



CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000
N° 655

CARTE
GÉOLOGIQUE
SPÉCIALE
DE LA SUISSE
N° 126

SAMOËNS- PAS-DE-MORGINS

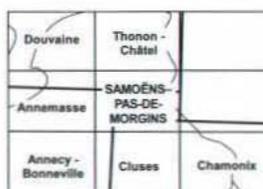
par
R. PLANCHEREL

SAMOËNS-PAS-DE-MORGINS

La carte géologique à 1/50 000
SAMOËNS-PAS-DE-MORGINS 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) et VALLORCINE - MONT-BLANC (N°160 ter)



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



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 SAMOËNS-PAS-DE-MORGINS
À 1/50 000**

par

R. PLANCHEREL
avec la collaboration de **P. BROQUET**

1998

Éditions du BRGM
Service géologique national

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

pour la carte : 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 (1998), 110 p.

pour la notice : PLANCHEREL R., avec la collaboration de BROQUET P. (1998) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Samoëns-Pas-de-Morgins (655). Orléans : BRGM, 110 p. Carte géologique par R. Plancherel et coll. (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) : 2-7159-1655-8

ISBN (Suisse) : 3-906723-27-5

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

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ - SUMMARY - ZUSAMMENFASSUNG	5
INTRODUCTION	15
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	15
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GRANDES LIGNES DE LA GÉOLOGIE</i>	18
DESCRIPTION DES TERRAINS	21
<i>TERRAINS ORIGINAIRES DU DOMAINE DELPHINO- HELVÉTIQUE</i>	21
Jurassique	23
Crétacé	25
Paléogène	29
<i>TERRAINS ORIGINAIRES DU DOMAINE BRIANÇONNAIS s.l. :</i>	
<i>NAPPE DES PRÉALPES MÉDIANES</i>	35
Trias	35
Jurassique	37
Crétacé-Éocène	45
<i>TERRAINS ORIGINAIRES DU DOMAINE PRÉPIÉMONTAIS :</i>	
<i>NAPPE DE LA BRÈCHE</i>	47
<i>TERRAINS ORIGINAIRES DU DOMAINE PIÉMONTAIS-LIGURE :</i>	
<i>NAPPES SUPÉRIEURES</i>	57
Nappe des Dranses	59
Nappe de la Simme	61
Nappe des Gets	63
<i>MÉLANGES : TERRAINS D'ORIGINES DIVERSES</i>	65
Mélange inférieur (« Mélange infrapréalpin »)	67
Mélange supérieur	77
<i>QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	79
TECTONIQUE ET GÉODYNAMIQUE	84
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	90
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	90
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	93
<i>RISQUES NATURELS</i>	94

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	95
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	95
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	96
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	97
AUTEURS	110

RÉSUMÉ

La feuille Samoëns-Pas-de-Morgins (en bref feuille Samoëns) est située en majeure partie en territoire français (environ 570 km², département de Haute-Savoie), mais empiète par sa marge orientale sur sol suisse (environ 60 km², canton du Valais). Elle recouvre, en gros, la moitié sud de l'arc préalpin chablaisien, empilement complexe de nappes d'origine interne reposant au front de la chaîne alpine entre Arve et Rhône. Elle montre en outre le charriage de cet ensemble allochtone, — avec interposition d'une zone désordonnée de transition —, sur la zone externe ou domaine delphino-helvétique, dont les terrains occupent l'angle sud-est de la carte (voir esquisse structurale en marge de la feuille et fig. 5, partie inférieure).

L'ensemble delphino-helvétique (fig. 2) se répartit en trois unités :

- la **nappe de Morcles** (ou « pli paraautochtone » de Morcles), exposant des sédiments de mer épicontinentale dont l'âge, sur la feuille Samoëns, va du Jurassique moyen au Crétacé (principalement calcaires et marnes) et au Tertiaire basal (sédiments détritiques) ;
- le **paraautochtone** en écailles, où s'ajoutent et prédominent des sédiments détritiques d'avant-fosse orogénique, d'âge oligocène inférieur à moyen ;
- l'**autochtone**, apparaissant en fenêtres, où la série se termine par la Molasse rouge, sédiments de milieu fluviatile participant au comblement du bassin d'avant-pays alpin, d'âge oligocène supérieur.

Les terrains de la « **transition Préalpes/zone externe** » déterminent une bande topographiquement déprimée (prolongement de la « zone des cols » des Alpes suisses) traversant obliquement la partie sud-est de la feuille Samoëns et séparant le front des régions delphino-helvétiques de la base ou de l'arrière des ensembles préalpines. Ces terrains se présentent sous forme d'un « mélange » (« **Mélange infrapréalpin** ») regroupant dans une « masse de fond » formée de flyschs divers (tantôt bien stratifiés, tantôt dissociés, tantôt chaotiques), des lambeaux ou éléments de toute provenance, nature, âge ou dimension. Les plus volumineux de ces lambeaux, constitués de séries mésozoïques attribuées au domaine ultrahelvétique, ont été classiquement rassemblés sous le vocable de « nappes (ou diverticules) ultrahelvétiques ». Mais il existe de nombreux autres éléments en provenance des domaines prépiémontais, briançonnais, subbriançonnais, valaisans, incorporés au mélange à la faveur de la translation des nappes préalpines vers les domaines plus externes.

Dans l'empilement allochtone des **nappes préalpines**, qui occupe les trois quarts de la superficie de la feuille Samoëns, on distingue trois ensembles majeurs : la nappe des Préalpes médianes, d'origine briançonnaise au sens large, la nappe de la Brèche, d'origine prépiémontaise, la (les) nappe(s) supérieure(s) des Préalpes, d'origine piémontaise-ligure.

• La **nappe des Préalpes médianes** expose plusieurs types de situations stratigraphiques, résultant de l'évolution paléogéographique et paléotectonique complexe du domaine briançonnais, et dont les faciès se relaient transversalement (fig. 3, partie gauche). En gros, côté externe de la nappe, on trouve une puissante alternance de calcaires et de marnes où dominent des faciès de bassin, à resédiments (sauf à la base : dolomies et calcaires néritiques), en série stratigraphique quasi complète du Trias supérieur à l'Éocène moyen (série de type subbriançonnais) ; côté interne, des séries plus ou moins lacunaires, comportant des faciès de seuil ou de plate-forme carbonatée (séries de type briançonnais). La présence (en proportion variable), ou l'absence, de niveaux incompetents (marnes) accompagnant les niveaux compétents (calcaires) se traduit par des styles structuraux et comportements morphologiques contrastés : train de plis souples et relativement continus pour les terrains subbriançonnais (chaînon du bord occidental de la carte) et pour la partie externe des terrains briançonnais (déjà lacunaires mais où coexistent encore niveaux compétents et incompetents : chaînon Haute Pointe-Chavasse, etc.), style qui a fait désigner l'ensemble par le terme de « Médiannes plastiques » ; par opposition, style cassant, dalles disjointes et basculées pour la partie interne des terrains briançonnais, habituellement appelée pour cette raison « Médiannes rigides » (ici en écailles isolées sous la nappe de la Brèche).

• Les terrains constituant la **nappe de la Brèche**, disposés en une large synforme précédée au NW d'une voûte anticlinale plus accusée, dessinent un grand quadrilatère allongé SW-NE au travers de toute la feuille Samoëns, dont ils recouvrent près de la moitié de la surface. La série de la Brèche (fig. 3, partie droite) est caractérisée par la présence répétitive d'épisodes bréchiques souvent grossiers, traduisant l'existence d'un « talus prépiémontais » à la retombée interne de la plate-forme briançonnaise (marge d'effondrement en distension et décrochement). Là encore, la succession stratigraphique est quasi complète du Trias supérieur à l'Éocène inférieur, les subdivisions étant basées sur les variations des apports détritiques tant dans le sens vertical (Schistes inférieurs, Brèche inférieure, Schistes ardoisiers, Brèche supérieure) que transversal (passage de faciès proximaux grossiers, voire chaotiques au front de la nappe, à des faciès distaux progressivement plus fins, organisés en séquences turbiditiques, vers l'arrière).

• La **nappe supérieure des Préalpes** (fig. 4) est un ensemble complexe regroupant plusieurs unités tectoniques (ou « nappes ») d'origine interne (piémontaise à ligure), mis en place précocement sur les domaines des futures nappes des Médiannes et de la Brèche, puis transporté et déformé solidairement avec ces dernières. Il s'agit de masses de flyschs essentiellement crétacés (certains accompagnés d'olistostromes à matériel plus ancien), qui coiffent, – et donc cachent en partie –, les terrains des Médiannes et de la Brèche, dont ils sont séparés à leur tour par une zone de mélange (« **Mélange supérieur** »). La répartition des nappes individuelles, – qui se recouvrent partiellement à la manière d'une structure imbriquée, – est en gros la suivante sur la feuille

Samoëns : à l'avant du front de la Brèche, de grandes masses du Flysch à Helminthoïdes grésocalcaire, constituant principal de la nappe des Dranses, localement surmontées de restes de la série basale de la nappe de la Simme (Série du Fouyet) ; à l'arrière de la voûte anticlinale de la Brèche, tapissant la vasque synclinale des Gets, surtout des flyschs schisto-gréseux et conglomératiques de la nappe de la Simme (Série de Coicon) et de la nappe des Gets (Série des Perrières avec notamment des olistolites de roches ophiolitiques et granitiques, et Série de la pointe de Chéry).

Le **Quaternaire** est représenté par des terrains d'origine glaciaire (moraines wurmiennes recouvrant largement les versants de moyenne altitude) et paraglaciale (dépôts glacio-lacustres de barrage du glacier rhodanien, et fluvio-glacio-lacustres de retrait des glaciers du Giffre, de l'Arve, de la Dranse), ainsi que par des formations superficielles récentes où, conséquence du relief vigoureux, prédominent les dépôts gravitaires (éboulis, éboulements, tassements, glissements) ou liés au milieu torrentiel-fluvial (cônes de déjection, plaine alluviale du Giffre).

La **tectonique** se manifeste de façon variée dans les différentes unités distinguées sur la feuille Samoëns, chacune caractérisée par son style propre, fonction des particularités de sa série stratigraphique et des vicissitudes de son histoire structurale (phases paléotectoniques, phases de mise en nappe, de translation et de mise en place, phases de structuration définitive).

- L'**ensemble delphino-helvétique** est dominé par les grands plis de la nappe de Morcles avec leurs spectaculaires disharmonies : plis couchés à plans axiaux plongeant au Nord-Ouest, proches du type similaire, du cœur jurassique de la nappe ; plis de type globalement concentrique de son enveloppe crétacée entraînée vers l'avant ; détachement de l'ensemble détritique tertiaire (écailles parautochtones).

- Les **Préalpes médianes**, avec leurs plis en échelon, redressés ou déversés à l'Ouest de manière centrifuge, manifestent surtout les traces d'une structuration « postnappe » probablement très tardive, car contrôlée en partie par des cisaillements subméridiens qui paraissent affecter l'ensemble du bâti préalpin et de son soubassement.

- La même structuration tardive pourrait être responsable du ploiement de la **nappe de la Brèche** en vaste synforme ouverte, précédée à son bord externe d'une voûte anticlinale redressée impliquant son soubassement relatif (Médianes rigides et Mélange infrapréalpin). Ce dispositif reprend en fait des structures antérieures de la Brèche, datant soit de la mise en place de la nappe (tête anticlinale frontale plongeante), soit de l'arrivée et du passage des unités internes sur le domaine prépiémontais (plis synschisteux déversés vers l'extérieur).

- D'intenses déformations plicatives, certaines accompagnées de métamorphisme « anchi », ont affecté les unités de la **nappe supérieure**, probablement lors de leur constitution précoce en système de nappes imbriquées.

Leurs effets sont cependant peu visibles dans ces terrains aux faciès peu différenciés, d'allure plutôt monotone.

- De même, les zones de **mélanges**, de par leur nature désordonnée, ne se prêtent guère à une description en termes structuraux, en dehors de leur rôle de « liaison » entre les différentes unités tectoniques.

Les aspects intéressant la **géologie de l'environnement** se rapportent principalement à trois rubriques.

- **Ressources en eau** : abondantes, mais vulnérables en raison de la présence de circulations karstiques importantes.

- **Substances utiles** : peu importantes. Par le passé, exploitation de quartzites (Taninges), de charbon (Taninges), de gypses (en divers points), etc. Actuellement, exploitation artisanale d'« ardoises » (en fait calcaires en plaques de la Brèche supérieure), exploitation industrielle de calcaires (Médianes) et de divers dépôts de sables et graviers (fluvio-glaciaire).

- **Risques naturels** : l'utilisation du territoire à des fins touristiques est confrontée principalement aux problèmes de stabilité des pentes et de crues torrentielles.

SUMMARY

Map sheet Samoëns-Pas-de-Morgins (in short Samoëns) covers both French and, at its eastern border, Swiss territory (c. 570 km² of the Département de Haute-Savoie and c. 60 km² of the Canton of Valais, respectively). It comprises the southern part of the Chablais Préalps arc, a complexly structured stack of sedimentary nappes of internal origin, which is situated in front of the Alpine chain between the Arve and Rhone rivers. The overthrust of this allochthonous nappe stack, along a chaotic « transition zone », on the external Delphino-Helvetic units can be discerned in the southeastern corner of the map (cf. structural sketch at the margin of the map and Fig. 5, bottom).

The **Delphino-Helvetic complex** (Fig. 2) is subdivided into three units:

- The **Morcles nappe** (so-called "paraautochthonous fold" of the Morcles unit) consists of shelf sediments of Middle Jurassic to Cretaceous (mainly marls and limestones) and lower Tertiary age (clastics).

- The **Parautochthonous** imbricates mainly comprise lower to middle Oligocene clastic sediments of the Alpine foreland basin (Molasse basin) infill in addition to the above mentioned shelf sediments.

- In the **Autochthonous**, which is exposed in erosional windows, the series of shelf sediments ends in the fluvial Molasse rouge of upper Oligocene age.

The "**transition zone**" between the **Prealps** and the **Delphino-Helvetic** units defines a topographic depression (the continuation of the Sattelzone or Zone des cols in Switzerland), which crosses the south-eastern corner of the map sheet and separates the Delphino-Helvetic units from the base (e.g., internal border) of the Prealpine units. This "transition zone" is called "**Mélange infrapréalpin**". It consists of fragments and lenses of various nature, size, age and origin embedded in a ground mass of different types of well bedded to chaotic flysches. The largest of the lenses are commonly denominated "Ultraschistes" or "Ultraschistes divergents". However, the *mélange* also contains numerous elements from the Pre-Piemont, Briançonnais, Subbriançonnais and Valais domains which were incorporated during the overthrusting of the Prealpine nappes.

The allochthonous **Prealps nappe stack**, which covers some three quarters of the map surface, is subdivided into three main units of different paleogeographic origin: The *Médianes* nappe or Klippen nappe (origin: Subbriançonnais and Briançonnais *s.s.*), the Breccia nappe (Pre-Piemont) and the Upper Prealpine nappe (Piemont-Liguria).

Stratigraphy and facies of the ***Médianes* nappe** units are highly variable due to the complex paleogeographic and paleotectonic evolution of the Subbriançonnais and Briançonnais domains (Fig. 3, left). The external part of the nappe consists of a thick alternance of partly resedimented basinal limestones and marls with neritic dolomites and limestones at the base. The succession is nearly continuous (Subbriançonnais type), ranging from the upper Triassic to the middle Eocene. In the internal part of the nappe stratigraphically more or less incomplete platform and shoal successions (Briançonnais type) prevail. The deformation style of these two types of series, and their influence on geomorphology, depends on their content of incompetent marl levels: Sweeping and more or less continuous folds in the Subbriançonnais-type series (chains at the eastern border of the map) and in the external Briançonnais-type series (limestone-marl alternances with stratigraphic gaps: Haute-Pointe - Chavasse chain etc.) are characteristic of the *Médianes plastiques*, whereas the internal Briançonnais-type series are brittly deformed and occur as faulted and tilted blocks, hence their name *Médianes rigides*. In the area covered by sheet Samoëns the *Médianes rigides* can be found as isolated slices underneath the Breccia nappe.

The **Breccia nappe** is arranged in a large synform with a tight anticline in the frontal (NW) part. This nappe covers almost half of the surface of sheet Samoëns in a SW-NE oriented, rectangular area. The stratigraphic succession of the Breccia nappe (Fig. 3, right) is characterized by the repeated occurrence of breccia levels, some of which are very coarse grained. They were deposited on the Pre-Piemont slope at the internal margin of the Briançonnais platform which subsided as a consequence of distensive and strike-slip crustal movements. The stratigraphic succession is almost complete, ranging from the upper Triassic to the lower Eocene. Its subdivision

is based on detrital-input variations, both vertical (Lower Shales, Lower Breccia, Schistes ardoisiers, and Upper Breccia) and lateral (transition from coarse-grained, often chaotic proximal, to fine-grained, turbiditic distal deposits).

- The **Upper Prealpine nappe** (« Nappe supérieure des Préalpes ») forms a complex structural unit comprising several tectonic elements of internal origin, i.e., from the Piemont–Ligurian Ocean. In an early phase of the Alpine orogeny, these elements were thrust on the future Médiannes and Breccia nappes and subsequently transported and deformed together with them. They consist of Cretaceous flysch series, partly with olistostromes of older material, which cover the Médiannes and Breccia nappes in the form of a mélange zone (« **Mélange supérieur** »). The nappes are imbricated and arranged as follows: In front of the Breccia nappe vast masses of sandy and calcareous Helminthoid Flysch occur. They constitute the main body of the Dranses nappe and are locally covered by remains of the basal series of the Simmen nappe (Série du Fouyet). The core of the Gets syncline, behind the frontal anticline of the Breccia nappe, is formed by sandy-shaly and conglomeratic flysches of the Simmen (Série de Coicon) and Gets nappes (Série des Perrières, with ophiolite and granite olistoliths; Série de la Pointe de Chéry).

The formations of **Quaternary** age comprise glacial deposits (widespread Würm tills at medium altitudes, glaciolacustrine sediments from ice-dammed marginal lakes of the Rhone glacier, glaciofluvial to glaciolacustrine recessional deposits of the Giffre, Arve and Rhone glaciers), as well as recent mass wasting (talus, rockfall, slumps, slides) and river deposits (alluvial fans, alluvial plain of the Giffre river).

The structure of each of the **tectonic units** displayed on map sheet Samoëns is the result of the particularities of its stratigraphy and deformation history (paleotectonics; formation, translation and emplacement of the nappe; final deformation).

- The **Delphino-Helvetic unit** is characterized by the large, disharmonic folds of the Morcles nappe: recumbent, nearly isoclinal folds with NW-dipping axial planes within the Jurassic core of the nappe, concentric folds in the detached Cretaceous "envelope", and Tertiary imbricates (Parautochthonous).

- The **Médiannes nappe** consist of W-directed en-échelon folds with upright and W-dipping axial planes that are arranged in a fan-shaped manner. The predominant structure are N-directed shear zones, which apparently cross the entire nappe stack of the Prealps and its tectonic substratum. They are thought to have formed after the final emplacement of the nappes.

- The same late-orogenic deformation phase probably caused the formation of the large synform and the tight frontal anticline of the **Breccia nappe**. Here, too, the tectonic substratum (Médiannes rigides and « Mélange infra-

préalpin ») was deformed conjointly, with the deformation adopting older structures of the Breccia nappe formed either during the final emplacement (frontal anticline) or during the overthrust of internal units on the Pre-Piemont domain (NW-vergent syn-schistosity folds).

Probably as early as during their imbrication the units of the « *Nappe supérieure* » were intensely folded, partly under anchimetamorphic conditions. Owing to a rather uniform facies the structures of this nappe are not easily recognizable.

Due to their chaotic nature the *Mélange zones*, which separate the different tectonic units, offer only few clues as to the description of their structures.

Three aspects of **environmental geology** deserve special mention:

- **Ground water** is available in large quantities; however, it is vulnerable due to extensive karst circulation.
- **Mineral resources** are of minor importance. In the past, quartzite and coal were exploited near Taninges, and gypsum at several locations. At present « slate » (i.e., platy limestones of the Upper Breccia) is worked for handicraft use, while limestones from the Médiannes nappe and several glacio-fluvial sand and gravel deposits are industrially exploited.
- **Natural hazards**: The development of the region for touristic purposes is confronted mainly with slope instability and torrent-highwater problems.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Blatt Samoëns–Pas-de-Morgins (kurz Samoëns) liegt grösstenteils auf französischem Territorium (ca. 570 km², Département Haute-Savoie) und greift am östlichen Rand auf schweizerisches Staatsgebiet über (ca. 60 km², Kanton Wallis). Es umfasst den südlichen Teil der Préalpes du Chablais. Diese bestehen aus einem komplexen Stapel von Decken interner Herkunft und sind den Hochalpen zwischen Arve und Rhone vorgelagert. In der Südostecke der Karte ist zu erkennen, wie der Deckenstapel der Préalpes entlang einer chaotischen "Übergangszone" auf das externe Delphino-Helvetikum überschoben ist (s. Strukturschema am Kartenrand und Fig. 5, unten).

Der **delphino-helvetische Komplex** (Fig. 2) besteht aus drei Einheiten:

- Die **Morcles-Decke** (sog. « parautochthone Falte ») ist aus Schelfsedimenten des Mittleren und Oberen Juras, der Kreide (vorwiegend Kalke und Mergel) und des unteren Tertiärs (detritische Sedimente) aufgebaut.

- Das verschuppte **Parautochthon** besteht neben den oben genannten Schelfsedimenten vorwiegend aus unter- bis mitteloligozänen detritischen Ablagerungen der alpinen Vorlandsenke (Molassebecken).
- Im **Autochthon**, das in Erosionsfenstern aufgeschlossen ist, endet die Serie der Schelfsedimente mit der oberoligozänen, fluviatilen Molasse rouge.

Die « **Übergangszone** » zwischen **Préalpes** und **Delphino-Helvetikum** tritt im Gelände als lang gezogene topographische Depression in Erscheinung (Fortsetzung der Sattelzone bzw. Zone des cols in den Schweizer Alpen), welche die südöstliche Ecke des Blattes Samoëns durchquert und die Front des Delphino-Helvetikums von der Basis bzw. dem internen Rand der Einheiten der Préalpes trennt. Die « Übergangszone » wird durch das « **Mélange infrapréalpin** » gebildet, das aus verschiedenen, teils geschichteten, teils chaotischen Flyschen aufgebaut ist, in welchen Fetzen und Linsen unterschiedlichen Alters und verschiedenster Herkunft, Beschaffenheit und Grösse enthalten sind. Die grössten dieser Linsen bestehen aus mesozoischen Abfolgen des Ultrahelvetikums und werden üblicherweise unter dem Begriff « ultrahelvetische Decken » bzw. « ultrahelvetische Divertikel » zusammengefasst. Es treten jedoch auch zahlreiche Elemente aus dem Prépiémontais, der Briançonnais-Schwelle, dem Subbriançonnais und dem Walliser Trog auf, die im Zuge der Überschiebung der Decken der Préalpes in das Mélange einverleibt wurden.

Im **Deckenstapel der Préalpes**, der drei Viertel der Fläche von Blatt Samoëns einnimmt, werden drei Haupteinheiten unterschieden: Die Klippen-Decke (paläogeographische Heimat: Subbriançonnais und Briançonnais-Schwelle s.str.), die Brekzien-Decke (Prépiémontais) und die « Nappe supérieure » (piemontesisch-ligurischer Ozean).

Stratigraphie und Fazies der Einheiten der **Klippen-Decke** (Nappe des Préalpes médianes) sind auf Grund der komplexen paläogeographischen und -tektonischen Entwicklung des Subbriançonnais und des Briançonnais sehr variabel (Fig. 3, links). Der externe Bereich der Decke besteht - mit Ausnahme von neritischen Dolomiten und Kalken an der Basis - im Wesentlichen aus einer mächtigen Wechsellagerung von z.T. resedimentierten Kalken und Mergeln in Beckenfazies. Diese Serie ist beinahe lückenlos (Subbriançonnais-Typ) und reicht von der oberen Trias bis ins mittlere Eozän. Im internen Bereich dominieren mehr oder weniger lückenhafte Abfolgen mit Karbonatplattform- und Schwellenfazies (Serien vom Briançonnais-Typ). Der Anteil an inkompetenten Mergelhorizonten bzw. deren Fehlen bestimmt den Deformationsstil dieser Serien und wirkt sich auf die Geländemorphologie aus: Weit geschwungene Falten und kontinuierliche Faltenzüge in der Serie des Subbriançonnais (Ketten am Ostrand der Karte) und in externen Teilen des Briançonnais (stratigraphisch lückenhafte Kalk-Mergel-Wechselfolge: Haute-Pointe-Chavasse-Kette usw.) charakterisieren die Préalpes médianes plastiques. Demgegenüber sind die internen Serien des Briançon-

nais durch Brüche in gegeneinander verkippte Blöcke zerlegt, daher die Bezeichnung *Préalpes médianes rigides*. Sie treten hier als isolierte Schuppen im Liegenden der Brekzien-Decke auf.

Die **Brekzien-Decke** beschreibt eine weite Synform, der im NW eine eng gefaltete Antiklinale vorgelagert ist. Auf Blatt Samoëns nimmt sie ein SW-NE gerichtetes, langgezogenes Gebiet ein, das fast die Hälfte der Kartenfläche ausmacht. Die stratigraphische Abfolge der Brekzien-Decke (Fig. 3, rechts) ist durch das wiederholte Auftreten brekziöser, oft sehr grobklastischer Abschnitte gekennzeichnet. Dabei handelt es sich um Ablagerungen am « Talus prépiémontais », dem durch distensive und transversale Krustenbewegungen abgesunkenen internen Rand der Briançonnais-Schwelle. Die stratigraphische Abfolge ist nahezu lückenlos und reicht von der oberen Trias bis ins untere Eozän. Ihre Gliederung stützt sich auf Variationen in der Zufuhr von detritischem Material, und zwar in der Vertikalen (Untere Schiefer, Untere Brekzie, Schistes ardoisiers, Obere Brekzie) wie auch lateral (Übergang von grobkörnigen, oft chaotisch gelagerten proximalen Sedimenten zu feinkörnigen, turbiditischen im distalen Bereich).

