supérieur au Bathonien. Pourtant, dans sa monographie sur le Môle, A. Lombard (1983) considère, sans que d'autres arguments paléontologiques soient apportés, que la Formation du Staldengraben (= « Marnes à Posidonies » des auteurs) y est comprise « entre le Bajocien moyen, éventuellement inférieur et le Callovien inférieur ».

j4-5HP. Formation de la Haute-Pointe (Callovien supérieur ?–Oxfordien inférieur ?) (12 à 30 m). Définie par M. Septfontaine (1983) dans le massif de la Haute-Pointe (feuille Samoëns–Pas-de-Morgins), cette formation calcaire et siliceuse se rattache morphologiquement à la base de la « paroi du Malm » ; elle se marque souvent dans le paysage par une petite barre. La partie supérieure de la formation apparaît plus massive à proximité des Calcaires noduleux rouges sus-jacents (= « Argovien » des auteurs), tandis que sa base, plus tendre, est parfois couverte par la végétation.

Constituée de calcaires siliceux gris clair ou gris foncé, en bancs généralement de 10 à 20 cm d'épaisseur, et de calcschistes siliceux durs, la Formation de la Haute-Pointe est caractérisée par de nombreux silex en rognons ou en lits, gris foncé à noirs. D'après M. Septfontaine (1983), cette unité lithologique présente une grande constance pétrographique ; il s'agit de micropelsparites à silice diffuse, riches en filaments, avec fragments d'échinides, quelques spicules de spongiaires et des foraminifères (*Spirillina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Lenticulina* sp., *Cyclogyra* sp., textulariidés, verneuulinidés, rares protoglobigérines, miliolés). En outre, au Môle, A. Lombard (1983) relève dans plusieurs affleurements, la présence de *Planiinvoluta* sp., *Glomospira* sp., *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* sp. La lithologie et la faune de la Formation de la Haute-Pointe laissent suggérer un paléoenvironnement de mer ouverte, de basse énergie, relativement profond (circalittoral ?).

La Formation de la Haute-Pointe atteint une trentaine de mètres d'épaisseur au Môle et dans la partie méridionale du massif de la pointe des Brasses. Par contre, au Sud-Est de la pointe de Miribel, R. Papillon (1980) lui attribue une épaisseur minimale de 12 m.

Faute de marqueurs paléontologiques significatifs, notamment d'ammonites, la Formation de la Haute-Pointe ne peut être datée qu'approximativement, par encadrement et par analogie avec des équivalents fossilifères probables. Actuellement, elle est située (Septfontaine, 1983) à la limite Callovien supérieur/Oxfordien inférieur.

j5A. Calcaires noduleux rouges : « Argovien » auct. (Oxfordien moyen) (0 à 60 m). Les Calcaires noduleux rouges sont bien repérables sur le terrain, grâce à leur aspect « noduleux » et à leurs teintes vives et diversifiées (brun-rouge, verte, grise), parmi lesquelles la couleur rougeâtre prédomine. Dans le massif de la pointe des Brasses, F. Balmer et F. Olmari (1983) ont identifié quatre principaux faciès au sein de cette formation ; par ordre d'importance, ce sont des calcaires noduleux rougeâtres, des schistes argileux rouges, des calcaires gris et des calcaires échinodermiques.

Les calcaires noduleux rougeâtres, dont la structure résulte de phénomènes de dissolution (présence de nombreux stylolites), sont constitués de nodules biomicritiques, enrobés d'une pellicule argileuse et ferrugineuse ; R. Papillon (1980) y mentionne la présence de silex au Martinet (Nord de la pointe de Miribel). Ces faciès renferment des *Aptychus* et

des ammonites partiellement dissoutes, avec une face inférieure préservée et une face supérieure complètement érodée. Les calcaires noduleux rougeâtres, qui rappellent l'« Ammonitico rosso », correspondent à un faciès condensé, déposé en milieu pélagique sur des fonds probablement instables. Quant aux schistes argileux rouges, ils peuvent simuler les « Couches rouges » du Crétacé supérieur. Les calcaires gris rappellent les faciès de la Formation de la Haute-Pointe, mais sont dépourvus de silex. Les calcaires échinodermiques apparaissent au microscope comme des biomicrites à débris d'échinides, de bryozoaires et de bivalves.

Au Sud de la pointe des Brasses, sur le versant oriental de ce massif, l'épaisseur de la Formation des Calcaires noduleux rouges passe de 20 m (Pouilly, rocher du Turchon) à 50 m (chalets de la Joux); au Nord-Est de la pointe des Brasses, elle atteint 60 m (colline de Bouttecul). Par contre, elle semble absente dans la région de Bellevouarde (Est de la pointe des Brasses). Les Calcaires noduleux rouges, qui affleurent au Sud du sommet de la pointe de Miribel, ont été utilisés pour la fabrication des stèles du chemin de Croix.

Dans la littérature, les anciens auteurs ont cité de nombreuses ammonites, qui n'ont pas été révisées jusqu'à présent. *Perisphinctes plicatilis* (rocher du Turchon; Favre, 1867), *Rhacophyllites tortisulcatus*?, *Perisphinctes plicatilis*, *Peltoceras toucasianum*, *Aspidoceras perarmatum* (carrière de Pouilly; Favre, *ibid.*), *Peltoceras transversarium*, *Oppelia trimarginata*, *Phylloceras tortisulcatum*, *Perisphinctes* aff. *aeneas*, *P.* aff. *navillea* (pointe des Brasses; Chaix, 1913). W. Flumet (1964) fait mention de *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Perisphinctes plicatilis*, *Calliphylloceras manfredi*, *Lytoceras polyanchomenum*, *L. orsini* et *Aspidoceras perarmatus*. Au vu de ces associations, tous les auteurs attribuent la Formation des Calcaires noduleux rouges à l'Oxfordien moyen (Zone à *Transversarium*).

La microfaune s'accorde avec cette datation; en plus des radiolaires, des filaments, des saccocomidés, des *Globochaete alpina*, elle comprend des foraminifères: *Spirillina* sp., *Valvulina* sp., *Conicospirillina* sp., *Bolivina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Lenticulina* sp., protoglobigérines, nodosariidés. En outre, A. Lombard (1983) signale dans la Formation des Calcaires noduleux rouges du Môle, une dent de sélacien (déterm. Beaumont): il s'agit de *Sphenodus (Orthocodus) cf. longidens*.

j7-n1M. Calcaires massifs: « Malm » auct. (Tithonien-Valanginien inférieur). (0 - 150 m). Pour les anciens auteurs, le terme « Malm » était employé dans un sens purement lithostratigraphique et servait à dénommer une grande barre calcaire qui incluait des terrains du Dogger, du Jurassique supérieur, voire de la base du Crétacé inférieur. Il est donc plus judicieux d'utiliser le terme informel de « Calcaires massifs » pour désigner une unité lithologique qui englobe plusieurs faciès et qui forme, à l'Est et au Nord-Est de la pointe des Brasses, la véritable ossature morphologique de ce massif: parois abruptes, grands dômes lapiazés. Sa puissance atteint ici 150 m. Sur le versant occidental de la pointe des Brasses, au front des Préalpes médianes, les Calcaires massifs

sont moins épais et n'apparaissent qu'en écailles tectoniques. D'après F. Balmer et F. Olmari (1983), dans le massif de la pointe des Brassés, les Calcaires massifs débutent, à la base, par un calcaire noduleux (biomicrite) beige clair, avec une fine pellicule argileuse internodulaire, et se poursuivent par un calcaire compact massif fin (biomicrite), parfois en bancs de 0,30 à 2 m, beige clair à gris verdâtre, riche en stylolites, avec quelques niveaux d'intraclasts. Les silex ne sont pas très fréquents.

Dans le massif de la pointe de Miribel l'épaisseur des Calcaires massifs ne dépasserait pas 10 à 20 m (Papillon, 1980) ; cette formation peut même manquer, comme c'est le cas au Nord-Ouest de cette pointe, elle-même formée de Calcaires massifs (région du Martinet et du Replan). Selon A. Lombard (1983), au Môle, l'extension des Calcaires massifs est faible, puisqu'elle se limite à la partie orientale du flanc nord. En plusieurs points du Môle, les Calcaires massifs semblent même être absents.

En lame mince, les Calcaires massifs ont révélé un ensemble faunistique caractéristique de mer ouverte et de milieu pélagique : radiolaires, saccocomidés, *Globochaete alpina*, spicules d'éponges, filaments, microgastéropodes, nombreux foraminifères : *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Valvulina* sp., *Ophthalmidium* sp., protoglobigérines, nodosariidés. De plus, R. Papillon (1980) signale, dans le massif de la pointe de Miribel, plusieurs associations de calpionelles identifiées par J. Remane et caractéristiques des zones A (base) (*Crassicolaria* sp., *C. intermedia*), A (sommet) (*Calpionella alpina*, *C. brevis*), B et C (*Calpionella alpina*, *Crassicolaria parvula*), E (*Tintinnopsella carpathica*, *T. longa*, *Calpionellites darderi*). Ces zones A, B, C et E représentent respectivement le Tithonien supérieur, le Tithonien sommital-Berriasien inférieur, le Berriasien moyen et le Valanginien inférieur *p.p.* La Zone D (Berriasien supérieur-Valanginien basal) n'a pas été reconnue jusqu'à présent dans le massif de la Pointe de Miribel. D'autre part, A. Lombard (1983) mentionne dans les Calcaires massifs du Môle une association (*Calpionella alpina*, *C. elliptica* prédominante) également déterminées par J. Remane, et qui appartient à la partie supérieure de la Zone C (Berriasien moyen).

En conclusion, les Calcaires massifs doivent être rattachés à l'intervalle compris entre le Tithonien et le Valanginien inférieur. Dans cette partie des Préalpes médianes, le terme de « Malm » des anciens auteurs est donc particulièrement mal approprié. Sur la feuille Samoëns-Pas-de-Morgins, adjacente à la feuille Annemasse, R. Plancherel (1998) relève que la répartition des calpionelles dans les Calcaires massifs (= « Malm » *auct.*) montre en tout cas que le Berriasien est, de fait, encore englobé dans le sommet de cette formation.

nP. Calcaires en plaquettes (Néocomien s.l.) (0 à environ 50 m). La Formation des Calcaires en plaquettes correspond à un empilement de petits bancs d'ordre centimétrique à décimétrique (mais toujours inférieur à une trentaine de centimètres), qui termine la « barre » des Calcaires massifs sous-jacents. Comme le remarque R. Plancherel (1998) dans la notice de la feuille Samoëns-Pas-de-Morgins, le passage des calcaires en gros bancs du « Malm » *auct.* aux Calcaires en pla-

quettes s'opère de manière insensible, si bien que la limite cartographique entre ces deux formations est plutôt arbitraire; en fait elle ne repose que sur des arguments morphologiques (rupture de pente).

Les Calcaires en plaquettes sont caractérisés par des calcaires fins (biomicrites), à cassure conchoïdale, gris beige clair à la base, plus foncés au sommet, avec des silex en lits ou en rognons; ces derniers sont beaucoup plus fréquents au sommet qu'à la base, où ils sont quasiment absents. A Plaine-Joux (Sud de la pointe de Miribel), des lentilles de silex déformées soulignent des slumps fréquents dans cette formation.

D'après F. Balmer et F. Olmari (1983), les Calcaires en plaquettes sont bien représentés dans la partie nord-est du massif de la pointe des Brasses, où ils peuvent atteindre une cinquantaine de mètres de puissance; ils n'apparaissent que très localement dans le Sud de ce massif et manquent sur le front externe. R. Papillon (1980) les cite en plusieurs points du massif de la pointe de Miribel, sans en donner les épaisseurs. Au Môle, A. Lombard (1983) n'a pas individualisé cette formation en tant que telle, mais l'a intégrée dans la partie sommitale des Calcaires massifs (= « Malm » *auct.*).

Comme les Calcaires massifs, les Calcaires en plaquettes renferment, outre des débris d'échinides, des radiolaires, des filaments, *Globochaete alpina*, des foraminifères (*Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., verneuiliinidés) et des calpionelles, sur lesquelles reposent les datations; d'autre part, comme l'a montré R. Papillon (1980), ils sont riches en coccolithes et nannoconidés.

L'âge de la base et du sommet des Calcaires en plaquettes varie suivant les points. Ainsi, F. Balmer et F. Olmari (1983) ont découvert, dans la partie inférieure de cette formation, des associations de calpionelles du Tithonien supérieur, au Sud de la pointe des Brasses (Pouilly, Herbette), et du Berriasien supérieur au Nord-Est de ce sommet (Prés-Chevriers). Dans cette région (Prés-Chevriers), ces mêmes auteurs signalent, au sommet de la formation, des nannoconidés (*Nannoconus kamptneri*, *N. boneti*, *N. bermudezi*) qu'ils rattachent avec réserve à l'Hauterivien-Barrémien. Dans la portion des Préalpes médianes qui figurent sur la feuille Annemasse, la Formation des Calcaires en plaquettes présente de nombreuses lacunes sédimentaires, dues à une sédimentation dans une zone probablement très mobile. D'autre part, le diachronisme des Calcaires en plaquettes et de la partie supérieure des Calcaires massifs pose des problèmes aux cartographes; c'est ce qui explique que, dans les massifs de la pointe des Brasses et de la pointe de Miribel, ces deux formations ont été individualisées, alors qu'elles ont été réunies dans le Môle.

c-eR. Couches rouges (Albien-Éocène moyen) (20 à 150 m). La Formation des Couches rouges apparaît sur toute la portion des Préalpes médianes figurant sur la feuille Annemasse, quoiqu'elle soit plus fréquemment visible dans le massif de la pointe des Brasses que dans ceux du Môle et de la pointe de Miribel. Elle constitue un ensemble monotone de calcaires fins, plus ou moins argileux, en petits bancs

d'ordre centimétrique, et de marnes schisteuses. Facilement repérable sur le terrain par ses couleurs vives, rouges, verdâtres ou grisâtres, cette formation, très ductile et souvent plissotée, affleure généralement assez mal, dans des zones déprimées et des combes, où elle est souvent partiellement recouverte par la végétation. À l'échelle microscopique, ce sont des biomicrites, plus ou moins argileuses, riches en radiolaires et en foraminifères planctoniques, parmi lesquels les globotruncanidés et les globorotalidés permettent des datations précises.

Les épaisseurs varient considérablement d'une région à l'autre. Dans le massif de la pointe des Brasses, les Couches rouges atteignent 150 m de puissance au Nord-Est, alors qu'elles sont réduites à 20 ou 30 m, au Sud. Dans les autres parties des Préalpes médianes figurant sur la feuille Annemasse, les affleurements ne permettent pas d'évaluer les épaisseurs avec suffisamment de précision.

Dans le massif de la Pointe des Brasses, F. Balmer et F. Olmari (1983), se basant sur les associations de foraminifères planctoniques, ont démontré que dans cette région la base des Couches rouges appartiendrait à l'Albien et que leur sommet devrait être rapporté à l'Éocène moyen. Cependant ces auteurs restent prudents quant au rattachement des terrains d'âge albien (microsparites d'aspect porcelané), à la Formation des Couches rouges. Ils n'excluent pas qu'il puisse exister, à la base des Couches rouges des Préalpes médianes figurant sur la feuille Annemasse, des équivalents latéraux de la Formation de l'Intyamon (= Complexe schisteux intermédiaire *auct.*), citée par R. Plancherel (1998) dans la notice explicative de la feuille Samoëns-Pas-de-Morgins.

Au sein de la Formation des Couches rouges, qui peut reposer, en concordance ou en discordance, soit sur les Calcaires massifs, soit sur les Calcaires en plaquettes, ont été signalés (Balmer et Olmari, 1983) de nombreux hiatus sédimentaires, soulignés par des hard grounds ; il semblerait que dans la région de la pointe des Brasses, il n'existe pas de dépôt du Cénomanién inférieur et moyen, du Maastrichtien et du Paléocène inférieur. R. Papillon (1980) arrive aux mêmes conclusions, après avoir étudié les Couches rouges du massif de la pointe de Miribel. Par contre, dans un affleurement de Couches rouges du Môle, M. Caron (*in* Lombard, 1983) signale une association caractéristique du Maastrichtien, comprenant *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncanita stuartiformis*, *G. stuarti*, *Rugotruncana gansseri*. D'autre part, A. Lombard (1983) mentionne, dans la région du rocher Blanc, le Cénomanién inférieur avec *Rotalipora appenninica*, et, en plusieurs points, l'association *Rotalipora cushmani*, *Praeglobotruncana stephani*, typique du Cénomanién supérieur-base du Turonien.

En conclusion, si les Couches rouges s'étendent du Crétacé supérieur (Albien ?) à l'Éocène moyen, il semble qu'en aucun point la succession lithostratigraphique ne soit complète et que diachronisme, remaniements, discontinuités sédimentaires, surfaces d'érosion, niveaux de condensation soient des constantes de cette formation, signes probables des premiers mouvements compressifs alpins.

QUATERNAIRE

L'essentiel des terrains quaternaires est lié à l'histoire glaciaire de cette région sous la forme de moraines, de sédiments glacio-lacustres et fluvio-glaciaires. Les autres formations, éboulis, coulées boueuses, tufs, etc, nettement subordonnées, seront traitées en fin de chapitre.

L'histoire quaternaire déchiffrable commence à la fin de la *glaciation rissienne*. Les glaciers rissiens, après avoir profondément surcreusé leurs auges (une centaine de mètres environ au-dessous du niveau actuel du lac Léman, pour le Rhône, au droit de Genève), abandonnent leurs vallées en y laissant une moraine de fond (qui a été traversée par certains sondages) et de rares lambeaux de moraines superficielles (sommet des Voirons, à 1 400 m).

L'interglaciaire Riss-Würm n'a pas laissé de dépôts connus.

La *glaciation wurmienne* est annoncée par le dépôt d'alluvions fluvio-glaciaires caillouteuses, l'« alluvion ancienne » des auteurs, qui comble le réseau hydrographique creusé pendant l'interglaciaire précédent. Puis les glaciers du Rhône, de l'Arve et du Giffre réoccupent leurs vallées en creusant une deuxième auge emboîtée dans la précédente, atteignant parfois le substratum, notamment dans le prolongement du Petit-Lac.

Un premier retrait glaciaire se produit ensuite, pendant lequel se déposent les formations lacustres et deltaïques du Pas-de-l'Échelle-Bossey, au pied du Salève.

Une nouvelle avancée glaciaire permet le dépôt du bourrelet morainique de Laconnex-Norcier au front du glacier du Rhône.

La déglaciation définitive, très complexe du fait de la confluence de trois glaciers inégaux réagissant différemment aux modifications du climat, intervient enfin. Dans le cadre de la feuille Annemasse, huit étapes de retrait ont pu être distinguées, surtout grâce aux sédiments qui se déposent dans de petits lacs de barrage glaciaire (sédiments glacio-lacustres) à des altitudes progressivement décroissantes.

L'histoire géologique se termine par l'alluvionnement des basses terrasses fluviales de l'Arve et de la Menoge, puis celui des fonds de vallées tandis que le Léman s'abaisse momentanément au dessous de sa cote actuelle (375), donnant la terrasse de 3 m.

Les principaux **faciès** représentés sur la feuille Annemasse sont les suivants.

● **Formations morainiques.** Leur composition pétrographique dépend évidemment des bassins-versants.

Les *moraines du Rhône* (plateau d'Annemasse, par exemple) montrent des éléments essentiellement calcaires, sombres, où dominent les calcaires jurassiques et des éléments cristallins, ces derniers provenant

des socles anciens. Les pourcentages donnés par les auteurs sont trop variables pour servir d'éléments de reconnaissance. Les roches caractéristiques semblent être les quartzites du Trias, les roches vertes et les brèches variées du Chablais, même si elles sont faiblement représentées.

Les *moraines du Giffre* (région de Fillinges, Peillonex, la Tour à l'Ouest de Saint-Jeoire) sont caractérisées par des éléments très hétérométriques (blocs jusqu'à 1 m et plus), presque exclusivement calcaires (surtout noirs, jurassique supérieur), souvent striés. Le matériel cristallin est rare (moins de 5 %).

Les *moraines de l'Arve* (rive gauche de l'Arve en amont de Reignier, dans les tranchées de l'autoroute A 41 vers Porte-d'en-Bas et l'échangeur de Boringe) offrent un matériel peu grossier, très arrondi et très polygénique, dans lequel le matériel calcaire reste prédominant (environ 50 %) mais où le cristallin est plus développé (25 à 40 %), notamment le granite du Mont-Blanc qui reste l'élément caractéristique.

Un cas particulier de cette moraine de l'Arve est le *faciès « Rocailles »*, visible à la carrière de Cornier et dans la plaine des Rocailles. On l'appelle ainsi parce que c'est un chaos de blocs de toutes tailles, très anguleux, entassés en désordre dans une gangue de couleur claire. Les blocs sont presque exclusivement de l'Urgonien. Il s'agit d'un ancien écroulement des Bornes à la surface du glacier et entraîné avec lui.

• **Formations glacio-lacustres.** Elles peuvent s'être déposées sur le fond des lacs (*faciès fins*) ou représenter un delta torrentiel (*faciès grossiers*).

Les *faciès fins* affleurent rarement en raison de leur faible résistance mais ont généralement été recoupés par les nombreux sondages pratiqués sur la feuille. Ce sont des argiles litées, noires ou grises, à lits plus ou moins limoneux et sableux et des sables à lits plus argileux.

Les *faciès deltaïques* sont des graviers à galets roulés dans une matrice sableuse abondante bien lavée (sans argile ni limon). Leur caractéristique est l'existence de litages obliques décimétriques dont la direction donne le sens du courant. Le sommet est couronné par une couche horizontale, mince, marquant le passage à des alluvions fluviales subaériennes, ce qui traduit l'émersion. L'un des plus caractéristiques est celui de la butte du château de Villy, au Nord-Est de Reignier.

• **Formations fluvio-glaciaires.** Elles forment des terrasses ou remplissent des chenaux actuellement secs comme ceux de Machilly ou de Cranves-Sales. Elles sont peu nombreuses sur la feuille et se développent surtout dans la région d'Annemasse, au débouché du gros chenal de Machilly. On ne peut observer les faciès que dans deux coupes, l'une artificielle (talus de fondation), dans la terrasse du Perrier, à Annemasse, l'autre, naturelle, dans la terrasse de Chez-Olivet à Faucigny. Ce sont des cailloutis à galets hétérométriques, généralement bien arrondis, dans une matrice sablo-graveleuse grossière, à litage horizontal chenalisé.

Rissien

Gx. Résidus morainiques (sommet des Voirons et moraine de Trainant-Frontenex). Des placages morainiques subsistent sur le versant est de la montagne des Voirons, peu en contrebas du sommet (cote 1 400-1 440 environ). Ce sont des cailloutis arrondis ou anguleux, avec galets cristallins (granites et micaschistes), des calcaires clairs et sombres, parfois striés, dans une matrice argilo-sableuses brunâtre, altérée, mais incomplètement décarbonatée.

Dans le ravin de Trainant-Frontenex, au Sud de Coligny, près de Genève, c'est au contraire une moraine de fond qu'on attribue au Rissien : limon argileux massif, avec quelques galets épars et lentilles de limon sableux cimenté, compact. Le tout est recouvert par l'« alluvion ancienne ».

Cette formation a été localement retrouvée en forage, toujours au contact du substratum et de l'« alluvion ancienne ». Épaisseur inconnue.

Wurmien

FGya. « Alluvion ancienne » sous-morainique (complexe fluvioglaciaire de progression wurmien). Affleurant localement dans les berges du Rhône, cette formation caillouteuse est dite « ancienne » car elle est sous-jacente à la moraine de fond rhodanienne, donc antérieure. On ne peut l'observer à l'affleurement que dans les berges du Rhône, rive gauche, et au bois de la Bâtie à Genève, sur une épaisseur de quelques mètres.

C'est un cailloutis à galets décimétriques bien arrondis dont l'hétérométrie et le calibre augmentent à la partie supérieure où l'on trouve de gros blocs pouvant atteindre le mètre. Le matériel cristallin (35 à 45 %) et calcaire (30 à 40 %) domine (Reynaud, 1982). La matrice est gravosableuse. L'ensemble est agencé en lits massifs mal individualisés, horizontaux ou subhorizontaux traduisant une structure chenalisée typiquement fluviale. Des zones cimentées, décimétriques à plurimétriques apparaissent à tous les niveaux.

L'épaisseur de la formation est de l'ordre de 150 à 200 m mais varie suivant la profondeur du réseau hydrographique fossile qu'elle comble. Elle se répartit en deux ensembles géographiques distincts, l'un est limité au bassin de Genève, l'autre, connu seulement en forage, est situé dans la vallée de l'Arve, en profondeur, sous le plancher alluvial et les moraines superficielles. Ces deux ensembles sont séparés par le rétrécissement de Vétraz-Monthoux.

GLya. Glacio-lacustre de Bossey-Pas-de-l'Échelle. Dans la carrière Chanaz, au Pas-de-l'Échelle (pied Nord-Ouest du Salève), dans les talus de l'autoroute A 40 (entre Bois-d'Arve et Collonges-sous-Salève) et dans les sondages effectués pour l'autoroute ou dans ceux, de

recherche, du BRGM (1989-1990), on constate la présence, entre les cotes 415 et 500, d'une formation très épaisse (supérieure à 85 m), à dominante sableuse ou sablo-graveleuse, à litages pentés vers l'Ouest, recouverte localement par une moraine de fond wurmienne et reposant tantôt sur une autre moraine, tantôt sur le substratum. Les faciès, grossiers à l'amont (Nord-Est) – donc de type deltaïque – deviennent plus fins vers l'aval (Sud-Ouest). À la base de la coupe visible, la formation contient des galets parfois striés.

Il s'agit donc d'un delta glacio-lacustre dont on ne connaît ni la base (sous le plancher de l'exploitation), ni le sommet (tronqué par l'écroulement du Salève). Antérieure à une moraine de fond wurmienne, cette formation est peut-être contemporaine d'un interstade du début du Würm, mais on ne peut être plus précis car elle n'existe que dans ce secteur, sur une distance de 6 à 7 km.

Rappelons que les **formations glacio-lacustres du retrait wurmien (8 étapes)** se sont déposées dans de petits lacs de barrage glaciaire, au débouché aval des vallons adjacents. On y observe donc souvent des faciès fins, bien lités, du fond du lac et des faciès deltaïques plus grossiers et plus irrégulièrement stratifiés. Leur chronologie est liée à leur altitude décroissante qui traduit évidemment l'abaissement du glacier faisant barrage. Leur description sera entrecoupée de celle des alluvions fluvio-glaciaires et des moraines qui se rattachent à l'étape correspondante (fig. 7).

Étape 1

GLy1. **Glacio-lacustre deltaïque de la Marmotte.** En limite sud de la feuille, à 2 km au Sud-Est d'Arbusigny, une énorme gravière entaille une formation sablo-graveleuse, de plus en plus grossière vers le haut, à litages inclinés vers l'Ouest. Le matériel est caractéristique du glacier de l'Arve. Épaisseur de l'ordre de 60 m. Ce delta caillouteux a été déposé dans un lac latéral de petite taille, à la cote 900 (fig. 7-1). La surface de la glace s'était donc abaissée d'au moins 300 m.

Étape 2

GLy2. **Glacio-lacustre de fond de Saint-André-de-Boège.** Le petit plateau de Saint-André-de Boège, dans la vallée de la Ménoge, d'altitude de 738 m et de dimension demi-kilométrique, est constitué par une formation argileuse litée, à galets et cailloutis calcaires (20 m d'épaisseur minimum). Il s'agit d'un dépôt du fond d'un lac d'altitude plus basse que précédemment (fig. 7-2).

L'**Étape 3** n'est pas représentée sur cette feuille, mais sur Saint-Julien-en-Génois (Donzeau *et al.*, 1997).

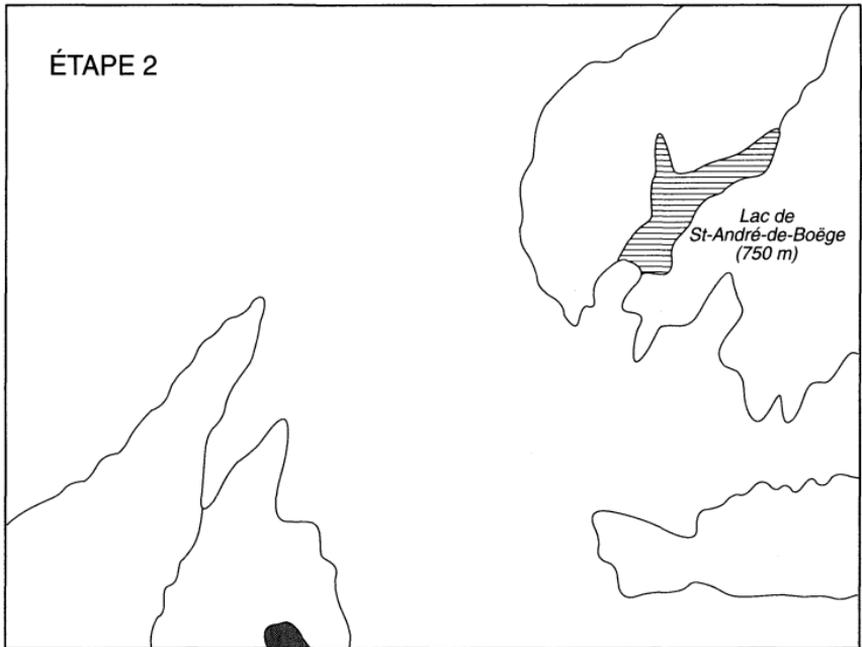
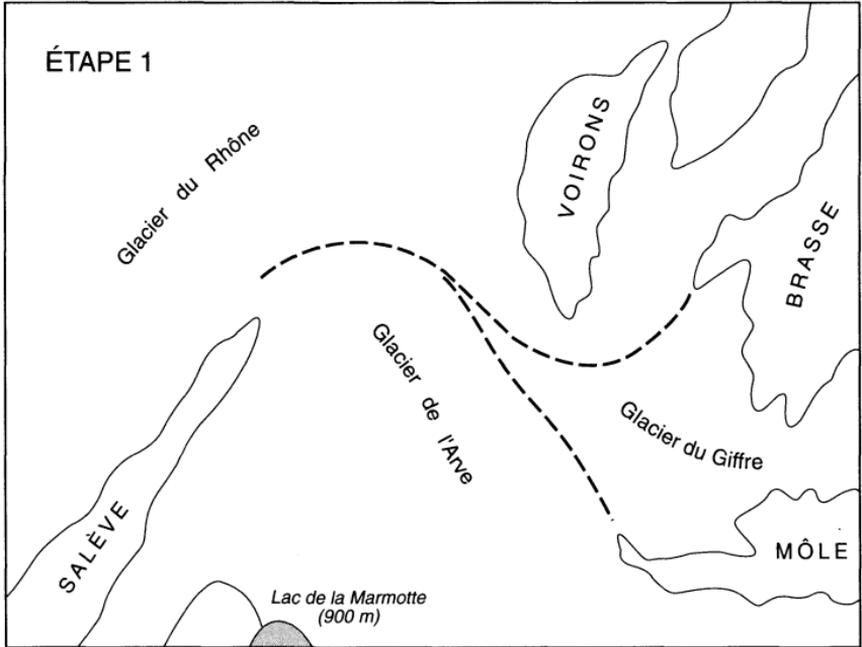
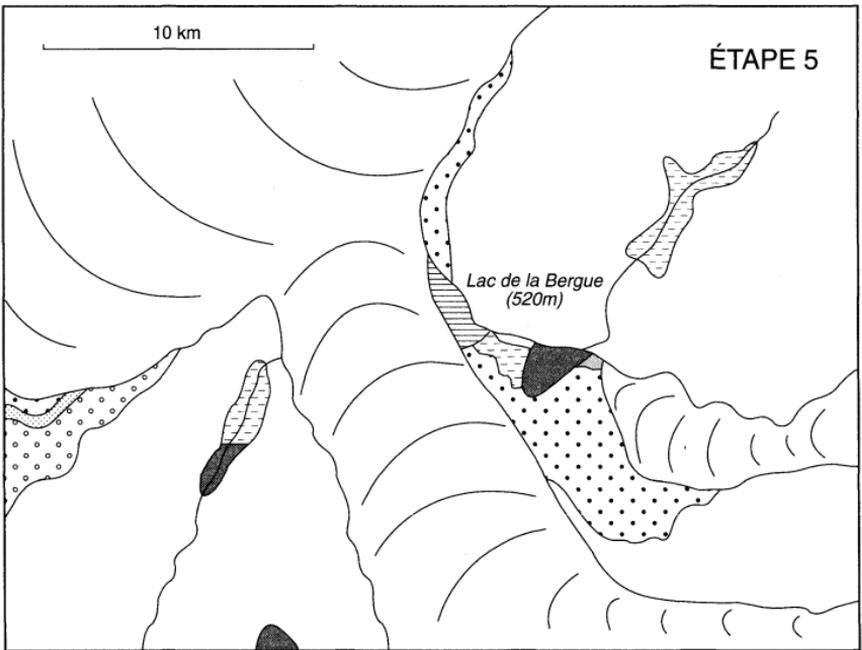
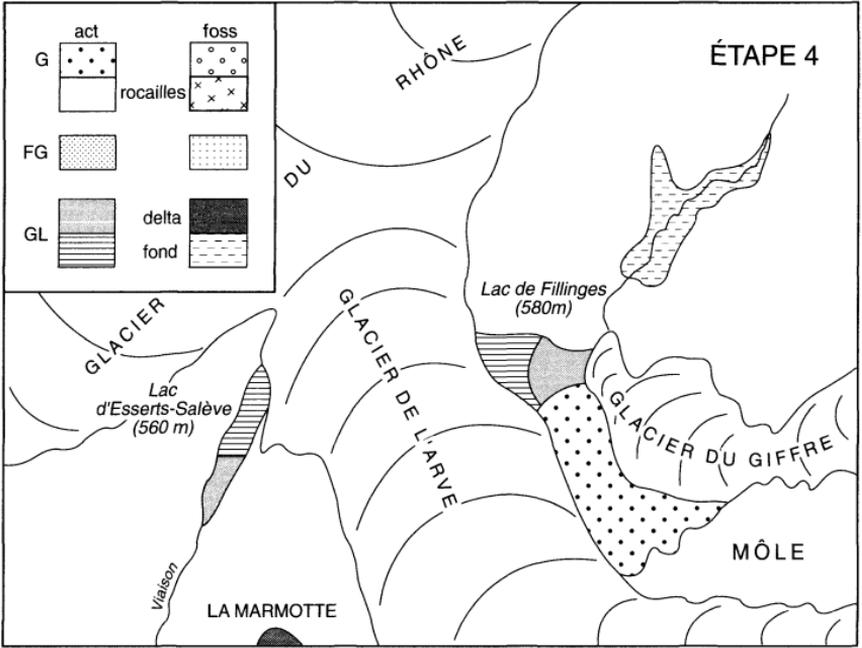


Fig. 7 - Les étapes de la déglaciation wurmienne
(d'après G. Monjuvent) ; voir légende étape 4



L'étape 3 n'a pas été représentée, faute de dépôts correspondants sur la feuille Annemasse

G : moraines ; FG : fluvio-glaciaire ; GL : glacio-lacustre (deltaïque et de fond) ;
act : en cours de dépôt au stade considéré ; foss : dépôt fossile

Étape 4

Gy4. Moraines « rhodaniennes » de Bossey, sur le front nord-ouest du Salève, avec petits vallums latéraux.

GLy4. Glacio-lacustre deltaïque et de fond d'Esserts-Salève et de Fillinges. La fig. 7-4 montre qu'à ce stade de la déglaciation, il y a eu séparation du glacier du Giffre le moins puissant, de celui de l'Arve, toujours confluent avec celui du Rhône. Cette séparation s'est faite au niveau de Fillinges où s'installe un lac d'altitude 580 m environ, connu par des sédiments de fond et un delta édifié par le cours d'eau issu du glacier du Giffre.

Au même moment, la basse vallée du Viaison (qui longe le bord oriental du Salève nord) retient aussi un lac de barrage glaciaire, d'altitude 560 m, où se déposent les sédiments deltaïques de Muraz et les argiles litées d'Esserts-Salève.

Le plateau isolé de Fillinges, dans la vallée de la Ménoge, à soubassement morainique épais (Gy), montre en surface deux formations morphologiquement distinctes : le plateau inférieur de la Plaine (alt. 540-555), constitué par une pellicule d'argiles litées noires, peu épaisses (2 à 4 m) reposant sur la moraine, et le plateau supérieur de Fillinges (alt. 570-580), formé par un cailloutis, à galets de faciès Giffre, visible seulement en surface. On peut lui faire correspondre la terrasse d'Arpigny-Bonnaz où deux gravières temporaires (entre les cotes 545-580) exploitent des sables et des graviers à galets deltaïques, à pendage Sud-Ouest conforme à la pente de la terrasse.

La vallée du Viaison est colmatée jusqu'à l'altitude de 570 m par une argile plus ou moins silto-sableuse, compacte, bien litée, de couleur sombre, sans éléments grossiers. Peu en amont, à Lachat (près La Muraz), une gravière abandonnée montre un cailloutis deltaïque à galets hétérométriques dans une matrice sableuse grossière.

Étape 5

Gy5. Moraine de Cranves-Sales-Loëx. Son orientation, sa pente et son altitude en font, à la fois, une moraine latérale gauche du glacier du Rhône (Cranves-Sales) et droite de celui de l'Arve (Loëx). Au sondage BRGM 2-25 des Rosses, elle aurait une épaisseur de 46 m (entre les cotes approximatives 530 et 484) et reposerait sur l'« alluvion ancienne ».

GLy5. Glacio-lacustre de fond de la Bergue (fig. 5). Le petit lac correspondant devait être barré par le glacier de l'Arve encore confluent avec celui du Rhône comme le montre la continuité de la moraine latérale Gy4. Le petit plateau situé à l'Est de la Bergue (alt. 521), de même que ses homologues de Chavanes et de Chamagnou, au Sud-Est, montre en surface un sable plus ou moins argileux sur une épaisseur de 23 m (cote 520 à 497), reposant sur une argile sableuse à galets, très compacte, qui n'a été traversée que sur 5 m (base à 492).

FGy5. Alluvions fluvio-glaciaires de la terrasse de Faucigny.

Cette petite terrasse, d'environ 1 500 m de long sur 200 de large, s'étend entre Faucigny et La Tour-Molat, à l'altitude de 600 m. Elle est formée d'un cailloutis ancien, grossier, et hétérométrique, à blocs arrondis (jusqu'à 1 m) à son sommet, localement bien cimentés sur plusieurs mètres et dont les éléments cristallins sont parfois altérés mais non arénisés.

Cette formation semble reposer directement sur le substratum et se développe sur une épaisseur de 50 m environ. Son faciès, sa pente et sa position morphologique la font rattacher au glacier de l'Arve. On l'a parallélisée avec les alluvions grossières du fond du chenal de l'Arande, décrites sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois.

Étape 6

Elle est celle de la séparation des glaciers de l'Arve et du Rhône (fig. 7-6). Le front du premier devait se situer un peu en aval de Reignier et plongeait dans le lac de Pollinge, barré par le glacier du Rhône au niveau de l'étranglement d'Étrembières. Le glacier du Rhône, quand à lui, devait s'arrêter au niveau de Veyrier, retenant également un lac dont la présence est attestée par le delta latéral du Pas-de-l'Échelle qui s'encaisse dans les formations glacio-lacustres plus anciennes (GLy_a) décrites précédemment.

Le glacier du Giffre, lui aussi en recul, s'était retiré juste en amont de la butte de La Tour (683 m) où se trouvait un petit lac barré à l'aval par une masse de glace résiduelle occupant la dépression de Viuz-en-Sallaz.

Cette géographie compliquée entraîne une grande variété de dépôts.

Gy₆. Moraine de Vercot (Arve). Elle forme une crête sinueuse continue entre Reignier et Pers-Jussy, matérialisant le bord gauche du glacier de l'Arve jusqu'au ravin du Foron au delà duquel s'étend le plateau glacio-lacustre de Pollinge-Servasse (492 m). La limite des deux formations doit marquer à peu près le front du glacier de l'Arve. Cette moraine n'a pas de correspondant en rive droite de l'Arve.

GLy₆. Glacio-lacustre du Pas-de-l'Échelle-Pollinge-butte de La Tour.

● Le **delta du Pas-de-l'Échelle**, édifié dans un lac de niveau approximatif 430 m et dont on ne connaît pas l'extension, est formé de sables et de graviers exploités dans deux gravières et reconnus en profondeur par le sondage BRGM 5-20 : sur une moraine de fond argileuse, viennent des sables devenant de plus en plus grossiers vers le haut, et se terminant par un cailloutis à galets hétérométriques jusqu'à 0,30 m. Le litage, d'abord très penté vers l'Ouest, devient horizontal au sommet (430-435 m). Cette formation ravine les dépôts du complexe interstadaire noté GLy_a.

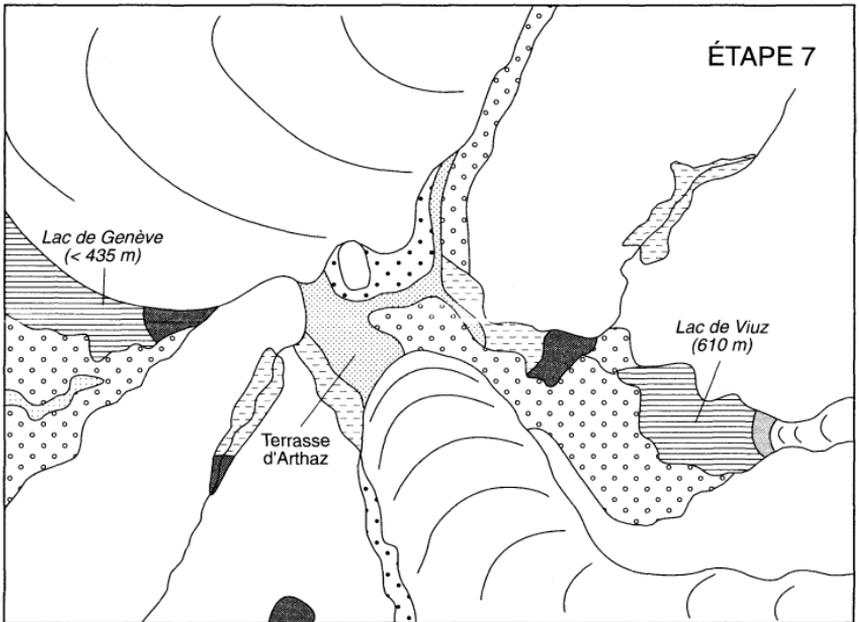
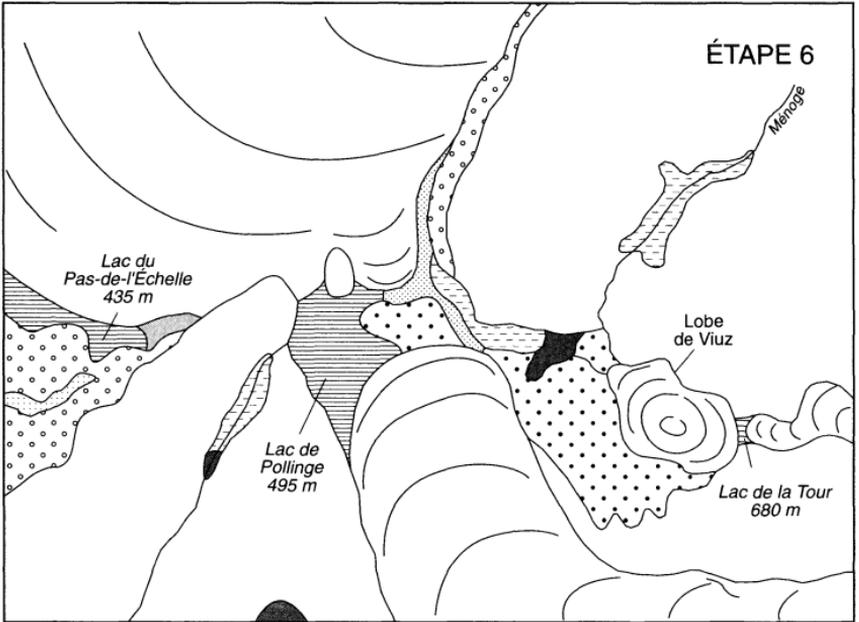
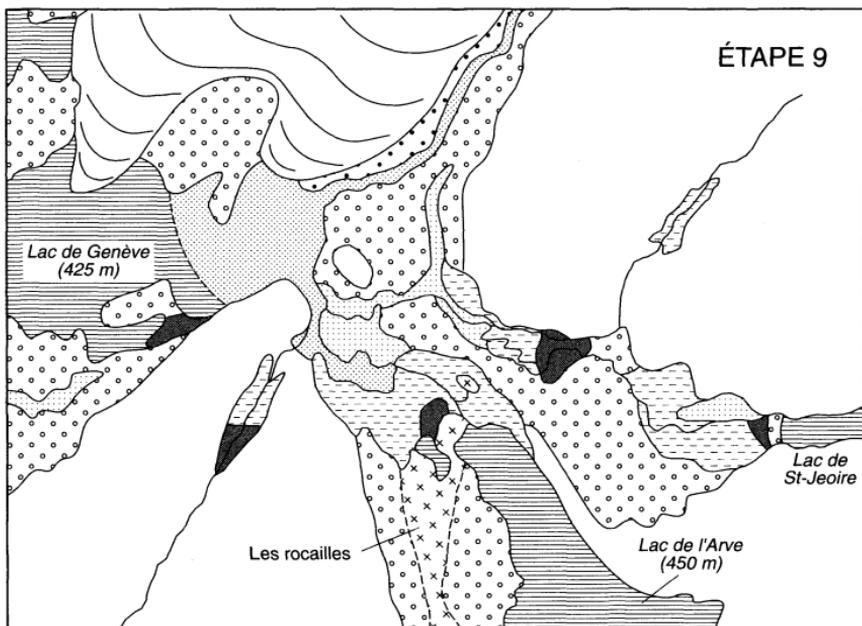
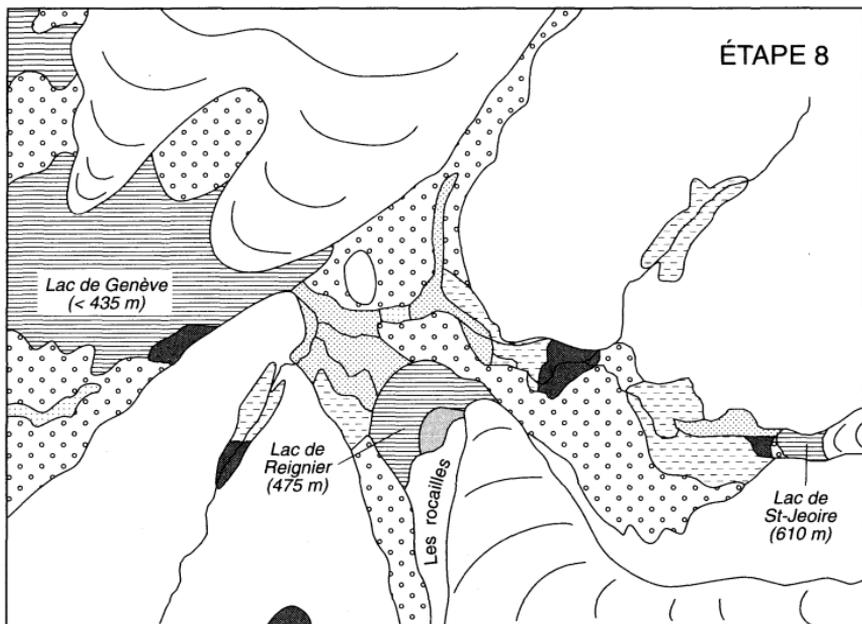


Fig. 7 (suite) - Les étapes de la déglaciation wurmienne (d'après G. Monjuvent) ; voir légende étape 4



● Le **delta de la butte de La Tour**. Le village de La Tour (630 m) est bâti au pied d'une petite butte isolée au milieu du défilé qu'elle domine d'une cinquantaine de mètres (683 m). Cette butte est constituée d'une formation deltaïque grossière, très hétérométrique, avec galets (de composition pétrographique Giffre) striés, usés, dans une matrice graveleuse à sablo-limoneuse. Couches à pendage ouest. L'alimentation venait donc d'un glacier très proche sinon jointif.