Die « **Nappe supérieure** » der **Préalpes** (Fig. 4) ist eine komplexe Einheit, die mehrere tektonische Elemente (bzw. « Teildecken ») interner Herkunft (aus dem piemontesisch-ligurischen Ozean) umfasst. Die Elemente wurden in einer frühen Phase der alpinen Orogenese auf die Ablagerungsbereiche der künftigen Klippen- und Brekzien-Decke überschoben und anschliessend gemeinsam mit diesen weiter transportiert und deformiert. Es handelt sich um kretazische Flyscheinheiten, z.T. mit Olistostromen aus älterem Material, welche die Klippen- und Brekzien-Decke in Form einer *Mélange-Zone* (« **Mélange supérieur** ») überdecken. Die einzelnen « Teildecken » sind dachziegelartig übereinander geschoben und auf dem Gebiet von Blatt Samoëns wie folgt angeordnet: Vor der Stirn der Brekzien-Decke befinden sich mächtige Massen von sandig-kalkigem Helminthoiden-Flysch, des Hauptteils der Dranses-Decke, die lokal von Resten der basalen Serie der Simmen-Decke (*Série du Fouyet*) überlagert werden. Der Kern der hinter der Frontalwölbung der Brekzien-Decke liegenden Gets-Synklinale wird durch sandig-schiefrige und konglomeratische Flysche der Simmen- (*Série de Coicon*) und der Gets-Decke gebildet (*Série des Perrières* mit Ophiolith- und Granit-Olistolithen, *Série de la Pointe de Chéry*).

Die Bildungen des **Quartärs** umfassen einerseits eiszeitliche Ablagerungen (ausgedehnte Würm-Moränen in mittleren Hanglagen, glaziolakustrische Sedimente aus eisgestauten Randseen des Rhone-Gletschers, fluvioglaziale bis glaziolakustrische Rückzugsablagerungen des Giffre-, Arve- und Dranse-Gletschers), andererseits rezente, durch das ausgeprägte Relief hervorgerufene Massenbewegungen (Hangschuttbildung, Bergstürze, Sackungen, Rutschungen) sowie Bach- und Flussablagerungen (Schwemmkegel, Alluvion des Giffre).

Der **tektonische Bau** der auf Blatt Samoëns ausgeschiedenen strukturellen Grosseinheiten ist jeweils durch die Besonderheiten ihrer Stratigraphie und Deformationsgeschichte (Paläotektonik; Bildung, Translation und Platznahme der Decken; abschliessende Strukturierung) bedingt.

- **Das Delphino-Helvetikum** ist durch die grossen Falten der Morcles-Decke mit ihren auffälligen Disharmonien geprägt: liegende, nahezu isoklinale Falten mit nach NW fallenden Achsenflächen im jurassischen Deckenkern, konzentrische Falten im nach vorn verschobenen kretazischen Deckenteil sowie Abscherung der parautochthonen Tertiär-Schuppen.
- Die **Klippen-Decke** besteht aus en-échelon-Falten, die durch eine fächerförmige Anordnung aufrechter und nach Westen überkippter Achsenflächen gekennzeichnet sind. In erster Linie ist die Decke durch nordgerichtete Scherzonen strukturiert, die anscheinend den gesamten Deckenstapel der Préalpes und sein tektonisches Substrat queren und wahrscheinlich in einer sehr späten Phase nach der Platznahme der Decken angelegt wurden.
- Bei der **Brekzien-Decke** dürfte dieselbe späte Deformationsphase die Bildung der weiten Synform und des ausgeprägten frontalen Gewölbes verursacht haben; auch hier wurde das tektonische Substrat (Préalpes médianes rigides und « Mélange infrapréalpin ») in die Verformung einbezogen. Diese Deformation übernimmt ältere Strukturen der Brekzien-Decke, die entweder während ihrer Platznahme (frontale Antiklinale) oder während der Überschiebung von internen Einheiten auf das Prépiémontais (bei der Verschieferung gebildete NW-vergente Falten) angelegt wurden.

Die Einheiten der « **Nappe supérieure** » wurden vermutlich bereits bei ihrer Verschuppung - teilweise unter anchimetamorphen Bedingungen - intensiv verfaultet. Die dabei entstandenen Strukturen sind jedoch wegen der gleichförmigen Fazies nicht leicht zu erkennen.

Die **Mélange-Zonen** als « Deckentrenner » bieten auf Grund ihrer chaotischen Natur nur wenig Anhaltspunkte zur Beschreibung ihrer Strukturen.

Drei Aspekte der **Umweltgeologie** verdienen besondere Beachtung:

- **Grundwasser** ist in ausreichender Menge vorhanden, jedoch wegen der verbreiteten Karstzirkulation verschmutzungsempfindlich.
- **Mineralische Rohstoffe** haben eine eher untergeordnete Bedeutung. In der Vergangenheit wurden Quarzit, Kohle (bei Taninges) und Gips (an verschiedenen Stellen) abgebaut. Zur Zeit werden « Schiefer » (plattige Kalke der Oberen Brekzie) zu handwerklichen Zwecken gewonnen, während Kalke aus der Klippen-Decke und verschiedene fluvioglazial gebildete Sand- und Kieslagerstätten industriell ausgebeutet werden.
- Naturgefahren: Die touristische Erschliessung der Region sieht sich hauptsächlich mit Hanginstabilitäten und Wildbachhochwassern konfrontiert.

« Depuis quelques années, la géologie des Alpes est devenue l'objet d'études si nombreuses et si variées et ces montagnes ont été décrites à tant de points de vue différents qu'il est difficile, lorsqu'on s'en occupe, d'énoncer des idées tout à fait neuves. »

A. Favre, 1859

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Durant son activité à la tête du laboratoire de géologie de l'université de Lausanne, le professeur H. Badoux a entrepris le levé géologique systématique des Préalpes du Chablais, en y dirigeant de nombreux travaux de diplôme et quelques travaux de thèse. Il en résulta, entre autres, la publication de la feuille Thonon-Châtel (Badoux, 1965), jouxtant la feuille Samoëns-Pas-de-Morgins au Nord.

En 1975, le Service géologique national (BRGM) a confié la responsabilité de l'établissement de la carte Samoëns-Pas-de-Morgins à P. Broquet, professeur à Besançon (université de Franche-Comté). La même année, suite au colloque « Géologie des Préalpes » organisé en l'honneur du professeur Badoux à l'occasion de son départ à la retraite, il fut décidé de continuer l'ouvrage si bien amorcé sous sa direction, en entreprenant de mettre à jour et de compléter les levés restants, qui couvraient plus des trois quarts de la feuille Samoëns. Avec l'aimable accord du professeur Badoux et de ses successeurs, les professeurs A. Escher et H. Masson, la tâche principale de coordination fut confiée à R. Plancherel, l'un des anciens diplômants « chablaisiens » de Lausanne entre-temps émigré à Fribourg où il put bénéficier du concours d'un autre connaisseur du Chablais, le professeur C. Caron.

Les contours géologiques de la feuille Samoëns résultent donc, pour l'essentiel, de la compilation des levés originaux (fig. 1), la plupart à l'échelle du 1/20 000, et descriptions d'une trentaine de diplômants lausannois (1958-1980), trois diplômants fribourgeois (1987-1990) et cinq diplômants genevois (1988-1990), ainsi que des cartes originales des thèses de R. Chessex (1959), M. Godel (1965) et J.P. Uselle (1963), cette dernière mise à disposition par l'institut de Grenoble. Ce matériel de base était complété par la prise en compte d'études de caractère plus synthétique ou thématique (Bertrand, 1970 ; Caron, 1963, 1972 ; Caron et Weidmann, 1967 ; Kindler, 1988 ; Septfontaine, 1984 ; Weidmann, 1972, etc.), ainsi que des autres nombreux travaux publiés dans la littérature récente ou plus ancienne, telles les monographies régionales de A. Lillie (1937), A. Lombard (1940, 1983), W. Schroeder (1939). Parmi ces dernières, « La région de la Brèche du Chablais » de M. Lugeon, parue voici un siècle, reste un ouvrage de référence indispensable.

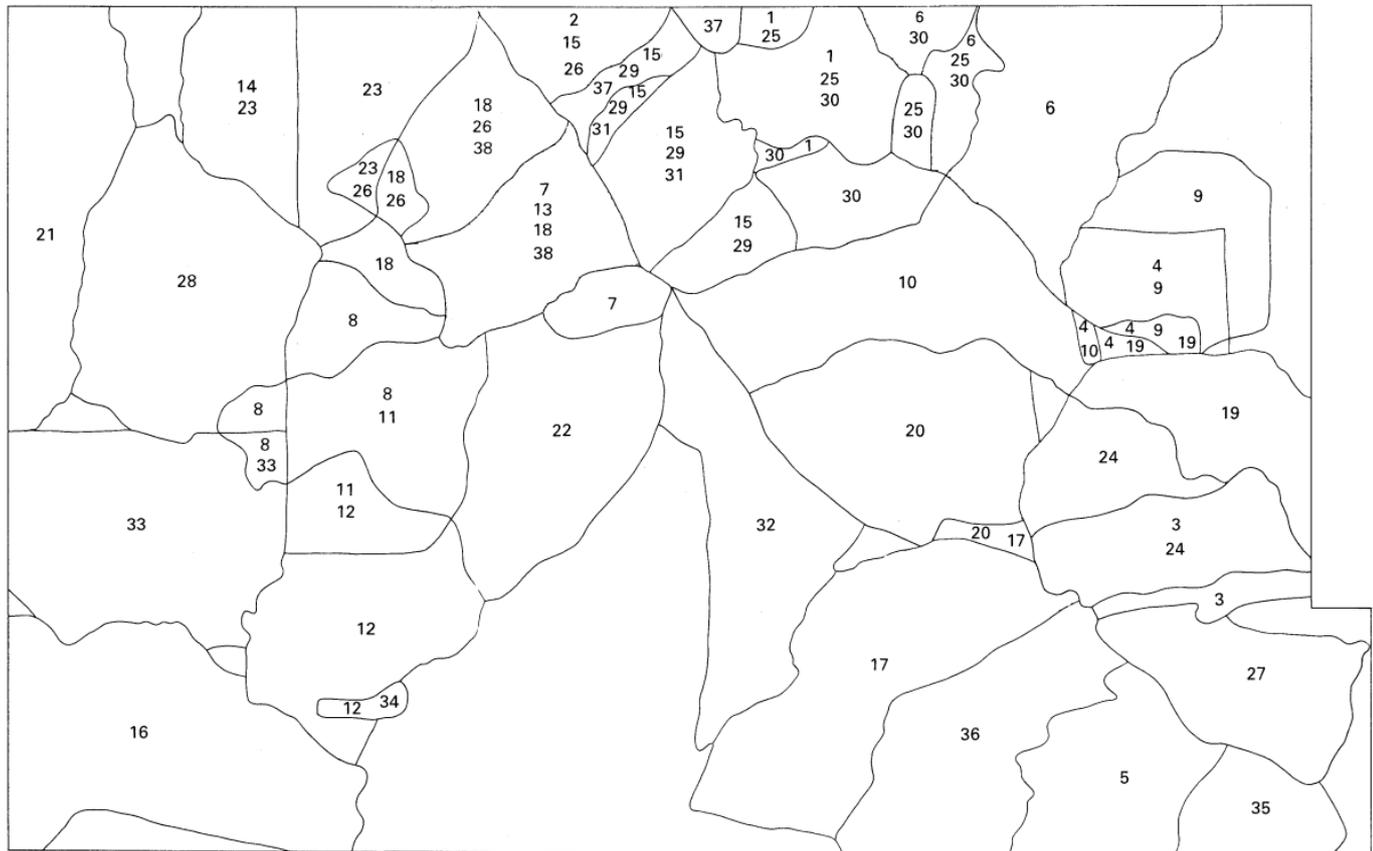


Fig. 1 - Carte de répartition des levés utilisés

1	S. Ayrton	(1959)	20	H. Maire	(1962)
2	C. Bauchau	(1959)	21	H. Masson	(1964)
3	G. Bertherin	(1980)	22	G. Mathez	(1962)
4	L.F. Bonnard	(1960)	23	J. Mautner	(1963)
5	C. Chapallaz	(1970)	24	R. Mayoraz	(1987)
6	R. Chessex	(1959)	25	F. Morel	(1971)
7	G. Cifali	(1965)	26	J.P. Nicolet	(1965)
8	J.C. Cuenoud	(1963)	27	F. Noverraz	(1970)
9	S. Dall'Agnolo	(1991)	28	P. Orloff	(1962)
10	E. Dasen	(1962)	29	R. Plancherel	(1966)
11	D. Eggenberger	(1978)	30	M. de Rham	(1962)
12	J.C. Escher	(1967)	31	J. Rheiner	(1971)
13	P. Gex	(1971)	32	B. Richard	(1962)
14	M. Godel	(1959)	33	A. Romanesco	(1968)
15	O. Gonet	(1961)	34	M. Septfontaine, R. Wernli	(1972)
16	D. Grobet	(1968)	35	J.C. Tièche	(1970)
17	D. Knopf	(1962)	36	J.P. Uselle	(1963)
18	R.L. de Laboulaye	(1961)	37	M. Weidmann	(1963)
19	B. Loup	(1987)	38	F. Witschard	(1958)

Concilier cette masse de données disparates et de valeur souvent inégale, parfois contradictoires, rassemblées par des observateurs à l'expérience et aux motivations fort variables, n'allait pas sans poser bien des problèmes dont la résolution exigea de nombreux contrôles et révisions sur le terrain, effectués par R. Plancherel avec l'aide de P. Broquet et C. Caron. Certains secteurs, qui n'avaient pas été englobés dans le levé systématique et figuraient seulement sur des fonds topographiques anciens, ont fait l'objet, en partie (val de Morgins) ou en entier (triangle Les Gets - Verchaix - Taninges), de nouveaux levés. Trois secteurs particulièrement complexes (Haute-Pointe - col de la Ramaz, Tovassière - pointe de l'Au, col de Coux - col de la Golèse) ont en outre servi de terrain d'exercice à des étudiants fribourgeois, sous l'experte conduite de M. Weidmann, P. Homewood ou P. Jeanbourquin.

Malgré ces précisions complémentaires, le territoire compris dans les limites de la feuille Samoëns recèle encore bien des points obscurs et bien des terrains d'attribution incertaine. Dans la mesure du possible, les interprétations divergentes ou incertaines seront mentionnées dans les descriptions stratigraphiques ou tectoniques présentées dans cette notice.

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GRANDES LIGNES DE LA GÉOLOGIE

La feuille Samoëns recouvre, en gros, la moitié sud de l'arc préalpin cha-blaisien, empilement complexe de nappes d'origine interne reposant au front de la chaîne alpine entre Arve et Rhône. Elle montre en outre le charriage de cet ensemble allochtone sur les zones delphino-helvétiques, dont les terrains apparaissent dans l'angle sud-est de la carte.

Le relief de la feuille Samoëns est dominé par la large cuvette « perchée » déterminée par le corps de la nappe de la Brèche, qui dessine une sorte de quadrilatère recoupant diagonalement la feuille, depuis son secteur nord-est jusqu'à la vallée du Giffre, au Sud, et autour duquel viennent s'ordonner au Nord-Ouest et au Sud-Est les autres éléments orographiques.

Le « remplissage » de la cuvette, composé de terrains à dominance schisto-gréseuse (flyschs des nappes préalpines supérieures surtout), présente des reliefs aux formes peu accusées, avec cependant des sommets et crêtes relativement élevés : pointe de Chéry 1 827 m et le Ranfolly 1 771 m, encadrant le plateau du col des Gets ; Seraussaix 1 775 m, Tête de Lindaret 1 953 m, crête de Coicon 2 022 m.

Le rebord méridional de la cuvette dessine, entre le Pas de Morgins et Verchaix, un rempart asymétrique sinueux, simple au Nord et décomposé en trois « gradins » parallèles en allant vers le Sud, selon la répartition des niveaux bréchiques ou calcaires résistants dans la série de la Brèche. Le flanc nord-ouest de ce monoclin, conforme au pendage des couches, est doux ; le

flanc sud-est, recoupant les têtes de couches, est plus abrupt. Les principaux sommets, taillés tantôt dans la Brèche supérieure (Bs), tantôt dans la Brèche inférieure (Bi), ou dans des niveaux bréchiques ou calcaires intercalés dans les Schistes inférieurs (Si), sont les suivants : le Corbeau (Si, 1 995 m), Tête du Géant (Bs, 2 233 m), pointe de Chésery (Bs, 2 251 m), pointe de Vorlaz (Bi, 2 347 m) ; le groupe pointe de Fornet (Si, 2 298 m) - Hauts-Forts (Bi, 2 464 m, point culminant des Préalpes du Chablais) - pointe de Ressachaux (Bs, 2 172 m) ; le groupe pointe de la Golèse (Si, 1 760 m) - pointe de Nant-Golon (Bi, 2 090 m) - pointe de Nions (Bs, 2 019 m) ; la Bourgeoise (Si, 1 768 m).

Une bande de terrains à nouveau moins résistants (flyschs divers et lambeaux mésozoïques), formant dépression au pied sud-est du rempart de la Brèche, s'étire depuis Verchaix - Samoëns par le col de la Golèse jusqu'au col de Coux. Au-delà de ce point, en territoire suisse, cette zone de flyschs et terrains associés s'élargit rapidement vers le Nord-Est et l'Est : le relief se diversifie avec, entre les dépressions du vallon de Morgins au Nord et du val d'Illiez au Sud (entaillant toutes deux le substratum autochtone au bord oriental de la carte), quelques sommets peu prononcés déterminés par des écaillés calcaires plus résistantes (pointe de Ripaille - Savoune 1 927 m, Croix de Culet 1 966 m, pointe de l'Au 2 125 m, la Truche 1 901 m), ou encore des crêtes taillées dans les assises plus gréseuses des flyschs (arête de Berroi avec la Berte 1 993 m et la Croix d'Incrène 1 839 m, Croix de l'Aiguille 1 866 m, Aiguille des Champeys 2 041 m, la Foilleuse 1 820 m).

Au Sud de la zone précédente s'élèvent les parois abruptes et les hauts sommets (souvent entre 2 000 et 3 000 m) édifiés par les terrains calcaires des plis helvétiques, avec les chaînons Avouille - Bossetan, Dent de Bonavau - Dents Blanches - Dents d'Odda, Sageroux - Foillis, (les Suets) - Criou - Avoudrués et, au-delà du profond cirque d'érosion de la Combe du Giffre, le massif de Tenneverge - mont Ruan, culminant à 3 044 m à l'extrême bord oriental de la carte.

Reprenons la description depuis l'axe de la vasque de la Brèche en direction opposée. Le rebord externe de la cuvette de la Brèche présente une allure moins simple que sa limite interne. En effet, après leur relèvement au Nord-Ouest, les assises de la Brèche sont ployées en une voûte anticlinale prononcée, ménageant une fenêtre qui met à jour le substratum relatif de la nappe. Encadrant une zone déprimée, les niveaux de la Brèche dessinent ainsi, entre le Malève au Nord-Est et la Dranse de Morzine au Sud-Ouest, deux massifs ou chaînons parallèles : le massif pointe d'Entre-deux-Pertuis (Bs, 2 146 m) - pointe de Nantaux (Bs, 2 170 m) - roc de Tavaneuse (Bi, 2 156 m) au Sud, celui de mont Brion (Bi, 1 993 m) - pic de la Corne (Bs, 2 084 m) au Nord. En versant gauche de la Dranse, les deux chaînons se rapprochent et finissent par se réunir en une voûte unique au Roc d'Enfer (Bs, 2 244 m). Au-delà de ce sommet vers l'Ouest et le Sud, les lignes

directrices du relief, d'abord quelque peu indécises entre pointe de Chalune (Bz, 2 113 m) et pointe d'Uble (Bs, 1 936 m), tournent pratiquement à angle droit pour devenir NNW-SSE dans l'énorme masse de Brèche inférieure de la pointe de Haut-Fleuri (1 980 m) - pointe de Marcelly (1 990 m) et dans le haut plateau du Praz-de-Lys, encadrant un îlot de flysch des nappes supérieures. Accolé à la Brèche dans ce secteur, et la complétant morphologiquement vers l'Ouest, un premier train de terrains appartenant à la nappe des Préalpes médianes suit le même mouvement, formant les chaînons complexes de Vésine ou pointe de Chavasse (2 010 m), et de la Haute-Pointe (1 958 m) avec son prolongement sud dans le mont Orche.

Au Sud, la fermeture du quadrilatère de la Brèche est réalisée par la profonde coupure du cours transversal du Giffre entre Samoëns et Taninges ; au-delà n'en subsiste qu'un maigre reste, la klippe de Saint-Sigismond (feuille Cluses), nageant sur un substrat de flyschs divers et lambeaux mésozoïques, qui prolonge dans le coteau de Rivière-Enverse les terrains semblables de la zone Coux - Golèse - Samoëns.

À l'extérieur du domaine de la Brèche (et de ses annexes morphologiques dans le secteur de la Haute-Pointe) suit une zone dont le relief plutôt monotone – longues crêtes découpées de ravins et vallons boisés – traduit la présence d'un flysch de nature calcaire (dit « à helminthoïdes ») rattaché au groupe des nappes préalpines supérieures. Large de 5-6 km sur le travers de la Dranse – avec la pointe de Cercle (feuille Thonon) en rive droite, le quadrilatère pointe des Bouts - pointe du Vélard - pointe de la Gay - pointe du Clocher en rive gauche –, cette bande de flysch se réduit environ de moitié dès le passage du Brévon (Tête des Foglys - les Charmettes), puis s'amenuise encore, conformément au resserrement général des structures à l'Ouest de Marcelly, en tournant au SSE dans la descente sur Mieussy, pour ne plus guère se distinguer, morphologiquement parlant, en rive gauche du Giffre.

Perçant localement cette couverture de nappe supérieure (Haut- et Bas-Thex, roc de la Savine, pointe de la Balme), et surtout la flanquant à l'Ouest, on trouve enfin les reliefs plus vigoureux déterminés par les alternances d'assises calcaires et marno-calcaires des Préalpes médianes. Leurs plis, généralement soulignés par les calcaires massifs ou en gros bancs du Jurassique supérieur, dessinent une suite de petits chaînons allongés en arc au bord occidental de la carte ; se relayant du Nord au Sud et de l'intérieur vers l'extérieur, on trouve : le chaînon du Niffion - rocher d'Ombre, celui de mont Boivon - les Rebelas, celui plus continu de la montagne d'Hirmente, prolongé au-delà de l'ensellement d'Onnion par celui de Sur-Don - Sur-le-Cou, et enfin les contreforts du Môle dans l'angle sud-ouest de la feuille.

Du point de vue hydrographique, le trait le plus remarquable du relief est l'entaille quasi rectiligne de la Dranse de Morzine, recoupant perpendicu-

lairement les lignes structurales préalpines sur une vingtaine de kilomètres (cf. feuille Thonon), due sans doute à des causes tectoniques non encore élucidées. Les principaux axes de drainage du territoire sont vers l'Est, en direction du Rhône (Vièzes du val d'Illicz et de Morgins), vers le Nord, en direction du Léman (Dranses d'Abondance, de Morzine, de Bellevaux ou Brévon) et vers le Sud-Ouest, en direction de l'Arve (Giffre, Clévieux, Valentine, Forons de Tanninge et de Mieussy, Risse).

DESCRIPTION DES TERRAINS

Les terrains seront décrits dans l'ordre d'allochtonie croissante des unités tectoniques figurant sur la feuille, à savoir : les terrains d'origine delphino-helvétique (en position \pm autochtone, parautochtone, nappe de Morcles), ceux d'origine briançonnaise *s.l.* (nappe des Préalpes médianes), ceux d'origine prépiémontaise (nappe de la Brèche) et ceux d'origine piémontaise-ligure (nappes supérieures). Les ensembles complexes (« mélanges », « wildflyschs », « diverticules », « lentilles », etc.) séparant ces unités principales, seront traités dans un chapitre à part.

TERRAINS ORIGINAIRES DU DOMAINE DELPHINO-HELVÉTIQUE

Une série delphino-helvétique presque complète est présente dans les limites de la feuille Samoëns, puisqu'on y rencontre toutes les formations comprises entre le Bajocien et l'Oligocène supérieur (« Molasse rouge » chattienne) (fig. 2).

La part mésozoïque de la série ainsi que le Nummulitique sont surtout exposés dans les grands plis de la nappe de Morcles, occupant l'angle sud-est de la carte (Dents Blanches de Champéry et Alpes de Sixt dans le haut Giffre), où ils ont été classiquement décrits par L. W. Collet (1943), référence fondamentale, et par A. Lombard (1932). Le sommet de la série (flysch et molasse) affleure en position parautochtone ou autochtone plus au Nord, aux vals d'Illicz et de Morgins, et de façon subordonnée à l'Ouest, dans la vallée de l'Arve, région de Marignier.