Son caractère isolé, insolite, sans dépôt de fond associé, montre que le lac correspondant était très étroit et ne devait guère excéder, dans ses dimensions, celles de la butte elle-même. On a dit que ce lac était limité vers l'aval par un lobe de glace morte, fraîchement séparé de la langue principale et remplissant l'ombilic de Viuz-en-Sallaz. Cette petite butte a ensuite été isolée par l'érosion latérale, nord et sud, des eaux de fusion issues du glacier du Giffre.

FGy6. Alluvions fluvio-glaciaires du chenal du Vuarapan et de la terrasse supérieure de la Bergue. L'étroit chenal du Vuarapan est attribué à la sixième étape de la déglaciation wurmienne car il borde à l'extérieur la crête morainique de Vercot (glacier de l'Arve). Ses alluvions n'ont pas encore été reconnues.

La terrasse supérieure de la Bergue (510-500 m), près Cranves-Sales, montre des alluvions très grossières (galets jusqu'à 50 cm), épaisses de quelques mètres, en provenance du glacier du Rhône par un chenal (chenal de Cranves-Sales) dont elle était le débouché. Mais la continuité a été interrompue par des apports plus récents issus de ce chenal, apports qui la ravinent et ont édifié une terrasse inférieure (FGy7 ci-après).

Étape 7

Les glaciers du Rhône et de l'Arve reculent très légèrement. Ils ne sont désormais plus séparés seulement par un lac comme dans l'étape précédente mais par des épandages fluvio-glaciaires dont il reste la terrasse d'Arthaz. Le lobe de glace morte de Viuz-en-Sallaz disparaît pour laisser place à un lac qui se comble rapidement (fig. 7-7).

Gy7. Moraine latérale de Loisinges (glacier de l'Arve). Cette moraine latérale gauche double à l'intérieur la moraine de Vercot dont elle est séparée par un étroit chenal fluvio-glaciaire. Son épaisseur est inconnue, faute de sondages. Vers l'aval, elle disparaît à Mangy, sous le colmatage glacio-lacustre du plateau de Reignier (GLy7+8), tandis que, vers l'amont, le vallum se soude à celui de Vercot pour se perdre ensuite dans les moraines de versant.

Comme la moraine de Vercot, celle de Loisinges n'a pas d'équivalent en rive droite de l'Arve.

FGy7. Alluvions fluvio-glaciaires des terrasses d'Arthaz, de La Tour et du chenal de Loisinges

• La **terrasse d'Arthaz** (480 m), faiblement mais nettement encaissée dans le complexe glacio-lacustre, antérieur, de Pollinges, montre un matériel très sableux contenant des galets grossiers, très hétérométriques, avec des blocs roulés (jusqu'à 2 m). Ce matériel vient de l'Arve, en amont de la terrasse, et du Rhône en aval (Armand, 1978a : fig. 49). L'épaisseur, irrégulière, varie de 14 m (sondage BRGM 6-10 au centre de la terrasse) à 2,5-3 m en aval (sondage 6-1).

La terrasse inférieure de la Bergue (morcelée), qui correspond à la terrasse d'Arthaz au débouché du chenal de Cranves-Sales qui l'alimentait, offre un faciès encore plus grossier (chenal plus étroit ?). Au niveau de Montagny (cote 490), les éléments (d'origine rhodanienne) atteignent couramment un calibre de 0,5 m. Épaisseur faible (quelques mètres).

• Le **plateau de La Tour** (630-610 m) est couronné par une mince couche d'alluvions fluvio-glaciaires issues des deux chenaux qui encadrent au nord et au sud la butte de La Tour. Ces alluvions ont été apportées par les eaux de fonte du glacier du Giffre qui stationnait au niveau du lieu-dit Chez-Millet (**moraine frontale**, Gy7).

• Le **chenal fluvio-glaciaire de Loisinges** s'allonge en bordure extérieure de la moraine du même nom et vient déboucher sur le replat de Reignier-Bersat, se terminant à la cote 483 au niveau du ravin du Foron. Ses alluvions sont constituées de cailloutis arviens.

GLy7. **Glacio-lacustre de Viuz-en-Sallaz**. Dans cet ombilic laissé libre par la fonte du culot de glace morte qui l'occupait, se dépose un épais remplissage essentiellement argileux (épaisseur cumulée de 180 m d'après les sondages BRGM 8-6 et 8-4). Ces argiles contiennent quelques bancs caillouteux, graveleux ou sableux, d'épaisseur métrique à décamétrique, en niveaux lenticulaires. Ce complexe a été mis en relief par l'érosion ancienne du chenal fluvio-glaciaire du Thy et celle, récente, du Foron et de ses affluents.

Le lac correspondant à cette formation devait être limité à l'amont par le glacier du Giffre et, en aval, probablement par l'épais colmatage morainique de Boisinges et du bois de Chambon.

Étape 8

C'est au cours de cette étape que le glacier de l'Arve dépose les célèbres moraines des Rocailles, légèrement en retrait des précédentes et traduisant donc un recul des glaciers de l'Arve et du Rhône (fig. 7-8). Ce mouvement s'accompagne d'une extension de leurs domaines lacustres (lac de Reignier pour l'Arve, lac de Genève pour le Rhône). Le glacier du Giffre se maintient mais s'abaisse également.

Gy8. **Moraine des Rocailles (glacier de l'Arve) et de Bel-Air (glacier du Rhône)**

• La **moraine des Rocailles**, caractérisée par la présence d'énormes blocs anguleux, décamétriques, de calcaire urgonien principalement, est un faciès particulier, superficiel, de la moraine du glacier de l'Arve, moraine qui est, partout ailleurs, une moraine de fond, très argileuse, à matériel caillouteux polygénique (on peut l'observer sur une dizaine de mètres d'épaisseur dans une carrière au Nord de Cornier).

Le faciès Rocailles est un chaos de blocs calcaires extrêmement anguleux, au moins les plus gros. La matrice est un limon sablo-graveleux. Matrice et blocs sont encroûtés d'un film de calcite friable donnant un aspect très blanc à la formation jusque vers 6 m de profondeur. D'après C. Armand (1978a,b), son épaisseur atteindrait localement 20 m (géophysique électrique). Mais, à son extrémité aval, sous Borings, elle atteint le fond de la gorge de l'Arve, passant ainsi de la cote 500 à 460, ce qui signifie une épaisseur de 40 m. Elle y prend, en même temps, un faciès plus ou moins lacustre (matrice argileuse abondante).

Cette moraine n'existe quasiment qu'en rive gauche de l'Arve, mais se retrouve très localement en rive droite sous le plateau de Borings et au château de Pierre où existe un énorme bloc pluridécamétrique.

La moraine des Rocailles montre de nombreux vallums : vallum latéral à l'Est de Loisinges (bordé d'un beau chenal marginal qui rejoint la surface du plateau de Reignier), petits arcs frontaux à Saint-Ange (Sud-Est de Reignier) et nombreux vallums longitudinaux (drumlins) que l'on voit se prolonger, en amont de la zone à gros blocs, sur le faciès plus fins et plus argileux, c'est-à-dire sur la moraine de fond de ce glacier de l'Arve.

Depuis longtemps (Delebecque, 1909 ; Kilian, 1916), on interprète ce faciès des Rocailles comme le résultat d'un énorme écroulement de calcaire urgonien du massif des Bornes sur la surface du glacier de l'Arve, écroulement transporté vers l'aval, puis abandonné sur place après fusion de la glace.

• La **moraine de Bel-Air** (glacier rhodanien) constitue une butte très aplatie et arquée, émergeant faiblement du plateau fluvio-glaciaire d'Ambilly-Chêne-Bougeries (Suisse). Elle pourrait matérialiser un stationnement du glacier du Rhône contemporain de celui de l'Arve au cours de cette 8ème étape. Son épaisseur est égale ou dépasse 8 m (sondage BRGM 17.35).

GLy7+8. **Glacio-lacustre de Reignier**. Le plateau de Reignier, à surface très irrégulière (cotes 475-476), est constitué par une épaisse formation glacio-lacustre qui n'est connue que par trois sondages de reconnaissance cartographique (BRGM, 1990, 6-33, 6-34, 6-35) car il n'existe aucune coupe naturelle ou artificielle. Ce sont des argiles sableuses beiges ou des sables argileux contenant un niveau de graviers entre 15 et 16 m de profondeur. Le tout repose, à la cote 420,5 sur une moraine. À l'extrémité aval de ce plateau (Cry), le faciès, essentiellement sableux, a une puissance minimale de 55 m.

GLy8. Glacio-lacustre deltaïque de Villy. En amont du château de Villy, un petit plateau, coté 475-476, domine d'une vingtaine de mètres celui de Reignier. Il est fait d'un matériel essentiellement sableux et caillouteux, de couleur sombre, avec quelques blocs de 1 m et plus, à litage oblique fortement incliné vers l'Ouest mais couronné d'une couche horizontale de 1 à 2 m d'épaisseur. C'est donc un petit delta lacustre complet, indiquant un niveau de l'eau de 472-473 m. Il ne s'agit pas du tout d'une moraine frontale comme l'indique la feuille 1301 (Genève) de l'Atlas géologique de la Suisse (Lombard et Paréjas, 1965).

Ses matériaux, polygéniques, sont uniquement ceux du glacier de l'Arve, ce qui complique l'interprétation de ses rapports avec la moraine contemporaine des Rocailles, toute proche et à matériel exclusivement calcaire. Il est possible que cette dernière, posée sur le glacier après écroulement, n'ait pas été entraînée par le torrent sous-glaciaire qui ne transportait que des matériaux de l'Arve. C'est après fusion de la glace que les blocs des Rocailles auraient été abondonnées contre l'ancien delta et à son niveau.

FGy8. Alluvions fluvio-glaciaires d'Annemasse–le Perrier, du Sallaz ; chenal de Chevrier

● **Terrasse d'Annemasse–le Perrier.** Entre le plateau fluvio-glaciaire d'Annemasse et le plateau morainique de l'aérodrome, on observe une étroite terrasse intermédiaire, s'étalant localement de Malbrande au Perrier, cote 441. Elle est constituée par une alluvion rhodanienne grossière, sans blocs, avec quelques éléments calcaires striés, plus ou moins usés, de faciès fluvio-glaciaire proximal. Elle a sans doute été déposée en bordure du glacier du Rhône en récession avant d'être ravinée par l'alluvionnement ultérieur. Épaisseur inconnue, supérieure à 6-7 m.

● **Terrasse du Sallaz.** Sous le plateau de La Tour, la vallée morte de Thy, occupée actuellement par le marais des Tattes, est bordée par un système de petites terrasses disposées en deux niveaux étagés : Chez-Maillet (FGy8-[1], 605 m) et la Brussaz (FGy8-[2], 595 m) qui disparaissent rapidement vers l'aval.

La terrasse de la Brusaz a été reconnue par le sondage 8-3-1 qui a traversé 5 m d'alluvions grossières.

● Le **chenal de Chevrier**, en bordure de la moraine des Rocailles, rejoignait le lac de Reignier. Ses alluvions, peu épaisses, proviennent essentiellement du remaniement des moraines encaissantes.

Étape 9

Elle est marquée par le retrait des glaciers de l'Arve et du Giffre hors des limites de la feuille, laissant place à des lacs (fig. 7-9). Le front du glacier du Rhône devait se trouver à peu près à l'emplacement de la ville de Genève. Le lac de Genève s'abaisse et se réduit par comblement.

Gy9. Moraine de Juvigny. Elle borde, à l'Ouest, le chenal de Machilly à Ville-le-Grand, au Nord d'Annemasse. Malgré sa forme en bourrelet, c'est plutôt une moraine de fond sur laquelle le glacier du Rhône devait appuyer sa marge gauche avant de contourner par le nord la colline de Vandœuvre pour rejoindre Genève. D'après les sondages encadrants, cette moraine pourrait avoir une épaisseur de 50 m environ.

GLy9. Glacio-lacustre de l'Arve et de Saint-Jeoire.

• Dans la région de **Contamine-sur-Arve** (en rive droite) et d'**Arenthon** (en rive gauche), les sondages ont reconnu l'existence d'un dépôt lacustre argileux, lité, plus ou moins sableux vers l'amont, épais d'environ 50 m (il s'étage entre les cotes 450 et 400). Ce dépôt repose partout sur la moraine Arve-Rocailles (Gy8). Le lac correspondant a accompagné le retrait du glacier de l'étape 6 à la présente car il est en continuité stratigraphique et morphologique avec le complexe glacio-lacustre sous-jacent à la terrasse d'Arthaz (GLy6), c'est-à-dire qu'il constitue la fin du remplissage glacio-lacustre de ce lac de l'Arve.

Au Nord, vers Porte-d'En-Bas, se développe un faciès grossier, superficiel, très local, constituant un replat bien délimité, situé en contrebas des vallum longitudinaux Arve-Rocailles. On peut observer à l'ancienne gravière de Doucet, dans sa partie aval (Dorthe-Monachon, 1986). Sur une épaisseur de 6 à 7 m, on a des sables purs, des graviers et des cailloutis à matrice sableuse, des sables limoneux contenant des blocs morainiques de granite du Mont-Blanc. Stratification oblique à horizontale, de type deltaïque proche d'un front glaciaire (nombreux remaniements).

• Le **glacio-lacustre de St Jeoire** montre deux types de faciès. Les faciès de fond de lac reconnus localement par sondage (sondage BRGM 8-11 dans le marais d'Entreverges), avec des silts plus ou moins sableux recouvrant des argiles gris noir de plus en plus compactes vers la base au contact d'une moraine. Ces argiles ont été observées dans le talus de la déviation de Saint-Jeoire et de la piste de la zone artisanale, en face du village, cote 560 à 580. Puissance probablement supérieure à 50 m.

Il existe aussi un faciès deltaïque dans la petite terrasse d'Entreverges, cotes 610-615, sous forme de sables et de graviers à forts litages obliques pentés vers l'Ouest.

GLy, GLy8+9. Glacio-lacustre du bassin de Genève. La dépression de Genève, centrée sur le bout du Petit-Lac (372 m), et entourée de moraines formant soit des versants doucement inclinés, soit des collines (Saconnex), a été le siège d'une sédimentation lacustre généralisée commençant avec la 6^e étape (début du lac à 435 m). Mais, localement, des dépressions en surface du glacier ou même des poches sous-glaciaires ont abrité de petits lacs indépendants, de cote supérieure, expliquant l'existence de dépôts lacustres d'altitude dépassant celle du lac (435 m).

Ce lac a accompagné le retrait du glacier de l'étape 6 à l'étape 9, en s'étendant et s'abaissant progressivement, de sorte qu'il y a continuité

de sédimentation, donc indistinction entre les dépôts de ces quatre étapes successives, d'où l'indice GLy.

Ces dépôts ne sont connus que par sondages. Heureusement, ils sont nombreux dans le canton de Genève. C'est une alternance d'argile plus ou moins massive, de limons et sables généralement lités, localement à graviers ou cailloux disséminés, de couleur grise à jaunâtre, relativement meuble. Il s'y trouve par places de grosses lentilles de graviers intercalées (jusqu'à 24,4 m d'épaisseur au sondage S3027 des Grottes à Genève).

Ses cotes extrêmes ont été reconnues à 443 m (sondage 1301 de Petit-Saconnex) et 307,2 m (sondage 2727 de Bémont), soit une épaisseur cumulée de 136 m, mais 77,6 m seulement sur une seule verticale (2727 Bémont). Elle remplit évidemment un profond surcreusement glaciaire axé sur le Petit-Lac.

Ce glacio-lacustre constitue un grand plateau d'altitude 420-425 m s'étendant de part et d'autre de l'Arve. En rive dorite (Chêne-Bougeries), on l'a laissé sous l'indice GLy. En rive gauche (Plan-les-Ouates-Troinex), on a pu utiliser la notation GL8-9 indiquant la partie supérieure de la formation.

FGy9. Alluvions fluvio-glaciaires d'Annemasse-Gaillard. Le plateau d'Annemasse-Chêne-Bourg-Gaillard est un vaste plan incliné qui descend du débouché du chenal de Machilly à Ville-la-Grand (445 m) et du défilé de l'Arve à Étrembières (435 m) pour se raccorder, à l'Ouest, au plateau de Chêne-Bougeries (420 m). Il est constitué, en surface, par une nappe caillouteuse qui se raccorde, en s'interstratifiant, plus ou moins aux dépôts de fond de lac de Chêne-Bougeries.

Cette nappe caillouteuse a transité essentiellement par le large chenal de Machilly, vallée actuellement morte parcourue par un ruisseau, le Foron, dont l'origine se trouve en surface du plateau morainique de Saint-Didier-Bons (feuille Douvaine), de profondeur inconnue. Deux sondages seulement, à Machilly (BRGM 3-4) et Saint-Cergues (3-1) l'ont traversée sur une profondeur respectivement de 23,5 et 17 m, sans en toucher le fond ni même rencontrer les alluvions fluvio-glaciaires (n° 3-4).

Les alluvions fluvio-glaciaires, qui reposent le plus souvent sur la moraine superficielle et localement sur les argiles glacio-lacustres, ont une épaisseur très irrégulière du fait d'une surface de base très ravinante. Le point le plus bas connu se trouve au sondage 1306 du Foron (400 m), le plus élevé au sondage 2-11 d'Annemasse (432,5 m), mais l'épaisseur réelle est inférieure : 20 m minimum au sondage 2-11. Elle diminue puis s'annule vers l'Ouest, sur le plateau de Chêne-Bougeries où les surfaces fluvio-glaciaires et glacio-lacustres se raccordent

Fy9. Alluvions fluviales de Turnier. Dans la vallée de l'Arve, ce sont deux petites terrasses faiblement étagées aux altitudes 445 et

400 m, rive gauche, en contrebas d'Arthaz, et de Collonges, rive droite, en aval de Vétraz-Monthoux (440 m). Dans les deux cas, il s'agit de cailloutis à galets très grossiers (jusqu'à 0,50 m à Collonges) et matrice sablo-graveleuse grossière. Leur épaisseur n'a été reconnue qu'à Turnier (sondage BRGM n° 6-23), sur 6 m, où elles admettent un banc intermédiaire de sable argileux gris de 1 m d'épaisseur.

Le faciès très grossier de ces alluvions est uniquement lié au remaniement par l'Arve des formations grossières antérieures morainiques et glacio-lacustres qu'elle a traversées au cours de son enfoncement à partir du lac de l'Arve, en amont.

Après la neuvième étape de déglaciation, plus aucune formation morainique ou glacio-lacustre ne se constitue dans le cadre de cette feuille, les trois glaciers s'étant retirés en amont. L'alluvionnement wurmien se termine par l'épandage d'une nappe alluviale, disposée en deux niveaux de terrasse en rive gauche de l'Arve uniquement, et en un seul dans la vallée de la Menoge. Le calibre beaucoup moins grossier des galets (5-8 cm au maximum) traduit bien le changement de régime qui, de fluvio-glaciaire pour la nappe alluviale immédiatement antérieure, est devenu fluvialite.

Fy_{10A}. Alluvions de la basse terrasse supérieure (niveau d'Arenthon). D'Arenthon au pont de Bellecombe, une étroite et basse terrasse supérieure s'étire rive gauche en contrebas du niveau glacio-lacustre GLy₉, entre les altitudes 440 et 430 m. En amont, on la retrouve en limite sud de la feuille au delà de l'interruption du cône torrentiel holocène du Foron.

On n'en connaît le matériel et l'épaisseur que par deux sondages BRGM, le 7-19 à Arenthon-cimetière (3 m) et le 7-20 à Arenthon-Chez-Naville (6 m). Dans les deux cas, la nappe alluviale repose sur une formation glacio-lacustre, argileuse au cimetière, sableuse Chez Naville.

Ce niveau se retrouve, en terrasses assez morcelées, dans les méandres de Gaillard en aval d'Étrembières, où aucun sondage ne l'a traversé.

Fy_{10S}. Alluvions de la basse terrasse inférieure (niveau de Scientrier). Cinq mètres en contrebas de la terrasse d'Arenthon, une seconde basse terrasse, encore plus discontinue, borde la plaine d'inondation de l'Arve (Fz₁). On n'en connaît ni le faciès ni l'épaisseur mais il est probable qu'il s'agit de la même nappe que celle d'Arenthon, découpée par méandrisation au cours de l'encaissement de la rivière.

Dans les méandres de Gaillard, deux sondages ont traversé les alluvions de la terrasse de Thônex sur une épaisseur de 3 et de 5 m, reposant également sur les argiles glacio-lacustres.

Fy₁₀, Jy₁₀. **Alluvions fluviales et torrentielles de la basse terrasse de l'Aire et de la Menoge.** Dans la vallée de la Menoge, une basse terrasse commence au pont Morand, au débouché des gorges, et se poursuit de façon continue ou presque jusqu'au pont de la Forge où elle disparaît. Aucun sondage ne l'a reconnue et aucune coupe n'y existe. À la Bergue, des cônes de déjection de torrents issus du versant de Lucinges s'y raccordent.

Au Sud de Genève, la terrasse de 410-400 m qui s'intercale entre le plateau glacio-lacustre de Plan-les-Ouates-Bois-de-la-Bâtie (420 m) et la plaine alluviale holocène au-dessus de Carouge est l'extrémité orientale de la plaine de l'Aire qui se développe largement sur la feuille Saint-Julien-en-Genève. Elle est constituée par une mince nappe alluviale caillouteuse (2 à 6 m en sondages) reposant sur les argiles glacio-lacustres.

Ly₁₀. **Alluvions glacio-lacustres de la terrasse du Léman (30 m)** (lac de 402 m). La terrasse correspondante ne se rencontre que localement, dans la ville de Genève, rive droite, et à l'Ouest de Bellevue, en limite nord de la feuille. Le matériel n'est connu que par sondages : argiles plus ou moins sableuses, litées, avec galets. Épaisseur variable, maximale à l'Ouest de Bellevue (24,2 m).

Formations de versants non datées (Holocène et antérieur)

U. **Tufs (Saint-Jeoire, d'Aveyran).** Au Nord de Saint-Jeoire, sous le hameau de Pouilly, une masse de tufs plus ou moins lités (faciès travertineux) affleure depuis la surface du plateau jusqu'au talweg, sur une épaisseur de 50 à 60 m. Ils ne semblent plus être en cours de formation. Un peu plus au nord, sous le hameau d'Aveyran, des tufs semblables occupent le versant sur une épaisseur supérieure à une dizaine de mètres.

EC. Écroulement à très gros blocs (Salève). La base de la paroi ouest du Salève, du Pas-de-l'Échelle à Collonges, est couverte, sur un substratum molassique et morainique, par un chaos d'énormes blocs calcaires anguleux, de taille métrique à pluridécamétrique, à matrice limoneuse. Cette formation provient d'au moins deux phases d'écroulement qui ont pu être datées dans les carrières du Pas-de-l'Échelle où se trouvent des habitats magdaléniens (Reynaud, 1982 ; Reynaud et Chaix, 1981).

Le premier écroulement repose sur un complexe morainique et glacio-lacustre, à la partie supérieure duquel un limon rubéfié à coquilles de mollusques et morceaux de bois a donné un âge de $13\,000 \pm 100$ B.P. Il est donc tardiglaciaire, de la limite Dryas ancien/Bölling. Le second est superposé au premier par l'intermédiaire d'un niveau organique local, un ancien sol, riche en débris ligneux : un tronc de pin a été daté de $9\,460 \pm 60$ B.P. (milieu du Préboréal).

Ces écroulements, inséparables morphologiquement, ont une épaisseur très variable, décamétrique à plurimétrique.

E. Éboulis stabilisés. EB. Éboulis à gros blocs, anciens ou récents. A. Complexe de versant (mélange d'éboulis et de produits morainiques et de lessivage).

C. Colluvions (complexe limoneux à cailloutis en blocs), sont des formations classiques de tous les pays montagneux, qui ne méritent pas une description particulière.

Quant elles sont suffisamment argileuses et imbibées d'eau, elles peuvent glisser. De telles coulées se présentent en plusieurs points de la feuille sous des aspects divers :

– coulée ancienne, probablement de solifluxion, ayant donné l'**amas de blocs de la Joux** (CB), sur le versant est des Voirons, à blocs très hétérométriques de grès dans une matrice sableuse ;

– **cailloutis d'Ayze** à matrice argileuse (angle sud-est de la feuille, CC), probablement soliflué à partir du versant glissé surincombant.

ET. Terrains tassés, EG. Terrains glissés stabilisés sont également des formations classiques dans les Alpes, dont la corniche du Salève (sous le Grand-Piton) ou La Côte-d'Hyot donnent respectivement les exemples les plus spectaculaires sur la feuille Annemasse.

Holocène

Lz1. Alluvions de la terrasse du Léman (10 m) (lac de 382 m). Cette terrasse forme une étroite banquette en rive droite du lac, du Nord de Genève à Bellevue. Le sondage 2045 a traversé, sous 1 m de cailloutis de plage, 12, 8 m de limons argileux lités puis un banc d'argiles à galets (1,20 m) reposant sur des sables probablement glacio-lacustres.

Lz2. Alluvions de la terrasse du Léman (3 m) (lac de 375 m). Cette terrasse borde directement le lac sur les deux rives à Genève, puis seulement en rive gauche. Elle comprend, en surface, des graviers et galets roulés de plage à matrice sablo-limoneuse (1 m à 1,5 m), puis un limon plus argileux, fluant (n'existe qu'à Genève, rive droite, 3 m) et à sa base, des sables à débris de coquilles, également très fluants (10 à 15 m). Epaisseur totale : 20 m, voire plus.

Pz. Remplissage des dépressions palustres ; tourbe superficielle. Ce sont des argiles, des sables, de la craie lacustre et de la tourbe. Les analyses polliniques permettent d'y reconnaître les différentes périodes de l'Holocène (voir « Documentation complémentaire »).

Fz, Fz1, Fz2. Alluvions fluviales des fonds de vallée (galets, sables et limons). On a pu localement distinguer le lit majeur (Fz1) et le lit mineur (Fz2). Pour l'Arve, l'épaisseur des alluvions correspondantes

s'établit en moyenne autour de 5 m, avec des extrêmes de 2 m (Étrembières) et de plus de 10 m à la Jonction (Genève).

À Nant, sous Arthaz, l'Arve, encaissée de 60 m dans la terrasse d'Arthaz, court-circuite un de ses méandres fossiles dont le fond est tapissé de Fz1. Ce phénomène est postérieur à la tourbe datée 5 300 + 120 B.P. qui occupe le méandre.

Jz. Alluvions torrentielles. Celles-ci sont actuellement inactives sauf orages exceptionnels. Matériel local, d'épaisseur variable.

CE/FGy5. Limons des chenaux fossiles (sur formation reconnue). Alluvions fluviales récentes des chenaux fossiles de l'Arande (Colonges-sous-Salève) et de Machilly. Ce sont des limons et des argiles peu épaisses.

Ez. Éboulis de gravité actifs. Très peu répandus sur cette feuille, on n'en trouve qu'à la base de la corniche calcaire du Môle, au-dessus de Bonneville. Ils sont issus de couloirs profonds qui découpent la corniche et constituent des cônes allongés, étroits, de petites dimensions, jointifs ou isolés. Situés généralement en-dessous de 1 000 m d'altitude, en plein adret, ils sont probablement cryoclastiques pour la plus grande part, et favorisés par l'intense découpage tectonique de ce secteur.

Coulées de boue récentes. Au Sud de Bogève, le versant nord de la pointe des Brassés, côté Foron, a donné lieu à une coulée boueuse de 1,2 km de long sur 0,5 de large entre les cotes 1 100 m et 800 m, au lieu-dit aujourd'hui le Déluge. On sait qu'elle s'est produite brutalement le 29 juillet 1715, à la suite de deux journées de grosse pluie (document du musée du Viuz-en-Sallaz). Elle engloutit trois hameaux.

Quelques kilomètres au Nord, le village du Villard est bâti sur une autre coulée de dimensions analogues.

X. Dépôts anthropiques, remblais. Ils sont très répandus dans le secteur d'Annemasse, surtout le long de l'Arve, et à Genève où ils constituent essentiellement les fondations de la vieille ville, des aménagements ferroviaires et aéroportuaires, des quais du lac et de l'Arve ainsi que de certains grands bâtiments. L'importation sur le territoire français des déblais genevois augmente sans cesse la superficie de ces décharges.

Évolution morphologique quaternaire

Rissien

Dans la région de Genève, on ne sait rien de l'évolution du relief jusqu'au Riss le plus récent dont la moraine de fond repose sur le substratum généralement molassique (ravin de Frontenex près Cologny). Les

quelques données de sondage montrent que, dans ce substratum, se dessinent trois anciens talwegs parallèles à la direction du relief actuel, Nord-Sud-Ouest, à une centaine de mètres sous la surface. Du Sud-Est au Nord-Ouest, ce sont ceux de Troinex–Puplinge, puis de Genève–plaine de l'Arve, les plus profonds et en pente vers le Nord-Est, à l'inverse du réseau hydrographique actuel. Celui du Rhône au Nord, enfin (Jonction–Aire-la-Ville) est moins profond et sensiblement horizontal.

Dans la vallée de l'Arve, deux sillons profonds ont été reconnus par sondage ou géophysique (Armand, 1978a) : celui de l'Arve (sous le cours actuel), à une profondeur de 45 m à l'amont (Nangy) et 70 m à l'aval (Collonges), celui de la Ménoge, sous la dépression de Cranves-Sales, entre la colline de Monthoux et les Voiron, à une profondeur constante de 30 à 35 m. Le sillon de l'Arve est donc plus profond que celui de la Ménoge par rapport aux cours d'eau actuels et plus pentu vers l'aval. En d'autres termes, le sillon de l'Arve se raccorde de plain-pied avec le fond du sillon rhodanien de Puplinge (cote inférieure ou égale à 340), alors que celui de la Ménoge y débouche par un gradin de confluence d'une centaine de mètres de hauteur.

Ce dernier, ainsi que les contrepentes des sillons du Rhône, montrent l'existence d'auges de surcreusement glaciaire façonnées par le glacier rissien. Celui-ci, qui a creusé l'ombilic du Léman, a remonté une contrepente depuis le point le plus bas du surcreusement, en amont, dans le Grand Lac, jusqu'au seuil molassique de la montagne de Sion en aval (feuille Saint-Julien-en-Genevois).

Le glacier de l'Arve, qui a creusé une auge aussi profonde, peut être regardé comme étant, au moins localement, d'une puissance comparable à celui du Rhône, eu égard au calibre différent de ces deux vallées.

Quant au glacier de la Ménoge–Giffre, dont l'auge est suspendue au dessus des deux précédentes, sa puissance était moindre ce qui est compatible avec ses dimensions et ses sources.

Interglaciaire Riss-Würm

Il transforme la cuvette lémanique surcreusée en lac, avec toute une série de dépressions palustres adjacentes, mais les sédiments correspondants ne sont connus que ponctuellement et par forage. Deux intéressent la feuille Annemasse :

- le sondage 1333 de Troinex, entre les cotes 336 et 327,6 soit 8,4 m de puissance ;
- le sondage 106 de la Jonction (Genève), entre les altitudes 360,9 et 353,2, soit 7,7 m (avec lignites).

En faisant intervenir les données tirées des feuilles voisines, on constate que ces dépôts interglaciaires s'étagent entre les cotes 320 et 400, soit sur une épaisseur de 80 m, avec une lacune de connaissance de 24 m entre 371 et 395. Ce lac interglaciaire s'étendait plus largement vers le Sud qu'aujourd'hui.

Donc, pendant l'interglaciaire Riss-Würm, il y avait probablement un Léman peu différent de l'actuel, plus étendu vers l'aval, de niveau légèrement plus bas, mais dont on ne connaît pas la configuration ni même l'extension approximative.

La vallée de l'Arve existait à son emplacement actuel, même si le talweg avait un cours différent. C'était aussi le cas de la Ménoge, en amont du pont Morand, le confluent de ce cours d'eau avec l'Arve pouvant se faire, en aval, en un point quelconque. La vallée de l'Arve interglaciaire était d'un niveau très inférieur à l'actuel si l'on se réfère à la cote de l'« alluvion ancienne » qui la remplit (de 407 à Scientrier à 362 à la Jonction, c'est-à-dire à Genève). Cette vallée était donc plus encaissée et plus pentue que la vallée actuelle ce qui n'est pas étonnant compte tenu de la durée de cet interglaciaire Riss-Würm.

Wurmien

Cette dernière crue glaciaire a été annoncée par l'arrivée de grandes masses de cailloutis (l'« alluvion ancienne » des auteurs) apportés par les torrents issus des fronts glaciaires. Le glacier s'est ensuite avancé jusqu'à Lyon (« moraines internes »), à 135 km de Genève. Dans le bassin lémanique, se faisait la coalescence des trois glaciers du Rhône, de l'Arve et du Giffre (ce dernier y arrivait par la basse vallée de la Ménoge, après avoir difflué par la vallée morte de Saint-Jeoire à Viuz-en-Sallaz).

À son maximum, le glacier rhodanien a dû atteindre 1 200 à 1 300 m sur la feuille Annemasse. Il a évidemment provoqué, lui aussi, un surcreusement des vallées et du lac. Le surcreusement le plus important est celui du Rhône dans le Petit-Lac et plus en aval. À Genève-ville, il atteint le substratum à la cote 301,7 (plus de 70 m sous la vallée actuelle). Dans cet axe d'écoulement et de surcreusement, tous les dépôts quaternaires ont été déblayés alors qu'ils subsistent latéralement.

Dans la vallée de l'Arve, le surcreusement a été moins profond et apparemment localisé le long du talweg actuel. Il atteint une cote inférieure à 400 m au niveau de Contamine-sur-Arve, 366 en aval, au défilé d'Étrembières. Pour le glacier du Giffre, le surcreusement a été très fort dans le bassin de Viuz-en-Sallaz puisque le sondage 8-4 n'a pas atteint le fond rocheux, à 80 m sous la vallée actuelle.

Le glacier s'est ensuite retiré par étapes successives (peut être coupées de réavancées) et a libéré assez vite la cuvette lémanique. Neuf de ces étapes, traduites par un stationnement et le dépôt de produits lacustres (lacs de barrage glaciaire), ont pu y être reconnues, dont huit ont laissé des traces sur la feuille Annemasse (fig. 7).

Il y a d'abord eu séparation progressive des trois glaciers originaux. Giffre et Arve se séparent à l'étape 4, Arve et Rhône à l'étape 6. Dans les intervalles ainsi délimités, se sont développés d'abord des lacs ;

puis, quand le hiatus est devenu plus important, des alluvions fluvio-glaciaires s'y sont ajoutés aux dépôts lacustres.

Le lac le plus important, toujours actuel, est celui de Genève, apparu à la 6^e étape sous la forme de l'étroit lac du Pas-de-l'Échelle au front du glacier rhodanien qui couvrait alors, totalement, la future agglomération genevoise. C'est seulement à la 7^e étape que le lac, encore modeste, l'envahit et que l'on peut parler d'un lac de Genève d'altitude égale ou inférieure à 435 m.

À l'étape 8, le glacier stationnait encore au niveau d'Annemasse et le lac de Genève s'était abaissé. À l'étape 9 (fig. 7-9), le lac est en cours de comblement, à la cote 420, au front d'un glacier qui occupe encore une partie du Petit-Lac.

Après quoi, l'évolution n'est plus sous influence glaciaire directe, mais uniquement lacustre et fluviale. Le Petit-Lac existe, à une altitude de 400 m environ, car le Rhône incise sa gorge en aval, provoquant l'abaissement du niveau du lac et l'enfoncement de tout le réseau de l'Arve. C'est alors que se produit le premier écroulement du Salève, il y a 13 000 ans. Un deuxième se produit 3 500 ans plus tard (9 460 B.P.). Entre temps, nous verrons que des Magdaléniens ont laissé des traces dans des abris sous blocs du premier écroulement, il y a 12 000 ans.

La dernière modification morphologique naturelle est l'abaissement temporaire du lac Léman à 375 m au Subboréal. La chute, probablement climatique, du niveau du lac jusqu'à la cote 366,6 (en dessous de son niveau actuel maintenu artificiellement) à la charnière Subboréal-Subatlantique, il y a 3 000 ans, n'a pas d'incidence morphologique. Le Rhône n'était plus alimenté que par l'Arve qui déroulait ses méandres en amont du pont de Bellecombe comme elle le fait aujourd'hui.

TECTONIQUE

SALÈVE ET BASSINS MOLASSIQUES SAVOYARD ET LÉMANIQUE

Structure

Émergeant du bassin molassique, le Salève a été interprété par de nombreux géologues (notamment par Joukowsky et Favre, 1913), comme un « pli en genou », avec un versant sud-oriental d'inclinaison voisine de 30° et un flanc nord-occidental subvertical à renversé. De plus, ces auteurs décrivaient une faille longitudinale importante de direction parallèle à celle de la structure de Salève ; c'est pourquoi ils parlaient de « pli-faille du Grand Salève » qu'ils limitaient à une portion du Grand-Salève et qu'ils avaient observé sur une longueur de 2 km ; en effet, ils ne le poursuivaient pas dans la « faille-flexure du Saut Gonet » qui, pourtant, correspond à la prolongation de cet accident vers le Sud-Ouest.

Dès 1957, D. Rigassi considère que le « pli-faille du Grand-Salève » résulte de l'évolution d'une faille enracinée au toit du socle. Le Salève correspondrait donc au chevauchement d'une série normale d'âge essentiellement jurassique supérieur et crétacé inférieur, constituant la partie supérieure de la montagne du Grand-Salève, sur des formations contemporaines, redressées à la verticale ou même renversées, et qui apparaissent en immenses dalles dans la partie inférieure de cette montagne, comme c'est le cas à l'aplomb du téléphérique du Salève.

Actuellement, les auteurs s'accordent à considérer le Salève comme *le front*, par endroits rebroussé (ce qui peut simuler une charnière anticlinale, d'où la notion de « pli en genou »), *d'une lame chevauchante* ; cette structure est liée à une grande fracture parallèle à l'axe du chaînon du Salève, « pli-faille » des anciens auteurs, (fig. 8).

De nos jours, l'imagerie sismique (profils ESSO-REP, 1970 et ECORS-Alpes, in Roure *et al.*, 1990) permet de montrer que la structure du chaînon du Salève est induite par le *jeu polyphasé d'une faille chevauchante*, ou *rampe*, faiblement inclinée vers le Sud-Est. La rampe du Salève, à l'origine d'un plan de chevauchement majeur, affecte tout le chaînon du Nord-Est au Sud-Ouest, sur une quarantaine de kilomètres, puisqu'il se suit d'Étrembières à Lovagny, soit à l'affleurement, soit sur les images sismiques. Le chevauchement du Salève, d'une amplitude d'environ 5 km, serait enraciné sur un linéament orienté SW-NE et marqué en profondeur par une demi-graben permo-carbonifère (Signer et Gorin, 1995).

Parallèlement à la faille longitudinale principale du Salève, de nombreuses fractures annexes sont décrites dans la monographie de E. Joukowsky et J. Favre (1913) : faille longitudinale de la paroi du Petit-Salève, faille de la Petite Gorge, faille longitudinale d'Orjobet, faille longitudinale de Grange-Passey. À l'inverse de la faille-*pli* principale, les deux premières fractures annexes précitées résultent de contraintes distensives, liées à la courbure du front de chevauchement. Il n'est donc pas étonnant que des dépôts contemporains de l'ouverture de ces failles annexes (Grès sidérolitiques) se soient infiltrés le long du miroir de faille, ce qui ne peut pas être le cas pour la faille-*pli* principale dont l'origine est due à des phases de compression.

Outre les failles longitudinales, tous les auteurs mentionnent des *décrochements senestres* dans le chaînon du Salève, déjà depuis le XIX^e siècle. Sur la feuille Annemasse, ne figure qu'un seul de ces accidents : le décrochement du Coin, dont les rejets horizontaux et verticaux atteignent respectivement 600 à 700 m et environ 80 m. E. Joukowsky et J. Favre (1913) signalent qu'une particularité de ce décrochement est que le plan de rupture est rempli par un énorme dépôt de calcite en larges cristaux, qui atteint 8 m d'épaisseur au-dessus de la grotte d'Orjobet. C. Signer et G. Gorin (1995) corrélerent le décrochement du Coin (comme celui du Vuache) à des linéaments orientés NW-SE, qu'ils considèrent comme actifs depuis le Permo-Carbonifère. Sur l'esquisse

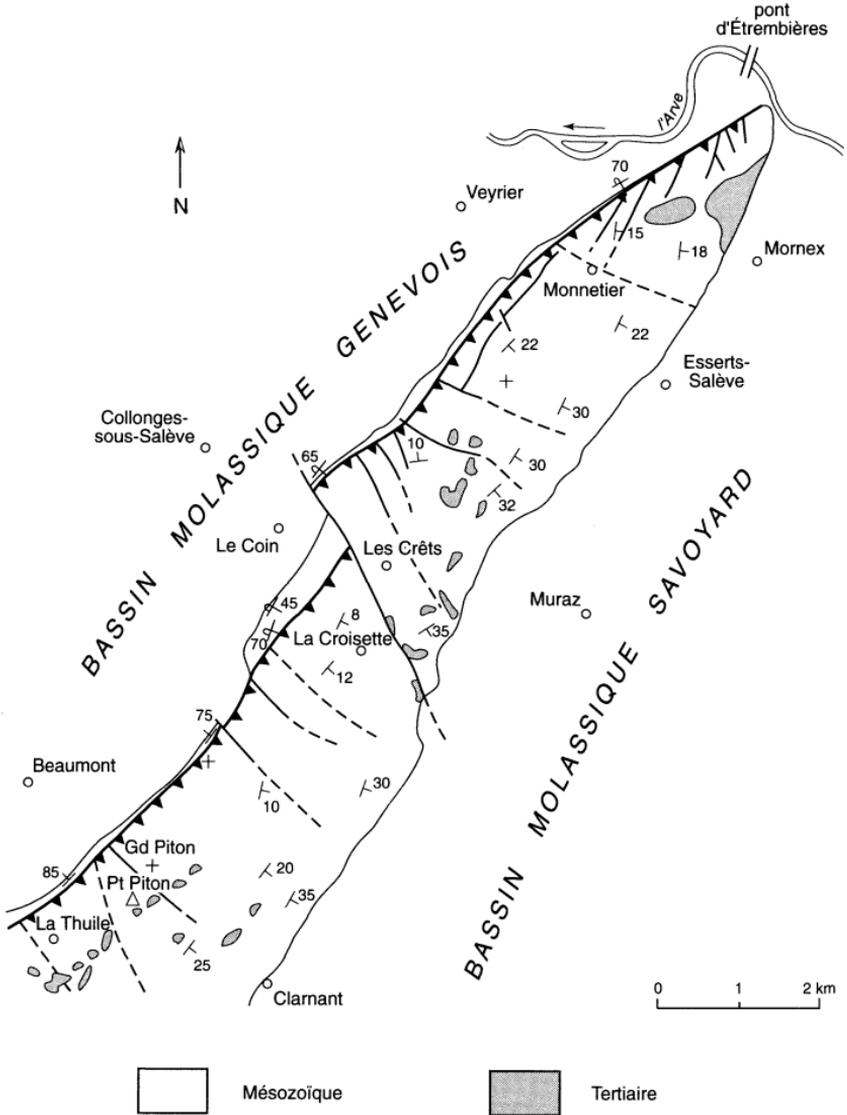


Fig. 8 - Esquisse structurale de la partie septentrionale du chaînon du Salève,
élaborée à partir des cartes géologiques de E. Joukowsky et J. Favre (1913),
du service cantonal de géologie de Genève (1989)
et de J. Charollais et M. Marthaler (1990, inédites)

Sur cette esquisse figure une faille longitudinale qui n'a pas été dessinée dans sa totalité sur la carte géologique Annemasse à 1/50 000. Cette faille correspond à un plan de chevauchement majeur qui sépare le flanc oriental normal du flanc occidental subvertical à renversé, et qui a été reconnu du Nord-Est (pont d'Étrembières) au Sud-Ouest (sous les chalets de la Thuille).

géologique du bassin genevois, dessinée par C. Ruchat (fig. 2), sont figurés les décrochements du Coin et de la vallée de l'Arve.