Remarque préliminaire concernant le substratum et la partie basale (anté-bajocienne) de la série delphino-helvétique : socle cristallin, Trias ? Lias. Citons pour mémoire un groupe de roches plus anciennes que le Bajocien, ou en partie d'âge incertain, affleurant dans des conditions relativement peu claires au fond du cirque du Fer-à-Cheval (« fenêtre des Pellys »), 1 km à peine au Sud de la limite de la feuille Samoëns (sur les feuilles Cluses et Chamonix). Sans entrer dans les détails, rappelons qu'il s'agit d'une lame réduite de micaschistes, surmontée de quartzites et argilites bariolées triasiques ; plus haut viennent des cargneules et calcaires dolomi-

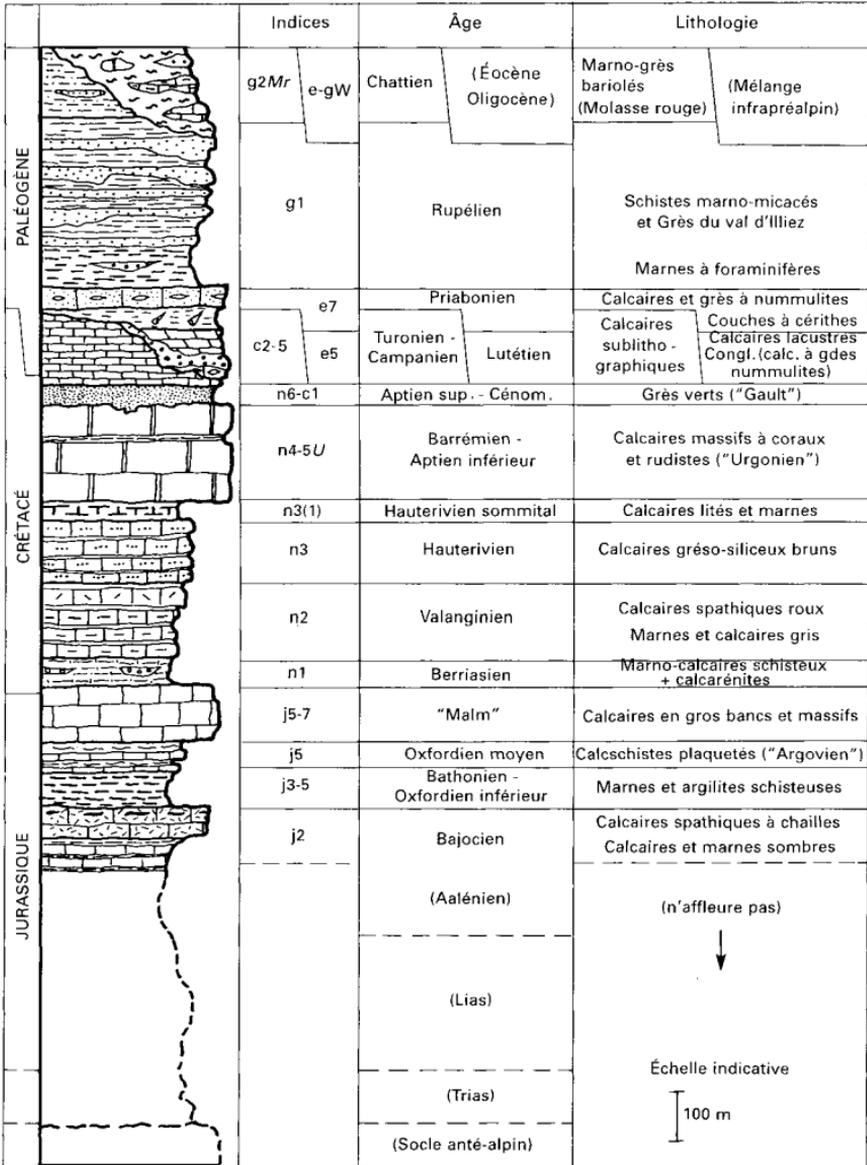


Fig. 2 - Série stratigraphique sommaire des terrains d'origine delphino-helvétique présents sur la feuille Samoëns

tiques, complétant la « trilogie triasique » de type couverture autochtone du massif des Aiguilles-Rouges ; ce Trias est surmonté d'une alternance irrégulière de calcaires divers marmorisés et marnes schisteuses, visible sur une quarantaine de mètres dans le Nant de Combe-Saille, série que d'aucuns attribuent au « Malm » (Collet, 1943 ; Collet et Lombard, 1928), alors que d'autres y voient un « Lias réduit » type nappe de Morcles (Pierre et Uselle, 1966) ; au-dessus vient le Bajocien de la nappe.

Ces roches de la « fenêtre des Pellys » ont eu (et gardent) une certaine importance dans les discussions concernant les relations entre nappe de Morcles et plis subalpins (massif des Bornes). Le Crystallin et le Trias représentent sans conteste l'autochtone des Aiguilles-Rouges (éventuellement écaillé). Suivant l'âge attribué à la série azoïque qui surmonte le Trias, on peut rapporter celle-ci soit au Malm autochtone transgressif sur le Trias, et chevauché par le Bajocien du flanc inverse de la nappe (Collet, 1943 ; Tièche, 1970 ; feuille Finhaut 1/25 000 ; feuille Thonon-les-Bains 1/250 000 ; feuille Chamonix 1/50 000), soit à un Lias passant en continuité vers le haut au Bajocien, argument en faveur d'une « autochtonisation » de la nappe de Morcles au passage vers les chaînes subalpines (Debelmas et Uselle, 1966 ; feuille Vallorcine-Mont-Blanc 1/80 000, 2^e éd. ; feuille Annecy 1/80 000, 3^e éd. ; feuille Cluses 1/50 000).

Jurassique

j2. Alternance de calcaires et marnes ; calcaires spathiques à chailles (Bajocien). Le Bajocien, fortement plissé, occupe les falaises inférieures entourant le cirque du Fond de la Combe (haut Giffre). On le retrouve sur le contrefort septentrional de la pointe de Finive, sur l'arête frontière.

On peut y distinguer une partie inférieure, calcaire et schisteuse, rapportée au Bajocien inférieur par encadrement, et une partie supérieure calcaire plus massive, datée du Bajocien supérieur par quelques ammonites (Collet 1943). Les deux niveaux se distinguent sans problème dans des coupes accessibles (Pas de Boret par exemple), mais leur limite est difficile à suivre dans les parois sauvages de la Combe, c'est pourquoi ils ont été cartographiés ensemble. L'épaisseur totale est évaluée à 200-250 m.

Les calcaires du Bajocien inférieur, en bancs métriques alternant régulièrement avec des marnes schisteuses, sont fins, siliceux ou finement spathiques, à cassure sombre.

Les calcaires du Bajocien supérieur, en bancs jointifs, sont plus franchement spathiques ou échinodermiques, parfois à gravillons dolomitiques (bréchoïdes), à patine et cassure moins sombres. Vers le haut, ils se chargent d'imprégnations et d'accidents siliceux souvent noirs (« chailles », calcaires « zonés »).

j3-5. Marnes et argilites schisteuses (Bathonien–Oxfordien inférieur). Un ensemble de terrains moins résistants, épais d'environ 200 m, s'intercale entre les calcaires du Bajocien et ceux du Malm, déterminant des vires dans les parois, des replats et des combes. Il s'agit de marnes et argilites schisteuses, de couleur jaunâtre ou gris-beige, pouvant comporter quelques bancs de calcaires argileux, rapportées au Bathonien, Callovien et Oxfordien inférieur. Ces étages ne peuvent être séparés lithologiquement, mais leur présence est attestée par des trouvailles de faunes (ammonites) en divers points (souvent hors des limites de la feuille). J.C. Tièche (1970) signale des assises assez riches au pâturage de Tenneverge. Les argilites comportent souvent des nodules ferrugineux (débris d'ammonites !), et un véritable minerai de fer oolitique, type chamosite (? Callovien) a été autrefois exploité au-dessus des Chalets du Boret.

L'intercalation de ce complexe argilo-marneux très déformable autorise d'importantes disharmonies entre les assises plus compétentes du Dogger et du Malm.

j5. Calcaires schisteux (Oxfordien moyen : « Argovien »). Des calcaires plaquetés et schisteux forment un horizon épais d'une cinquantaine de mètres assurant la transition entre les marnes oxfordiennes et les calcaires du Malm. Ce sont des calcaires de couleur gris-bleu, à cassure sombre ou noire, finement siliceux ou spathiques ; certains bancs montrent des taches ocre (ankérite) et peuvent alors prendre un aspect conglomératique. Les ammonites trouvées sont « argoviennes » ; en lame mince, J.C. Tièche (1970) relève la présence de protoglobigérines.

Les passages inférieur et supérieur étant progressifs, ces niveaux se rattachent tantôt aux marnes oxfordiennes, tantôt se confondent dans le bas de la paroi de Malm, du point de vue morphologique et structural.

j5-7. Calcaires en gros bancs et massifs (Oxfordien supérieur–Tithonien). Le Malm présente son aspect classique marqueur du relief des « hautes Alpes calcaires » : calcaires en bancs massifs, bien marqués à la base, de couleur gris clair ou bleuté, formant d'imposantes parois généralement infranchissables. À la cassure, ils montrent une pâte fine, sombre, parfois légèrement siliceuse. Faune pauvre d'ammonites à la base (« Séquanien » ; « dalle aux ammonites » au front du glacier de Ruan; Delamette, 1993), microfaune abondante et classique (calpionelles) vers le haut. Au sommet sont connus des niveaux dolomitiques et des brèches dont la matrice contient des crinoïdes, coraux, bryozoaires, ostracodes, et même des characées (*Clavator*), rappelant le faciès purbeckien et marquant une tendance à l'émersion ou la proximité de niveaux émergés (sommet du mont Ruan ; Collet, 1952).

La puissance du Malm est d'environ 150 m. Il forme le gradin supérieur du cirque du Fond de la Combe et les principaux sommets qui l'entourent, et souligne admirablement les plis couchés de l'« étage tectonique jurassique » du cœur de la nappe de Morcles.

On retrouve encore le Malm formant le cœur de l'anticlinal parautochtone du Champ de Barne, où la formation se termine par un beau hardground soulignant une nette discordance angulaire (40° ?) entre les calcaires massifs et les marno-calcaires berriasiens sus-jacents (tectonique distensive anté-berriassienne ; Mayoraz, 1987).

Crétacé

n1. Marno-calcaires schisteux (Berriassien). Après les dépôts carbonatés, et finalement proches de l'émersion, du Jurassique supérieur, la sédimentation au Berriassien devient plus argileuse et apparemment plus profonde ; mais on trouve également à divers niveaux de la série des bancs calcaires néritiques à bioclastes abondants, qui sont de véritables calcarénites (débris d'échinodermes, trocholines, calpionelles, débris de coquilles, bryozoaires, etc. ; Tièche, 1970), actuellement interprétés en coulées turbiditiques (Delamette, 1993 ; p. ex. turbidite des Ottans). Les faciès marneux sombres avec petits bancs de calcaires fins gris-brun, semblent prédominer à l'Ouest du haut Giffre (Dents Blanches, Salvadon), les intercalations calcarénitiques, cantonnées plutôt dans le haut de la série, étant plus abondantes à l'Est, dans le massif Tête des Ottans - mont Ruand - Tenneverge (Noverraz, 1970 ; Tièche, 1970). Le Berriassien a été daté par les calpionelles et quelques berriassellidés.

De par sa composante marneuse et son épaisseur (une centaine de mètres), cette formation constitue, avec le Valanginien schisteux qui la surmonte, un niveau de disharmonie, voire de décollement majeur au sein de la série delphino-helvétique, permettant à la portion principale du Crétacé, où alternent plus régulièrement les horizons compétents et incompétents, de se plisser très librement par rapport à son substratum jurassique. Son rôle morphologique est à l'avenant (larges dépressions, vires).

Le Berriassien se retrouve dans l'autochtone de Barne, avec de fortes variations d'épaisseur, dues à des causes tectoniques (Mayoraz, 1987).

n2. Alternance de marnes et calcaires (Valanginien schisteux) ; calcaires spathiques à patine rousse (Valanginien calcaire). Le Valanginien du domaine delphino-helvétique est classiquement divisé en Valanginien inférieur schisteux et Valanginien supérieur calcaire (avec passages latéraux probables). Cette subdivision s'applique également aux Alpes de Sixt (Salvadon, Vogelle). Au front de la nappe (Dents Blanches), les anciens auteurs (cf. feuilles Saint-Maurice et Finhaut) ont distingué, à la

base de l'étage, un premier niveau de nature calcaire ; peut-être s'agit-il, dans ce cas, de la partie supérieure, plus calcaire, du Berriasien. De toute manière, la séparation entre Berriasien sommital et Valanginien basal s'avère très difficile sur le terrain et, sauf en quelques points privilégiés, la limite cartographiée est plutôt arbitraire. Les diverses subdivisions du Valanginien n'ont pas été séparées sur la feuille Samoëns.

Le Valanginien schisteux montre donc des faciès marno-calcaires qui sont la suite de ceux du Berriasien (et qui ont même comportement structural et morphologique), peut-être plus clairs, à patine grise. Il contient encore des calpionelles. Le Valanginien calcaire est constitué de calcaires spathiques et gréseux, bien lités, à patine roussâtre ; au sommet s'individualise parfois un niveau (1-2 m) biodétritique grossier, riche en oursins, la « Couche à *Pygurus* » (*P. rostratus*). Les épaisseurs sont d'une centaine de mètres pour le Valanginien inférieur, et de 20-25 m (min. 0 m, max. 60 m selon Collet, 1943) pour le Valanginien supérieur.

Dans le parautochtone de Barme, le Valanginien, très épais (130 m ? ; Mayoraz, 1987), est représenté uniquement par un faciès bioclastique, spathique et oolitique ou pseudo-oolitique (grainstone à ooïdes et pelloïdes).

n3. Calcaires gréseux et siliceux bruns (Hauterivien). L'Hauterivien forme un niveau caractéristique par sa couleur d'altération brune, qui le fait ressortir nettement dans le paysage entre les bancs gris ou roussâtres du Valanginien et les falaises claires de l'Urgonien. Il s'agit de calcaires gréseux (quartz détritique), siliceux (quartz authigène et imprégnations siliceuses), spathiques, rugueux au toucher, à patine brune et cassure gris-bleu sombre, d'aspect assez massif mais dans lesquels l'altération fait ressortir un délitage (stylolites argileux) qui leur donne un aspect ruiniforme. À la base et au sommet, on trouve fréquemment des niveaux plus marneux, encadrant la paroi intermédiaire plus massive. L'épaisseur du tout est de 100-120 m. Faunes d'oursins (*Toxaster retusus*), souvent en nids, surtout abondantes dans la partie supérieure.

Les calcaires siliceux bruns passent progressivement mais rapidement vers le haut à une alternance de calcaires gris, argileux et localement échinodermiques, et de marnes schisteuses, épaisse d'une vingtaine de mètres au plus, qui forme généralement une vire prononcée sous la falaise urgonienne. Ce niveau (n311) est probablement à rapporter à l'Hauterivien supérieur (Zone à *Angulicostata*) par analogie avec des niveaux identiques dans la chaîne des Aravis (Charollais *et al.*, 1988).

Les calcaires gréso-siliceux hauteriviens sont généralement parallélisés avec le « Kieselkalk » helvétique de Suisse centrale et orientale ; le niveau marno-calcaire sommital serait, lui, un équivalent des « Drusbergschichten ».

Un peu d'Hauterivien est conservé sous les dépôts transgressifs nummulitiques du parautochtone de Barne; son faciès est de type plutôt marneux (marnes et calcaires à *Toxaster*). Dans l'autochtone au contraire, où l'Hauterivien affleure dans le fond de la boutonnière de Champéry, il est composé de calcaires gréseux proches de ceux de la nappe, surmontés de calcarénites oolitiques et bioclastiques plus claires montrant de belles stratifications obliques en « foreset », interprétées par B. Loup (1987) en dépôts tidaux.

n4-5U. Calcaires massifs, faciès urgonien (Barrémien–Aptien inférieur). Le Barrémien voit s'installer une plate-forme carbonatée de type récifal. C'est l' « Urganien », bien connu dans tout le domaine delphino-helvétique (mais plus précoce dans les secteurs plus septentrionaux ; cf. notice de la feuille Annecy–Bonnevillle : Charollais *et al.*, 1988). On y distingue deux puissantes barres calcaires d'une épaisseur totale de l'ordre de 150 m, mais pouvant dépasser les 200 m, séparées, aux 2/3 environ de leur hauteur, par un mince épisode (15 m) marneux avec petits bancs calcaires. Les faciès sont typiques de conditions périrécifales : calcaires oolitiques, biodétritiques, à débris organiques très variés, en particulier débris de coraux et bivalves (rudistes, plus abondants dans les calcaires supérieurs). D'intéressantes bioconstructions à foraminifères agglutinants ont été nouvellement décrites (Schulte *et al.*, 1993).

Les orbitolines sont présentes dès la base et abondent dans le niveau intermédiaire marneux (« niveau à *Orbitolina lenticularis* » auct., « brèche à Orbitolines »), souvent silicifiées dans les calcaires supérieurs de l'Aptien inférieur.

Les calcaires massifs clairs de l'Urganien, associés aux calcaires également résistants du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien, représentent l'élément morphologique et structural majeur de l'enveloppe de la nappe de Morcles. Ils arment les plis frontaux (Dents Blanches, Rouleau de Bossetan - Terres Maudites, Dents d'Odda), et les replis complexes plus internes (Avoudrués), et forment les grandes dalles chevauchantes du dos de la nappe plongeant vers Sixt et Samoëns (Pointe Rousse des Chambres, montagne de Criou).

Dans le parautochtone de Barne, seuls deux petits pointements d'Urganien ont été épargnés par les érosions pré-nummulitiques (Collet, 1943 ; Mayoraz, 1987). Quant aux calcaires massifs qui ceinturent la boutonnière autochtone de Champéry, cartographiés comme « Urganien », ils montrent en fait des faciès assez différents de ce dernier, calcaires et calcarénites spathiques (Loup, 1987 ; « Barrémien supérieur à faciès urgonien » de Lanterno, 1953).

n5-c1. Formation des Aravis : Grès verts helvétiques (Aptien supérieur–Cénomaniien). Le terme de « Grès verts helvétiques » (« Gault » au

sens alpin) réunit un ensemble de couches grésoglaucouneuses rapportées à l'Aptien supérieur, à l'Albien et au Cénomaniens, formant une étroite bande sombre intercalée entre les calcaires clairs de l'Urgonien et ceux du Crétacé supérieur. L'épaisseur relativement faible (moyenne 10 à 20 m, rarement 50 m) en regard du temps impliqué (plus de 20 Ma) traduit l'existence dans cette série de nombreux phénomènes de condensation et de discontinuités. C'est la « Formation des Aravis » (ou « Grès verts helvétiques »), qui a fait l'objet, entre Bauges et Morcles, d'une synthèse récente très détaillée et richement illustrée de M. Delamette (1988), à laquelle on se référera pour de plus amples informations (voir également Bertherin, 1980, pour certains microfaciès).

La plupart des unités d'ordre inférieur (membres, couches) distinguées par M. Delamette, pas toujours présentes partout, ont leurs représentants dans la région considérée et peuvent y être corrélées avec les subdivisions lithologiques établies par les anciens auteurs.

- La **discontinuité fini-urgonienne**, surface durcie marquant probablement la submersion de la plate-forme carbonatée, y est plutôt discrète, à l'exception peut-être du remplissage gréseux de systèmes de fissures conjuguées pouvant pénétrer localement le substrat calcaire sur près d'une dizaine de mètres (Dents Blanches occidentales ; Bertherin, 1980).

- Les trois subdivisions du **Membre de Bossetan**, dont la localité de référence se trouve sur la feuille Samoëns (942.72/135.72, 1 600 m, Terres Maudites) sont présentes :

- *Couches d'Aujon*, calcaires gréseux jaune-brun, bioclastiques, se distinguant mal de l'Urgonien sous-jacent ; ils passent en quelques points à des conglomérats à galets d'Urgonien, à ciment gréseux (Collet, 1943, p. 31) ;

- *Couches de Borderan*, grès très fins, argileux, sombres, bioturbés mais pauvres en macrofossiles ;

- *Couches de la Colombière*, un peu plus grossièrement gréseuses, s'enrichissant en carbonates vers le haut (nodules et bancs grésocalcaires), à riche faune benthique (bryozoaires, brachiopodes, grandes huîtres, etc.).

Les couches du Membre de Bossetan sont datées de l'Aptien supérieur.

- Le **Membre de Platé** sus-jacent, à faune pélagique (ammonites abondantes et foraminifères planctoniques), comporte deux subdivisions :

- *Grès des Lindars*, grès glaucouneux à horizons de nodules phosphatés, parfois conglomératiques, ou encore série phosphatée condensée très fossilifère, à grès subordonnés ; les faunes, souvent mélangées par suite de multiples phénomènes de condensation et de remaniement (séries « emboîtées »), indiquent des âges couvrant l'extrême sommet de l'Aptien et tout l'Albien. L.W. Collet (1943) cite une liste impressionnante d'ammonites et autres fossiles du gisement classique du col de Bossetan, déjà épuisé de son temps ; autres trouvailles in C. Chapallaz (1970),

M. Delamette (1988) et D. Knopf (1962); très beaux encroûtements stromatolitiques par exemple à la Combe aux Puaires (945.11/134.06, 2 230);

– Calcaires des Fiz, niveau peu épais (moins de 3 m) de calcaires fins, glauconieux à nodules calcaréo-phosphatés, encore un peu gréseux à la base; l'âge de ce niveau est Albien terminal à Cénomaniens moyen-supérieur.

Un éventuel équivalent de ces Grès verts helvétiques se retrouve dans l'autochtone, à l'angle sud-ouest de la boutonnière de Champéry, sous forme de calcaires gréseux non datés coiffant avec une faible discordance les calcaires spathiques « sub-urgoniens » (Loup, 1987).

c2-5. Calcaires sublithographiques (Turonien–Campanien). Le Crétacé supérieur est représenté, dans la nappe seulement, par un ensemble monotone de calcaires en petits bancs (5-30 cm) devenant parfois calcschisteux, à patine claire; pâte fine (micrite, « calcaire sublithographique») beige ou verdâtre, parfois colorée de rose au sommet, farcie de microorganismes pélagiques. Les abondants foraminifères planctoniques (globotruncanidés) permettent d'y reconnaître le Turonien (parfois aussi le Cénomaniens supérieur, relayant latéralement les calcaires glauconieux des Fiz) et les étages du Sénonien (à l'exception du Maastrichtien), le tout diversement conservé sous les dépôts transgressifs nummulitiques. Les épaisseurs sont ainsi très variables: nulle (pied des Terres Maudites) ou faible (flanc inverse sous les Dents Blanches: Crétacé supérieur non cartographié!) au front, mais jusqu'à 80-100 m sur le dos de la nappe (vallon de Bossetan, montagnes d'Odda, Avoudrués, Criou).

Les Calcaires sublithographiques sont comparables en tous points aux « Seewerkalke » de l'Helvétique de Suisse centrale et orientale.

Paléogène

On peut subdiviser le Paléogène delphino-helvétique de la feuille Samoëns en deux ensembles de nature et de répartition bien différentes.

Il s'agit d'une part de dépôts globalement « transgressifs » (continentaux, lacustres, lagunaires, marins peu profonds) d'âge éocène moyen-supérieur (Lutétiens–Priaboniens). Ils reposent sur un substratum crétacé irrégulièrement érodé à la suite d'une longue période d'émersion débutant peut-être au Crétacé terminal et couvrant le Paléocène et l'Éocène inférieur. Des phases tectoniques précédant ou accompagnant les épisodes transgressifs compliquent la situation. C'est le Nummulitique classique coiffant la série mésozoïque de la nappe de Morcles (Collet et Lillie, 1938; Viard, 1995, 1998), du parautochtone de Barme et de l'autochtone de Champéry.

On a d'autre part des dépôts détritiques turbiditiques oligocènes, enregistrant la transition du domaine de plate-forme delphino-helvétique à un régime de bassin d'avant-pays orogénique, à subsidence et comblement rapides et progradants. Ce sont les Marnes à foraminifères (Charollais *et al.*, 1980), puis la Formation du val d'Illeiz (Lateltin, 1988), qui comprend le Flysch marnomicacé et les Grès du val d'Illeiz. Ces dépôts font suite en continuité au Nummulitique dans les trois situations précitées, mais la Formation du val d'Illeiz est surtout accumulée en grosses masses écaillées « parautochtones », détachées de leur substratum et empilées, dans le val d'Illeiz, entre le front de la nappe de Morcles et les ensembles chevauchants préalpins. On trouve en outre sur la feuille (angles nord-est et sud-ouest), en position autochtone, les dépôts « post-comblement » de la Molasse rouge (Molasse d'eau douce inférieure), alors que les termes de passage (Molasse marine inférieure, Formation de Vaulruz ; Weidmann *et al.*, 1982) n'y sont juste pas représentés, mais affleurent peu en dehors de la marge orientale, dans les ravins et pentes du bas val d'Illeiz (cf. Schroeder et Ducloz, 1955).

« Sidérolitique » (Paléocène-Éocène inférieur). Dépôts résiduels d'altération continentale, sous forme de poches de grès ferrugineux à pisolites d'oxydes de fer, sous forme d'infiltrations fissurales à ciment gréseux plus ou moins ferrugineux (« fausses brèches » à éléments crétacés ; Collet, 1943), sous forme de pigmentations roses des calcaires clairs de l'Urgonien ou du Crétacé supérieur, ou encore, plus discrètement, sous forme d'encroûtements de microcodium, témoins de l'existence de paléosols (Loup, 1987).