De nombreux *accidents transversaux* à faible rejet, subparallèles aux décrochements, affectent le chaînon du Salève : il s'agit de fractures annexes liées aux « structures en fleur » engendrées par les décrochements principaux, tel celui du Coin. Ils sont à l'origine de la formation de ravins, tels ceux des Sarrots, de la Grande-Varappe et du Palavet. C'est aussi à l'une de ces failles transversales que la Grande-Gorge doit en partie sa formation ; dans un couloir de la rive gauche de cette gorge, E. Joukowsky et J. Favre (1913) signalent un filon de calcite, qui atteint 3,50 m d'épaisseur et qui porte des stries témoignant d'un mouvement décrochant, postérieur au remplissage calcitique de la fracture. La faille transversale de la gorge de la Mule, également polyphasée, est marquée par un filon calcitique d'1,50 m d'épaisseur et portant des stries, qui démontrent un jeu décrochant un peu oblique.

Quant au vallon de Monnetier, limite morphologique entre le Petit et le Grand-Salève, il n'était généralement pas décrit comme « accident transversal », dans la littérature géologique ancienne. Objet de nombreux travaux depuis les hypothèses de H.B. de Saussure (1779-1796), son origine est certainement tectonique, comme l'a évoqué A. Lombard (1985) et comme le révèlent les nombreuses fractures visibles dans les nouveaux affleurements dégagés lors de l'élargissement de la route reliant Mornex à Monnetier. D'après Q. Deville (1991), la direction de l'axe structural du Salève change brusquement à la hauteur du vallon de Monnetier : de N20E sur le versant méridional (Grand-Salève), il passe à N50E sur le versant septentrional (Petit-Salève). Pour cet auteur, il s'agit d'une véritable « *virgation* » de l'axe structural du Salève. D'autre part, les couches néocomiennes des deux flancs du vallon de Monnetier ne peuvent se raccorder directement; leur décalage vertical d'environ une quarantaine de mètres implique (Deville, 1991) la présence d'une faille qui se situerait au droit de Monnetier.

La fracturation de la région de Monnetier a évidemment facilité l'érosion due au passage du glacier de l'Arve, à l'époque quaternaire. Un cordon morainique (Joukowsky et Favre, 1913), encore bien visible aujourd'hui sur le versant septentrional du vallon de Monnetier, correspondrait à un arrêt de ce glacier « Petit stade de Monnetier » selon Jayet (1966) ou « Stade de Monnetier » d'après Achard et Jayet (1967). Suivant Q. Deville (1991), la morphologie actuelle du vallon de Monnetier aurait donc une origine primaire tectonique, puis glaciaire, et non pas fluviale comme beaucoup d'auteurs l'ont écrit.

La ligne de crête du Petit-Salève, formée par les Calcaires urgoniens, culmine à 899 m au-dessus de Monnetier (camp des Allobroges) et descend jusque vers 400 m au niveau de la vallée de l'Arve ; cette disposition traduit un *plongement axial* vers le Nord-Est, de plus de 10°. Selon G. Gorin *et al.* (1993), au-delà de la vallée de l'Arve, la structure du Salève se poursuivrait vers le Nord-Est, sous près de 1 000 m de dépôts

tertiaires et quaternaires, mais serait fortement décalée vers le Nord-Ouest par la « faille de la vallée de l'Arve » (décrochement senestre).

Cinématique

Aucune étude structurale approfondie et moderne n'ayant été faite sur le mont Salève, il s'avère difficile de reconstituer la cinématique de ce chaînon. Pourtant des travaux récents régionaux, notamment sur la faille du Vuache (Blondel *et al.*, 1988) et sur la partie du Jura méridional figurant sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois (Donzeau *et al.*, 1997, 1998), démontrent, d'une part, l'importance et le rôle des fractures tardi-hercyniennes et, d'autre part, le jeu des contraintes diversement orientées au Mésozoïque déjà (Blondel *et al.*, 1988), puis au Tertiaire (Donzeau *et al.*, 1997) et encore aujourd'hui.

À **la fin du Mésozoïque et dès le début du Tertiaire**, la région du Salève a été soumise à des contraintes compressives méridiennes, ce qui engendra des bombements à large rayon de courbure dans la couverture mésozoïque. Cette période de raccourcissement serait à l'origine du premier bombement du Salève, probablement lié à une *réactivation d'une faille tardi-hercynienne*, orientée NE-SW et bordant un bassin permo-carbonifère (Gorin *et al.*, 1993).

Actuellement, au faîte de la structure du chaînon du Salève, des poches karstiques remplies de Grès sidérolitiques (Bartonien? Priabonien?) ravinent les formations hauteriviennes (Complexe des Marnes d'Hauterive et de la Pierre jaune de Neuchâtel) alors que sur les flancs elles n'affectent que les Calcaires urgoniens (Joukowsky et Favre, 1913). Il faut en conclure qu'au sommet du Salève, les Calcaires urgoniens étaient déjà complètement décapés alors qu'ils étaient conservés sur les flancs, au moment de la sédimentation des grès sidérolitiques, ce qui plaide en faveur d'un *bombement* antérieur au dépôt de ces faciès continentaux. Ce bombement précoce est encore confirmé en subsurface par la présence de onlaps des Grès de Bonneville et de la Molasse rouge, visibles en sismique, sur le flanc oriental du chaînon du Petit- et du Grand-Salève.

Durant **l'Oligocène**, la phase d'extension E-W de la plate-forme européenne, à l'origine du rifting des fossés bressan et rhénan, a sans doute provoqué au Salève des mouvements qu'il est difficile d'apprécier. Le premier jeu de certains décrochements senestres pourrait dater de cette époque.

Au **début du Miocène** (Aquitaniens–Burdigaliens *p.p.*), le raccourcissement NE-SW, observé dans l'avant-pays alpin (Bergerat, 1985) et reconnu au Vuache (Blondel *et al.*, 1988), n'a pu être mis en évidence jusque-là.

Quant au raccourcissement d'orientation NW-SE, **post-Miocène**, il est certainement à l'origine de la déformation de la grande faille longitudinale du Salève, provoquant l'avancée d'environ 5 km vers le Nord-

Ouest de la « lame » chevauchante du Salève, grâce à un décollement sur le « Lias argileux ». Il est également responsable de la déformation de la Molasse rouge, redressée à la verticale, voire même renversée dans le flanc nord-occidental du Salève. C'est aussi à cette phase tectonique majeure (attribuée par certains auteurs au Ponto-Pliocène par analogie avec l'histoire structurale du Jura) que l'on peut rattacher le développement des décrochements senestres.

Les résultats de la sismicité enregistrée dans la région genevoise en 1983 et 1984, et l'analyse des mécanismes au foyer des tremblements de terre récents le long de la faille du Vuache (Sambeth et Pavoni, 1988; Thouvenot, 1996) ont démontré que l'extrémité méridionale du bassin genevois est soumise à des contraintes tectoniques du même type que celles du Néogène supérieur. Il est donc tentant de relier à cette activité compressive actuelle la morphologie particulière (crevasses, zones d'éboulement) du plan de chevauchement, au Grand-Salève notamment (Q. Deville, communication orale, 1991).

ULTRAHELVÉTIQUE DES PRÉALPES EXTERNES

L'Ultrahelvétique des Préalpes externes, représenté principalement sur la feuille Annemasse, par les collines du Faucigny, forme un bourrelet écaillé (fig. 9, encart couleur), véritable « coussin » au front et sous les Préalpes médianes (Rigassi, 1966). R. Verniory (1937) a reconnu et décrit 19 écailles, dont 15 sont en série normale et 4 en série renversée. De style généralement assez rigide, ces écailles présentent parfois des structures plissées, comme l'anticlinal déjeté du Grand-Château, la tête anticlinale frontale du Pénoucllet ou les replis de la région du bois du Saut.

R. Verniory qui, déjà en 1937, a proposé un scénario de la mise en place des collines du Faucigny, relève en préambule la grande similitude des faciès entre les différentes écailles, ce qui l'a conduit à admettre qu'elles dérivent toutes d'une même « nappe primitive », donc d'un même bassin. Cette observation et cette interprétation sont partagées par la majorité des auteurs, qui s'accordent à situer la patrie d'origine de l'Ultrahelvétique des Préalpes externes au Sud du domaine delphino-helvétique. Seul, en 1966, D. Rigassi remettait en cause l'opinion généralement admise d'un charriage orienté systématiquement vers le Nord-Ouest de tous les éléments préalpins; il en concluait que la patrie des éléments « ultrahelvétiques » devrait alors être recherchée dans une fosse nord-helvétique. S. Anatra (1986) et J. Charollais *et al.* (1993), se basant sur des critères stratigraphiques, pensent pouvoir infirmer cette proposition.

De nouvelles hypothèses sur les mécanismes invoqués pour expliquer la mise en place des écailles, ont été émises depuis les travaux de R. Verniory (1937). Pour lui et ses contemporains, l'agencement de ces écailles résultait de processus uniquement tectoniques; ils supposaient une première poussée orientée ENE-WSW, liée à l'avancée des Préalpes

médianes, suivie d'une deuxième phase de compression SE-NW, contemporaine de la structuration du domaine delphino-helvétique (massifs de Platé et du haut Giffre). À cette hypothèse purement tectonique, s'ajoutent ces dernières années des propositions qui prennent en compte des mécanismes plus complexes à la fois sédimentologiques et tectoniques : ainsi le faciès grésoglaucconieux rattaché à l'Aptien par R. Verniory (1937) correspondrait bien à un matériel déposé en grande partie à cette époque (Kindler, 1986 ; Kindler *et al.*, 1995) ; mais ces auteurs ont démontré que ce dernier a été resédimenté « grain par grain » au Paléocène moyen-Éocène inférieur dans un bassin au sein duquel s'empilaient des olistolites de marnes noires pyriteuses, de calcaires sublithographiques et de marnes et calcaires argileux.

WILDFLYSCH, FLYSCH DES VOIRONS (NAPPE DU GURNIGEL)

L'organisation structurale générale du massif des Voirons et de ses annexes a déjà été évoquée à l'occasion des descriptions stratigraphiques de ses unités constitutives. Les détails de structure au sein de chacune de ces unités, n'apportent pas d'autres informations décisives. De bas en haut ou d'Ouest en Est, se succèdent, avec un plongement général vers l'Est, les éléments suivants (fig. 9) :

- la bordure orientale du *bassin molassique lémanique*, disparaissant sous :
- la *Molasse subalpine charriée* (« écaille de Montauban ») ;
- une écaille de *Flysch subalpin* (« écaille de Bellevue ») ;
- un train de *wildflysch* à lentilles mésozoïques (prolongement probable de l'Ultrasubalpin des collines du Faucigny), le tout réuni au sein du « *Mélange infrapréalpin* » ;
- le *Flysch des Voirons (nappe du Gurnigel)* formant la partie supérieure du massif, probablement découpé en 3 ou 4 écailles, et engagé sous le front de la nappe des *Préalpes médianes*, qu'il avait dépassée lors de la mise en place.

PRÉALPES MÉDIANES

La portion des Préalpes médianes, qui figure sur la feuille Annemasse, est jalonnée à sa base par des cornieules (cargneules) triasiques qui soulignent des contacts tectoniques (fig. 9), avec :

- la *nappe du Gurnigel* (Marnes de Saxel du massif des Voirons), bien visibles à l'Ouest et au Sud-Ouest de Bogève, notamment en deux points (coord.: 915,05/141 et 914/138,1) ;
- l'*Ultrasubalpin des Préalpes externes*, particulièrement observables à l'Est du rocher de l'Aigle (collines du Faucigny).

Les massifs de la pointe de Miribel, de la pointe des Brasses et du Môle représentent le front occidental des Préalpes médianes chablai-

siennes, constitué d'une série d'écaillés complexes qui contrastent avec le style plus souple, développé plus à l'Est (feuille Samoëns-Pas-de-Morgins). De plus, dans ces trois massifs, les différences de compétence entre les diverses formations ont provoqué de nombreux phénomènes de disharmonie et de décollements.

Au Nord de Saint-Jeoire, F. Balmer et F. Olmari (1983) distinguent d'Ouest en Est :

- des écaillés triasiques et liasiques, orientées NE-SW et affectées de décrochements surtout à l'Est de la pointe de Miribel ;
- un empilement d'écaillés chevauchantes d'orientation quelconque, sans relation visible avec les unités voisines, et composées de formations comprises entre le Jurassique supérieur et le Tertiaire (la Chappe, Grange-Neuve-d'En-Bas, les Places, les Roties) ;
- une grande écaille de direction NNE-SSW, constituée de terrains du Lias et du Dogger et qui forme l'arête de la pointe des Brasses.

En outre, ces auteurs signalent quelques décrochements senestres orientés E-W, dont l'un d'eux passe à 100 m au Nord de la pointe des Brasses.

Au Sud de Saint-Jeoire, la « pyramide » du Môle, bien individualisée du reste des Préalpes médianes sur le plan morphologique, chevauche l'Ultrasubalpique des Préalpes externes, à l'Est du rocher de l'Aigle. D'après A. Lombard (1981), le massif du Môle est caractérisé par un empilement d'écaillés, au sein desquelles les séries monoclinales plongent vers le Sud-Est. Toutefois, cet auteur dessine sur ses profils une zone plissée, d'orientation méridienne, qui se développe entre le bois de Viuz et la Concorde. Il mentionne également une forte montée axiale, dirigée du Nord vers le Sud, bien marquée dans la Formation du Staldengraben et dans les Couches rouges, responsable de la culmination du Môle à 1 863 m.

GRANDS TRAITES DE LA STRUCTURE ET DE L'ÉVOLUTION ALPINE

La notice de la feuille Annemasse faisant appel, pour la géologie des nappes préalpines, à des dénominations particulières, il est apparu nécessaire de les définir et de les remettre dans leur cadre d'origine.

On sait que les Alpes constituent une chaîne de collision d'âge tertiaire entre le continent européen et un promontoire avancé du continent africain. Avant la collision, ces deux ensembles étaient séparés par un domaine océanique grossièrement SW-NE, apparu au Jurassique moyen comme une gigantesque fissure progressivement élargie. Ce hiatus océanique n'a duré qu'une cinquantaine de millions d'années car, à la fin du Secondaire, il s'est refermé, déclenchant ainsi la collision donc le plissement alpin.

Trois périodes doivent ainsi être distinguées dans l'histoire alpine (fig. 10) :

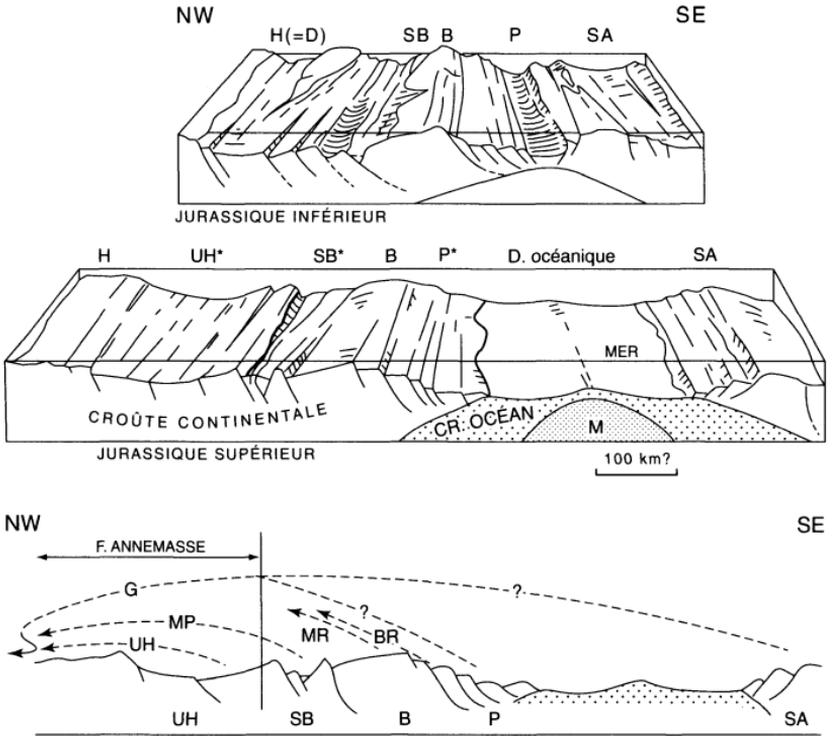


Fig. 10 - Évolution paléogéographique de la "fosse" alpine, (d'après J. Debelmas)
(* Seules les zones marquées d'un astérisque sont représentées sur la feuille Annemasse)
Cheminement tertiaire des nappes issues de ces différents domaines
(UH : nappe ultrahelvétique, G : nappe du Gurnigel, MP : nappe des Médiannes plastiques)

Avant l'apparition de la fissure océanique, c'est-à-dire au Trias et Lias, la région alpine n'est qu'une plate-forme plus ou moins accidentée sur laquelle s'avance la mer alpine généralement peu profonde. Les dépôts de cette période sont rares sur la feuille Annemasse (massif des Brasses et du Môle).

Du Jurassique moyen au Crétacé inférieur, le domaine océanique s'ouvre. De part et d'autre de ce hiatus, s'individualisent des marges continentales plus ou moins disloquées par distension. Les Alpes françaises correspondent seulement à la marge nord. Grâce à la morphologie variée de celle-ci, les géologues ont pu y distinguer un certain nombre de domaines différents, en creux ou en relief, sur lesquels la sédimentation était donc variable. En gros, en partant du domaine océanique (dont aucun matériel n'existe sur la feuille), on trouvait :

- un talus « *piémontais* », raccordant le fond océanique au continent européen ;
- un seuil sous-marin, souvent balayé par les courants et à sédimentation mince et calcaire : c'est le seuil « *briançonnais* », dont le matériel sédimentaire se retrouve dans les Préalpes, dans la nappe des « *Médianes rigides* », non représentée sur la feuille Annemasse ;
- un sillon à sédimentation marine plus épaisse et plus marneuse : c'est le sillon « *subbriançonnais* » dont le matériel sédimentaire correspond, dans les Préalpes, à la nappe des « *Médianes plastiques* » qui constitue ici les massifs des Brasses et du Môle.

Les trois domaines précédents (*piémontais*, *briançonnais* et *subbriançonnais*) appartiennent aux zones « *internes* » alpines. Au delà, vers le Nord-Ouest, venait la zone « *externe* », d'abord en eau assez profonde (domaine dit « *ultrahelvétique* ») puis de plus en plus littorale (domaine *subalpin* = *delphino-helvétique* et *jurassien*).

Pendant le **Crétacé supérieur**, le rapprochement Afrique–Europe comprime le domaine océanique qui disparaît par subduction sous la marge africaine. Au début du Tertiaire, la mer persiste encore sur un espace de plus en plus réduit, où les domaines précédemment définis sont de moins en moins discernables. C'est à ce moment que se dépose le matériel sédimentaire des Voirons (Gurnigel), probablement sur le domaine *piémontais* (?).

La collision Europe–Afrique se produit peu après, déclenchant le *plissement alpin*, qui débute vers 40 Ma (fin de l'Éocène). Les premières nappes se mettent en place vers le Nord-Ouest dans les zones internes, tandis que, dans la zone externe, l'état compressif se traduit seulement par la surrection d'une ride de socle *ultrahelvétique*, ride à la surface de laquelle la couverture sédimentaire Trias–Éocène glisse en se disloquant, ceci en milieu sous-marin (genèse du *Wildflysch ultrahelvétique*). Ce matériel sera à son tour entraîné en nappe sous les Préalpes, progressant toujours vers le Nord-Ouest, c'est-à-dire vers l'extérieur de la chaîne.

C'est seulement au Miocène supérieur (vers 6 Ma) que le plissement alpin gagne toute la zone subalpine et jurassienne (Salève).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

L'hydrogéologie de la feuille Annemasse à 1/50 000 est très complexe compte tenu du grand nombre de formations perméables et aquifères. Pour une meilleure compréhension, nous distinguerons l'eau dans les dépôts quaternaires et l'eau dans les formations du substratum anté-quaternaire.

Aquifères quaternaires

• **Alluvions fluviales à fluvioglaciales sous-morainiques (« alluvion ancienne »)**. Elles sont toujours masquées par la moraine wurmienne dans la vallée de l'Arve. Elles affleurent dans le bassin de Genève à Genève et le long de l'Arve et du Rhône. Grâce à de nombreux forages et aux études géophysiques, nous pouvons suivre le réseau hydrographique qu'elles ont fossilisé et qui constitue un dispositif riche en eau d'excellente qualité, bien protégé. Ainsi, un ancien cône du Borne se raccorde à une ancienne plaine alluviale de l'Arve aujourd'hui conservée en rive gauche (Arenthon, Scientrier). Le fond topographique, creusé sur un substrat molassique, décrit quelques méandres (le Nant d'Arthaz). Cette vallée recevait en rive droite une ancienne Ménoxe très étroite. Cette Arve ancienne rejoignait ensuite le bassin de Genève et le Rhône ancien très à l'aval de Genève, après un trajet le long du Salève (Gaillard, Saconnex-d'Arve). Dans ce bassin genevois, les alluvions fluviales sont recouvertes par un puissant dépôt fluvioglaciale localement affleurant. Tout cet ensemble, qui dépasse 80 m de puissance, ne constitue qu'un seul aquifère.

La continuité hydrologique de cet ancien réseau hydrographique est interrompue par l'érosion glaciaire et le dépôt de placages morainiques épais (entre Scientrier et Arthaz, entre Arthaz et Gaillard). Il en résulte trois nappes étagées : la nappe de Scientrier, la nappe d'Arthaz dont le niveau piézométrique est 20 m plus bas et la nappe du Genevois-Saconnex-d'Arve dont le niveau piézométrique est à une cote encore plus basse de 40 m. Les deux premières nappes sont captives sous la moraine würmienne tandis que la troisième est largement libre dans les alluvions fluvioglaciales, sous un toit morainique. Cette dernière nappe est aujourd'hui trop largement exploitée. Elle est alimentée par l'Arve qui s'infiltre dans les alluvions fluvioglaciales vers Gaillard et par une réalimentation artificielle à Vessy depuis les eaux de l'Arve filtrées. L'alimentation des deux nappes de la vallée de l'Arve n'est pas précisée à ce jour.

Les débits extraits de toutes ces nappes, dans chacun des ouvrages, sont supérieurs à 200 m³/h. Ils soulignent la bonne perméabilité des matériaux aquifères.

• **Cailloutis et sables des placages glacio-lacustres.** Assimilables à des dépôts de kame, ils constituent des aquifères perchés, très limités (la Muraz, la Marmotte, la Bergue,...) sur un plancher morainique imperméable. Ils alimentent de petites sources vulnérables qui tendent à disparaître par exploitation des granulats.

• **Chenaux fluvio-glaciaires.** Les plus spectaculaires sont ceux de Machilly et de Cranves-Sales reconnus par forages. L'hétérogénéité des dépôts est importante d'où l'existence de plusieurs niveaux aquifères en charge mais peu épais. Les perméabilités sont faibles, les débits extraits inférieurs à 20 m³/h. L'eau est souvent dure (> 30°F), de qualité bactériologique parfois douteuse. L'alimentation s'effectue le long des versants, les chenaux fluvio-glaciaires étant souvent encaissés.

• **Terrasses fluvio-glaciaires.** Elles constituent des épandages caillouteux et limoneux, d'épaisseur décimétrique, sans couverture protectrice. Le plancher est généralement morainique.

Ces terrasses sont perchées. Elles alimentent donc des sources nombreuses, diffuses, à débit modeste (< 1/s) et aux eaux de médiocre qualité bactériologique. Nous citerons les sources de versant à Faucigny, à Nagy-Loëx, Fillinges et Arthaz, à la base des terrasses déterminant les plateaux. Quelquefois, ces alluvions coiffent d'anciens chenaux d'érosion. Les eaux sont alors concentrées et les sources plus importantes. Nous citerons la source de l'Hospice sur la terrasse de Viuz-en-Sallaz (80 m³/h).

L'alimentation se fait par les précipitations directes. Les captages nécessitent de longues tranchées s'enfonçant dans le versant, au contact du plancher imperméable.

• **Terrasses fluviales de l'Arve.** En règle générale leur épaisseur est modeste, de l'ordre de 10 m. Elles ont été déposées par l'Arve lors de son enfoncement par méandres dans les complexes morainiques, glacio-lacustres et fluvio glaciaires. Dans le bassin de Genève, ces terrasses sont perchées sur les cailloutis fluvio-glaciaires voire emboîtées dans l'« alluvion ancienne ». Elles sont alors drainées par les formations basales perméables.

Dans les vallées de la Menoge et de l'Arve, sur sa rive gauche à Scientrier-Aranthon, ces terrasses caillouteuses reposent parfois sur un plancher morainique. Mais elles sont toutes drainées par les alluvions grossières des fonds des vallées actuelles qui s'emboîtent dans ces terrasses.

Ces terrasses constituent de médiocres réservoirs que quelques puits fermiers utilisent. Elles participent à l'alimentation des nappes phréatiques des vallées.

• **Alluvions fluviales des basses vallées.** Elles sont, là encore, peu épaisses et en étroite relation hydraulique avec l'Arve et la Menoge, celles-ci alimentant ou drainant suivant le niveau des eaux.

Ces alluvions contiennent une nappe très vulnérable tant chimiquement que bactériologiquement. Cette nappe phréatique est exploitée vers Aranthon pour la ville de La Roche-sur-Foron. Les débits extraits sont de l'ordre de 150 m³/h pour une tranche d'eau de 5 à 6 m.

L'exploitation de cette nappe pour l'alimentation est en conflit avec les prélèvements de granulats (remblais pour les autoroutes, constructions dans le canton de Genève,...) qui suppriment l'aquifère, parfois remplacé par des déblais imperméables (La Roche-sur-Foron).

Ces nappes de surface, très vulnérables, sont abandonnées par les exploitants d'eau souterraine qui se retournent vers les nappes profondes de « l'alluvion ancienne ».

● **Moraines.** De nombreux puits fermiers sont implantés dans la partie superficielle des moraines de fond souvent remaniées par les eaux courantes et couvertes de colluvions en bas des pentes. Les débits sont le plus souvent insignifiants et les eaux très mauvaises bactériologiquement. Ces puits sont pour la plupart abandonnés.

Aquifères anté-quaternaires

La perméabilité des roches, leur fracturation et leur disposition structurale vont contrôler les réserves en eau souterraine et leurs circulations. On peut distinguer les grands ensembles suivants.

● **Calcaires urgoniens du Salève.** D'une épaisseur variable atteignant 200 m, ces calcaires massifs très karstifiés reposent sur les marno-calcaires et les marnes de l'Hauterivien inférieur largement affleurants sur les sommets du Salève. De pendage 30° vers l'ESE, la structure calcaire a un abaissement axial assez fort vers le NNE qui conduira les eaux souterraines. Une fracturation transverse NW-SE découpe les calcaires, favorisant des sources de débordement tout au long du flanc oriental. Celles-ci ont un débit très variable, souvent inférieur au litre par seconde à l'étiage automnal et une grande vulnérabilité aux contaminations fécales liées aux alpages. À son extrémité nord, le massif du Salève alimente la grosse source captée des Eaux-Belles, vers 400 m d'altitude. Le débit d'étiage est de l'ordre de 8 litres par seconde.

Un puits, au Pas-de-l'Échelle, semble capter des écoulements du Salève avec un débit pouvant atteindre 400 m³/h. L'accident transverse de Monnetier-Mornex joue le rôle de drain majeur et récupère des eaux de l'Urgonien mais aussi celles des calcaires jurassique supérieur à valanginiens se dégageant sur le front occidental du massif.

Les calcaires urgoniens de l'angle sud-ouest de la feuille, alimentent la grosse source karstique de la Doua, à Cruseilles.

Les ressources en eau contenues dans ces calcaires sont très fragiles et largement menacées par les aménagements touristiques projetés sur le Salève.

● **Grès des Voirons.** La série du flysch grésoschisteux nummulitique des Voirons comporte suffisamment de bancs de grès pour constituer un ensemble aquifère à porosité d'interstice. Les alternances de schistes

vont limiter les débits mais favoriser la protection des eaux, le plus souvent de bonne qualité.

Les sources sont nombreuses, mais à faible débit. L'agglomération d'Annemasse capte une partie de ces sources sur le versant occidental des Voirons. Les débits ne dépassent par 350 m³/j en étiage.

Un très important colluvionnement éparpille les émergences et rend peu rentable économiquement le captage des venues.

• **Calcaires à silex du Jurassique moyen à supérieur des Brasses.** En bancs épais, ils sont perméables en grand du fait des fissures et des fractures qui les affectent. Les dissolutions chimiques augmentent leur perméabilité et contribuent à une morphologie superficielle typique qui favorise les infiltrations sur les secteurs d'altitude (Plaine-Joux). Ceux-ci sont alors largement déficitaires en eau, au contraire des zones basses qui drainent les eaux : sources de la Mouille à Bogève et sources des Prévrières à Ville-en-Sallaz (environ 4 l/s).

• **Dolomies, gypses et cargneules des grands contacts.** Ces roches présentent une perméabilité en grand liée aux dissolutions des gypses. Les sources sont peu nombreuses, à débit soutenu bien que peu élevé (quelques l/s) étant donné la faible étendue des impluviums. Les eaux sont très dures (> 45°F), de type sulfaté calcique. Nous citerons la source de la Bédière à Viuz-en-Sallaz captée pour le syndicat intercommunal des eaux de Peillonex et alentours. Cette source est polluée bactériologiquement durant l'été.

Un grand contact chevauchant jalonné de gypse a été atteint vers 80 m par un forage dans la vallée de la Ménoge à Viuz-en-Sallaz. L'eau y est exagérément sulfatée mais le débit significatif (environ 50 m³/h).

En résumé, les aquifères quaternaires sont les mieux représentés sur la feuille Annemasse. Certains sont superficiels, peu puissants et en relation étroite avec des cours d'eau de qualité médiocre. D'autres comme « l'alluvion ancienne » sont par contre riches en eau de qualité et largement exploités, parfois au-delà des possibilités hydrogéologiques (nappe du Genevois). La distribution des eaux se fait à partir de pompages conséquents, sur des distances décakilométriques.

Les massifs du Salève, des Voirons et des Brasses alimentent des sources gravitaires de débits modestes (< 1/s) le plus souvent. Seuls les aquifères karstiques alimentent des sources plus importantes mais peu nombreuses et très vulnérables, sinon déjà polluées. Le déficit en eau est de règle pour les secteurs d'altitude.

SUBSTANCES UTILES

Argiles, sables et graviers

De nombreuses carrières existaient jadis dans les formations quaternaires, tant dans les dépôts lacustres argileux (la Tuilière, Contamine-

sur-Arve) que sableux (Château-Crévin, Bossey) et graveleux (Gaillard par exemple). Elles ne sont plus que six aujourd'hui et servent essentiellement aux besoins de l'agglomération genevoise.

Sables et graviers sont extraits au Pas-de-L'Échelle (Salève et terrasse glacio-lacustre, GLy6), dans la grande gravière du delta de la Marmotte au Sud-Est d'Arbusigny, sporadiquement dans le delta de Villy à Reignier, et dans le lit mineur Fz2 de l'Arve à Arenthon (dragage) et à Bonneville (emprunt sec).

Calcaires

Les calcaires et marno-calcaires berriaso-valanginiens du Salève ont été exploités pour la chaux et la pierre de taille. L'Urgonien du Salève a fourni de la pierre de taille et du concassé aux carrières d'Étrembières, de Mornex et d'Esserts-Salève. Toutes ces carrières sont aujourd'hui abandonnées.

Les écaïlles mésozoïques du Wildflyscht ont été jadis exploitées parfois (comme à Armiaz) jusqu'à disparition quasi complète des calcaires. C'était de petites exploitations artisanales pour des besoins locaux et seule la carrière Hominal (lieu-dit Chez-Fiol) a eu une certaine importance.

Au Sud des Brasses, les calcaires sombres en petits bancs du Dogger sont extraits pour empierrement en deux carrières (Prévières et lieu-dit Chez-Millet). Episodiquement, les calcaires massifs du Malm font l'objet de petits emprunts au rocher Blanc au Sud de Plaines-Joux.

Actuellement s'exerce une exploitation intensive des blocs pour remblais et confortements dans les énormes carrières du pied du Salève au Pas-de-l'Échelle, et de façon moindre à la carrière de Cornier dans la moraine des Rocailles.

Cargneules

Elles sont sporadiquement exploitées pour empierrement dans de petites carrières à Plaine-Joux et entre le Bourgeau et les Noyers.

Grès et molasses

Les Grès de Bonneville et la molasse grise ont été utilisés comme pierre de taille, de dallage ou en blocs de soutènement. Les anciennes carrières abandonnées se retrouvent encore entre Bonneville et Aysé et à Bonne-sur-Ménoge. Les Grès des Voirons ont été, pour les mêmes usages, extraits de plusieurs carrières à l'amont du Pont-de-Fillinges, entre les Granges et les Bourguignons.

Aujourd'hui, les grès et molasses ne sont plus exploités sur le territoire de cette feuille.

Grès et sables ferrugineux

Le sidérolitique peut contenir jusqu'à 25 % de fer sous forme de limonite. En plusieurs points du flanc oriental du Salève comme par exemple aux rochers de Faverges, le sol montre les marques d'anciennes excavations et recèle des scories et des laitiers de fer qui dateraient de La Tène et de l'époque gallo-romaine.

Tourbe, lignite

La tourbe existe en de nombreuses places mais n'est plus exploitée. Le lignite a été signalé dans les grès de Bonneville mais les niveaux sont toujours trop minces pour présenter un intérêt économique.

Hydrocarbures

Des indices d'huile ont été signalés au Salève entre Petite- et Grande-Gorge, au bas des parois près d'Aiguebilles, aux Très-Arbres à 200 m au Sud du téléphérique et à Grange-Gaby. Ces indices se rencontrent dans les calcaires de l'Hauterivien et de l'Urgonien.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Les découvertes archéologiques, très abondantes, se répartissent en trois grandes zones. La première comprend les rives du Léman (où se trouvent de nombreuses stations palafittiques néolithiques et de l'âge du bronze aujourd'hui ennoyées) ainsi que l'oppidum de Genève. La seconde est centrée sur le mont Salève et englobe aussi bien les sites occupant les piémonts nord-ouest de la montagne que les nombreuses cavités creusées sur la face du Grand-Salève tournée vers Genève. Enfin, de moins nombreuses découvertes se répartissent de façon inégale dans la vallée de l'Arve au sens large.

Les plus anciens vestiges proviennent des grottes d'Onnion dans la vallée du Risse. Les trois grottes du Lichen (1 130 m), de la Grande Barne (1 210 m) et du Baré (1 190 m environ) ont livré des couches avec faune paléolithique à *Ursus spelaeus*. Le cortège spécifique le plus riche provient de la grotte du Baré avec en outre *Felis spelaea*, *F. pardus*, *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*, *Martes martes*, *Cervus elaphus*, *Capra ibex*, *Rupicapra rupicapra*, *Marmota marmota* et divers rongeurs. Seule cette dernière grotte a livré une industrie humaine moustérienne à débitage levalloisien, dont la datation reste incertaine et qu'il faut probablement placer dans un interstade du Würm ancien (Spahni et Rigassi, 1951).

Le **Paléolithique supérieur** n'est représenté que par le Magdalénien des stations en abri-sous-blocs dites de « Veyrier » sur la commune française d'Étrembières (Deonna, 1930 ; Gallay, 1988, 1990 ; Pittard et

Reverdin 1929). Découvertes en 1983, ces stations ont malheureusement été totalement détruites par l'avance des carrières du Salève à une époque où les observations archéologiques restaient encore superficielles. Des observations récentes (Jayet, 1937, 1943, 1946; Reynaud et Chaix, 1981), permettent de bien situer l'horizon préhistorique dans le contexte géologique du retrait glaciaire. Les Magdaléniens se sont en effet installés dans un chaos de blocs provenant d'un éboulement de la paroi du Salève qui repose lui-même, soit sur des limons tardiglaciaires (avec paléosol daté de 13 000 B.P.), soit sur une formation sableuse glacio-lacustre (GLya, formation sous-morainique de Bossey). L'occupation magdalénienne de Veyrier, dont la faune comprend notamment, par ordre d'importance décroissant, *Lagopus lagopus*, *Rangifer tarandus*, *Equus caballus*, *Marmota marmota*, etc. a fourni une date ¹⁴C en accord avec l'interprétation archéologique et géologique du site, soit 12 300 ± 130 B.P.

La station des Grenouilles, située un peu à l'écart des principaux abris, a livré, quant à elle, dans une couche très riche en restes de batraciens, mais contenant encore du renne, les restes d'un homme portant un très fort traumatisme crânien. Cette station, dépourvue de matériel archéologique, est datée de 10 200 ± 900, 9 945 ± 220 et 9 700 ± 800 B.P. et pourrait être azilienne.

Une occupation magdalénienne est également présente dans la petite grotte du Four à l'extrémité du Petit-Salève.

Le **Mésolithique** n'a pas laissé de traces connues dans la zone considérée. La première occupation néolithique est signalée par la découverte d'un horizon Proto-Cortailod ou Chasséen ancien sous l'église de Saint-Gervais à Genève, situé vers 6 500-6 200 B.P. La première occupation des rives lémaniques est par contre plus tardive et correspond au Cortailod classique de la station de Corsier-Port daté de 5 809-5 806 B.P. par la dendrochronologie (première phase d'abattage, hors carte).

Les stations littorales du Léman suisse ont fait l'objet récemment de recherches systématiques par le Groupe de recherches archéologiques lémaniques (G.R.A.L.) de Genève, dirigé par P. Corboud (1996, 1997). Les stations de l'extrémité du Petit-Lac appartiennent toutes à un Néolithique relativement tardif. Collonge-Bellerive II, Genève-Eaux-Vives et Cologny-la Belotte, dont les niveaux archéologiques sont presque totalement érodés, ont livré des objets de pierre s'intégrant dans la civilisation Saône-Rhône, mais pratiquement aucune céramique permettant de préciser le faciès culturel, à part un tesson de type Lüscherz à la Belotte. Quelques objets de cette période proviennent du plateau des Tranchées.

Le mégalithisme est représenté par quatre dolmens. Ceux de Saint-Cergues et de Reignier sont encore visibles, ceux de Cranves-Sales et Pers-Jussy ont été totalement détruits au siècle dernier. On manque d'éléments archéologiques pour préciser la date de ces sépultures. Seul

Cranves-Sales a livré de la céramique campaniforme provenant vraisemblablement d'un réemploi du monument (Gallay, 1973 ; Sauter et Spahni, 1949).

Le **Néolithique** semble également présent dans de nombreux abris-sous-roches ou grottes du Salève où il se signale notamment par la présence de haches polies (grottes de la Côte, des Faux-Monnayeurs, du Parconnaire, de l'Ours, de la Table et du Chavardon, voûte des Bourdons). Aucune recherche récente dans ces sites, dont les stratigraphies ont été largement détruites au siècle dernier, ne permet malheureusement pas de préciser les périodes d'occupation préhistoriques. Le Campaniforme semble présent à la voûte des Bourdons.

On signalera une sépulture du Néolithique récent dans une fissure du chaos de blocs de l'éboulement du Salève à l'emplacement des stations magdaléniennes.

Le **Bronze ancien** est connu dans trois stations palafittiques, Genève-Pâquis A, Cologny-la Belotte (une date de $3\ 550 \pm 65$ B.P. soit 2020-1780 av. J.C. en datation calibrée) et peut-être Collonge-Bellerive II, dont les couches archéologiques sont actuellement mal conservées ou détruites (Mottier, 1980). Il pourrait se rattacher à des phases relativement tardives de cette civilisation. Les trouvailles terrestres de cette période restent par contre exceptionnelles : dépôt d'une hache de type Roseaux dans le matériel de la Maison Buttin en l'Île à Genève, une épingle à tête triangulaire provenant des gravières d'Étrembières.

Le **Bronze moyen** est marqué par l'abandon des stations littorales. Les découvertes de cette période restent rares. Le dépôt métallique de la maison Buttin englobe des objets datant de la fin du Bronze ancien au début du Bronze final, soit une période de trois siècles (Millotte, 1974 ; Mottier, 1991). Quelques objets isolés proviennent du plateau des Tranchées. On signalera également une première occupation de l'oppidum du Petit-Salève et quelques vestiges dans les grottes du Salève (grottes du Parconnaire, grotte de l'Ours) et à Onnion (Grande-Barme).

L'occupation des rives du Léman reprend avec le **Bronze final** (Honegger et Simon, 1991). Quatre stations de cette période se trouvent sur le « Banc de Travers » à l'entrée de la rade de Genève : Pâquis A (date dendrochronologique de 2935 B.P.) et B, Eaux-Vives et Plonjon. Ces stations sont actuellement très dégradées et ne possèdent plus aucune couche archéologique. La station de Collonge-Bellerive I présente par contre un excellent état de conservation. Son matériel se rattache au Hallstatt B2 avec quelques éléments archaïques de type Hallstatt A2-B1. À Genève même, quelques trouvailles isolées proviennent du plateau des Tranchées.

Le Salève présente également une importante occupation du Bronze final. L'oppidum du Petit-Salève est occupé, ainsi que certaines grottes ; mais les sites les plus nombreux se trouvent sur le piémont

nord-ouest de la montagne. La Tuffière de Veyrier et l'abri des Chèvres sur la commune d'Étrembières, la station des Sources à Collonges-sous-Salève sont apparemment des habitats, mais on signalera également des sépultures collectives entre blocs d'éboulement dans les carrières de Veyrier et à la station du Coin (Lebascle et Sauter, 1978).

Le dépôt comprenant sept cuirasses de bronze de Fillinges, anciennement attribué au premier âge de fer, est en fait Bronze final et date des environs de 2750 B.P. La signification de cette découverte reste incertaine ; il pourrait s'agir soit d'une cachette de marchand, soit d'un dépôt rituel sur un lieu de sacrifice (Mottier, 1988).

Le **premier âge du fer** n'est pratiquement pas représenté, mis à part le cimetière de La Tour-Chez-Millet à Saint-Jeoire en Faucigny.

Il reste par contre possible d'attribuer à **La Tène ancienne** (LTA et B) plusieurs tombes, dont celles de Chêne-Bourg-les Arpillères, Chêne-Bourg, route de Troinex et Reignier-le Nier.

C'est à **La Tène moyenne** (LTC) qu'appartient le premier ensemble archéologique important de Genève. Le premier niveau du port antique de Genève-Longemalle, antérieur à 123 av. J.C., a livré un bel ensemble de céramiques de cette époque associé à des restes humains provenant probablement de sacrifices (Bonnet *et al.*, 1989). À cette époque, l'oppidum proprement dit n'est pas encore occupé de façon permanente et reste un simple refuge temporaire.

Les découvertes se multiplient par contre à **La Tène finale** (LTD). L'oppidum de Genève livre pour la première fois des niveaux d'habitat avec des ensembles céramiques homogènes contenus dans une couche rouge située directement au contact du sable stérile (rue Calvin prolongée, place de la Taconnric ; Paunier, 1981). Longemalle reçoit ses premières installations portuaires (deux phases de construction datée de La Tène D1 entre 123 et 95 av. J.C. et de La Tène D2 après 95 av. J.C.), alors que l'occupation allobroge déborde largement sur le plateau des Tranchées.

On retrouve une importante occupation de La Tène finale sur l'oppidum du Petit-Salève, de nombreuses cavités des parois du Salève (groupes du Pas-de-l'Échelle, du plateau de l'Ours et du Chavardon), ainsi que dans la grotte-résurgence d'Aiguebelle au Petit-Salève.

C'est également à l'époque de La Tène en général qu'il faut rattacher la première exploitation des ressources en fer du Sidérolitique du sommet du Salève dans la région des rochers de Faverges.

La période romaine est marquée par la présence de nombreuses découvertes associées au vicus de Genève et à celui d'Annemasse. Plusieurs *villae* ont été fouillées en plaine et sont implantées sur sol morainique. Des substructions romaines ont également été signalées en maints endroits, mais le caractère limité des fouilles ne permet pas

d'interpréter ces vestiges. On signalera enfin l'aqueduc alimentant Genève en eau potable, dont la prise d'eau a été identifiée près de Cranves-Sales. Des tronçons de cette construction ont été découverts à Ambilly et à Chêne-Bourg, alors que le reste du tracé n'est qu'hypothétique.

REMPLISSAGE DES DÉPRESSIONS PALUSTRES

De nombreuses dépressions palustres de tailles très diverses existent dans le périmètre de cette feuille, dont certaines ont été explorées anciennement ou récemment par sondages. Les deux plus importantes sont en territoire suisse, les marais de Sionnet à l'Est de la colline de Vandœuvres, et ceux de Troinex à Veyrier au Sud de Genève. Tous deux sont des dépressions en surface de la moraine de fond rhodanienne, probablement liées à des masses de glace morte abandonnées au cours de la déglaciation. Cependant, le marais de Sionnet paraît barré au Sud, au niveau de Puplinge, par le cône d'alluvions fluvio-glaciaires d'Annemasse issu du chenal de Machilly. D'autres dépressions de même type mais de dimensions modestes existent sur le plateau morainique d'Arbusigny et en surface de la moraine des Rocailles entre les vallums longitudinaux. Des marais existent aussi localement dans les chenaux fluvio-glaciaires de Machilly, de Cranves-Sales et du Thy à Viuz-en-Sallaz (marais des Tattes). Enfin, une dépression palustre de petites dimensions s'abrite derrière l'arc morainique du Giffre, de La Tour-Chez-Millet (Entreverges) dans le bassin de Saint-Jeoire. Les dépôts de Sionnet ont fait l'objet d'analyses polliniques et de datation radiocarbone dans leur tranche supérieure, de même que ceux de Machilly, des Tattes et d'Entreverges.