Bien représenté dans la nappe de Morcles sous les Dents du Midi (feuille Saint-Maurice : Gagnebin, 1934), le Sidérolitique proprement dit (grès ferrugineux) ne se rencontre plus que de façon sporadique sur la feuille Samoëns, entre le Pas d'Encel et l'arête frontière, où se situent ses affleurements les plus occidentaux (le meilleur sur le Turonien au Nord-Est du col de Bossetan ; feuille Finhaut : Collet *et al.*, 1951). De ce fait, on a renoncé à le distinguer cartographiquement à l'échelle du 1/50 000. Plus à l'Ouest, les seules traces d'une ancienne présence de Sidérolitique sont peut-être les colorations rouges de certains niveaux du Lutétien (voir ci-après).

e5. Calcaires gréseux à grandes nummulites ; conglomérats et calcaires lacustres (Lutétien). Au vallon des Chambres seulement (Chapallaz, 1970 ; Lillie et Schroeder, 1937), la base du Tertiaire est marquée par un mince niveau (3-5 m) de calcaires gréseux gris à grandes nummulites et *Globotruncana* remaniés : c'est le Lutétien inférieur marin. Ailleurs, du Lutétien marin se retrouve en galets dans les conglomérats du Lutétien supérieur lacustre (Chantemerle ; Schroeder et Lillie, 1935) ou du Priabonien.

Le Lutétien supérieur est plus largement répandu, entre Samoëns (colline de Chantemerle - les Suets), le vallon des Chambres, et la région frontale de la nappe de Morcles : conglomérats, éventuellement fluviatiles, à ciment

gréseux et éléments divers surtout crétacés (Urgonien, Grès verts, calcaires sublithographiques, localement Lutétien marin), à répartition plus ou moins lenticulaire (bien représentés p. ex. au Nord de la Tête de Bossetan) ; calcaires lacustres ou laguno-lacustres fins ou gréseux, à characées, ostracodes, petits gastéropodes (p. ex. secteur Avouille - la Bottière, col de Bossetan, Chantemerle). Par endroits s'observent dans les conglomérats des passées rouges ou violacées ; au vallon des Chambres, des calcaires rouges gréso-marneux font la transition entre le Lutétien inférieur certainement marin et les conglomérats.

L'épaisseur du Lutétien supérieur est variable, jusqu'à 40 à 50 m (col de Bossetan). À noter que B. Mercier de Lépinay (1981) attribue une partie de ces dépôts lacustres au Priabonien.

e7. Conglomérats « de base » ; Couches à cérithes ; calcaires et grès à nummulites et discocyclines (Priabonien). En dehors de l'aire d'extension du Lutétien lacustre, le Priabonien débute fréquemment par des grès et conglomérats dits « de base », mais qui pourraient être continentaux, fluviaux, et qui reposent du côté sud-est sur le Sénonien (Criou), du côté nord-ouest jusque sur l'Hauterivien dans le parautochtone de Barme (éléments surtout urgoniens), et sur les Grès verts et l'Urgonien à la lisière sud de la boutonnière autochtone de Champéry (tectonique anté-éocène).

Faisant suite à ces séries conglomératiques ou, en leur absence, au Lutétien lacustre, on trouve les Couches à cérithes (« Couches des Diablerets » de certains auteurs), « niveau le plus constant du Priabonien dans la nappe de Morcles » (Collet et Lillie, 1938) : marnes gris sombre sableuses, parfois charbonneuses, et calcaires gréseux ; faune abondante de bivalves et gastéropodes (cérithes) dénotant un milieu saumâtre, avec quelques incursions marines (coraux, miliolidés) ; épaisseur 10 à 20 m.

Le Priabonien marin est représenté par des calcaires gris, bruns ou violacés, gréseux à la base, alternant avec des passées plus marneuses. Ils sont riches en organismes divers de caractère pérorécifal : débris de coraux, bivalves (pectinidés), algues corallinacées (*Lithothamnium*), discocyclines, petites nummulites (indiquant le Priabonien moyen et supérieur) ; épaisseur variable, jusqu'à 50 m (?).

Le Priabonien de l'autochtone (Champéry) et du parautochtone (Barme), largement transgressif sur un substratum érodé, est plus difficile à subdiviser ; des conglomérats et brèches y sont fréquents. Des remplissages de paléokarsts dans l'autochtone de Collombey, peu en dehors des limites de la feuille, ont livré (Weidmann, 1984) une dent de micromammifère vraisemblablement d'âge bartonien : les faciès sidérolitiques monteraient donc localement jusque dans l'Éocène moyen.

g1. **Marnes à foraminifères ; Formation du val d'Illeiz : Flysch marno-micacé et Grès du val d'Illeiz (Rupélien).** Le passage des calcaires à nummulites aux « Marnes à foraminifères », premier terme des séries détritiques oligocènes, est graduel mais rapide, soulignant une brusque modification des conditions bathymétriques, dans le sens d'un approfondissement.

- **Marnes à foraminifères** (ancien nom : Schistes à globigérines). Calcaires argileux très schisteux à patine gris bleuâtre (tirant parfois sur le jaune), à cassure sombre, caractérisés par l'apparition massive de foraminifères planctoniques (globigérines, *Globorotalia*, etc.). Les épaisseurs estimées vont d'une trentaine de mètres à plus de 100 m (Bossetan). Ces calcschistes sont entrecoupés de bancs décimétriques de matériel remanié (Éocène, Crétacé, voire Jurassique supérieur) sous forme de calcarénites bioclastiques, de microconglomérats, de conglomérats, ou admettent même des blocs ou mégablocs isolés. De telles accumulations grossières, « interstratifiées » dans les Marnes à foraminifères de la nappe (niveaux à blocs autrefois interprétés comme « mylonites » ou écaillés marquant le ou les plans de chevauchement ; cf. Ducloz, 1944), ou « transgressant » directement sur des couches du soubassement mésozoïque redressées voire renversées dans le parautochtone de Barne (Sous-la-Dent ; Mayoraz, 1987, 1995), témoignent de violentes déformations peut-être synsédimentaires.

- **Formation du val d'Illeiz.** Par augmentation de la teneur en argile, et enrichissement des marnes en niveaux centimétriques de grès fins, souvent micacés, on passe au faciès du *Flysch marno-micacé* : ensemble schisto-gréseux de couleur brun-beige présentant des laminations parallèles typiques, ainsi que des figures sédimentaires de semelle d'origine turbiditique (séquences incomplètes). Des débris d'écaillés de poissons ont été récoltés en divers points de la partie basale, plus schisteuse, de cette formation (col de Bretolet ; Vonderschmitt, 1935), sans qu'on puisse parler vraiment de « Schistes à *Meletta* » tels qu'ils sont connus plus à l'Ouest dans les Bornes. Vers le haut, la proportion de grès augmente, puis ils prédominent, réalisant le faciès des *Grès du val d'Illeiz* : alternance de grès moyens à grossiers granoclassés et de marnes, ravinée de corps gréseux massifs et localement conglomératiques, chenalisés. Les grès et conglomérats sont polygéniques, reflétant l'érosion des nappes préalpines supérieures en progression vers l'avant-pays : débris volcaniques ophiolitiques (diabases et porphyres arborescents) prévalant sur les débris andésitiques (qui caractérisent les Grès de Taveyannaz, plus internes, plus précoces, et au polygénisme moins marqué ; Martini, 1968 ; Sawatzki, 1975 ; Vuagnat, 1952) ; en outre radiolarites, calcaires divers, roches plutoniques acides et basiques, roches métamorphiques.

L'ensemble de cette série déritique (*Flysch marno-micacé* et *Grès du val d'Illeiz*), encore connu sous les noms de « *Flysch parautochtone* » ou « *Flysch nordhelvétique* », constitue la « Formation du val d'Illeiz » (Lateltin, 1988), dont la localité de référence se trouve sur la feuille

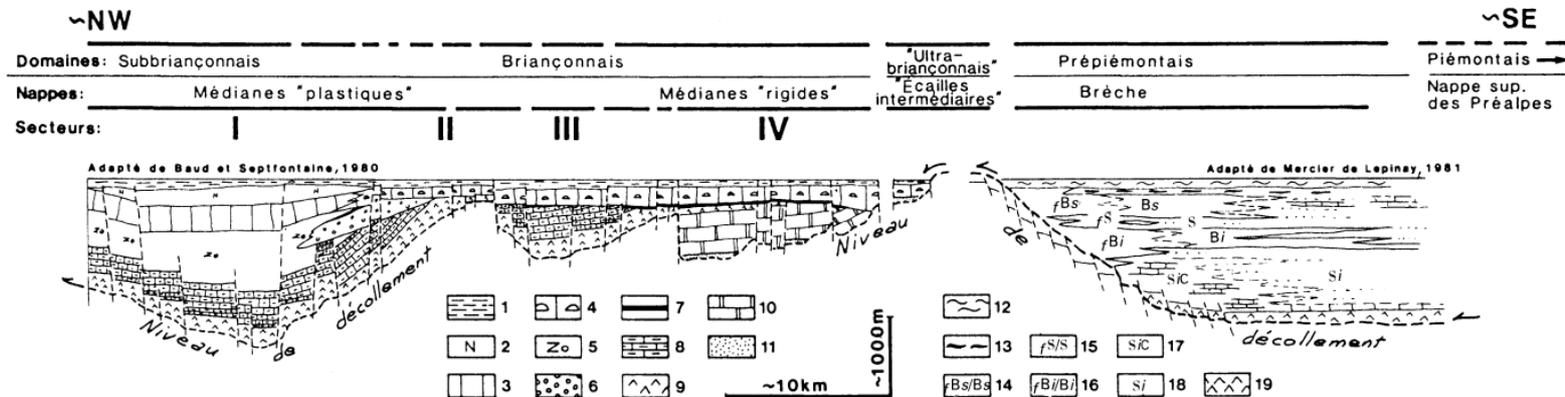
Samoëns (949.6/138.9, « les Couayes » des cartes suisses, au Sud de Champéry). L'épaisseur de la formation pourrait atteindre 300 m, mais est difficile à évaluer à cause de l'intense écaillage tectonique du parautochtone.

L'âge oligocène inférieur des Marnes à foraminifères et des Schistes à *Meletta* a été démontré par J. Charollais *et al.*, (1980) dans les Bornes, sur des bases micropaléontologiques. Il en découle que les séries flyschoides qui les surmontent – longtemps considérées, à la suite de M. Boussac (1912), comme éocènes (formant, avec les calcaires à nummulites et les schistes bleus à globigérines, la classique « trilogie priabonienne » ; Moret, 1934) – sont en réalité d'âge oligocène inférieur à « moyen » (Rupélien au sens large), datations confirmées en quelques points de la feuille Samoëns (Lateltin, 1988 ; Mercier de Lépinay, 1981).

Vu les incertitudes concernant les limites et les épaisseurs de ces divers faciès, les Marnes à foraminifères et la Formation du val d'Illiez ont été réunies et cartographiées sous la même teinte, les principaux corps gréseux (par ex. grès de la Berte) étant cependant soulignés par un figuré particulier (g₁₁₍₁₎).

Dans la nappe de Morcles, où elle est présente au flanc inverse, la Formation du val d'Illiez est limitée à son sommet (topographiquement vers le bas) par un contact tectonique (chevauchement sur le parautochtone). Dans le domaine parautochtone, elle est relayée vers le haut par des complexes chaotiques (« schistes à lentilles », « wildflysch » ; voir chapitre « Mélanges ») en contact stratigraphique et/ou tectonique. Plus au Nord, dans l'autochtone de Monthey (en dehors de la carte), la sédimentation turbiditique se poursuit durant l'Oligocène moyen, tout en devenant moins profonde (faciès de transition Molasse marine inférieure/Molasse d'eau douce inférieure : Grès des Carrières, Grès de Bonneville).

g₂Mr. Molasse rouge (Chattien). La Molasse d'eau douce inférieure est représentée sur la feuille Samoëns par son terme basal, la « Molasse rouge », d'âge chattien inférieur : marnes et grès marneux lie-de-vin ou bariolés, intercalations sporadiques et discontinues de grès fins ou moyens gris, montrant parfois des stratifications obliques ; les structures sédimentaires (canaux sableux, fentes de dessiccation, caliches), le degré d'oxydation, indiquent un milieu fluvial de plaine d'inondation. La Molasse rouge affleure dans la Vièze en aval de Morgins, ainsi que (très modestement) à l'Ouest de Marignier. Sa limite inférieure (passage à la Molasse marine inférieure) n'affleure pas dans l'étendue de la carte ; sa limite supérieure manque par contact tectonique (plan de charriage des unités préalpines).



Nappe des Préalpes médianes

1 : Couches rouges (calcaires argileux) ; 2 : « Néocomien » (calcaires plaquetés) et complexe schisteux intermédiaire ; 3 : « Malm », faciès à résédiments (calcaires en gros bancs) ; 4 : « Malm », faciès de plate-forme (calcaires massifs) ; 5 : « Dogger à *Cancellophycus* ou *Zoophycos* » (marnes et calcaires) ; 6 : « Dogger intermédiaire » (calcaires oolitiques et récifaux) ; 7 : Couches à *Mytilus* (calcaires à faciès saumâtre, charbon) ; 8 : « calcaires liasiens » (calcaires siliceux, spathiques, oolitiques, lumachelles) ; 9 : « Trias supérieur » ou Keuper (dolomies, évaporites) ; 10 : « Trias moyen » (calcaires plus ou moins dolomitiques) ; 11 : « Trias inférieur » (quartzites). Sectors I à IV : voir texte.

Nappe de la Brèche

12 : Couches rouges (en lames dans le wildflysch) ; 13 : Série à quartzites et calcaires à silixites ; 14 : Brèche supérieure (brèche calcaire passant à des calcaires fins avec *fBs* faciès frontal grossier) ; 15 : Schistes ardoisiers (schistes argilo-siliceux, avec *fS* faciès frontal à bancs bréchiques grossiers) ; 16 : Brèche inférieure (brèches et calcaires avec *fBi* faciès frontal à blocs géants) ; 17 : Calcaires inférieurs (calcaires siliceux, oolitiques, lumachelliques) passant à 18 ; 18 : Schistes inférieurs (schistes et calcaires) ; 19 : Trias supérieur (dolomies, évaporites).

Fig. 3 - Séries stratigraphiques des nappes des Préalpes médianes et de la Brèche
(Plancherel, 1990, adapté de Baud et Septfontaine, 1980 et de Mercier de Lépinay, 1981)

*TERRAINS ORIGINAIRES DU DOMAINE BRIANÇONNAIS s.l. :
NAPPE DES PRÉALPES MÉDIANES*

D'un point de vue général, il est possible de découper la nappe des Préalpes médianes transversalement en plusieurs secteurs, caractérisés par des types particuliers de situations stratigraphiques résultant de l'évolution paléogéographique et paléotectonique complexe du domaine briançonnais (Baud et Septfontaine, 1980 ; Plancherel, 1990) (fig. 3, partie gauche). Les séries stratigraphiques plus ou moins complètes ou lacunaires déterminent ainsi des styles structuraux et comportements morphologiques contrastés. Mais la subdivision classique (Lugeon et Gagnebin, 1941) en Médiannes plastiques et Médiannes rigides, basée sur les contrastes extrêmes, ne rend que très imparfaitement compte du détail et de la complexité de ces situations, et conduit à des impasses dans la définition des domaines paléogéographiques. De plus, elle tend à donner une image erronée de l'état de déformation réel de la matière, au sens de l'analyse structurale moderne (Mosar, 1989). Ces deux termes, bien que consacrés par l'usage, devraient être abandonnés.

Des quatre secteurs principaux proposés par R. Plancherel (1990), le secteur I, qui montre la série stratigraphique la plus complète (« Plastiques » au sens traditionnel, « Subbriançonnais »), est le mieux représenté sur la feuille Samoëns : ses terrains édifient l'ensemble des chaînons du bord occidental de la carte.

Les secteurs II et III (« Plastiques internes » de Baud, 1972) occupent respectivement les chaînons du massif de la Haute-Pointe – série lacunaire où prédominent des terrains de nature compétente, « rigide » (seuil nord-briançonnais ; Septfontaine, 1984) – et la zone adjacente Geblu - Farquet - la Joux, série également incomplète mais englobant d'épais niveaux incompetents (Lias de type « Heiti » de la zone lacunaire Bise - Tours d'Or ; Septfontaine, 1984).

Le secteur IV, le plus discret sur la feuille Samoëns, est constitué de séries lacunaires de plate-forme (« Rigides » au sens classique, « Briançonnais ») : il est présent au rocher du Bas-Thex (suite lointaine du Mont Chauffé, feuille Thonon), puis par l'extrême pointe sud du massif de Dreveneuse (feuille Monthey) empiétant sur l'angle nord-est de la feuille, et enfin en écailles détachées du corps de la nappe et disséminées dans la partie infra-Brèche du wildflysch infrapréalpin (Essert-la-Pierre, Taninges, Mine-d'Or) ; ces écailles seront décrites au chapitre « Mélanges ».

Trias

ts ; tsA. **Dolomies et cargneules ; argiles bariolées (Trias supérieur).** Le Trias supérieur, niveau de décollement de la partie externe de la nappe (secteurs I, II, III), est constitué de dépôts de caractère lagunaire, évapori-

tique : dolomies et calcaires dolomitiques de couleur beige, jaunâtre ou blanchâtre (« dolomies blondes »), à cassure parfois plus sombre grise ou brunâtre, à grain fin localement oolitique. Les bancs, décimétriques à métriques, sont entrecoupés d'argilites fissiles beiges, noirâtres ou verdâtres, en lits centimétriques à décimétriques, en proportion croissante vers le haut. Des passées bréchiques (brèches intraformationnelles ; « Formation bréchique » ? ; Baud, 1972) sont fréquentes surtout dans les dolomies des chaînons internes (Haute-Pointe).

Les dolomies surmontent généralement les cargneules, mais peuvent aussi y passer latéralement : ces dernières sont une variété de brèche dolomitique à ciment calcaire, d'apparence vacuolaire, cloisonnée ou caverneuse en surface (par dissolution des éléments dolomitiques), de couleur jaune brunâtre ou grise, en masses mal stratifiées d'aspect souvent ruiniforme. Cette roche, dont la genèse est encore controversée, semble bien procéder de la transformation des dolomies (par des mécanismes de remplacement d'origine tectonique, diagénétique précoce ou tardive, d'altération superficielle, mixte, ou autre ; cf. Jeanbourquin, 1986 ; Masson, 1972).

Le Trias supérieur dolomitique affleure en étroites bandes allongées au cœur des anticlinaux des chaînons externes (Hirmente), et plus largement, par répétition tectonique, entre la Haute-Pointe et le massif Chavasse - Vésine (col de Chavan). Sa limite inférieure étant toujours tectonique (et rarement visible), son épaisseur ne peut être précisée.

En versant gauche du vallon de Geblu sur Matringe, et aux Suets (carrière), le Trias supérieur prend un faciès spécial (tsA) : argilites rouges ou violacées, à passées verdâtres, épaisses de 20 à 30 m (80 m selon Lugeon, 1896), surmontant une semelle irrégulière de cargneules ou dolomies (cf. Escher, 1967 ; Lombard, 1940 ; Romanesco, 1968).

Du Trias gypseux, autrefois exploité en quelques points (Saint-Innocent, Saint-Gras, Geblu, le Finge) mais plus guère visible, appartient peut-être également à la base de la nappe. Il en va de même pour certains affleurements de grès fins, type « Grès à roseaux » du Carnien (massif d'Hirmente : Masson, 1964 ; col de Chavanette, etc.). Ces deux types de terrains se retrouvent surtout en lentilles dans le « wildflysch » infrapréalpin.

t7. Calcaires lumachelliques et marnes sombres (Rhétien). Quelques très petits affleurements de Rhétien (peut-être accompagnés d'Hettangien : Infralias ; Masson, 1964) pointent à proximité du Trias dolomitique et du Lias spathique dans les anticlinaux les plus externes.

Par ailleurs, une belle série rhétienne, très comparable aux Couches de Plan-Falcon des Préalpes vaudoises (Jeannet, 1913 ; Mettraux, 1989), affleure dans les plis ou écailles les plus internes, à l'Est des chaînons de la

Haute-Pointe : versant gauche du vallon de Geblu, col de Chavan, arête ouest de Chavasse. Il s'agit de dépôts néritiques très peu profonds, bien décrits par divers auteurs dans la coupe classique de Geblu (cf. Lombard, 1940), où ils font suite aux argilites rouges du Trias : calcaires fins souvent lumachelliques, bioclastiques, cassure gris-bleu, patine jaune ou ocre, parfois oolitiques, spathiques, gréseux, dolomitiques (réurrences lagunaires), en bancs décimétriques à (demi-) métriques, alternant avec des marnes schisteuses sombres de même épaisseur ; en outre, à la base, « bone-beds » et débris charbonneux. La série est riche en organismes divers, dont de nombreuses espèces typiques du Rhétien : algues, microcoprolites (*Bactryllium*), coraux, échinodermes, brachiopodes (*Terebratula gregaria*, *Spiriferina uncinata*), bivalves (*Avicula contorta*, *Plicatula intusstriata*, *Pecten*, *Ostrea haidingeriana*, *Placunopsis alpina*, *Megalodon*), gastéropodes, vertébrés (dents de poissons). Épaisseurs : 40 m à Geblu, 80 m (redoublement tectonique ?) à l'arête ouest de Chavasse.

Jurassique

Le Jurassique moyen (Dogger) et la base du Jurassique supérieur (Oxfordien) des Médiannes ont fait l'objet de révisions exhaustives sur l'ensemble du territoire des Préalpes romandes et chablaisiennes par M. Septfontaine, rassemblées dans son mémoire de 1984. Par l'observation des corps sédimentaires, par l'étude minutieuse des microfaciès et de la microfauve (foraminifères), cet auteur a réussi à établir des corrélations lithostratigraphiques et chronostratigraphiques logiques entre les divers domaines ou milieux du Briançonnais préalpin (bassin, seuil, lagon, plate-forme), et à proposer une solution satisfaisante au vieux problème de la datation des Couches à *Mytilus*. Sa nomenclature (formations, membres, unités) sera adoptée pour la description du Dogger.

Pour ce qui est du Jurassique inférieur et supérieur, les révisions des dernières années se sont surtout concentrées sur les Préalpes romandes : le Lias par M. Mettraux (1989), le Malm par R. Heinz et C. Isenschmid (1988). La transposition des résultats de ces travaux aux Médiannes du Chablais n'a pas encore été entreprise systématiquement*. Aussi nous en tiendrons-nous généralement pour ces terrains aux nomenclatures traditionnelles.

l1-2. Calcaires argilo-gréseux et dolomitiques ; calcaires compacts fins ou oolitiques ; calcaires gréso-siliceux à silex (Hettangien-Sinemurien). Cette série affleure à Vers-Lard - Saint-Innocent, aux Suets, et au vallon de Geblu, où elle fait suite au Rhétien précédemment décrit (Lombard, 1940 ; Peterhans, 1926).

Des schistes et calcaires dolomitiques, des calcaires plus ou moins argileux et gréseux, à bivalves (huîtres, pectinidés), épais de 5-6 m, représentent

* Pour le Lias, voir la thèse récente de G. Borel (1997).

l'Hettangien basal. Suit la masse principale de l'Hettangien (niveau f de A. Jeannot), qui forme une barre d'une trentaine de mètres de calcaires gris clair à pâte compacte brun foncé, tantôt fins, tantôt oolitiques, lités (débits dolomitiques ou marneux) ou en gros bancs ; la surface supérieure du dernier banc est criblée de perforations (trous d'annélides tubicoles). Vient ensuite un intervalle d'environ 5 m de calcaires et schistes siliceux gris clair (Sinémurien), surmontés d'une cinquantaine de mètres de calcaires lités gris-jaune ou gris-brun à pâte foncée, siliceuse et gréseuse, localement spathique, à rognons et bandes de silex (Sinémurien supérieur).

l3-j1. Calcaires tachetés et schistes ; schistes marneux et calcaires ; marnes sombres à miches (Pliensbachien–Aalénien). À la base, alternance monotone de calcaires gris à pâte foncée, encore siliceuse ou fine et tachetée, en bancs de 10 à 50 cm, et de schistes silico-marneux, rapportée au Pliensbachien (Lias moyen) ; épaisseur variable (jusqu'à 70 m). Puis les schistes marneux prennent le pas sur les calcaires, la couleur s'assombrit (Lias supérieur : Toarcien), et on passe progressivement au faciès des marnes sombres de l'Aalénien (Dogger basal), localement à miches calcaires, datées par des ammonites (*Leioceras opalinum*, *Ludwigia*, etc. ; Grobet, 1968 ; Lugeon, 1896 ; Peterhans, 1926). La série atteint peut-être le Bajocien (intercalations de calcaires tachetés au sommet).

Ces couches du Toarcien–Aalénien, très épaisses (150 m et plus ?), font suite au Lias inférieur et moyen dans les zones d'affleurement précitées (voir l1-2). Mais elles se prolongent au Nord du vallon de Geblu jusque dans la région du Farquet, où elles disparaissent sous les écaillés chevauchantes triasiques du col de Chavan, pour réapparaître en affleurements isolés, 3 km plus au Nord, à Lajoux dans la vallée du Brévon (avec traces de *Zoophycos* : Cuenoud, 1963 ; Gagnebin, 1940). En outre, une étroite bande de marnes sombres aaléniennes s'insère dans le Trias dans l'axe même du vallon de Geblu (Lombard, 1940 ; Romanesco, 1968).

À la suite de M. Lugeon et E. Gagnebin (1941) et M. Lugeon (1946), tout ce Lias de la bande Vers-Lard - Geblu - Farquet (l1-2 et l3-j1), ainsi que sa base rhétienne et triasique, est généralement considéré comme appartenant aux nappes ultrahelvétiques et figure comme telle sur la plupart des cartes. Par leurs faciès, très proches de ceux des zones des Tours d'Al (Préalpes vaudoises) et de Heiti (Préalpes bernoises), et par leur position à l'arrière du seuil lacunaire nord-briançonnais (Haute-Pointe ; Septfontaine, 1984, fig. 12), ces terrains ont pourtant leur place logique dans les Préalpes médianes (secteur III), comme l'avait d'ailleurs établi E. Peterhans dès 1926.

l2-4. Calcaires spathiques (Sinémurien–Toarcien). Dans les chaînons externes, le Lias se distingue par le développement de faciès essentiellement spathiques, échinodermiques (l'Hettangien gréseux et oolitique n'y affleure pas de façon franche dans les limites de la carte ; cf. t7).