Leur remplissage sédimentaire répond à la séquence suivante, plus ou moins complète et épaisse selon le cas : argiles litées à sables et graviers, argiles litées plus ou moins silteuses, sables plus ou moins argileux, craie lacustre, tourbe supérieure et enfin colluvion ou alluvion sableuse superficielle. Les terrains supérieurs peuvent s'interstratifier dans un ordre différent ou se multiplier localement. L'épaisseur est de 28 m au marais d'Entreverges, plus de 20 m à Troinex, 16 m à Sionnet, 14,5 m aux Tattes, 12 m à Machilly, 4 m à Credoz sur la moraine des Rocailles.

C'est le marais de Sionnet qui a donné lieu à l'étude la plus détaillée, dans les 4,20 m supérieurs (Reynaud, 1982 ; Reynaud et Chaix, 1981). L'analyse pollinique a reconnu l'ensemble du Tardiglaciaire et la première moitié de l'Holocène jusqu'à l'Atlantique ancien, confirmé par quatre dates radiocarbone, du début du Dryas II ($12\ 310 \pm 140$ B.P.) à la fin du Dryas III ($10\ 010 \pm 160$ B.P.).

Le marais de Machilly, sondé au moulin des Marais (BRGM 3-4) possède un remplissage exclusivement argileux (12 m) reposant sur une argile à galets et graviers exclusivement locaux probablement torren-

tiels (non traversés), dont un passage tourbeux à $-10,10$ m a été daté 10430 ± 90 B.P. (Gif-8332), du milieu du Dryas III.

Le marais des Tattes, à remplissage sableux, argileux puis tourbeux et de nouveau sableux en surface, a livré une date 1470 ± 50 B.P. (Gif-8333) entre 13,50 et 14,50 m de profondeur où se trouve un niveau à bois (Subatlantique moyen).

Le marais d'Entreverges a un remplissage essentiellement argileux (25 m) puis tourbeux (1,5 m) en surface. La base de la tourbe a été datée 5760 ± 60 B.P. (Gif-8334), de la fin de l'Atlantique. L'analyse pollinique de l'ensemble des argiles n'a montré qu'une microflore remaniée du Crétacé supérieur et du Tertiaire inférieur, avec quelques pollens quaternaires ne permettant aucune zonation.

Le marais de Credo, sur la moraine des Rocailles, a une profondeur de 4 à 4,5 m. Sur la moraine calcaire repose 1 à 1,5 m d'argile grise, puis de la craie lacustre (0,7 à 2,2 m), de la tourbe (0 à 1 m), de l'argile grise devenant jaunâtre en surface (0,7 à 1 m) et enfin, localement, une colluvion sableuse rousse superficielle (0 à 1 m).

Des dépressions palustres existent aussi localement dans les méandres de l'Arve notamment dans le secteur de Pont-Neuf : une tourbière rive gauche, limitée par la basse plaine alluviale Fz2, une dans le méandre fossile de Nant rive droite, et une autre masquée par des colluvions sur la basse terrasse Fy₁₀ sous Arthaz. Reconnues par sondages, elles sont constituées de sable à la base, puis de limons, d'argiles et tourbe au sommet (deux couches de tourbe à Pont-Neuf), sur une épaisseur maximale de 5 m (Pont-Neuf). La base du remplissage tourbeux a été datée dans les deux paléochenaux de Nant (Peiry, 1990) : 9290 ± 160 B.P. (Ly-4 164) pour le méandre supérieur, 5300 ± 120 B.P. (Ly-4 103) pour le méandre inférieur. Il faut noter qu'il ne s'agit pas de la date maximale possible, la croissance de la tourbe étant latérale.

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

On consultera les « Guides géologiques régionaux » (éd. Masson, Paris) suivants :

- **Alpes de Savoie** (Debelmas, 1982); *itinéraire 7*;
- **Suisse lémanique, pays de Genève et Chablais** (Charollais et Badoux, 1990); *itinéraire 2A et 2B* : le Salève (où se fait, par ailleurs, l'aménagement de sentiers géologiques et botaniques avec panneaux explicatifs); *itinéraire 6* : vallée de l'Arve; *itinéraire 7B* : Préalpes du Chablais.

DOCUMENTS CONSULTABLES

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

Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Rhône-Alpes, 29, boulevard du 11-novembre, B.P. 2059 69 616 Villeurbanne Cédex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

Pour le territoire suisse, l'archivage est assuré par le Service cantonal de géologie, 36 boulevard Saint-Georges à Genève, où les documents peuvent être consultés.

BIBLIOGRAPHIE

- ACHARD R. (1968) - Dépôts glaciaires et terrasses du bassin de Genève. Thèse n° 1463, univ. de Genève, (inédit), 281 p.
- ACHARD R., JAYET A. (1967) - Sur l'extension respective des glaciers du Rhône et de l'Arve, au cours de la période würmienne, au voisinage du Mont Salève (Haute-Savoie, France). *C.R. Soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 2, fasc. 3, p. 188-200.
- AMBERGER G. (1983a) - Isohypses du toit de l'alluvion ancienne. Carte 1/25 000, Service cantonal de géologie, Genève (inédit).
- AMBERGER G. (1983b) - Isohypses du contact Molasse/Quaternaire. Carte 1/25 000, Service cantonal de géologie, Genève (inédit).
- AMBERGER G. (1984) - Isohypses du toit des formations attribuées au Riss. Carte 1/25 000, Service cantonal de géologie, Genève (inédit).
- ANATRA S. (1986) - Les faciès pélagiques de l'Ultrasuisse entre Arve et Simme. Thèse 884, univ. Fribourg, 172 p. (inédit).
- ANGELLILO V. (1987) - Les marnes et grès à gypse (« Molasse grise ») du Bassin genevois. Géologie – Sédimentologie – Stratigraphie. Dipl. univ. Genève, 163 p. (inédit).
- ARMAND C. (1978a) - Régime des eaux souterraines et paléomorphologie, géologie et hydrogéologie de la basse vallée de l'Arve (Haute-Savoie). Thèse 3^e cycle, univ. sci. méd., Grenoble, 303 p. (inédit).
- ARMAND C. (1978b) - Détermination de la forme d'un substratum molassique par géophysique électrique. Cas de la basse vallée de l'Arve (Haute-Savoie) . *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 286, sér. D, p. 1573-1576.
- ARN R. (1984) - Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région lémanique. Thèse, univ. Lausanne, 307 p. (inédit).
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A. (1991) - Les Calcaires urgoniens des massifs subalpins septentrionaux et du Jura (France) : âge et discussion des données stratigraphiques. *Géologie alpine*, 67, p. 63-79.

- BADOUX H. (1963) - Les unités ultrahelvétiques de la Zone desCols. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 56, n° 1, p. 1-12.
- BALMER F., OLMARI F. (1983) - Géologie des Brassés (Chablais, Haute-Savoie, France). Dipl. univ. Genève, 95 p. + 1 carte d'affleurements à 1/10 000 et 1 carte géol. à 1/20 000 (inédit).
- BERGER J.P., CHAROLLAIS J., HUGUENEY M. (1987) - Nouvelles données biostratigraphiques sur la Molasse rouge du bassin genevois. *Arch. Sci.*, Genève, vol. 40, fasc. 1, p. 77-95.
- BERGERAT F. (1985) - Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse, univ. P.- et- M.- Curie (Paris), 330 p.
- BERNIER P. (1984) - Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. Doc. lab. géol. Lyon, n° 92, 803 p.
- BERTRAND M. (1892) - Le Môle et les Collines du Faucigny (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. IV, n. 32, p. 345-393.
- BLONDEL T., CHAROLLAIS J., SAMBETH U., PAVONI N. (1988) - La faille du Vuache (Jura méridional) : un exemple de faille à caractère polyphasé. *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, vol 79, fasc. 2, p. 65-91.
- BONNET C., ZOLLER G., BROILLET P., HALDIMANN M.A., BAUD C.A., KRAMAR C., SIMON C., OLIVE C., BILLAUD Y. (1989) - Les premiers ports de Genève. *Archéol. Suisse*, vol. 12, fasc. 1, p. 2-24.
- CARLETTI L. (1987) - Cartographie du pied des Voirons (Partie méridionale, Hte-Savoie, France). Dipl. univ. Genève, 65 p. + 1 carte géol. à 1/10 000 (inédit).
- CARON C. (1976) - La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 69, n° 2, p. 297-308.
- CHAIX A. (1913) - Géologie des Brassés. *Eclogae Geol. Helv.*, XII, p. 501-601.
- CHAROLLAIS J., BADOUX H. (1990). - Suisse lémanique, pays de Genève et Chablais. Guides géologiques régionaux. Paris : Masson, 224 p.
- CHAROLLAIS J., WERNLI R. (1995) - 23^e Colloque européen de micropaléontologie. Pays de Genève et régions voisines (Suisse et France). 24-30 septembre 1995. Publ. dépt. géol. pal. univ. Genève, sér. Guides géol., n° 7, 141 p.
- CHAROLLAIS J., GINET C., HUGUENEY M., MUELLER J.P. (1981a) - Sur la présence de dents de mammifères à la base et dans la partie supérieure de la Molasse rouge du plateau des Bornes (Haute-Savoie, France). *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 74, n° 1, p. 37-51.
- CHAROLLAIS J., ROSSET J., BUSNARDO R., MANIVIT H., REMANE J. (1981b) - Stratigraphie du Crétacé en relation avec les formations qui l'encadrent dans l'unité de Nantbellet (= nappe inférieure *sensu lato* de la klippe de Sulens). Haute-Savoie, France. *Géologie alpine*, t. 57, p. 15-91.

- CHAROLLAIS J., DONDEY D., GINET C., LOMBARD A., MUELLER J.-P., ROSSET J., RUCHAT C. (1986) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Annecy-Bonneville (678). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Charollais *et al.* (1989), 139 p.
- CHAROLLAIS J., BUSNARDO R., CARDIN M., CLAVEL B., DECROUEZ D., DELAMETTE M., GORIN G., LEPILLER M., MONDAIN P.H., ROSSET J., VILLARS F. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Annecy-Bonneville (678). Orléans : BRGM, 139 p. Carte géologique par J. Charollais *et al.* (1986).
- CHAROLLAIS J., CLAVEL B., BUSNARDO R., MAURICE B. (1989) - L'Hauterivien du Jura du bassin genevois. *Mém. Soc. neuch. sci. nat.*, t. 11, p. 49-72.
- CHAROLLAIS J., ATROPS F., BUSNARDO R., FONTANNAZ L., KINDLER P., WERNLI R. (1993) - Précisions stratigraphiques sur les Collines du Faucigny, Préalpes ultrahelvétiques de Haute-Savoie (France). *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 86, n° 2, p. 397-414.
- CHAROLLAIS J., DAVAUD E., JAMET M. (1996) - Evolution du bord oriental de la plate-forme jurassienne entre le Jurassique supérieur et l'Oligocène: modèle basé sur trois forages pétroliers (Haute-Savoie). *Géologie de la France*, n° 1, p. 25-42.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J. (1989) - Corrélation des formations hauteriviennes du Jura méridional au Jura neuchâtelois. *Mém. Soc. neuch. sci. nat.*, t. 11, p. 299-305.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R., LE HÉGARAT G. (1986) - Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 79, n° 2, p. 319-341.
- COLLET L.W., PARÉJAS E. (1934) - Contribution à l'étude du Tertiaire du Salève. N° 1 : Les environs de Mornex. *C. R. Séances Soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 51, fasc. 2, p. 171-174.
- COLLET L.W., PARÉJAS E. (1936a) - Contribution à l'étude du Tertiaire du Salève. N° 2 : La région comprise entre les Esserts et les Usses. *C. R. séances Soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 53, fasc. 2, p. 95-98.
- COLLET L.W., PARÉJAS E. (1936b) - Contribution à l'étude du Tertiaire du Salève. N° 3 : Vue d'ensemble. *C. R. séances Soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 53, fasc. 2, p. 98-101.
- CONRAD M.A. (1969) - Les Calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 62, n° 1, p. 1-79.
- CONRAD M.A., DUCLOZ C. (1977) - Nouvelles observations sur l'Urgonien et le Sidérolithique du Salève. *Eclogae Geol. Helv.*, vol 70, n° 1, p. 127-141.
- CORBOUD P. (1996) - Les sites préhistoriques littoraux du Léman : contribution à la connaissance du peuplement préhistorique dans le Bassin lémanique. Thèse, départ. anthrop. écol. univ. Genève.
- CORBOUD P. (1997) - Les occupations préhistoriques de la rade de Genève : niveaux du Léman et villages littoraux. In P. Broillet (éd.) : « La Genève sur l'eau ». Bâle : Wiese, p. 14-23.
- DEBELMAS J. (1992). - Alpes de Savoie. Guides géologiques régionaux. Paris : Masson, 182 p.

- DIRECTION DÉPARTEMENTALE DE L'AGRICULTURE ET DE LA FORÊT (D.D.A.F.) de HAUTE-SAVOIE - LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DE L'UNIVERSITÉ DE SAVOIE (1981) - Inventaire des ressources en eau en zone de montagne : secteur des Brasses, 30 p. (inédit).
- DELEBECQUE A. (1909) - Sur l'origine de la plaine des Rocailles. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 149, sér. D, p.1022-1023.
- DEONNA W. (1930) - Les stations magdaléniennes de Veyrier : note additionnelle à l'histoire de leur découverte. *Genava*, vol. 8, p. 30-54.
- DEVILLE Q. (1990) - Chronostratigraphie et lithostratigraphie synthétique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de la partie méridionale du Grand Salève Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 43, fasc. 1, p. 215-235.
- DEVILLE Q. (1991) - Stratigraphie, sédimentologie et environnements de dépôts, et analyse séquentielle dans les terrains entre le Kimméridgien supérieur et le Valanginien du Mont-Salève (Haute-Savoie, France). Manuscrit thèse, non publié, univ. Genève, 141 p.
- DEVILLE Q., CHAROLLAIS J. (1990) - Le Salève, itinéraire 2B. In J. Charollais, H. Badoux : « Suisse lémanique, pays de Genève et Chablais ». Guides géologiques régionaux. Paris : Masson, p. 30-42.
- DOMMERMES J.L. (1982) - *Epideroceras (Coeloderoceras) ponticum* (PIA), 1913, une ammonite du Carixien inférieur, caractéristique de la marge nord de la Téthys. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 75, n° 3, p. 795-805.
- DOMMERMES J.L., MEISTER C. (1989) - Succession des faunes d'ammonites du Sinémurien supérieur dans le Chablais méridional et les klippes de Savoie (Préalpes médianes, Haute-Savoie, France). *Géobios*, vol. 22, n. 4, p. 455-483.
- DONZEAU M., WERNLI R., CHAROLLAIS J., MONJUVENT G. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653). Orléans : BRGM, 144 p. Carte géologique par M. Donzeau, R. Wernli, J. Charollais, G. Monjuvent (1997).
- DONZEAU M., WERNLI R., CHAROLLAIS J. (1998) - Interprétation nouvelle de la géométrie de l'accident du Vuache dans le Jura méridional : le relais de failles transpressif senestre Léaz-Champfromier (Ain, France). *Géologie de la France*, 2, 25-45.
- DORTHE-MONACHON C. (1986) - Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute-Savoie, France). Thèse, univ. Lausanne, 249 p. (inédit).
- DOUXAMI H., DESCHAMPS J. (1905a) - La Molasse de Bonneville et ses fossiles. *Rev. savoisienne*, n° 4, p. 167-184.
- DOUXAMI H., DESCHAMPS J. (1905b) - Végétaux fossiles de la Molasse de Bonneville (Haute-Savoie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, V, p. 776-799.
- DUPLAIX S., GUILLAUME S. (1962) - Étude stratigraphique et minéralogique de formations tertiaires du Jura. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.* (2), vol. V, fasc. 1, p. 37-54.
- ESSO-REP. (1970) - Rapport de fin de sondage du forage d'exploration Faucigny 1 (inédit).

- FASEL J.M. (1986) - Sédimentologie de la Molasse d'eau douce subalpine entre le Léman et la Gruyère. Thèse n° 907, univ. Fribourg, 142 p. (inédit).
- FAVRE A. (1843) - Considérations géologiques sur le Mont-Salève et sur les terrains des environs de Genève. *Mém. Soc. phys. hist. nat. Genève*, vol 10, 114 p.
- FAVRE A. (1867) - Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. 3 vol. et 1 atlas, Paris et Genève.
- FLUMET W. (1964) - Géologie de la partie est du massif des Brasses (Haute-Savoie, France). Dipl. univ. Genève, 84 p. (inédit).
- GALLAY A. (1973) - Les dolmens savoyards – Le Salève (Haute-Savoie). *Helvetica archaeologica*, vol. 14, fasc. 4, p. 51-58.
- GALLAY A. (1988) - Les chasseurs de rennes de Veyrier pouvaient-ils contempler le glacier du Rhône ? In «Le grand livre du Salève». Genève: Tribune, p. 24-47.
- GALLAY A. (1990) - La préhistoire : des chasseurs de rennes au pied du Salève. In Veyrier : « Commune », p. 19-45.
- GORIN G., SIGNER C., AMBERGER G. (1993) - Structural configuration of the western Swiss Molasse Basin as defined by reflection seismic data. *Eclogae Geol. Helv.*, vol 86, n° 3, p. 693-716.
- GREBERT Y. (1981) - Levé géologique détaillé de certaines parties du Mont-Salève (Haute-Savoie, France). Dipl. univ. Genève, 27 p. (inédit).
- GROBET D. (1968) - Étude géologique du massif de la Pointe d'Orchez. Dipl. univ. Lausanne, 39 p. (inédit)
- GUILLAUME H. (1957) - Géologie du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). *Matér. Carte géol. suisse*, n. s., 104, 170 p.
- HAEFELI C. (1966) – Die Jura/Kreide-Grenzsichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 59, n° 2, p. 565-696.
- HEIM A. (1921) - Geologie des Schweiz. Leipzig : Erste Hälfte, Bd II, 476 p.
- HONEGGER M., SIMON C. (1991) – L'occupation néolithique et la fosse à incinération du Bronze final de Saint-Gervais (Genève). *Archéologie suisse*, vol. 14, fasc. 2, p. 172-180.
- JAN DU CHÊNE R., GORIN G., VAN STUIJVENBERG J. (1975) - Étude géologique et stratigraphique (palynologie et nannoflore calcaire) des grès des Voirons. *Géologie alpine*, t. 51, p. 51-78.
- JAN DU CHÊNE R., VAN STUIJVENBERG J., CHAROLLAIS J. (1981) - Excursion dans les Flyschs des Voirons. Publ. dépt. géol. pal. univ. Genève, sér. Guides géol., n° 2, p. 1-46.
- JAYET A. (1937) – Les stations magdaléniennes de Veyrier : quelques observations nouvelles. *Genava*, vol. 15, p. 36-45.
- JAYET A. (1943) – Le Paléolithique de la région de Genève. *Le Globe : Bull. Mém. Soc. géogr. (Genève)*, vol. 82, p. 1-71.
- JAYET A. (1946) – Les stades de retrait würmiens aux environs de Genève. *Eclogae. Geol. Helv.*, vol. 39, n° 2, p. 237-244.

- JAYET A. (1964) - Feuille Coppet, n° 1281 et notice explicative. Atlas géol. Suisse, 1/25 000. Berne : Kummerly et Frey.
- JAYET A. (1966) - Résumé de géologie glaciaire régionale. Genève : Chapuis 53 p.
- JEANBOURQUIN P. (1994) - Early deformation of Ultrahelvetic melanges in the Helvetic nappes (Western Swiss Alps). *J. Struct. Geol.*, vol. 16/10, p. 1367-1383.
- JENNY J., BURRI J.P., MURALT R., PUGIN A., SCHEGG R., UNGEMACH P., VUATAZ F., WERNLI R. (1995) - Le forage géothermique de Thônex (canton de Genève) : aspects stratigraphiques, tectoniques, diagénétiques, géophysiques et hydrogéologiques. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 88, n° 2, p. 365-396.
- JOUKOWSKY E., FAVRE J. (1913) - Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute-Savoie, France). *Mém. Soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 37, n° 4, p. 295-523 + 1 carte géol. à 1/25 000.
- KARNAY G. (1980) - Étude géologique des formations tertiaires et quaternaires de la région d'Annemasse (Haute-Savoie). Thèse 3^e cycle, Orléans, 161 p.
- KILIAN W. (1916) - Sur l'âge exact de la « Plaine aux Rocailles » près de la Roche-sur-Foron (Haute-Savoie) et sur les stades fluvio-glaciaires du Genevois-Faucigny. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 163, p. 474-478.
- KINDLER P. (1986) - Découverte du Paléocène supérieur - Éocène inférieur dans l'Ultrahelvétique savoyard (Préalpes chablaisiennes, France). Conséquences sédimentologiques et paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 303, (11), 19, p. 1725-1730.
- KINDLER P. (1988) - Géologie des wildflyschs entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). Publ. dépt. géol. pal. univ. Genève, n° 7, 134 p.
- KINDLER P., CHAROLLAIS J., UJETZ B., WERNLI R. (1994) - Middle-Eocene bottom-current deposits from the Ultrahelvetic Prealps in the Haute-Savoie, France. A case of mimic recycling. *Géol. méditer.*, t. XXI, n° 3-4, p. 97-99.
- KINDLER P., UJETZ B., CHAROLLAIS J., WERNLI R. (1995) - Submarine resedimentation of Cretaceous deposits during the Palaeogene : the « Formation grésio-glaucconieuse » from the Ultrahelvetic Prealps (Haute-Savoie, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 166, n° 5, p. 507-515.
- KISSLING D. (1974) - L'Oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Stratigraphie et aperçu sédimentologique. Thèse n° 1648, univ. Genève, 94 p. (inédit).
- LATELTIN O. (1988) - Les dépôts turbiditiques oligocènes d'avant-pays entre Annecy (Haute-Savoie) et le Sanetsch (Suisse) - Grès de Taveyannaz et du Val d'Illiez. Thèse n° 949, univ. Fribourg, 127 p. (inédit).
- LATELTIN O., MUELLER D. (1987) - Évolution paléogéographique du bassin des Grès de Taveyannaz dans les Aravis (Haute-Savoie) à la fin du Paléogène. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 80, n° 1, p. 127-140.