Dans le détail, ces faciès, de plate-forme néritique faiblement puis moyennement subsidente, sont très variés, avec nombreux passages latéraux. En principe, tous les étages du Lias sont présents, mais certains peuvent manquer localement ou plus largement pour des raisons soit tectoniques, soit surtout stratigraphiques (nombreuses lacunes de dépôt ou d'érosion dont le détail ne peut être rendu à l'échelle de la carte, ni même donné dans le texte ; cf. Peterhans, 1926, pour une approche régionale).

En gros, on distingue des calcaires spathiques grossiers, clairs, fréquemment roses ou verdâtres, parfois bréchoïdes à éléments dolomitiques jaunes, au Lias inférieur (Sinémurien) ; ils sont surmontés par les « Calcaires à pentacrines » (Bertrand, 1892), ou « Unité des calcaires échinodermiques » (Septfontaine, 1984) : calcaires spathiques sombres plus fins, gris à pâte bleue, à stratification oblique, au Lias moyen (Pliensbachien), devenant siliceux avec présence de silex, et un peu schisteux (surtout zones plus internes : Cherny - rocher d'Ombre), au Lias supérieur (Toarcien) et peut-être Dogger basal (Aalénien) ; grains de glauconie et gravelles dolomitiques (en partie entroques dolomitisées) sont fréquents dans toute la série. Les épaisseurs données vont de 30-40 m (massif d'Hirmente ; Masson, 1964) à 100-150 m (anticlinal de la Motte à Cherny ; Godel, 1959 ; Mautner 1963).

j1-4 ; j2-4St. **Série compréhensive marno-siliceuse : Couches à *Cancellophycus* (Aalénien-Callovien) ; Formation du Staldengraben (Bajocien supérieur-Callovien).** Épaisse série monotone de caractère « profond », où alternent en proportion variable des calcaires argileux ou siliceux (spongolites) et des marnes ou calcschistes siliceux, à traces de *Cancellophycus* (*Zoophycos*) et ammonites : c'est le « Dogger à *Zoophycos* » classique du domaine subbriançonnais des Préalpes médianes (ou « série compréhensive marno-siliceuse » ; Septfontaine, 1984).

En Chablais occidental, M. Septfontaine (1984) distingue trois formations, en succession théorique verticale, mais pouvant se remplacer latéralement (dépôts diachrones) ; mais, du fait de leur composante marneuse importante, ces terrains affleurent souvent mal (« terre » ou « sol » de Dogger), et il n'a pas été possible de les séparer sur la carte (sauf au flanc du Môle à l'Ouest de Marignier, où la formation médiane a été cartographiée séparément : j2-4St).

• **Formation des Brassés** : alternance régulière de calcaires fins et calcschistes, sombres à patine brune, en bancs décimétriques à métriques, plus schisteuse à la base, plus calcaire et siliceuse (spicules d'éponges), avec lits et rognons de silex, vers le haut ; dans les chaînons externes, rares niveaux graveleux (turbidites) à oolites, éléments dolomitiques, et foraminifères de plate-forme ; ces niveaux turbiditiques sont plus abondants dans le massif mont Orche - roc des Suets, où par contre les silex sont absents (Septfon-

taine et Lombard, 1976). Âge de la formation : (Toarcien)–Aalénien–Bajocien ; épaisseur 200 à 300 m.

• **Formation du Staldengraben** (terme utilisé ici dans un sens plus restreint que dans les Préalpes romandes, où la Formation du Staldengraben désigne la totalité des Couches à *Cancellophycus* ou « Formation calcaréo-argileuse ») : alternance de schistes et calcschistes gris-brun, clairs, et de bancs de calcaires gris-vert, un peu argileux, à patine brun-jaune (Septfontaine et Lombard, 1976). À part les traces de *Cancellophycus*, à signaler des faunes d'ammonites, dont *Nannolytoceras tripartitum* du Bathonien, et de bivalves, dont *Posidonomya alpina* (« Marnes à Posidonies » ; Bertrand, 1892 ; Chaix, 1913). La formation a été cartographiée séparément au flanc oriental du Môle seulement (j2-4St). Âge : Bajocien supérieur–Callovien ; épaisseur : très variable, jusqu'à 170 m.

• **Formation de la Haute-Pointe (Unité siliceuse)**. Il s'agit probablement d'un équivalent latéral partiel de la formation précédente. Calcaires siliceux gris-vert foncé en petits bancs (10-20 cm), à filaments et débris échinodermiques, à rognons et lits de silex fréquents, avec intercalations de calcschistes siliceux ; la formation se rattache morphologiquement à la base de la paroi du Malm (« Malm inférieur à silex » : Lombard, 1940 ; « Oxfordien siliceux » : Chaix, 1942 ; « Calcaires en petits bancs » : Septfontaine et Lombard, 1976). Présents dans les chaînons externes (Hirmente, Sur-Don - Ivoray, Cherny - rocher d'Ombre, mont Orche - roc des Suets), ces calcaires siliceux en petits bancs empiètent en outre sur la zone lacunaire du massif de la Haute-Pointe, où a d'ailleurs été choisie la coupe de référence de la formation et de l'unité (924.85/138.50, col de Cordon). Mais, dans cette zone, ils n'ont pas été séparés cartographiquement des Couches à *Mytilus* (Membre du col de Cordon) qu'ils surmontent. Âge : Callovien supérieur–Oxfordien inférieur ; épaisseur : au col de Cordon, 25 m.

j1-2S. **Calcaires divers périrécifaux : Formation de Sommant (Aalénien supérieur–Bajocien)**. Dépôts carbonatés peu profonds, périrécifaux à tendance émergitive, du seuil ou haut-fond séparant, au Dogger, le bassin des Couches à *Cancellophycus* du lagon des Couches à *Mytilus*. En Chablais occidental, la Formation de Sommant est restreinte au chaînon de la Haute-Pointe (y compris son prolongement méridional par le roc des Suets et le mont Orche, où elle coexiste avec les Couches à *Cancellophycus* ; on la rencontre en outre, au Nord, dans l'écaille isolée de la pointe de la Balme). C'est le Membre de Mieussy, dont la coupe de référence, qui est aussi celle de la formation, se trouve au lieu-dit Escaliers de Sommant au Nord-Est de Mieussy (coord. 924.80/137.40).

M. Septfontaine y reconnaît trois unités (en position renversée dans la coupe de référence).

• **Unité conglomératique** : quelques mètres de conglomérat à éléments dolomitiques grossiers, à matrice calcaire, transgressant sur les dolomies du Trias supérieur (elles-mêmes fréquemment bréchiques ou pseudo-bréchiques) avec, par endroits, une discordance angulaire notable (Haute-Pointe).

• **Unité graveleuse oolitique** : à la base, calcaires fins gris clair ou colorés en rose ou brun-rouge, à passées irrégulières finement graveleuses, biodétritiques (brachiopodes) ; vers le haut, faciès franchement graveleux, à oolites, oncolites, bioclastes, gravillons dolomitiques, gros coraux encroûtants plats, avec *Archaeosepta platirensis* du Bathonien ; épaisseur variable : 50 à 100 m.

• **Unité micritique bioclastique** : de bas en haut stratigraphiquement, on observe :

– gros banc (5 m) de calcaire fin contenant de nombreux polypiers branchus de grande taille ;

– calcaires échinodermiques (5 m) à débris de coraux ;

– calcaires fins (20 m) de couleur rosée, à polypiers isolés, à microstructures d'origine bactérienne, parcourus de filons syndé debates (« dykes neptuniens »), ainsi que de paléofissures d'origine karstique, indices d'émersions temporaires ;

– calcaires identiques aux précédents (60 m), profondément karstifiés : brèches, conduits et poches remplis de sédiments argileux ou gréseux rouges, résultant d'une période d'émersion et d'érosion intense bathonienne. À Chavan, cette altération karstique atteint l'Unité conglomératique, seule conservée, situation interprétée autrefois (à cause de la nature dolomitique des éléments) comme sol d'altération (liasique) de la surface triasique (« bolus de Grange Chavan » ; Lugeon, 1896 ; Orloff, 1962 ; Vernet, 1964).

Le milieu de sédimentation de la Formation de Sommant prise dans son ensemble, caractérisé par des bioclastes et gravelles dispersés (base de l'Unité graveleuse oolitique) et des coraux solitaires (Unité micritique bioclastique) nageant dans une matrice boueuse carbonatée (calcaires fins) enrichie en oxydes de fer (teinte rouge), a été récemment comparé à celui de « mudmounds » ou « mudbanks », accumulations vaseuses stabilisées par une trame de tissus bactériens, relayant latéralement les barrières de sables bioclastiques et de récifs coralliens de bord de plate-forme carbonatée (cf. Gilli, 1992).

La base de la Formation de Sommant est datée par une ammonite (*Graphoceras apertum*) de l'Aalénien supérieur (Lombard, 1940). Dans le massif de la Haute-Pointe proprement dit, la limite supérieure est une limite érosive, coupant plus ou moins profondément dans le Bajocien et recouverte par divers termes des Couches à *Mytilus*. Vers le Sud, la formation monte peut-

être dans le Bathonien basal (Escaliers de Sommant), et éventuellement (?) même dans le Callovien au droit de Geblu (Septfontaine, 1984). Plus au Sud encore (roc des Suets, mont Orche), la Formation de Sommant est relayée verticalement au cours du Bajocien par les Couches à *Cancellophycus* (formations des Brasses et de la Haute-Pointe, voir plus haut).

j2-4My. Couches à Mytilus : conglomérats et marnes charbonneuses ; calcschistes fossilifères ; calcaires foncés sublithographiques ; calcaires graveleux (Bajocien-Callovien). L'âge, la répartition, le milieu de sédimentation des Couches à Mytilus ont été l'objet de nombreux travaux, dont on trouvera les références bibliographiques et historiques in M. Septfontaine (1978, 1984) avec présentation d'une biozonation basée sur des assemblages (cénozones) de foraminifères benthiques, et proposition d'une nouvelle nomenclature formelle.

Il s'agit de dépôts variés d'une plate-forme interne protégée (lagon), pouvant se relayer verticalement et latéralement de manière souvent complexe.

De façon générale, on peut cependant distinguer trois membres, de bas en haut.

- **Membre de Chavanette** : conglomérats de composition diverse selon le type de substrat transgressé (Trias dolomitique plus ou moins bréchique à Chavanette, Rhétien à Chavasse - Vésine, Formation de Sommant entre Haute-Pointe et pointe de la Rovagne, etc.), et pouvant admettre des passées de marnes gréso-charbonneuses. À Vésine, discordance angulaire de 24° sur le Rhétien (Septfontaine, 1976). Épaisseurs et âges variables : p. ex. 65 m à la localité de référence (col de Chavanette, coord. 925.05/139.55), âge bajocien probable (éventuellement Lias ?) ; 6 m à la pointe de la Rovagne, âge bathonien (?) ; parfois absent ou remplacé par un niveau gréseux (Haute-Pointe).

- **Membre du Rubli** (dénommé d'après une série de référence située dans les Préalpes suisses) :

- *Unité des calcschistes fossilifères* : alternance de schistes durs et bancs calcschisteux décimétriques, patine jaune brunâtre, cassure brun foncé dégageant une odeur fétide, à macrofaune abondante (bivalves dont *Mytilus*, brachiopodes, échinodermes, polypiers) et débris végétaux charbonneux (*Zamites*) ; c'est le faciès classique des Couches à *Mytilus*, dénotant un milieu confiné riche en matière organique ;

- *Unité du calcaire foncé* : calcaires mal stratifiés ou massifs, patine blanche ou gris clair, cassure brun foncé, fétide, à pâte sublithographique contenant des oncolites et des foraminifères ; ces calcaires se fondent parfois dans la base des calcaires massifs du Malm, mais en sont toujours séparés par une surface de ravinement (Septfontaine, 1984). En dehors de la feuille

Samoëns, au Pas de la Bosse (feuille Thonon), sont connus des niveaux à characées indiquant une tendance à des faciès d'eau douce.

Les deux unités se superposent dans cet ordre dans les cas simples, mais il existe de fréquentes récurrences d'un faciès dans l'autre.

Le Membre du Rubli est présent dans tout le massif de la Haute-Pointe (surtout calcschistes fossilifères) jusqu'à la pointe de la Rovagne, où on observe le rivage méridional du faciès à *Mytilus* proprement dit ; il affleure en outre à Chavasse - Vésine (surtout calcaire foncé), à la pointe de la Balme, et très discrètement au rocher du Bas-Thex (Dranse de Morzine). L'épaisseur du Membre du Rubli peut atteindre une cinquantaine de mètres. Âge : dans le chaînon Haute-Pointe - Rovagne, Callovien basal ; de part et d'autre (Chavanette à l'Ouest et Chavasse - Vésine à l'Est), Bajocien supérieur à Callovien basal.

• **Membre du col de Cordon** (« Calcaire graveleux » : Septfontaine et Lombard, 1976 ; « Dogger supérieur à *Mytilus* » : Lombard, 1940) : calcaires en bancs massifs demi-métriques à métriques mal individualisés, patine gris clair, gris-brun à la cassure, oolitiques et bioclastiques (pseudo-oolitiques), gréseux, parfois microconglomératiques à grains dolomitiques ; présence fréquente de quartz authigène et de nodules de silex ; organismes silicifiés bien mis en valeur par l'altération superficielle : polypiers, bryozoaires (*Bauneia chablaisensis*, *B. multitabulata*).

Ces calcaires graveleux surmontent ou remplacent latéralement les termes du Membre du Rubli, mais peuvent aussi s'y intercaler (Chavasse - Vésine). En outre, ils débordent assez largement vers le Sud le domaine de répartition du faciès à *Mytilus* proprement dit, tel qu'il a pu être représenté cartographiquement sur la feuille Samoëns : ils transgressent sur la surface karstifiée de la Formation de Sommant entre la pointe de la Rovagne et Roche-Palud ; ils sont absents dans le secteur Geblu - Saint-Gras (passage latéral à la Formation de Sommant ?) ; ils surmontent les Couches à *Cancellophycus* plus au Sud jusqu'au mont Orche.

Le milieu de sédimentation du Membre du col de Cordon est celui de dunes sableuses progradant dans le lagon et débordant le rebord de plateforme externe. L'épaisseur du niveau atteint environ 25 m à la localité de référence, coord. 924.85/138.50. L'âge donné par les assemblages de foraminifères est Bathonien supérieur-Callovien.

j5-n1M. **Calcaires massifs ou en gros bancs (Oxfordien moyen-Berriasien : « Malm »)**. Au Jurassique supérieur, la sédimentation devient essentiellement carbonatée sur l'ensemble du domaine briançonnais, que ce soit sur les hauts-fonds ou dans les bassins (resédiments). Les calcaires résistants du Malm forment ainsi l'ossature morphologique et structurale des régions occupées par les Préalpes médianes, constituant falaises, parois et arêtes, et soulignant les plis (en association avec des niveaux moins

compétents : style « plastique ») et les écailles ou dalles (ensembles de calcaires compétents : style « rigide »).

- « **Argovien noduleux** » (j7Mn). Dans les chaînons de l'angle nord-ouest de la feuille (Hirmente - Onnion) d'une part, ainsi que dans les chaînons de la Haute-Pointe et leurs prolongements méridionaux d'autre part, la base stratigraphique de la « barre du Malm » est soulignée par les faciès connus sous le nom d'« Argovien noduleux », formant niveau repère (indiqué sur la carte par une surcharge de points rouges : calcaires fins et marnes, à structure noduleuse plus ou moins prononcée, de couleur rouge, verte ou grise, rognons de silex abondants dans les chaînons internes (Romanesco, 1968) ; certains nodules contiennent des ammonites corrodées (*Sowerbyceras*) ; épaisseur : jusqu'à 50 m.

- **Faciès spathiques**. Les deux régions comprenant ces faciès noduleux sont séparées par une zone où la base du Malm est formée de calcaires clairs grossièrement spathiques à gravillons dolomitiques et grains de glauconie, par endroits lumachelliques (brachiopodes), en bancs de 1-2 m. Ces dépôts d'allure néritique sont très semblables à certaines roches du Lias (I2-4), mais leur passage au Malm classique sus-jacent est tout à fait graduel, et des niveaux de même nature situés plus au Nord (feuille Thonon) sont rapportés au Jurassique supérieur par la présence de *Trocholina alpina* (Badoux et Mercanton, 1962). Les principaux affleurements de ces calcaires spathiques (points bleus) se rencontrent sous le rocher de la Motte au cœur de l'anticlinal de Cherny : environ 150 m (Godel, 1959 ; Mautner, 1963) ; à la Trappe au Nord-Est d'Onnion : une dizaine de mètres (Masson et Weidmann, 1969) ; au mont Mailly près d'Ivoray : quelques mètres (Septfontaine et Lombard, 1976).

L'âge probable des calcaires noduleux et de la base au moins des calcaires spathiques est Oxfordien moyen. Remarquons cependant que selon M. Septfontaine (comm. pers.), des calcaires à trocholines au rocher de la Motte, à la pointe de la Balme, etc., représenteraient le Membre du col de Cordon, d'âge bathono-callovien (voir plus haut j2-4My).

- Le **Malm moyen** (« Séquanien ») ou Oxfordien supérieur, et Kimméridgien) et le **Malm supérieur** (Tithonien) sont représentés par des assises calcaires difficiles à subdiviser, d'aspect uniforme – barres rocheuses de patine gris clair ou bleutée ressortant bien dans le paysage –, mais qui se révèlent de nature très variée dans le détail. Le terme le plus courant est un calcaire compact à pâte fine, sublithographique ; il s'y intercale à divers niveaux des passées oolitiques ou pseudo-oolitiques, oncolitiques, spathiques, biodétritiques, bréchiques, des récurrences noduleuses, des rognons ou lames de silex. Les couleurs à la cassure vont de brun ou gris foncé à beige clair voire blanc, les teintes claires devenant prépondérantes lorsqu'on monte dans la série.

Dans les plis externes, on peut distinguer parfois, encadrant un épisode plus massif ou à stratification inapparente (« Kimméridgien »), des assises mieux litées en bancs de 1-3 m : calcaires sombres à oncolites et protoglobigérines à la base (« Séquanien », passant peut-être latéralement aux calcaires spathiques) ; calcaires clairs, bien datés du Tithonien et même du Berriasien par d'abondantes calpionelles (*C. alpina*, *C. elliptica*), au sommet. Dans les écailles plus internes (dès les chaînons de la Haute-Pointe compris), les calcaires du Malm sont plus généralement d'aspect massif. Les épaisseurs du Malm calcaire vont jusqu'à 100-150 m, mais se réduisent rapidement au bord occidental de la carte : 10 m et moins sur les contreforts de Miribel (Gamerla - col du Creux).

La répartition systématique des divers types lithologiques composant le Malm n'a guère été étudiée en détail dans les Médiannes du Chablais. Par analogie avec les résultats des recherches sédimentologiques et microfaciologiques effectuées dans les Préalpes romandes, on peut cependant interpréter les alternances de calcaires fins et détritiques, d'une part comme resédiments (calciturbidites) dans un bassin « profond » (zones frontales), d'autre part comme sédiments de talus ou de plate-forme carbonatée « noyée » (plis et écailles internes).

Crétacé-Éocène

La série est complète dans les chaînons d'Hirmente seulement, où le Crétacé inférieur calcaire (Néocomien) fait suite en continu au Tithonien. Ailleurs, ce sont des sédiments marno-calcaires du Crétacé « moyen » ou supérieur, voire par endroits du Paléogène, qui reposent directement sur la surface parfois corrodée ou karstifiée des calcaires du Malm. Un peu de flysch schisto-gréseux clôt la série à l'Éocène moyen, rapidement relayé par des formations de type wildflysch, avec lesquelles il sera traité.

nP. Calcaires en plaquettes (Crétacé inférieur : Néocomien). Le passage des calcaires en gros bancs du Malm supérieur aux calcaires plaquetés du Néocomien s'opère de manière insensible, si bien que la limite cartographique est plutôt arbitraire, reposant sur des arguments morphologiques (rupture de pente). La répartition des calpionelles montre en tout cas que le Berriasien est de fait encore englobé dans le sommet des faciès « Malm ».

Dans son développement typique, le Néocomien montre des calcaires de patine claire disposés en plaquettes ou petits bancs de 10-20 cm, comportant souvent des lames de silex ; la pâte est fine, sublithographique, de teinte beige clair, se chargeant de taches gris-bleu irrégulières (bioturbations) ; des interlits marneux d'abord pelliculaires prennent plus d'importance en montant dans la série. L'épaisseur du Néocomien est estimée ici à 60-80 m.

Cachée sous la zone synclinale qui borde le massif d'Hirmente à l'Est, la transition aux domaines dépourvus de Néocomien n'est pas visible dans cette direction. Elle apparaît par contre en direction Sud, dans la retombée du faisceau des plis externes vers Onnion, en bordure de la route en lacet au Nord de Chavannes (Masson, 1964). On y observe un Néocomien réduit à 5-6 m, comportant en plus des calcaires fins habituels, des passées de matériel grossier, - échinodermiques, à bélemnites (*Duvalia*) et aptychus, pseudobréchiques -, et se terminant par une surface durcie indice de non-dépôt, d'érosion, ou d'émersion.

c-eR. Calcaires argileux et schistes sombres : Formation de l'Intyamou (Crétacé « moyen ») ; calcaires fins et calcschistes de faciès « Couches rouges » (Turonien supérieur-Santonien ; Maastrichtien supérieur ; Paléocène supérieur-Éocène inférieur). Le « Complexe schisteux intermédiaire » (Crétacé « moyen ») et les classiques « Couches rouges » (Crétacé supérieur à Paléogène inférieur) ont fait l'objet de révisions synthétiques récentes dans les Médiannes romandes. Le premier a pris rang de formation, sous le nom de Formation de l'Intyamou (Python-Dupasquier, 1990) ; aux secondes a été attribué le statut de groupe, recouvrant trois formations séparées par des lacunes majeures, de l'ordre de 10 Ma chacune (Guillaume, 1986) : Formation de Rote Platte (Turonien supérieur-Santonien), Formation des Forclettes (Maastrichtien supérieur), Formation des Chenaux Rouges (Paléocène supérieur-Éocène inférieur). Des travaux en cours (Hable, 1997) s'emploient à établir les similitudes et différences d'un tel découpage avec celui des terrains homologues des Médiannes en Chablais.

D'abondantes faunes de foraminifères planctoniques permettent généralement une délimitation aisée des étages et un encadrement précis des lacunes. Mais les levés existants et les recherches en cours montrent, tout comme dans les Préalpes suisses et le Chablais oriental (cf. Badoux et Mercanton, 1962), des situations très complexes témoignant d'une époque mouvementée, signe probable des premiers mouvements compressifs alpins : lacunes, érosions, niveaux de condensation, remaniements, apports détritiques, variations d'épaisseur, biseaux stratigraphiques sont ainsi la règle, et les formations plus ou moins complètes entrent en contacts variés, tant les unes avec les autres qu'avec divers termes de leur substratum. Aussi, devant l'impossibilité de rendre compte du détail de ces complications à l'échelle du 1/50 000, on a réuni et cartographié l'ensemble des Couches rouges de manière classique sous la même teinte, seuls les niveaux un peu importants de type « Intyamou » étant signalés par une surcharge (tirets noirs) sans limite précise avec les Couches rouges.

• Là où elle surmonte le Néocomien, la **Formation de l'Intyamou** (Crétacé « moyen ») se présente typiquement sous forme d'une alternance des schistes argileux sombres, riches en matière organique, et de petits bancs (10-20 cm)

de calcaires marneux gris, le tout parsemé irrégulièrement de taches noires ; épaisseur moyenne : 30 m ; âge : Albien et Cénomaniens. Des équivalents latéraux moins typiques (moins schisteux) existent dans des zones plus internes, directement superposés au Malm (p. ex. ruisseau de Seytrouset : Mautner, 1963 ; flanc oriental de Chavasse - Vésine : Lombard, 1940).

À signaler encore, coiffant le Malm des chaînons en position Haute-Pointe, un mince liséré (quelques mètres, non cartographié) de calcaires fins ou spathiques et de marnes, de couleur rose ou verte, à silex rouges et jaunes, tout d'abord attribués par A. Lombard (1940) au Malm (« Malm supérieur à silex ») ou au Valanginien, mais dont la révision en lame mince a révélé des faunes cénomaniennes et turoniennes (déterminations M. Caron, *in* Lombard, 1983). Enfin, en quelques points, des calcaires fins, jaunes, associés à des sédiments ferrugineux ou phosphatés, enclavés dans des poches karstiques du Malm (p. ex. Bassin des Lys : Godel, 1959 ; collines à l'Ouest de Mieussy : Lombard, 1940 ; Romanesco, 1968), ont livré des faunes du Cénomaniens et du Turonien.

• Les **Couches rouges** sont constituées d'un ensemble monotone de calcaires fins, plus ou moins argileux, en petits bancs (5-10 cm), et de marnes schisteuses. Les teintes de ces roches sont le plus souvent claires (crème, grise, jaunâtre, verdâtre), mais elles sont panachées de manière non systématique de larges passées affectant diverses nuances de rouge, qui ont valu leur nom à ces formations caractéristiques des Préalpes. Les calcaires sont riches en foraminifères planctoniques (souvent concentrés par des courants de turbidité), dont les associations permettent la distinction de divers étages du Crétacé supérieur (globotruncanidés) et du Tertiaire basal (*Globorotalia*). Les recherches en cours (Hable, 1997) préciseront leurs répartitions verticales et latérales. De manière simplifiée, on peut dire que la « transgression » des Couches rouges tertiaires (plus argileuses et schisteuses, souvent plus vivement colorées en rouge ou violacé) est plus générale, traduisant une uniformisation du bassin, prélude à l'installation d'une sédimentation de type flysch.

Les épaisseurs des Couches rouges sont bien sûr très variables, et difficiles à apprécier à cause des replis ; des estimations vont jusqu'à 500 m et plus.

Le passage progressif au flysch schisto-gréseux a été décrit en quelques points : près de Maillet (Grobet, 1968), lit du Risse à l'Ouest du col de Jambé (Masson, 1964), ruisseau au Nord de Nant (Mautner, 1963).

TERRAINS ORIGINAIRES DU DOMAINE PRÉPIÉMONTAIS : NAPPE DE LA BRÈCHE

La nappe de la Brèche tient son appellation de la présence répétitive d'épisodes bréchiens souvent grossiers au sein de sa série stratigraphique. On s'accorde généralement à situer la source du matériel détritique au bord

interne de la plate-forme briançonnaise, et l'aire de dépôt aux confins du bassin océanique piémontais en voie d'ouverture, délimitant de cette manière un « talus prépiémontais » de largeur indéterminée (Lemoine, 1961 ; Trümpy, 1960). Le contexte paléotectonique était ainsi celui d'une marge d'effondrement, caractérisée par l'activité intermittente de systèmes complexes de failles en relais, fournissant par leur jeu en distension et décrochement un apport détritique renouvelé. Il en est résulté un édifice sédimentaire qui paraît clairement organisé dans les grandes lignes, en fonction de la répartition des matériaux entre zones proximales et distales (actuellement du front à l'arrière de la nappe), mais dont le découpage selon des critères stratigraphiques rigoureux s'avère très difficile dans le détail. Les passages graduels de faciès y sont en effet la règle, aussi bien dans le sens vertical (diminution-augmentation du caractère bréchiq ue), que latéral (transition plus ou moins rapide et fluctuante d'accumulations grossières, mal classées, voire chaotiques, à des dépôts progressivement plus fins et organisés en séquences turbiditiques). Les corrélations et le tracé de limites cartographiables en sont rendus très incertains, ce d'autant plus qu'à l'exception de la base et du sommet de la série (datés respectivement du Trias sommital et du passage Malm/Néocomien), le contrôle biostratigraphique pauvre, pour ne pas dire inexistant, ne permet qu'un découpage très grossier de la série jurassique.

Pour ces raisons, la subdivision adoptée ne sera pas de nature chronostratigraphique comme dans les chapitres précédents, mais sera celle, essentiellement lithologique, instaurée par M. Lugeon (1896) et confirmée par les études régionales classiques (Chessex, 1959 ; Schroeder, 1939) : « Schistes inférieurs », « Brèche inférieure », « Schistes ardoisiers » et « Brèche supérieure » ; elle rend compte dans une certaine mesure du caractère diachrone de beaucoup de limites et des changements latéraux de faciès (fig. 3, p. 34, partie droite).

Relativement facile à suivre sur la majeure partie de la nappe — en particulier grâce à son expression morphologique —, ce découpage lithologique perd de sa netteté en position distale, où les faciès à grain fin tendent à se généraliser (cf. p. ex. Schroeder, 1939 : versant droit du Giffre). Symétriquement, lorsqu'on approche de la source du matériel détritique, l'envahissement de la série par des faciès grossiers peut rendre malaisée dans certains cas l'attribution de tel ou tel affleurement à l'une ou l'autre des subdivisions de la Brèche (cf. p. ex. Hendry, 1969 : région du Lindaret). En situation tout à fait proximale, on distingue actuellement, à la suite de M. Weidmann (1972), un ensemble de faciès spéciaux de la Brèche inférieure, sous forme d'accumulations très grossières pratiquement monogéniques, ou même de « blocs géants » (« Brèche inférieure à faciès frontal »).

tsB. Dolomies et cargneules (Trias supérieur). Une semelle triasique n'est conservée qu'à la partie interne de la nappe, depuis la région des cols de Coux et de la Golèse jusque dans le haut vallon de Morgins d'une part, et jus-

qu'à Verdevant en rive droite du Giffre d'autre part ; le Trias forme en outre la base de la klippe de Saint-Sigismond, en rive gauche de cette rivière.

Surmontant un coussinet basal de cargneules, d'épaisseur irrégulière, on trouve de 20 à 50 m de dolomies claires, grises ou jaunâtres, en gros bancs, qui s'apparenteraient davantage par leur faciès au Trias supérieur des séries ligures, ou piémontaises externes (Norien de faciès « Dolomie principale » ; cf. Lemoine, 1961), qu'aux « Dolomies blondes » des Préalpes médianes. Certains auteurs y rattachent de grandes masses dolomitiques qu'on observe au front de la nappe (p. ex. Formation de Chalune ; Petroons, 1990 ; Steffen *et al.*, 1993 ; datation par ostracodes) ; nous préférons voir dans ces dernières l'expression du faciès frontal de la Brèche inférieure (voir plus loin).

t7B. Calcaires lumachelliques et marnes (Rhétien). Un liséré discontinu de calcaires divers, souvent lumachelliques, et de marnes sombres, accompagne les dolomies au bord interne de la nappe. Faciès et contenu en fossiles sont de type courant, comparables au Rhétien des Préalpes médianes. Épaisseur : une dizaine de mètres.

Le Rhétien doit se confondre parfois avec (ou être remanié dans) la base des Schistes inférieurs. Il a été daté au-dessus du col de Coux – où on voit le passage progressif aux dolomies – ainsi qu'au gisement du Petit-Jutteninge, près Verdevant (cf. Schroeder, 1939), où l'on trouve des coraux (R. Wernli, comm. pers.). Affleurements isolés au Nord du Pas de Morgins (Chessex, 1959), et à l'extrémité ouest de la klippe de Saint-Sigismond (Kindler, 1988).

Si, SiC. Schistes (et calcaires) inférieurs (Lias). Série monotone de schistes calcaires ou marneux, à surfaces argileuses noires brillantes, d'aspect général terreux et de teinte sombre, grise ou brune, irrégulièrement intercalée de lits parfois plus clairs de calcaires divers : argileux, spathiques, siliceux, gréseux ; apparition progressive de microbrèches et brèches fines, dont les éléments dolomitiques, anguleux mais usés, se détachent bien à l'altération sur la matrice argileuse ou marneuse noire. Rares lentilles de brèches grossières. De bonnes coupes de cette formation sont fournies par le versant sud des Hauts-Forts (ravin de Poil-aux-Chiens ; Maire, 1962).

À la base de la série, la composante calcaire peut prédominer au point de former des barres massives ou à bancs jointifs : calcaires spathiques et siliceux, à lits ou lambeaux de silexites, rappelant le Sinémurien des Préalpes médianes ; R. Chessex (1959) décrit également des passées oolitiques (Hettangien ?). Ces variétés calcaires sont plus particulièrement développées dans la partie orientale de la nappe, où elles ont pu être cartographiées séparément (**Calcaires inférieurs** : SiC) : au Nord-Est du Pas de Morgins (Chessex, 1959), au fond du vallon de Charmy (Morel, 1971 ; Rham, 1962). En dehors

de ces zones, les passées calcaires sont plus difficiles à délimiter et à suivre, et donc regroupées avec l'ensemble de la formation.

La limite supérieure de la formation est loin d'être nette : par augmentation graduelle, vers le haut et vers le Nord-Ouest, de la fréquence, de l'épaisseur et de la granulométrie des intercalations bréchiques, les Schistes et calcaires inférieurs passent insensiblement aux assises de la Brèche inférieure.

Les limites d'âge de la formation ne sont donc pas connues avec précision, mais on doit rappeler qu'à la pointe de la Léchère, des blocs éboulés de type « Calcaires inférieurs » ont livré à H. Preiswerk (1901) l'un des rares fossiles passant pour caractéristiques trouvés dans la Brèche du Chablais : *Pentacrinus tuberculatus*, du Sinémurien. La partie supérieure plus schisteuse de la formation représenterait donc le Lias moyen et supérieur.

Du point de vue morphologique, la série des Schistes et calcaires inférieurs forme, au-dessus des niveaux de base triasiques, les premières pentes raides et uniformes, cependant accidentées de ressauts et de parois à la faveur de passées calcaires ou bréchiques ; celles-ci déterminent également une première ligne de sommets (base des « Alpes noires ») dominant la zone des cols entre Morgins et Samoëns. Les Schistes inférieurs constituent en outre le sommet de la klippe de Saint-Sigismond (Lillie, 1937). L'épaisseur de la série, de l'ordre de 500 m à l'arrière de la nappe (mais pouvant dépasser largement cette valeur par suite d'intenses replissements), décroît rapidement vers le Nord-Ouest pour devenir nulle dans la région frontale, ceci en partie pour des raisons tectoniques (chevauchement basal), mais également stratigraphiques, les Schistes et calcaires inférieurs devant être considérés comme équivalent distal au moins partiel de la Brèche inférieure.

Bi. Brèche inférieure (Lias supérieur–Dogger). C'est la formation la plus typique de la Brèche, celle où les niveaux bréchiques sont le plus abondamment représentés. Elle est constituée d'alternances en proportions variables de brèches de toutes dimensions, essentiellement calcaréo-dolomitiques, et de diverses variétés de calcaires, avec interlits schisteux subordonnés. La nature avant tout carbonatée de ses puissantes assises fait de la Brèche inférieure la formation la plus compétente de la nappe, dont elle détermine les traits morphologiques et structuraux fondamentaux.

Les variations latérales considérables à l'échelle de la formation rendent difficile une description précise des unités lithologiques qui la composent et de leur répartition. Les quelques indications qui suivent ne peuvent donner qu'un aperçu très sommaire. Pour plus de détails, on se reportera aux descriptions locales et régionales, ainsi qu'aux synthèses d'ordre sédimentologique proposées pour l'ensemble des formations de la nappe (Chessex,

1959 ; Hendry, 1969, 1972 ; Steffen *et al.*, 1993 ; Thalmann, en prép. ; Weidmann, 1972).

Les brèches sont généralement polygéniques (à l'exception localement des secteurs frontaux ; voir plus loin), composées d'éléments anguleux, ou parfois un peu émoussés : surtout dolomies et calcaires dolomitiques triasiques jaunes, beiges, gris, blancs ; puis calcaires gris foncé, bleus ou noirs, spathiques, siliceux, biodétritiques, attribués au Lias ; en moindre proportion, silex noirs, brèches dolomitiques et calcschistes empruntés à la formation elle-même ou aux Schistes inférieurs. Des éléments quartzitiques blancs ou verdâtres (Trias inférieur) commencent à apparaître au sommet de la série seulement ; en principe, les schistes verts chloriteux ou sériciteux (caractéristiques de la Brèche supérieure) sont absents, sauf à nouveau localement dans les secteurs les plus frontaux. On observe tous les intermédiaires entre : des brèches désordonnées, en masses informes, pratiquement dépourvues de ciment ; des brèches grossières en bancs parfois pluridécamétriques à stratification fruste, à éléments jointifs (ou plus rarement dispersés dans une matrice sableuse) de taille à peu près constante (10-20 cm), mais pouvant encore coexister avec des blocs plurimétriques isolés ; des brèches plus fines à matrice gréseuse ou spathique, où commence à apparaître un granoclassement (parfois inverse) ; des microbrèches granoclassées ; des calcarénites à ponctuations dolomitiques. De façon générale, l'organisation des épisodes bréchiques augmente du front à l'arrière de la nappe et du bas au haut de la série en même temps que diminuent leur granulométrie, leur épaisseur et leur fréquence.

Les intercalations calcaires alternant avec ces brèches sont des calcarénites spathiques, échinodermiques, graveleuses, siliceuses (spicules, radio-laires, lits de silexites), des calcaires argileux, des calcschistes, le tout organisé en séquences turbiditiques plus ou moins complètes (« flysch facies » de Hendry, 1969 ; faciès turbiditiques de Steffen *et al.*, 1993). Des intercalations de schistes argileux sont relativement rares, mais des passées de schistes argilo-siliceux souvent versicolores apparaissent à des niveaux variables vers le haut de la série, amorçant le passage aux Schistes ardoisiers.

Bien que les mécanismes de dépôt invoqués soient en principe différents pour les faciès bréchiques et turbiditiques (glissement-écoulement en masse, ou « debris-flows », de matériaux quasiment éboulés sur place pour les premiers ; courants de densité pour les seconds), leur intime association semble cependant indiquer qu'ils sont génétiquement liés : on voit en effet couramment le passage en parfaite continuité, latéral et vertical, par diminution et perte du caractère bréchiq, de bancs détritiques grossiers non ou mal classés à des calcaires spathiques purs et finalement des calcaires argileux. La majeure partie des calcarénites et calcschistes turbiditiques dériverait donc directement des coulées ou glissements en masse, et en constituerait le prolongement (cf. Hendry, 1972). Une certaine part d'apports « longitudi-

naux » (« bottom currents », contourites ?) est toutefois probable (sédiments de la partie externe de la fosse piémontaise ; cf. Lemoine, 1961, 1967).

Les épaisseurs attribuées à la Brèche inférieure varient bien sûr dans de larges mesures, d'une part en raison des variations de puissance inhérentes à son mode de dépôt, d'autre part en fonction de la difficulté du choix de limites précises vis-à-vis des formations qui l'encadrent. Ci-après, à titre d'exemple, quelques valeurs pour différents secteurs de la nappe : 1 300 m (Schroeder, 1939) ou environ 1 800 m (Steffen, 1989) à la pointe de Marcelly, passant à 950 m (Nydegger, 1989) à la pointe du Haut-Fleury, puis à 0 m au droit du col de la Ramaz, en moins de 5 km (diminution d'origine sédimentaire et/ou tectonique ; cf. Steffen *et al.*, 1993) ; 600 à 800 m dans le massif de Tavaneuse et 200 à 250 m juste au Nord, au mont Brion (Ayrtton, 1959 ; Morel, 1971 ; Rham, 1962) ; 200 à 300 m entre le Pas de Morgins et le col de Chésery (Chessex, 1959) ; à peine 200 m aux Hauts-Forts (Maire, 1962) ; 300 à 400 m à Nant-Golon (Jacques, 1989 ; Richard, 1962). On voit que les épaisseurs de la Brèche inférieure sont en gros complémentaires de celles des Schistes et calcaires inférieurs, constatation qui milite en faveur de l'équivalence stratigraphique d'une grande partie, voire de la totalité des deux formations (Steffen *et al.*, 1993 : dépôts de bordure et dépôts de bassin réunis en une formation unique de « Brèche inférieure » *s.l.*). Des passages latéraux ont également été envisagés entre Brèche inférieure et Schistes ardoisiers sus-jacents.

D'occasionnelles microfaunes remaniées avec le matériel détritique fin (foraminifères benthiques ; cf. Steffen *et al.*, 1993 ; Weidmann, 1972) permettent au mieux de confirmer la fourchette d'âge généralement admise pour la Brèche inférieure : Lias supérieur–Dogger (ou incluant tout ou partie de la base du Lias selon l'importance de l'équivalence précitée).

Bi. Brèche inférieure de faciès frontal. À l'amont de Saint-Jean-d'Aulps, au front de la nappe, la Brèche inférieure de type classique est absente, et sa place, sous les Schistes ardoisiers, occupée par tout un cortège de roches dont les faciès sont ceux du « Verrucano » permien, du Trias inférieur quartzitique, ou du Trias moyen-supérieur carbonaté. La présence de ces roches a reçu des explications variées. M. Weidmann (1972), développant les idées de M. Lemoine (1961, 1967), propose de les considérer comme des faciès spéciaux de la Brèche inférieure, sous forme de brèches dolomitiques pratiquement monogéniques, de « blocs géants », de roches écroulées « sur place », éventuellement de roches « reconstituées », faciès frontaux liés à la proximité des escarpements de faille nourriciers. Divers aspects de ces faciès frontaux sont détaillés dans les études cartographiques régionales ayant servi de base à la synthèse de M. Weidmann (Cifali, 1965 ; Gex, 1971 ; Gonet, 1961 ; Laboulaye, 1961 ; Plancherel, 1966 ; Rheiner, 1971 ; Witschard, 1958).

• Les **faciès Verrucano** ($fB_{i(11)}$) et **quartzitique** ($fB_{i(21)}$) affleurent en deux bandes accolées subverticales, de longueur kilométrique, s'étirant entre le hameau de Lesse, au Sud-Est de Saint-Jean-d'Aulps, et le petit sommet des Lanches (p.c. 1 791).

À la base, surmontant le « wildflysch à lentilles » du substratum de la nappe (contact chevauchant le plus souvent masqué), on trouve des grès assez fins plus ou moins schisteux, couleur rouge foncé ou lie-de-vin, relayés vers le haut par des grès arkosiques plus grossiers, gris, verdâtres ou flammés de rouge, à galets dispersés (« dragées » de quartz rose, schistes quartzo-sériciteux, roches effusives acides altérées) ou à passées franchement conglomératiques, des grès-quartzites micacés jaunâtres, des schistes argilo-gréseux bariolés. Épaisseur : une centaine de mètres. Selon M. Weidmann (1972) « ... le faciès de cette formation ne laisse aucun doute sur l'étiquette qu'il faut lui attribuer : c'est du Verrucano alpin. » Son âge serait donc néopermien supérieur ou triasique basal.

Par-dessus, par passage semble-t-il continu, viennent les quartzites, blanc laiteux ou jaunâtres, d'abord compacts et massifs, mais rapidement de plus en plus bréchiqes (brèche monogénique à éléments et ciment quartzitiques) et disloqués. Les derniers blocs ou « paquets » quartzitiques paraissent se « diluer » dans les Schistes ardoisiers sus-jacents. L'épaisseur des quartzites est de l'ordre de 200 m ; le faciès est celui des quartzites werféniens (Trias inférieur) du Briançonnais interne.

• Les **faciès carbonatés** relayent brusquement ce Permo-Trias siliceux vers le Sud-Ouest, déterminant, en rive droite de la Dranse, le petit massif de la Corbassière (Sud de Lesse), et en rive gauche l'éperon aboutissant à Crevacul. Ils sont représentés en premier lieu (fB_i) par des brèches dolomitiques claires (type Dolomie principale, Trias supérieur) pratiquement monogéniques, mais contenant de-ci, de-là quelques éléments quartzitiques, siliceux ou calcaires. Il s'y associe par endroits de grandes masses ou des blocs (passant à des brèches) de calcaires divers ($fB_{i(31)}$), rapportés au Trias moyen : calcaires vermiculés, calcaires sombres à diplopores (Anisien inférieur) ; calcaires à silex, calcaires oolitiques, calcaires lités à débris de brachiopodes (Anisien supérieur) ; calcaires dolomitiques (Ladinien) ; également un bloc de dolomies blondes et schistes argileux noirs attribuable au Rhétien.

Là encore, des « paquets » de matériel calcaréo-dolomitique semblent « nager » dans les Schistes ardoisiers surincombants.

L'ensemble Verrucano-quartzites de Lesse était classiquement considéré comme fragment du « socle siliceux », préservé au-dessus du plan de chevauchement de la nappe, et recouvert « en transgression » par les Schistes ardoisiers ; les massifs calcaréo-dolomitiques étaient regardés tantôt – et de façon analogue – comme base triasique de la nappe, tantôt comme témoins des Préalpes médianes rigides (Lugeon et Gagnebin, 1941).

Les relations latérales particulières de ces formations, entre elles et par rapport à la Brèche inférieure ; l'intercalation dans cette dernière, au voisinage, de niveaux spécialement riches en matériel grésos-schisteux ou quartzitique permotriassique (mont Brion, Tavaneuse), ou en matériel dolomitique (région du Buisson, flanc sud de l'inflexion anticlinale frontale, à l'arrière de Crevacul : passage « insaisissable » des dolomies « triassiques » à la Brèche inférieure) ; la présence de blocs d'âges variés dans les massifs calcaréo-dolomitiques, celle d'éléments siliceux et calcaires épars dans les brèches dolomitiques ; la transition très graduelle aux Schistes ardoisiers, avec récurrence de blocs et niveaux bréchiqes très grossiers (col de Brion - Damoz des Moulins) : toutes ces observations concourent à une interprétation nouvelle de cet ensemble de roches (Weidmann, 1972), soit en « blocs géants » glissés dans le bassin au temps de la Brèche inférieure, soit en roches « reconstituées ». Le passage « stratigraphique » du Verrucano aux quartzites inciterait plutôt à préférer ici la première de ces solutions : affaissement, suivi du démantèlement partiel, de pans de falaises de dimensions kilométriques.

Par analogie avec les masses dolomitiques de Corbassière - Crevacul, le Trias dolomitique du massif de Chalune, à l'Ouest du Roc d'Enfer, en partie très bréchiqes et qui montre des relations comparables avec la Brèche inférieure et les Schistes ardoisiers, pourrait lui aussi être interprété comme « bloc », ou « amas de blocs », particulièrement gigantesque, donc en Brèche inférieure de faciès frontal, solution adoptée sur la carte.

S. Schistes ardoisiers (Callovien-Oxfordien). Avec une nette diminution des apports grossiers, la formation appelée « Schistes ardoisiers » représente un épisode plus calme dans l'histoire sédimentaire de la Brèche. La dénomination de cette formation pouvant prêter à confusion, il faut préciser que le débit ardoisier n'est en fait pas réalisé, les niveaux traditionnellement exploités comme « ardoises » dans la région de Morzine étant en réalité des calcaires en plaques de la base de la Brèche supérieure.

Il s'agit donc d'un complexe de schistes prédominants, tantôt argileux à finement gréseux, micacés, de teinte sombre, grise ou brune, jaunâtre à l'altération, tantôt argilo-siliceux à grain extrêmement fin, colorés en vert olive, rouge souvent violacé, plus rarement noir ou jaune-beige. Les schistes versicolores sont plus fréquents dans le haut de la série, où ils comportent des petits lits particulièrement siliceux, durs, qualifiés de « radiolarites ». L'ensemble est assez riche en fer, et il n'est pas rare d'y rencontrer des nodules ferrugineux et manganésifères, lourds, compacts, brun foncé à noirs. Les schistes, souvent microplissés, se débitent facilement en petites baguettes ou plaquettes centimétriques (reconnaissables dans les « sols » ou « terres de schistes »).

À intervalles variables, ces schistes sont toujours entrecoupés de bancs de brèches et microbrèches, de calcaires spathiques ou gréseux, ces termes

pouvant passer les uns aux autres latéralement et verticalement. Les brèches sont généralement plus fines que celles de la Brèche inférieure, et leur ciment plus abondant ; celui-ci est souvent un calcaire siliceux, de couleur caractéristique brun rouille ou chocolat ; les éléments sont des dolomies jaunes en prédominance, puis des quartzites blancs, verdâtres ou plus rarement roses, quelques fragments de schistes verts chloriteux ou sériciteux (Permien) ; par dissolution des éléments carbonatés dans le ciment plus siliceux, les microbrèches prennent souvent un aspect vacuolaire. Par ailleurs, à proximité de la Brèche inférieure de faciès frontal, les Schistes ardoisiers peuvent contenir des niveaux discontinus, lenticulaires, de brèches très grossières et chaotiques (soulignées sur la carte par un figuré spécial : S[1], p. ex. Damoz des Moulins), ou encore des blocs complètement isolés de quartzites ou de dolomies.

Organismes : radiolaires, spicules d'éponges, chondrites, foraminifères benthiques resédimentés dans les calcaires spathiques (donnant un âge oxfordien *s.l.*) ; beaux fragments de troncs silicifiés et pyritisés (*Dadoxylon* sp.) trouvés dans la région de Lens-d'Aulps (Lugeon, 1896) et au pied de la Chavache (Morel, 1971).

Du fait de leur nature délitable, les Schistes ardoisiers déterminent généralement dans la morphologie une suite de dépressions et de cols encadrés par les assises plus résistantes des Brèches inférieure et supérieure, ou des versants abrupts à la base des falaises de Brèche supérieure. Mais les limites sont difficiles à fixer, car les passages sont très progressifs par diminution de la fréquence et de la puissance des bancs de brèches, calcaires spathiques et calcaires gréseux de la Brèche inférieure d'une part, par apparition de calcaires plaquetés sublithographiques à l'approche de la Brèche supérieure d'autre part. Les épaisseurs peuvent atteindre 200, voire 300 m.

Bs. Brèche supérieure et Calcaires à silexites (Kimméridgien-Néocomien). La Brèche supérieure voit une brusque reprise des arrivées détritiques bréchiques, intercalées dans une sédimentation de fond de nature essentiellement calcaire, qui gagne en importance vers le haut et vers le large, pour finir par prédominer complètement.

Comme pour la Brèche inférieure, les séquences bréchiques montrent les passages, latéralement et verticalement, de brèches relativement grossières à des brèches fines, des microbrèches, des calcarénites, la puissance des assises variant parallèlement à la taille des éléments. De façon générale cependant, les brèches sont ici moins grossières, leurs éléments sont mieux classés et dépassent rarement 10 cm de diamètre, la matrice calcaire est plus abondante (25 à 40 %). On observe toutefois de notables exceptions, toujours dans les secteurs frontaux : blocs parfois métriques, brèches chaotiques, matrice subordonnée. Les débris les plus abondants sont toujours les dolomies (Trias moyen-supérieur), puis les quartzites (Werfénien) ; des schistes chloriteux ou

sériciteux verts (Permien) s'y rencontrent assez systématiquement, alors que les éléments calcaires sombres liasiques sont en net recul.