- LEBASCLE M.C., SAUTER M.R. (1978) – Sur un groupe d'objets de l'âge du Bronze provenant d'Etrembières (Haute-Savoie). *Bull. Soc. pré-historique fr.*, vol. 75, n° 5, p. 150-160.
- LOMBARD A. (1981) - Présentation de cartes et de profils géologiques du Môle et de la Pointe d'Orchez (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 34, fasc. 1, p. 73-81.
- LOMBARD A. (1983) - Géologie du Môle et de la Pointe d'Orchez (vallée du Giffre, Haute-Savoie). Publ. dépt. géol. pal. univ. Genève, n° 3, 134 p. + 1 carte géol. à 1/25 000.
- LOMBARD A., WERNLI R. (1977) - Stratigraphie et microfaciès du Trias supérieur et du Lias à Champ-Fleuri (Môle), Préalpes médianes (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 30, fasc. 2, p. 137-148.
- LOMBARD A. (1940) - Géologie des Voirons. *Mém. Soc. helv. sci. nat.*, vol. LXXIV, mém. 1, 112 p.
- LOMBARD A. (1985) - Failles et diaclases suivant quelques vallées transversales alpines (Suisse et France voisine). Essai d'interprétation morphotectonique. *Arch. Sci.*, Genève, vol. 38, fasc. 2, p. 143-176.
- LOMBARD A., PARÉJAS E. (1965) - Feuille Genève, n° 1301 et notice explicative. Atlas géol. Suisse. Berne : Kümmerley et Frey.
- LUGEON M. (1943) - Une nouvelle hypothèse tectonique : la diverticulation (note préliminaire). *Bull. lab. géol. univ. Lausanne*, 62/260, p. 301-303.
- MAILLARD G. (1884) - Étude sur l'étage Purbeckien dans le Jura. Thèse, univ. Zürich, 78 p. (inédit).
- MARTINI J. (1962) - Note sur le Tertiaire des environs de Mornex (Haute-Savoie). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 15, fasc. 3, p. 619-626.
- MERCIER DE LÉPINAY B. (1981) – Étude géologique de la région des Gets et de Samoëns (Haute-Savoie). Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gets) et les unités delphino-helvétiques. Thèse 3^e cycle, Paris, 217 p. (inédit).
- MILLOTTE J.P. (1974) – Une ancienne découverte de l'âge du Bronze à Genève : le dépôt de la maison Buttin en l'Île. *Arch. suisses anthropol. génér.* (Genève), vol. 38, fasc. 2, p. 119-134.
- MOREL R. (1985) - Carte géologique du massif des Voirons à 1/50 000. Document inédit, BRGM, Orléans.
- MORET L. (1934) - Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. géol. Fr.*, n.s., n° 22, 162 p.
- MOTTIER Y. (1980) – Poterie de « type Roseaux » de la région de Genève. *Genava*, vol. 28, p. 73-75.
- MOTTIER Y. (1988) – Die Brozepancer von Fillinges aus der späten Bronzezeit (800 v. Chr.). *Helvetia archaeologica*, vol. 76, p. 110-145.

- MOTTIER Y. (1991) – Deux ensembles du Bronze moyen au Musée d'Art et d'Histoire de Genève. *Archéologie suisse*, vol. 14, n° 2, p. 190-193.
- OLIVE P., VIAL R., ALAIN Y., CONRAD M.A., VERNET J.P. (1987) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Douvaine (629). Orléans : BRGM. Notice explicative par R. Vial et coll. (1989), 24 p.
- PAPILLON R. (1980) - Géologie du flanc Ouest de la Pointe de Miribel (Chablais, Haute-Savoie, France). Dipl. univ. Genève, 107 p. + 1 carte d'affleurements à 1/10 000 et 1 carte géol. à 1/25 000 (inédit).
- PARÉJAS E. (1938a) - Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève. *Rev. fac. sci. univ. Istanbul*, n.s., t. 3, fasc. 2, p. 1-50.
- PARÉJAS E. (1938b) – Feuille 12 : 449 Dardagny, 449 bis Chancy, 450 Vernier, 450 bis Bernex. Atlas géol. Suisse. Berne : Kümmerly & Frey.
- PAUNIER D. (1981) – La céramique gallo-romaine de Genève. Genève : librairie H. Champion. Mém. doc. soc. hist. arch. Genève, 9.
- PEIRY J.L. (1990) - Paléodynamique fluviale et chronologie de l'incision holocène de la basse vallée de l'Arve (Haute-Savoie). *Rev. géogr. Est*, 1, p. 77-91.
- 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, p. 191-340.
- PICTET F., LORIOU P. (DE) (1858) - Description des fossiles contenus dans le terrain Néocomien des Voirons. Matér. paléont. suisse, 2^e sér. Genève : J. Kessmann.
- PILLOUD J. (1936) - Contribution à l'étude stratigraphique des Voirons (Préalpes externes, Hte-Savoie). *Arch. Soc. phys. hist. nat. Genève*, 5^e pér., vol. 18, p. 1-33.
- PITTARD E., REVERDIN L. (1929) - Les stations magdaléniennes de Veyrier. *Genava*, vol. 7, p. 43-104.
- PLANCHEREL R. (1990) - Les Préalpes du Chablais. Présentation générale. In J. Charollais, H. Badoux : « Suisse lémanique, pays de Genève et Chablais ». Guides géologiques régionaux. Paris : Masson, p. 183-190.
- PLANCHEREL R., avec la collaboration de BROQUET P., CARON C. *et al.* (1998) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Samoëns-Pas-de-Morgins (655). Orléans : BRGM. Notice explicative par R. Plancherel, avec la collaboration de P. Broquet, C. Caron (1998), 110 p.
- REGGIANI L. (1989) – Faciès lacustres et dynamique sédimentaire dans la Molasse d'eau douce inférieure oligocène (USM) de Savoie. *Ecloge Geol. Helv.*, vol. 82, n° 1, p. 325-350.
- REMANE J. (1978) - Calpionellids. In B.U. Haq, A. Boersma (eds) : « Introduction to marine Micropaleontology ». Amsterdam : Elsevier.
- REMANE J. (1985) - Calpionellids. In H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen (eds) : « Plankton Stratigraphy ». Cambridge University Press, p. 555-572.

- REMANE J., BUSNARDO R., CHAROLLAIS J. (1989) – Révision de l'étage Hauterivien (région-type et environs, Jura franco-suisse). *Mém. soc. neuchât. sci. nat.*, t. XI, 322 p.
- REYNAUD C. (1982) - Étude stratigraphique, sédimentologique et palynologique des dépôts du Pléistocène supérieur au Sud du Bassin genevois. Thèse, univ. Genève, 190 p., (inédit).
- REYNAUD C., CHAIX L. (1981) - Modalité et chronologie de la déglaciation fini-würmienne au pied du Salève (Haute-Savoie, France). *Note lab. pal. univ. Genève*, t. 8, n° 3, p. 19-40.
- RIGASSI D. (1957) - Le Tertiaire de la région genevoise et savoisienne. *Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing.*, 24/66, p. 19-34.
- RIGASSI D. (1966) - À propos de l'origine de l'«Ultrahelvétique inférieur». *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, vol. 69, n° 322, p. 293-307.
- ROSSET J., CHAROLLAIS J., TOUMARKINE M., MANIVIT H., CHATEAUNEUF J., SCHAUB H. (1976) - Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 69, n° 2, p. 359-402.
- ROURE F., HEITZMANN P., POLINO R. (eds) (1990) – Deep structure of the Alps. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 367 p.
- RUCHAT C. (1980-1989) - Carte géologique et géotechnique du canton de Genève à 1/50 000. Feuilles : 38 Pont-Butin, 39 Lancy, 50 Gare de Cornavin, 51 Genève-Cité, 52 Pont de Carouge, 58 Cologny, 59 Grange-Canal, 60 Villette.
- RUCHAT C. (1978) - Carte tectonique de la région du Genevois à 1/50 000. Serv. cantonal de géologie, Genève (inédit).
- SERVICE CANTONAL DE GÉOLOGIE (GENÈVE) (1989) - Étude de géologie structurale du bassin genevois entre les Monts du Jura, du Salève et du Vuache à 1/50 000 (inédit).
- RUFFINI R., COSCA M.A., D'ATRI A., HUNZIKER J.C., POLINO R. (1995) – The volcanic supply of the Taveyanne turbidites (Savoie, France) : a riddle for Tertiary Alpine volcanism. *Rapp. Alpi-Appennino. Guide alle escursioni, Peveragno, Acad. Nazion. Sci.*, Roma, XL, p. 359-376.
- SALVINI-BONNARD G., ZANINETTI L., CHAROLLAIS J. (1984) - Les Foraminifères dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen-Valanginien inférieur) de la région de la Corraterie, Grand Salève (Haute-Savoie, France) : inventaire préliminaire et remarques stratigraphiques. *Rev. paléobiologie* vol. 3, n° 2, p. 175-184.
- SAMBETH U., PAVONI N. (1988) - A seismotectonic investigation in the Geneva Basin, Southern Jura mountains. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 81, n° 2, p. 433-440.
- SAUSSURE H.-B. (DE) (1779-1796) - Voyages dans les Alpes précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. Neuchâtel : Fauche-Borel, 4 vol.
- SAUTER M.R., SPAHNI J.C. (1949) – Révision des dolmens de la Haute-Savoie (France). *Arch. suisses anthrop. génér.* Genève, vol. 14, p.151-167.

- SEPTFONTAINE M. (1983) - Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique. *Mém. Soc. helv. sci. nat.*, vol. 97, 121 p.
- SIGNER C., GORIN G. (1995) - New geological observations between the Jura and the Alps in the Geneva area, as derived from reflection seismic data. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 88, n° 2, p. 235-265.
- SPAHNI J.C., RIGASSI D. (1951) - Les grottes d'Onnion par Saint-Jeoire-en-Faucigny : premières stations moustériennes en Haute-Savoie. *Rev. savoisienne*, Annecy, vol. 92, p. 127-187.
- STEINHAUSER N., CHAROLLAIS J. (1971) - Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du « Valanginien » de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. *Géobios*, vol. 4, n. 1, p. 7-59.
- STEINHAUSER N., LOMBARD A. (1969) - Définitions de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). *C. R. séances soc. phys. hist. nat. Genève*, n.s., vol. 4, n° 1, p. 100-113.
- STRASSER A. (1988) - Enregistrement sédimentaire de cycles astronomiques dans le Portlandien et Purbeckien du Salève (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 41, fasc. 1, p. 85-97.
- THOUVENOT F. (1996) - Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes (Atlas, Pyrénées, Oural). Thèse, Grenoble.
- UJETZ B. (1996) - Micropaleontology of Paleogene Deep water sediments, Haute-Savoie, France. Publ. dépt. géol. paléont. univ. Genève, n° 22, 151 p.
- UJETZ B., KINDLER P., WERNLI R. (1994) - Oligocene foraminifera from the Val d'Illiez Formation (Haute-Savoie, France) : Refined biostratigraphy and paleoecological analysis. *Rev. micropal.*, vol. 37, n° 4, p. 275-287.
- VAN STUIJVENBERG J. (1980) - Stratigraphie et structure de la nappe du Gurnigel aux Voirons, Haute-Savoie. *Bull. Soc. frib. sci. nat.*, v., 69, 1, p. 80-96.
- VAN STUIJVENBERG J., JAN DU CHÊNE R. (1981) - Nouvelles observations stratigraphiques dans le massif des Voirons. *Bull. BRGM*, 1, p. 3-9.
- VERNIORY R. (1937) - La géologie des Collines du Faucigny. Préalpes externes (Haute-Savoie). Thèse n° 978, univ. Genève. *Bull. Inst. nat. genevois*, LI-A, fasc. III, p. 41-139 + 1 carte géol. à 1/10 000.
- VUAGNAT M. (1943) - Les grès de Taveyanne du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gets. *Bull. suisse minér. pétr.*, vol. 23, p. 353-436.
- VUAGNAT M. (1983) - Les grès de Taveyanne et roches similaires: vestige d'une activité magmatique tardi-alpine. *Mém. Soc. Géol. Ital.*, vol. 26, p. 39-53.
- WEIDMANN M. (1984) - Le Sidérolithique et la Molasse basale d'Orbe (VD). *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, 366, 77, p. 135-141.

- WEIDMANN M., HOMEWOOD P., FASEL J.M. (1982 - Sur les terrains sub-alpins et le Wildflysch entre Bulle et Montreux. *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, vol. 362, 76, p. 151-183.
- WERNLI R., MOREND D., PIGUET B. (1997) – Les foraminifères planctoniques en sections de l'Éocène et de l'Oligocène des Grès de Samoëns (Ultrahelvétique du massif de Platé, Haute-Savoie, France). *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 90, n° 3, p. 581-590.
- ZANINETTI L. (1976) - Les Foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mésogéens européen et asiatique. *Riv. Ital. Pal. Strat.*, vol. 82, n° 1, p. 1-258.
- ZANINETTI L. (1977) - Etude paléontologique du Trias supérieur et du Lias à Champ-Fleuri (Môle), Préalpes Médiannes (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.*, Genève, vol 30, fasc. 2, p. 149-161.
- ZANINETTI L., CHAROLLAIS J., CLAVEL B., DECROUEZ D., SALVINI-BONNARD G., STEINHAUSER N. (1988) - Quelques remarques sur les fossiles du Salève (Haute-Savoie, France): (1) Note sur *Heteroceras luci* et «*Natica leviathan*»; (2) Micropaléontologie dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen-supérieur) des carrières de Monnetier, d'après le matériel de JOUKOWSKY et FAVRE, 1913. *Arch. Sci.*, Genève, vol. 41, fasc. 1, p. 43-63.

AUTEURS DE LA NOTICE

Introduction : cadre géologique, ensembles structuraux, travaux antérieurs, conditions d'établissement de la carte et de la notice : J. CHAROLLAIS, R. PLANCHEREL.

Description de terrains

- Molasses
 - Bassins molassiques savoyard et lémanique
 - Bassin molassique savoyard : J. CHAROLLAIS.
 - Bassin molassique lémanique : J. CHAROLLAIS, C. RUCHAT.
 - Molasse subalpine : J. CHAROLLAIS, P. KINDLER, R. PLANCHEREL.
- Salève : J. CHAROLLAIS, Q. DEVILLE, R. WERNLI.
- Flysch subalpin : J. CHAROLLAIS, P. KINDLER, R. PLANCHEREL
- Ultrahelvétique des Préalpes externes : J. CHAROLLAIS, R. PLANCHEREL, P. KINDLER.
- Widflysch : R. PLANCHEREL, J. CHAROLLAIS, R. WERNLI, P. KINDLER.
- Flysch des Voirons (nappe du Gurnigel) : R. PLANCHEREL, J. CHAROLLAIS, C. TURREL.
- Préalpes médianes (Môle, Brasses, Miribel) : J. CHAROLLAIS, R. WERNLI, F. BALMER, F. OLMARI, R. PAPILLON.
- Quaternaire : G. MONTJUVENT.

Tectonique

- Salève et bassins molassiques savoyard et lémanique : J. CHAROLLAIS, G. GORIN, M. DONZEAU, Q. DEVILLE.
- Ultrahelvétique des Préalpes externes : J. CHAROLLAIS, P. KINDLER.
- Wildflysch, Flysch des Voirons (nappe du Gurnigel) : R. PLANCHEREL.
- Préalpes médianes : J. CHAROLLAIS, F. BALMER, F. OLMARI, R. PAPIILLON.

Grands traits de la structure et de l'évolution alpine.

J. DEBELMAS.

Géologie de l'environnement

Ressources en eau, substances utiles : G. NICLOUD.

Documentation complémentaire

- Préhistoire et archéologie : A. GALLAY.
- Remplissage des dépressions palustres : G. MONTJUVENT.
- Itinéraires géologiques.
- Documents consultables

Bibliographie

Auteurs

Remerciements. Les auteurs tiennent à remercier M.-N. LAHOUE DAVAUD et A. PUGIN qui ont complété la bibliographie concernant les chapitres portant sur l'archéologie et la préhistoire ainsi que sur les dépôts quaternaires.

Des déterminations paléontologiques complémentaires (non publiées dans la littérature géologique) ont été effectuées par R. WERNLI, R. SCHROEDER et P. ANDREIEFF (foraminifères), D. FAUCONNIER et E. MONTEIL (dinokystes), R. BUSNARDO (ammonites), B. CLAVEL (échinides). En outre de nombreuses lames minces, lavages et préparations palynologiques ont été effectuées au Département de géologie et de paléontologie de l'Université de Genève, par P. DESJACQUES, M. FLOQUET et F. GISCHIG.

Les traductions en allemand et en anglais du résumé de la notice explicative ont été assurées, par Monsieur Reto BURKHALTER (Service hydrologique et géologique National, Suisse).

Le Fonds national suisse de la Recherche scientifique a partiellement soutenu financièrement l'élaboration de la feuille géologique et de sa notice explicative (requêtes 20-37089.93, 2000-046719). L'iconographie a également bénéficié du gracieux concours de Jacques METZGER, géologue-graphiste à la Section des Sciences de la Terre de l'Université de Genève.

Présentation de la carte au CCGF : 20 juin 1991 ; acceptation le 28 juin 1994

Présentation de la notice : 22 novembre 1997 ; acceptation le 11 décembre 1997

Impression : 1998

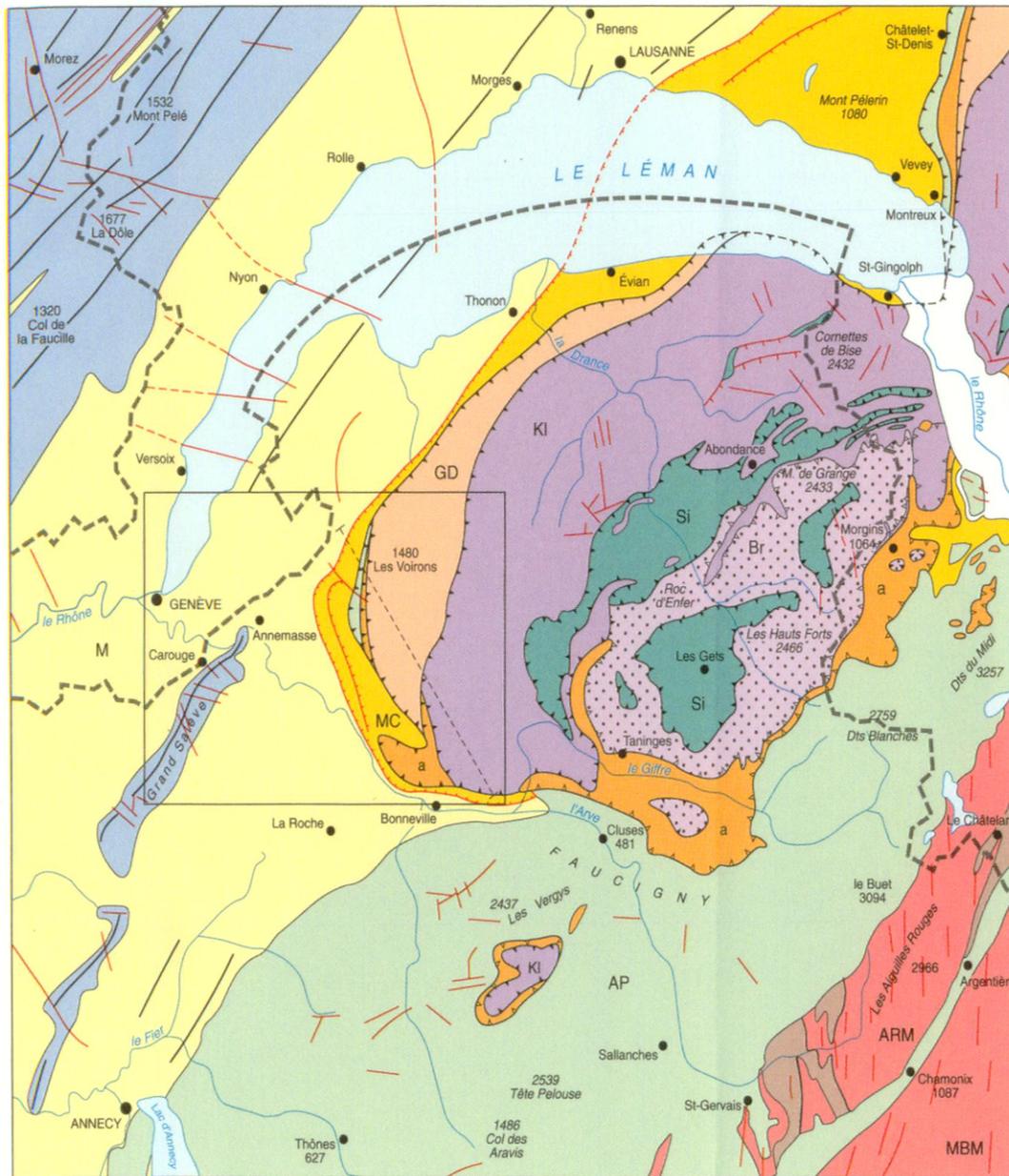


Fig. 1 - Situation de la feuille Annemasse dans le cadre des Alpes françaises septentrionales, d'après la carte tectonique de la Suisse à 1/500 000 (Commission géologique suisse, Berne 1980)

NAPPES PRÉALPINES

- Si Nappes supérieures des Préalpes
- GD Nappe du Gurnigel
- Br Nappe de la Brèche
- KI Nappe des Préalpes médianes
- a Nappes ultrahelvétiques

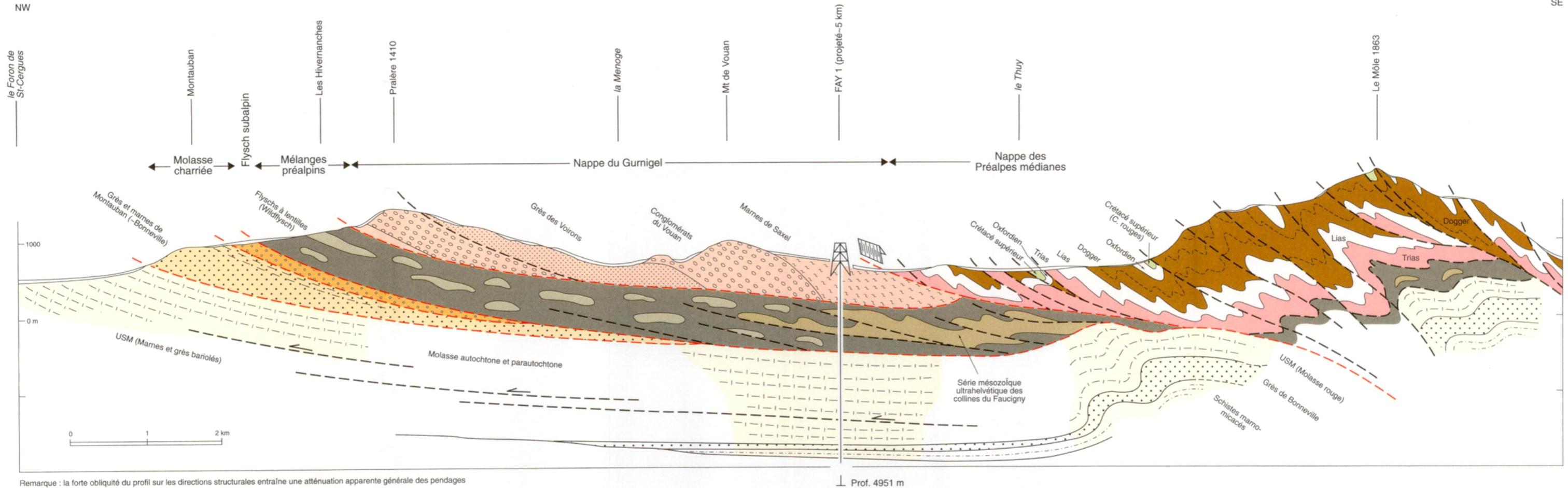
ZONES ALPINES EXTERNES

- AP Unités autochtones et parautochtones (chaînes subalpines et unités delphino-helvétiques)
- Massifs cristallins externes (ARM : Aiguilles-Rouges; MBM : Mont-Blanc)

ZONES EXTRA-ALPINES

- MC Molasse charriée, Molasse subalpine
- M Molasse autochtone à parautochtone
- Jura - Salève
- Tracé de la coupe, fig.9

0 1 2 km



Remarque : la forte obliquité du profil sur les directions structurales entraîne une atténuation apparente générale des pendages

Fig. 9 - Profil géologique semi-schématique Voirons (Pralève) - Môle (R. Plancherel)