L'importante part calcaire de la Brèche supérieure se distingue de celle de la Brèche inférieure par sa nature plus régulièrement litée (bancs de 5 à 30 cm environ), et par la présence caractéristique, en plus des calcaires spathiques ou graveleux habituels (passant en partie aux microbrèches), de niveaux de calcaires fins, sublithographiques, devenant de plus en plus fréquents et importants vers le haut de la série. Les calcaires sont de patine gris clair, rappelant le Malm des Médiannes, et de cassure gris-brun foncé à la base, s'éclaircissant graduellement en montant jusqu'à un beige très clair. Tout à la base de la Brèche supérieure s'individualisent, à côté de ces calcaires, des niveaux de calcaires finement gréseux, de patine jaunâtre et cassure foncée, plaquetés, alternant avec les dernières intercalations d'argilites bariolées de type Schistes ardoisiers et les premiers bancs de brèche massifs : ce sont les calcaires exploités comme « ardoises ».

Dès le milieu de la formation, parallèlement à la diminution des apports bréchiques, on constate l'apparition, dans les niveaux calcaires, de concrétions siliceuses, dont la généralisation permet de définir, de manière plus ou moins précise selon les endroits, le Membre des « Calcaires à silexites » (non séparé cartographiquement) : calcaires fins à radiolaires, clairs, lités, riches en amas ou plaques de silex brun-noir, et ne comportant plus que de rares passées microbréchiques.

Puis, au sommet de la Brèche supérieure, la sédimentation devient de nouveau plus détritique : les calcaires fins se chargent de passées gréseuses (« Calcaires quartzitiques » ; Steffen *et al.*, 1993), voire microconglomératiques, et admettent de minces intercalations de schistes argileux noirs. On passe ainsi graduellement à la « Série à quartzites » (« Formation à quartzites » de Bernheim, 1962), alternance de grès quartzitiques bruns et/ou glauconieux sombres, de microbrèches et calcaires divers, de schistes gréseux ou argileux sombres. Mais cette dernière série affleure généralement mal et a été réunie cartographiquement au « Complexe chaotique » (eFB) qui termine la série stratigraphique de la Brèche (voir plus loin, chapitre « Mélanges »), auquel elle se rattache morphologiquement. Signalons que les modalités du passage Brèche supérieure/Série à quartzites/(Couches rouges)/Complexe chaotique font l'objet d'une révision sur l'ensemble des Préalpes (Dall'Agnolo, 1997).

Des microfossiles relativement abondants dans les calcaires (clypéines, trocholines dans les calcaires graveleux, et surtout calpionelles dans les calcaires fins) permettent une datation assez précise de la Brèche supérieure : la partie inférieure, riche en brèches, débute éventuellement au « Séquanien » supérieur (les clypéines et trocholines kimméridgiennes ne sont pas présentes dès la base ; Chessex, 1959) et atteint le Tithonien inférieur; les Calcaires à

silexites couvrent le Tithonien supérieur et le Néocomien. Quant à la Série à quartzites, elle représenterait le Mésocrétacé (Albo-Aptien à Cénomaniens ; Caron et Weidmann, 1967 ; Gagnebin, 1932 ; Schroeder, 1939).

Les épaisseurs de la Brèche supérieure paraissent assez constantes à l'échelle de la nappe, de l'ordre de 200 à 300 m, sauf à son bord méridional où on les voit se réduire rapidement dans un secteur compris entre le col de Joux-Plane et les hauts de Jutteninge - Verdevant (vallée du Giffre). Selon les auteurs, la Brèche supérieure et les Schistes ardoisiers manqueraient même totalement sur une distance de 1 à 3 km au centre de ce secteur, la lacune étant attribuée à des érosions, des étirements tectoniques, ou encore un rabotage sommital lors de l'arrivée des unités supérieures dans le domaine de la Brèche (cf. Lugeon, 1896 ; Mercier de Lépinay, 1981 ; Schroeder, 1939). Il semble cependant qu'un liséré de calcaires fins, type « Calcaires à silexites », puisse se suivre tout au long du sommet des versants abrupts et boisés dominant Verchaix. Sous lui, Brèche supérieure, Schistes ardoisiers et Brèche inférieure seraient présents, mais sous des faciès très voisins, particulièrement malaisés à séparer, ce qui n'a rien d'étonnant dans cette partie très distale de l'accumulation sédimentaire de la Brèche. C'est cette solution, au demeurant déjà envisagée par W. Schroeder (1939), qui est figurée sur la carte. Dans le reste de la nappe, la Brèche supérieure se distingue généralement bien de la Brèche inférieure par sa teinte plus claire et son meilleur litage, et grâce à l'interposition des faciès en principe bien tranchés des Schistes ardoisiers.

TERRAINS ORIGINAIRES DU DOMAINE PIÉMONTAIS-LIGURE : NAPPES SUPÉRIEURES

Aussi bien la nappe des Préalpes médianes que celle de la Brèche – dont les séries stratigraphiques se terminent par des flyschs et/ou wildflyschs tertiaires – sont surmontées par des masses complexes de flyschs essentiellement crétacés (certains accompagnés d'olistostromes à matériel plus ancien), qui constituent donc un ensemble indépendant, couronnant l'empilement des nappes préalpines.

On distingue actuellement dans cet ensemble (appelé parfois nappe de la Simme *s.l.*) quatre unités tectoniques ou « nappes » (Caron, 1972 ; Caron *et al.*, 1980), théoriquement superposées dans l'ordre suivant, de bas en haut (fig. 4) : nappe de la Sarine (Gurnigel), nappe des Dranses, nappe de la Simme (*s.s.*), nappe des Gets. Leurs caractères communs ou proches permettent de leur attribuer une origine paléogéographique voisine dans le domaine piémontais-ligure (Elter *et al.*, 1966). Mises en place précocement sur les domaines des futures nappes des Médianes et de la Brèche avant leur individualisation, elles auraient été transportées et déformées solidairement avec ces dernières.

NAPPE SUPÉRIEURE DES PRÉALPES	Nappe des Gets		Flysch du Hundsrück	Campanien Coniacien	
			Olistostomes à ophiolites	Série des Perrières	?
			Grès turbiditiques		Crétacé supérieur
			Schistes à "palombini"		Crétacé inférieur
	Nappe de la Simme		Flysch de la Mocausa et des Rodomonts	Sénonien Cénomanién	
			Olistostomes à faciès sud-alpins	Série de la Manche	?
			Grès turbiditiques		Turonien
	Schistes rouges et grès turbiditiques	Albien			
	Nappe des Dranses		Flysch à helminthoïdes	Sénonien	
			Schistes rouges (c. de base)	?	
Écailles de la nappe du Gurnigel		Série de Reidigen et autres équivalents du Flysch du Gurnigel	Paléocène et Maastrichtien		
NAPPE DES PRÉALPES MÉDIANES OU NAPPE DE LA BRÈCHE		Wildflysch	Priabonien		
		Flysch	Éocène moyen et supérieur		
		Sommet des "C. rouges"	Éocène inférieur		

Fig. 4 - Séries stratigraphiques de la nappe supérieure des Préalpes (d'après Caron *et al.*, 1980)

En fait, la superposition théorique actuelle est rarement réalisée sur une même verticale, les unités se succédant plutôt à la manière d'une structure imbriquée, dans l'ordre indiqué, de l'avant vers l'arrière des Préalpes.

Sur la feuille Samoëns, le matériel de ces nappes supérieures se répartit ainsi en deux secteurs bien distincts, séparés par le front de la Brèche :

– à l'avant, on rencontre surtout (Bugnon, 1994 ; Caron, 1963 ; Lombard et Laurent, 1963), cachant en grande partie les plis des Médiannes, de grandes masses du Flysch à helminthoïdes, constituant principal de la nappe des Dranses, localement surmontées de restes de la série basale de la nappe de la Simme (Série du Fouyet) ;

– à l'arrière du front de la Brèche, les dépôts tapissant la vasque synclinale des Gets et ses prolongements, sont surtout des flyschs schisto-gréseux et parfois conglomératiques attribuables à la nappe de la Simme (Série de Coicon) et à celle des Gets (séries des Perrières et de la pointe de Chéry), cependant accompagnés en position frontale par un biseau de Flysch à helminthoïdes et de Série du Fouyet. Dans ce deuxième secteur (vasque de la Brèche au sens large), la monotonie des faciès, la rareté des marqueurs stratigraphiques, les conditions d'affleurement souvent médiocres, les complications tectoniques, rendent particulièrement délicats l'établissement de subdivisions et donc le tracé de limites fiables. Les seuls points d'accrochage relativement sûrs sont les coupes de référence décrites par C. Caron et M. Weidmann (1967), dont l'étude synthétique, après les premières tentatives de subdivision (Jaffé, 1955 ; Schroeder, 1939), s'appuie sur des levés détaillés répartis sur l'ensemble du secteur (Bernheim, 1962 ; Chessex, 1959 ; Dasen, 1962 ; Guillaume *et al.*, 1962 ; Haas, 1964 ; Mathez, 1962 ; Rham, 1962 ; Richard, 1962).

La description des terrains des nappes supérieures se fera selon l'ordre de superposition apparent esquissé ci-dessus, plutôt que selon une logique stratigraphique, trop incertaine. Les coupes de référence de l'étude Caron et Weidmann (1967) sont repérées sur la carte avec leur numérotation originale (coupes CW-A à CW-N).

Nappe des Dranses

cFH. Flysch à helminthoïdes (Sénonien). Alternance régulière et monotone de grès, de calcaires et de marnes plus ou moins schisteuses, en séquences en moyenne demi-métriques à métriques, l'un ou l'autre des trois termes principaux pouvant parfois prédominer. Les calcaires – fins, compacts, à cassure foncée – montrent typiquement une patine blonde, et leurs surfaces sont fréquemment couvertes d'helminthoïdes et fucoïdes (fossiles-traces). Présence locale dans cette série de conglomérats à éléments arrondis carbonatés et siliceux, les « poudingues de Colerin » (Caron, 1962b, 1963 : ravin de Colerin, situé peu au Nord de la limite de la

carte ; bons affleurements dans le cours inférieur du ruisseau de Seytroux), comparables aux poudingues de type « Mocausa » des Préalpes romandes.

De rares microfaunes planctoniques récoltées dans les calcaires fins (Caron, 1962a, 1963) ont permis d'attribuer au Flysch à helminthoïdes un âge sénonien (Campanien–Maastrichtien). L'épaisseur de ce flysch, difficile à évaluer en raison de nombreux replis, peut atteindre 300 à 400 m.

Morphologie et répartition : voir le chapitre « Introduction » pour ce qui concerne le secteur extérieur à la Brèche ; quant à la bande plus réduite de Flysch à helminthoïdes soulignant le rebord septentrional de la vasque de la Brèche, elle peut déterminer un relief un peu plus marqué entre le mélange sous-jacent (Complexe chaotique de la Brèche) et les flyschs schisteux ou schisto-gréseux qui la chevauchent.

Lorsqu'elle est visible, la base du Flysch à helminthoïdes proprement dit (ou « Série du Biot ») se complète généralement par un niveau d'argilites bariolées, beiges, rouges ou vertes, le « Complexe de base » (Caron, 1972). Une récente révision de ce niveau sur l'ensemble des Préalpes (Bugnon, 1993) a permis d'en préciser le contenu, l'âge (Coniacien à Santonien), les épaisseurs (env. 10 à 50 m), et de proposer d'en faire une formation (Formation de Chétillon, du nom d'un col situé peu au Nord de la limite de la carte). Bien que des coupes en aient été levées à la crête de Coicon, au col de la Basse et au Grand-Souvroz, et que sa présence soit signalée aux vallons de l'Abbaye et de la Moussière, ce niveau n'a pas pu être distingué cartographiquement sur la feuille Samoëns.

De même, n'ont pas été distingués les lambeaux de « Série de Reidigen », rassemblés en Suisse sous le nom de nappe de la Sarine (Caron, 1972), et qui représenteraient les traces du passage de la nappe du Gurnigel (Caron, 1976) sur les domaines Brèche et Médiannes (Caron *et al.*, 1980). Il s'agit de flyschs gréso-calcaires proches du flysch classique à helminthoïdes, mais de stratonomie plus irrégulière, à calcaires blonds riches en fucoïdes, pauvres en helminthoïdes, à grès micacés, conglomérats à éléments de micaschistes et chloritoschistes, et que leur âge (Maastrichtien à Paléocène) oblige à séparer de la base du Flysch à helminthoïdes pour en faire une unité indépendante inférieure à la nappe des Dranses. Cette Série de Reidigen se présente le plus souvent sous forme de « faciès dissociés » ou d'« éléments » dans les wildflyschs des unités sous-jacentes. Sur la feuille Samoëns, ces niveaux sont connus à ce jour au bord externe du « synclinal » de Mieussy (Onnion, Messy, Eau-Froide). Peut-être convient-il d'y rattacher certains affleurements de flysch situés dans l'étroit vallon de Bas-Thex – où C. Caron (1963) décrit du flysch schisto-gréseux tertiaire des Médiannes, alors que C. Bauchau (1959) et J.P. Nicolet (1965) signalent la présence de flysch « à helminthoïdes » – ainsi que l'affleurement de flysch « à helminthoïdes » (Plancherel, 1966, *in* Weidmann, 1972) situé dans le

« wildflysch à lentilles » sous la Brèche, au cœur de la fenêtre d'Essert-la-Pierre ménagée dans la voûte anticlinale frontale de cette nappe.

Nappe de la Simme

nFS, nFG, nF. **Série du Fouyet : schistes bariolés (Albien) et grès grossiers.** Définie dans la région du hameau du Fouyet situé à la limite nord de la feuille, au fond du vallon de l'Abbaye (Caron, 1963, 1964a), cette série y présente :

– à la base (nFS), environ 150 m de schistes argilo-siliceux bariolés (rouge cuivré, verts ou gris-noir), friables, contenant des bancs minces et espacés de calcaires détritiques graveleux, de quartzites, de grès fins parfois mangésifères, ainsi que, vers le milieu, des grosses lentilles de micro-poudingues à éléments calcaires et ciment siliceux ;

– au sommet (nFG), après un passage progressif mais rapide, une cinquantaine de mètres au moins de grès moyens à grossiers massifs, verdâtres, très siliceux et chloriteux, parfois charbonneux.

Ailleurs, cette série est souvent incomplète ou moins nettement subdivisée, et ses deux termes n'ont généralement pas pu être cartographiés séparément (nF). Ajoutons que des confusions sont possibles entre le terme schisteux et des niveaux pélitiques d'autres unités, tels que les matrices des wildflyschs à lentilles, ou le Complexe de base du Flysch à helminthoïdes.

Les schistes du Fouyet ont pu être datés de l'Albien, l'âge des grès demeurant inconnu (Caron et Weidmann, 1967 ; Weidmann, 1963).

Morphologiquement, par son caractère surtout argileux, la Série du Fouyet se traduit par des cols ou des dépressions aux pentes ravinées, où les niveaux de grès conservés ressortent parfois sous forme d'amas de blocs altérés formant relief, comme à l'Est du Fouyet, ou au col des Foillis (pied nord du Roc d'Enfer). Ces deux localités situent les extrémités de la zone d'affleurements principale de la Série du Fouyet sur la feuille Samoëns : c'est une bande de terrain étroite, constituée par le remplissage du synclinal dessiné par le Flysch à helminthoïdes au-devant du front de la Brèche. En position plus externe, un mince copeau de Série du Fouyet est conservé dans une zone tectoniquement complexe à l'Ouest de la pointe de la Balme. À l'opposé, la même série accompagne généralement le Flysch à helminthoïdes au-dessus du rebord septentrional de la vasque de la Brèche, en arrière de la voûte anticlinale frontale.

La Série du Fouyet est considérée comme équivalent du niveau inférieur de la Série de la Manche (Préalpes suisses), série constituant elle-même la base complexe de la nappe de la Simme (*s.s.*).

cFC. Série de Coicon (Crétacé supérieur) : flysch schisto-gréseux à rares conglomérats et olistolites. Ce nom, proposé par C. Caron et M. Weidmann (1967), désigne l'ensemble des flyschs schisto-gréseux et gréso-conglomératiques affleurant entre le liséré de Flysch à helminthoïdes et Série du Fouyet du rebord externe de la vasque de la Brèche, et les terrains de la nappe des Gets qui en occupent le centre et l'arrière. La description est essentiellement basée sur la coupe de la crête de Coicon, à la limite nord de la feuille (coupe A de Caron et Weidmann, 1967), où cette série affleure le mieux :

« Flysch schisto-gréseux plaqueté à pistes, caractérisé par une alternance régulière et monotone de : grès calcaires micacés fins à moyens, dont les surfaces inférieures sont couvertes de hiéroglyphes divers, à débris indéterminables de foraminifères calcaires et arénacés ; micropoudingues polygéniques dont le ciment a fourni *Globotruncana helvetica* douteuse (Turonien ?) ; schistes marno-silteux beiges à bruns, le tout finement stratifié. Plus rarement s'y intercalent des bancs de calcaire plus ou moins siliceux ou gréseux, à pâte sombre et patine orange » (dolarénites selon Flück, 1973) « ne contenant que de rares radiolaires et spicules calcaires. C'est à cette série que sont localement associés des niveaux lenticulaires de poudingue de la Mocausa, dont le ciment a livré des Globigérines et une *Globotruncana lapparenti* douteuse. »

Ainsi définie, la Série de Coicon doit regrouper les équivalents du « niveau moyen » de la Manche (flysch schisto-gréseux à hiéroglyphes) d'une part, et du flysch gréso-conglomératique Rodomonts - Mocausa d'autre part (Caron, 1972 ; Wicht, 1984). Dans les Préalpes suisses, ces deux entités sont en principe séparées par un olistostrome ou mélange tectono-sédimentaire (« niveau supérieur » de la Manche ; Complexe de la Gueyras : Clément, 1986) composé de volumineux lambeaux de séries mésozoïques (calcaires siliceux, radiolarites, calcaires noduleux, puis micritiques à aptychus, de type « Biancone » (*bi*), calcaires argileux pélagiques à foraminifères planctoniques, de type « Scaglia »). En Chablais, seuls quelques niveaux de calcaires planctoniques cénomaniens, associés à la Série de Coicon dans les coupes de Coicon (Chessex, 1959) et de l'Ancrena - col de la Basse (coupe CW-D), ainsi qu'une masse de calcaires clairs à pâte fine et accidents siliceux, à calpionelles, située à proximité de cette dernière coupe, peuvent rappeler ces lentilles mésozoïques (abstraction faite des éléments des conglomérats, beaucoup plus variés).

Âge probable de la Série de Coicon : Turonien (à Sénonien ?).

En dehors des secteurs frontaux (Coicon, pointe des Lanches, Côte-d'Arbroz, Char des Quais), l'extension de la Série de Coicon, telle que figurée sur la carte, est très peu sûre, car si sa limite inférieure (ou « avant ») est relativement facile à cerner, sa délimitation vers le haut (« vers l'arrière »), vis-à-vis de la nappe des Gets qui la chevauche, pose encore bien des

problèmes. Tout ce que l'on peut en dire, c'est que, de plus de 100 m au Nord-Est, elle se réduit fortement puis semble se laminer complètement vers le Sud (mais des niveaux gréseux couronnant le versant du Giffre au-dessus de Verchaix - Verdevant, remontée méridionale de la vasque, pourraient encore s'y rattacher).

Nappe des Gets

j-cF. **Séries des Perrières (avec olistolites) et de la pointe de Chéry**

• La **Série des Perrières**, partie inférieure de la nappe des Gets (Caron, 1972), est un ensemble complexe regroupant trois termes principaux (Caron et Weidmann, 1967), dont la répartition et les modes d'association sont cependant loin d'être complètement élucidés :

– une *série à calcaires fins*. Elle comprend : des calcaires sublithographiques clairs, à patine grise, d'âge tithonien-berriasien (calpionelles), en gros bancs séparés par des schistes marneux noirs subordonnés ; des calcaires de même type, un peu siliceux, d'âge probable crétacé inférieur-moyen (petits foraminifères planctoniques), en lentilles dans des schistes argileux sombres, réalisant un faciès du type « argille a palombini » des auteurs italiens ; des calcschistes satinés gris, avec calcaires siliceux en minces plaquettes (faciès « argiloscisti »). Affleurant bien à l'amont et à l'aval du hameau des Perrières, près des Gets (coupe CW-G), ce complexe à calcaires fins semble constituer là une série à peu près continue. Mais en de nombreuses autres coupes, ces roches se présentent sous forme de lambeaux discontinus et désordonnés, associés à d'autres faciès, tels que conglomérats divers, schistes siliceux bariolés, radiolarites, ainsi que roches de nature ophiolitique et granitique (voir plus loin) : il s'agirait en fait plutôt d'éléments d'un olistostrome ;

– une *série schisteuse*. « Flysch essentiellement schisteux, d'aspect satiné, brun, gris ou noir, avec des passées de schistes siliceux bariolés, des rognons de grès manganésifères décalcifiés, et des petits bancs de grès calcaire micacé pouvant renfermer de nombreuses petites Globigérines et Hedbergelles à cachet crétacé moyen ; intercalations locales de grès grossiers, verdâtres, chloriteux et micacés, à débris de roches vertes et d'arkoses, également manganésifères... » (Caron et Weidmann, 1967). C'est ce flysch brun, à l'aspect « satiné » caractéristique (anchimétamorphisme), qui sert de matrice aux divers olistolites, qu'il sépare ou emballe. C'est par ailleurs le faciès le plus commun parmi les terrains constituant le remplissage de la vasque des Gets, dont il détermine largement les traits du relief par sa nature schisteuse ;

– une partie des *séries gréseuses*. C. Caron et M. Weidmann (1967) ont individualisé, associées à la série à calcaires fins et à la série schisteuse au sein de leur « ensemble supérieur », plusieurs séries gréseuses, d'appartenance et de position généralement incertaines. Ce sont des flyschs gréseux ou grésos-schisteux bien stratifiés, grès fins plaquetés, ou moyens à

grossiers en gros bancs, à pistes et hiéroglyphes, schistes subordonnés marneux ou silteux, intercalations locales de niveaux parfois lenticulaires de poudingue polygénique de type Mocausa. S'il est admis d'emblée que les assises gréseuses édifiant la pointe de Chéry possèdent une certaine indépendance (voir plus loin), d'autres de ces séries gréseuses semblent bien faire partie de la Série des Perrières, soit en continuité avec des termes de la série à calcaires fins, soit sous forme de variations latérales ou verticales dans la série schisteuse. D'autres enfin, au prix de quelques complications tectoniques, pourraient se raccorder à la Série de Coicon (voir plus haut) ; c'est cette dernière solution – quelque peu hypothétique – qui a été esquissée sur la carte pour les niveaux gréseux affleurant dans l'Arpettaz à l'aval du pont des Voleurs (coupe des Perrières CW-G) et à la hauteur du pont des Putay (coupe de l'Arpettaz supérieur CW-I), ainsi que dans les pentes inférieures du Plenay (voir aussi la remarque à la fin du paragraphe précédent, Série de Coicon).

• **Roches de nature ophiolitique** (β) et **granitique** (γ). Des pointements de roches cristallines parsèment la région d'extension de la Série des Perrières, qu'ils semblent caractériser, soit étroitement liés à la proximité des faciès à calcaires fins, soit dispersés dans la série schisteuse. Ces « roches éruptives des Gets », connues de longue date et décrites par de nombreux auteurs (citons Jaffé, 1955 ; Lugeon, 1896 ; Schroeder, 1939), ont été à nouveau soigneusement répertoriées et analysées par J. Bertrand (1970), travail auquel on se reportera pour tous les détails.

Il s'agit de magmatites acides (granites, passant à des arkoses), basiques (diabases et brèches diabasiques, gabbros) et ultrabasiques (serpentinites). Les diabases sont les plus abondantes et se présentent sous des formes variées : coulées et accumulations bréchiques « enrobant » les lames de granite, laves sous-marines « en coussins » et faciès associés, filons et autres inclusions (ophisphérites) dans les serpentinites. Des témoins de sédiments primitivement associés aux roches cristallines sont localement conservés : calcaires néritiques vraisemblablement liasiques en couverture de granites arkosiques ; schistes indurés et silicifiés par métamorphisme de contact au voisinage ou en inclusion dans des diabases ou gabbros ; **masses radiolaritiques** (R).

Les relations entre ces différentes roches et avec les roches encaissantes, les datations effectuées sur les granites et sur divers termes des roches vertes (Bertrand et Delaloye, 1976), permettent de retracer une histoire longue et complexe, qui peut se résumer comme suit : les lames de granite seraient des fragments d'un socle ancien (hercynien), impliqués dans les premières manifestations volcaniques d'un cycle ophiolitique, dont les phases ou manifestations principales – intrusions gabbroïques et ultrabasiques, épanchements subaquatiques – s'étendraient du Jurassique* au Crétacé supérieur, époque

* Des datations radiométriques récentes (Bill *et al.*, 1997) de deux gabbros, indiquent un âge de 166 ± 1 Ma.

à laquelle tout ce matériel magmatique viendrait finalement, avec d'autres éléments (calcaires fins jurassiques, etc.) alimenter le bassin de flysch de la future nappe des Gets.

Les affleurements décrits par J. Bertrand, (1970) sont désignés sur la carte avec la numérotation utilisée par cet auteur sur sa fig. 1, p. 287 : « Situation des affleurements » (B1 à B 22). Signalons que certains ne sont plus guère visibles, victimes de travaux liés à l'aménagement du domaine skiable des Gets (dont l'un des plus complets, la Mouille Ronde, B20). Quelques pointements, repérés plus tard, ont été rajoutés (non numérotés).

L'affleurement le plus spectaculaire de roches vertes est sans doute celui de la crête du Vuargne, au col de Joux-Plane (affl. B9) : il présente de très beaux exemples de laves diabasiques en coussins, laves en coussins éclatés, brèches à fragments de coussins, hyaloclastites (brèches constituées essentiellement au détriment de la croûte vitreuse des coussins), filons et injections diabasiques divers ; ce complexe volcano-sédimentaire repose ici directement sur les niveaux sommitaux (Complexe chaotique) de la Brèche. Les meilleurs affleurements de granites, montrant bien leurs relations primaires avec des roches du cortège ophiolitique et des roches sédimentaires, sont ceux de la Rosière - pentes du Bouvier (B6).

• La **Série de la pointe de Chéry** est considérée comme l'équivalent du « Flysch du Hundsrück », flysch grés-conglomératique d'âge coniacien à campanien, partie supérieure de la nappe des Gets dans les Préalpes romandes (Caron *et al.*, 1980). Comme celui-ci, elle occupe la position structurellement la plus élevée dans l'édifice des nappes préalpines ; comme lui encore, elle est composée d'une puissante série de grès souvent très micacés, tantôt plaquetés et alternant avec des schistes marneux subordonnés, tantôt en gros bancs chenalisés, avec intercalations de passées conglomératiques (moins abondantes cependant que dans le Hundsrück, semble-t-il). La corrélation ne fait donc guère de doute.

Mais les conditions d'affleurement dans les pentes très couvertes du petit massif de Chéry n'ont pas permis, à ce jour, de détacher clairement les masses gréseuses qui en constituent le sommet, des terrains sous-jacents – pourtant bien différents – de la Série des Perrières, l'ensemble étant de plus intensément replissé, éventuellement redoublé. Des schistes siliceux versicolores signalés à divers niveaux (Bernheim, 1962 ; Mathez, 1962 ; Schroeder, 1939) pourraient éventuellement souligner la base de la série gréseuse. Il est possible également que les grès de la pointe de Chéry se retrouvent en d'autres points élevés du territoire des Gets, au Sud du col (pointe de la Turche ? crête des Chavannes ?).

MÉLANGES : TERRAINS D'ORIGINES DIVERSES

Nous appelons « mélanges » des ensembles complexes, comprenant des « éléments » de toute provenance, nature, âge ou dimension (décrits

comme blocs, lentilles, copeaux, écailles, olistolites, lambeaux, diverticules, voire « nappes », etc.), irrégulièrement dispersés dans (ou associés à) une « masse de fond » schisto-gréseuse réunissant des flyschs tantôt bien stratifiés, tantôt dissociés, tantôt chaotiques (wildflyschs, schistes à blocs). Le terme de mélange est donc pris ici dans un sens plutôt descriptif et ne préjuge pas des mécanismes de formation, à propos desquels l'accord est d'ailleurs loin d'être fait parmi les auteurs, les uns privilégiant le rôle des facteurs sédimentaires (olistostromes ; cf. p. ex. Mercier de Lépinay, 1981), d'autres soulignant la prédominance de processus tectoniques (cisaillements ; cf. p. ex. Jeanbourquin, 1994).

Ces mélanges séparent les unités principales, décrites auparavant (et en englobent des éléments, associés à d'autres encore à décrire). On peut les regrouper en deux ensembles composites, distincts par leur position relative dans l'édifice préalpin et par leur contenu :

– un (ou des) mélange(s) inférieur(s) isolant les nappes de la Brèche et des Médiannes de leur substrat helvétique, parautochtone ou autochtone (Mélange infrapréalpin : Plancherel, 1990 ; Olistostrome sommital helvétique : Mercier de Lépinay, 1981). On peut y distinguer, selon leur position et leur contenu, un Mélange infra-Brèche et un Mélange infra-Médiannes ;

– un (ou des) mélange(s) supérieur(s), séparant ces mêmes nappes de leur couverture tectonique de nappes supérieures (Flysch à lentilles de Couches rouges : Badoux, 1962 ; Complexe chaotique de la Brèche : Caron et Weidmann, 1967).

De façon générale, l'apparence « désordonnée », voire chaotique, de ces zones de mélanges est accentuée par les conditions d'affleurement souvent médiocres résultant de la nature à prédominance pélique de la « masse de fond », doublée d'une intense tectonisation : il n'y a guère que les éléments plus résistants d'une certaine taille (grandes lentilles souvent composites), pour former des « klippes » isolées, qui semblent nager sur un « pays de pâturages et de forêts » au relief mou. L'établissement de corrélations, et partant le tracé de limites cartographiques, y sont donc particulièrement délicats.

Cependant, à grande échelle, il est possible de reconnaître certaines subdivisions – en particulier du Mélange inférieur – en fonction de la superposition actuelle des éléments, dont l'ordre reflète plus ou moins la succession des domaines de provenance, des zones externes aux zones internes. Mais, en dehors de quelques coupes privilégiées (et d'ailleurs partielles), il n'est actuellement encore guère possible de fixer des limites autres que virtuelles entre ces sous-ensembles. Aussi ces mélanges seront-ils décrits de manière globale, en suivant un ordre basé sur les âges respectifs, reconnus ou probables, de leurs matériaux constitutifs, plutôt qu'en fonction de leur provenance paléogéographique, souvent moins bien établie. Cette dernière sera néanmoins précisée ou, selon les cas, discutée.

Mélange inférieur (« Mélange infrapéalpin »)

Le Mélange inférieur détermine la bande de terrain à relief peu accusé (zone des cols) qui court au rebord interne de la nappe de la Brèche entre Morgins et Verchaix - Samoëns. De là, le mélange se suit virtuellement à l'Ouest, par les flancs de la vallée du Giffre, sous la Brèche, jusqu'à Taninges et Châtillon. Il s'infiltré entre Brèche et Médiannes à l'arrière de Geblu, pour s'élargir à nouveau plus au Nord, dans la zone complexe du col de la Ramaz. On le retrouve peut-être au cœur même de la Brèche, dans la fenêtre d'Essert-la-Pierre, vallée de la Dranse (probablement associé à des représentants du Mélange supérieur). Enfin, des fragments en sont éparpillés à la base des Médiannes en rive droite de l'Arve, région de Marignier ; ils assurent le relais entre la zone Taninges - Châtillon et les collines du Faucigny (Préalpes externes, feuille Annemasse).

À l'exception de quelques lambeaux de Brèche ou de Médiannes restreints au Mélange infra-Brèche, l'ensemble des terrains constitutifs de notre Mélange inférieur était assez systématiquement rapporté à des nappes ou diverticules (sous-nappes) à matériel ultrahelvétique (Préalpes internes ; Lugeon et Gagnebin, 1941 ; Ricour et Lienhardt, 1954). On revient, depuis quelques années, à un concept admettant des origines plus diversifiées, au demeurant déjà esquissé entre autres par E. Gagnebin (1934) sur la feuille Saint-Maurice, par A. Lillie (1937) puis par R. Trümpy (1955). On reconnaît actuellement, incorporés dans la masse de bas en haut plus ou moins dans l'ordre indiqué ci-après (mais en succession souvent bouleversée par la tectonique ou incomplète), des éléments provenant des domaines suivants : domaine ultrahelvétique (wildflysch Plaine Morte, nappes d'Anzeinde, de Bex, d'Arveyes), domaine de transition ultrahelvétique/valaisan (flysch Meilleret), domaine nord-pennique ou valaisan au sens large (Niesen, zone submédiane), domaine subbriançonnais, domaine briançonnais, domaine briançonnais interne, domaine prépiémontais (cf. Buchs et Suchet, 1988 ; Dall'Agnolo, 1991 ; Godel, 1965 ; Jeanbourquin *et al.*, 1992 ; Kindler, 1988 ; Loup, 1987 ; Mayoraz, 1987 ; Mayoraz *et al.*, 1988 ; Mercier de Lépinay, 1981 ; Weidmann, 1972).

Socle

ξ. « **Gneiss** ». Lames décimétriques d'un gneiss à muscovite et biotite, écrasé, mylonitisé, emballées dans une matrice de wildflysch. Situées à Rivière-Enverse, sous le Trias basal de la klippe de Brèche de Saint-Sigismond (Lillie, 1937). À noter que P. Kindler (1988), sur la base des échantillons de A. Lillie, décrit la même roche comme un microconglomérat siliceux écrasé à débris de roches volcaniques acides, qu'il rapproche du Verrucano de Taninges (voir plus loin). Dans l'un ou l'autre cas, il peut s'agir de fragments d'un « socle » pennique.

$\alpha\beta$. **Roches volcaniques diabasiques.** Rares et minuscules pointements de « kersantite » (Lugeon, 1896) ou diabase albito-chloritique (Bertrand, 1970) dispersés dans le flysch à lentilles de la zone de la Ramaz (Lombard, 1940) : le Farquet, (le Coin), Gevallet. Datées, au Farquet, de 285 et 305 Ma (Bertrand et Delaloye, 1976), ces roches se rattachent au cycle hercynien et n'ont donc pas de lien avec les roches vertes des Gets (jurassiques et crétacées). Il s'agirait encore là de fragments d'un socle pennique. D'autres lentilles de roches vertes sont signalées, elles, à l'arrière de la Brèche (torrent de la Golèse, *in* Weidmann, 1972).

Paléozoïque

M1*. Grès à charbon (Carbonifère). Grès arkosiques micacés, sombres, à débris végétaux et quelques passées de galets, en bancs métriques intercalés de schistes charbonneux. Riches flores du Westphalien A (Gorin et Jan Du Chêne, 1972) et aussi du Westphalien supérieur (Lugeon, 1896). Affleurements classiques (anciennes exploitations de charbon) du torrent du Foron, à Taninges (Septfontaine et Wernli, 1972), jouxtant du Trias carbonaté et un flysch à lentilles.

Le Carbonifère forme en outre la base de l'écaille composite (Carbonifère–Permien–Brèche) de la Truche (val de Morgins), chevauchant un flysch conglomératique tertiaire (d'affinité Meilleret ; voir plus loin). Quelques minces échardes sont encore conservées plus au Sud, directement sous le plan de charriage de la Brèche, régions de Dronnaire et des Portes du Soleil.

Le Carbonifère de Taninges est considéré comme briançonnais ; celui de la Truche pourrait être prépiémontais, car associé à du Verrucano et de la brèche dolomitique de type Brèche frontale.

M2. Arkoses de faciès Verrucano (Permo-Trias). Grès et microconglomérats lie-de-vin et verdâtres, à fragments de roches volcaniques acides (rhyolite, porphyre) et jaspes rouges, passées de schistes verts. Affleurements : mince niveau à la base de l'écaille composite (Permien–Trias quartzitique–Trias calcaréo-dolomitique) de Sous-le-Rocher, près de Taninges ; accompagne le Carbonifère de la Truche, de Dronnaire, des Portes du Soleil ; en outre, minuscule lambeau inclus dans le wildflysch préservé sur l'arête nord de la pointe de l'Au. Origines : comme le Carbonifère.

Trias

M3. Quartzites (Werfénien). À Sous-le-Rocher, 70 à 80 m de grès-quartzites fins, gris-blanc à patine jaunâtre, devenant plus grossiers vers le bas

* *Note de l'éditeur.* Pour des raisons de réalisation cartographique, les différents « éléments » sédimentaires du Mélange inférieur ont été affectés de notations simplifiées **M1** à **M23** (Mélange).

avec passées de galets arrondis (passage au Verrucano) ; bancs décimétriques à demi-métriques jointifs, plissés, ripple-marks, polygones de dessiccation, stratifications entrecroisées (Wernli et Brönnimann, 1973).

Au versant ouest du col de Coux, des quartzites blancs à patine rouille, plus compacts et massifs, fracturés, forment la base des écaillés composites (Trias-Malm-Couches rouges) de la Mine-d'Or. Aussi en lambeaux isolés dans le wildflysch : Vigny, torrent de Clévieux, environs de Taninges, etc. ; plus un pointement énigmatique entouré de cargneule à Vers-les-Têtes, en avant de la Brèche, un autre à proximité de la diabase du Farquet (tous deux dans la zone de contact complexe de la Ramaz).

Les faciès sont ceux des quartzites werféniens du Briançonnais (probablement très interne en ce qui concerne les écaillés type Mine-d'Or : le quartzite y est surmonté d'une série condensée, lacunaire, type Acceglio ; Lemoine, 1961 ; Weidmann, 1972).

M4. Calcaires ± dolomitiques, type Médianes rigides (Anisien). Les quartzites de Sous-le-Rocher passent en série virtuellement continue (par l'intermédiaire d'assises argilo-gréseuses dolomitiques) à une alternance de calcaires gris-noir et dolomies de patine jaune, en bancs de 20 à 60 cm à surface bosselée, ondulée (calcaires suturés, empreintes en « pieds de bœufs »), assimilables au Trias moyen briançonnais des Médianes « rigides » (Formation de Saint-Triphon ; Baud, 1987) ; leur âge anisien est de plus confirmé par l'étude des foraminifères (Wernli et Brönnimann, 1973). La même série calcaréo-dolomitique détermine le gros rocher d'Avonnex, rive gauche du Foron.

Autres affleurements attribués au Trias moyen des « Rigides », mais de faciès un peu différent : calcaires massifs et compacts à grain fin, cassure foncée, à diplopores (Ladinien ?), présents en deux blocs séparés, au Nord du Pas de Morgins (Chessex, 1959).

M5. Gypse (Trias supérieur). Affleurant médiocrement parmi les terrains de couverture, généralement sans contacts visibles avec les formations adjacentes, et souvent même disparus (anciennes exploitations), les pointements de gypse ne se prêtent guère qu'à une énumération, d'ailleurs sans caractère exhaustif. Un premier groupe semble lié aux Médianes : la Biolle, Saint-Innocent, Saint-Gras, (Gebli), le Farquet, le Finge ; un deuxième groupe s'égrène sous le plan de charriage de la Brèche et à l'arrière : torrent de Lesse (Rheiner, 1971), Taninges, Balmotte, les Choseaux, torrent de Chamossière, Fréterolle, nombreuses dolines accompagnant les traînées de cargneule entre les vals d'Illiez et de Morgins (col du Joueur).

Les gypses triasiques préalpins sont supposés provenir des domaines ultrahelvétique (nappe de Bex), valaisan (zone submédiane), et également subbriançonnais (Préalpes médianes « plastiques »).

M6. Grès à roseaux : Grès des Munes (Carnien). Grès siliceux fins, beige verdâtre, à traces végétales, intercalés de minces délits schisteux sombres et également d'argilites bariolées, affleurant dans la région des Munes, à l'Est du col de la Ramaz. Longtemps assimilés au Carbonifère de Taninges – considéré alors comme base de la Brèche (Lombard, 1940 ; Schroeder, 1939) – leur âge triasique a été reconnu, sur la présence notamment d'*Equisetum mytharum*, par J. Ricour (1950a) qui les a rangés dans l'Ultraschiste des Préalpes internes (Ricour, 1950b, 1962). Cependant, leur étroite imbrication avec un wildflysch à éléments d'origine briançonnaise (Couches rouges, Malm, diabases type Farquet, etc. : Chalet Blanc, Foron-du-Dessous, col de la Ramaz, le Coin), et leur intime association avec la semelle triasique des Médiannes au col de Chavanette, col de Chavan, Roche-Palud, Geblu (Gagnebin, 1940 ; Lombard, 1940 ; Lugeon, 1896), nous incitent à proposer pour ces grès à plantes une provenance plus interne, briançonnaise.

M7. Dolomies et cargneules (Trias supérieur). Les faciès de dolomies et cargneules présents dans le mélange inférieur sont de type banal, comparables à ceux décrits dans les Préalpes médianes. Le plus souvent en lentilles isolées et distribuées de façon assez quelconque, ces roches sont difficiles à attribuer. Un chapelet de lentilles relativement bien alignées sur une dizaine de kilomètres à travers les hauteurs séparant les vals d'Illiez et de Morgins, et aboutissant aux importantes masses de cargneule qui entourent la demi-fenêtre de Morgins, est censé représenter la nappe de Bex (Ultraschiste supérieur). Un liséré de cargneule et dolomie souligne la base de la série liasique de la pointe de l'Au (voir ci-après).

Lias

M8, M9, M10. Série de la pointe de l'Au. Le petit massif de la pointe de l'Au, fermeture méridionale du haut val de Morgins, est déterminé par une écaille de terrains liasiques, ployés en un synclinal serré déversé à l'Est et plongeant vers l'Ouest sous le plan de charriage de la Brèche, dont il est séparé par une étroite bande de wildflysch (vallon de Dronnaire).

Surmontant les cargneules et dolomies basales, on trouve une vingtaine de mètres de **Lias calcaire (M8)** : calcaires massifs silico-spathiques clairs, pâte sombre, contenant des silex, des bélemnites, des débris de gryphées (*Gryphaea arcuata*), scellés par un hardground ayant livré des ammonites du Sinémurien moyen (Dall'Agnolo, 1991).

Le cœur du synclinal est occupé par un **Lias schisteux (M9)** : environ 50 m d'une alternance irrégulière de schistes marneux sombres, riches en bélemnites (Toarcien ?), et de minces bancs de calcaires spathiques, d'allure boudinée (débit noduleux ou « pinch and swell ») ; ce Lias schisteux se termine par une vingtaine de mètres de schistes argileux foncés (Aalénien ?),

contenant des « miches » de calcaires d'abord siliceux, puis divers (gréseux, tachetés fins, spathiques, bréchiques).

Le sommet de la pointe de l'Au est occupé par des bancs de **brèches (M10)** à éléments dolomitiques et calcaires jointifs (Dogger ?).

La série liasique de la pointe de l'Au a été attribuée tour à tour aux Médianes (Lugeon, 1896), au Niesen (Gagnebin, 1928, 1934 ; mais sans les brèches sommitales, rapportées à la Brèche inférieure), à la Brèche (Bonnard, 1960 ; à cause des brèches sommitales), à l'Ultrahelvétique (Godel, 1965 ; à cause de la présence du faciès des schistes à miches). La solution la plus satisfaisante semble être le rattachement de toute la série au substratum mésozoïque de la nappe du Niesen, décrit dans les Préalpes romandes, avec un Lias calcaire et calcschisteux de type Chamossaire (avec hard-grounds ; Badoux *et al.*, 1990 ; Homewood, 1974), des schistes à miches identiques à l'Aalénien de la Grande Eau, et la brèche sommitale comparable au conglomérat du Leyderry (Badoux et Homewood, 1978).

D'autres lentilles liasiques (surtout Lias calcaire) parsèment la région du val de Morgins : Portes du Soleil (en continuité plus ou moins directe avec la pointe de l'Au), Aiguille des Champey, Pro-Favroz, Savollaire, cours supérieur de la Vièze de Morgins, Pas de Morgins, Portes de Culet ; comme l'écaille de la pointe de l'Au, elles semblent caractériser la partie supérieure du Mélange infrapréalpin.

M11. Brèche dolomitique de la Truche (Lias supérieur-Dogger). Nous rapportons à la Brèche inférieure de faciès frontal les dolomies et brèches dolomitiques chaotiques surmontant le Verrucano de la Truche (cartographiées par Gagnebin, 1934 en Lias calcaire, type pointe de l'Au, particulièrement bréchique).

Dogger

M12. Schistes et calcaires du Dogger type Arveyes (Aalénien-Bathonien). Nous avons regroupé en une même catégorie divers termes lithologiques du Jurassique moyen généralement attribués à la « nappe » d'Arveyes, Ultrahelvétique supérieur (Godel, 1965). Comportant d'importants intervalles marneux, « brassées » par les effets de la tectonique, ces roches sont de fait souvent difficiles à séparer sur le terrain. Par ailleurs, à l'échelle considérée, elles présentent une certaine « unité », puisqu'elles dessinent, tout au long de la zone des cols, l'alignement le plus cohérent (ou le moins incohérent) parmi les éléments constituant le mélange infrapréalpin.

Les principaux types lithologiques rencontrés sont les suivants :

– schistes argileux noirs, micacés, à posidonies (*Bositra*), contenant des concrétions (nodules centimétriques ou « miches » décimétriques) de calcaires sombres, siliceux et pyriteux, à patine rouille. Ce faciès est classique-

ment attribué à l'Aalénien (daté par ammonites ; Lillie, 1937, 1939), mais peut aussi se trouver au Callovo-Oxfordien (protoglobigérines : Wernli et Kindler, 1986 ; ammonites : Godel, 1965).

– schistes gréseux micacés gris sombre à patine brune, renfermant des lits calcaires à bélemnites, *Zoophycos* ; âge aalénien supérieur ou bajocien basal. À noter que P. Kindler (1988) mentionne la découverte, dans de tels niveaux, d'une nannoflore calcaire pauvre attribuable au Paléogène (matrice du mélange ? faciès aalénien « reconstitué » ?) ;

– schistes marneux et calcaires fins gris, tachetés, bioturbés, à filaments, en bancs décimétriques parfois jointifs, datés par ammonites du Bajocien ;

– grès grossiers micacés, turbiditiques, attribués au Bajocien supérieur–Bathonien inférieur sur la base de foraminifères benthiques (Kindler, 1988).

Répartition : les Choseaux - Cellières ; Samoëns - les Chavonnes ; Dranse de la Manche - col de Coux ; col de Coux - les Crosets - les Champeys ; Portes de Culet (au Nord de Morgins).

Malm

Les éléments rapportés au Malm peuvent se ramener à deux types : un premier formant des lentilles isolées ou fragments de séries que leur faciès ou leur contexte désigne comme briançonnais (Malm de type Médiannes) ; un deuxième constituant la partie inférieure d'écailles composites d'origine ultrahelvétique (Malm de type Anzeinde).

M13. Calcaires massifs de type « Malm » des Médiannes (Jurassique supérieur–Crétacé basal). Fréquemment associé aux Couches rouges, ce Malm caractérise les lentilles et écailles liées à la proximité du contact basal de la nappe de la Brèche. À l'arrière de cette dernière, dans la zone des cols (crête nord de la pointe de l'Au, Pas de Chavanette, col de Coux, col de la Golèse), il s'agit de lentilles métriques de calcaires souvent écrasés, marmorisés : à la Mine-d'Or (col de Coux), des marbres se superposent directement aux quartzites werféniens, ou en sont localement séparés par des calcaires et brèches dolomitiques et un mince niveau de calcschistes fétides (Couches à *Mytilus* ?). Vers l'avant (les Munes - col de Vésine ; route Essert-Romand - Graidon ; Essert-la-Pierre ; vallon du Malève ; Pas de Morgins), le Malm, en écailles plus volumineuses, présente des faciès biodétritiques de plate-forme.

M14 ; M15. Malm de type Anzeinde : marno-calcaires à nodules (Oxfordien) ; calcaires compacts (Kimméridgien–Tithonien). Les terrains attribués à la « nappe » d'Anzeinde, Ultrahelvétique inférieur, présentent généralement des séries stratigraphiques de l'Oxfordien à l'Hauterivien (et parfois au Crétacé supérieur) conservées dans leur continuité, constituant des écailles composites souvent de grande taille (hectométriques, voire kilométriques). Les formations du Malm fournissent l'armature de ces écailles et en soulignent les structures, souvent plissées et faillées.

Les faciès du Malm sont proches de ceux des termes homologues de l'Helvétique :

- à la base (*M14*), un ensemble marno-calcaire gris représente l'Oxfordien : marnes à nodules (parfois riches en ammonites ; Godel 1965), marnes à intercalations calcaires lenticulaires, calcaires noduleux à délits marneux ;
- au sommet (*M15*), des assises plus franchement calcaires couvrent le Kimméridgien et le Tithonien (calpionelles) : calcaires à patine gris clair ou bleutée, fins, pâte sombre, à rognons de silex, en bancs d'épaisseur variable, tantôt ondulés, tantôt plaquetés, tantôt massifs ou soudés.

Affleurements : le Malm forme les principaux escarpements du groupe d'écaillés de type Anzeinde concentré à l'Ouest de Champéry (massifs de Ripaille, Savoune - Planachaux, Croix de Culet, Marcheuson) ; en outre, lentilles dispersées de Malm supérieur d'attribution incertaine entre Ripaille et les Crosets ; au Nord-Est, lames écrasées d'Oxfordien-Malm supérieur dans la mince bande de wildflysch ceinturant la demi-fenêtre de Morgins.

Crétacé inférieur

***M16* ; *M17*. Néocomien de type Anzeinde : calcaires fins tachetés (Berriasien-Valanginien) ; calcaires grésosiliceux (Hauterivien).** Là encore, les faciès sont proches de ceux de l'Helvétique. Alternance régulière de calcaires fins tachetés et de marnes grises, avec calpionelles indiquant le Berriasien et le Valanginien (*M16*). Présence locale, à la base, de faciès biodétritiques attribués au Berriasien (Godel, 1965). Au sommet, par apparition de passées grésoglaucieuses, passage graduel à des calcaires grésos sombres, massifs, à spicules d'éponges, imprégnations siliceuses, représentant l'Hauterivien (*M17*). On notera cependant que des niveaux grésos analogues ont livré (Kindler, 1986 ; Kindler *et al.*, 1995) des foraminifères du Paléocène-Éocène (convergence de faciès ? matrice ? Hauterivien « reconstitué » ?).

***M18*. Calcaires à radiolaires et brèches : Couches des Choseaux (Berriasien-Valanginien).** De petites lentilles de calcaires fins, tachetés, à radiolaires et calpionelles ont été décrites par E. Gagnebin (1934) à la Foilleuse (au Sud de Morgins), et par A. Lillie (1937) - en association avec des brèches polygéniques à éléments cristallins et des calcarénites - dans la région de Châtillon (triangle Bois - Balmotte - Choseaux). Là, ces roches ont été réunies par P. Kindler (1988) sous l'appellation « Couches des Choseaux ». Elles rappellent fortement certains éléments de la zone submédiane, dans les Préalpes romandes (Weidmann *et al.*, 1976).

***M19*. Calcarénite d'affinité urgonienne (Barrémien).** Unique affleurement, déterminant une petite falaise à l'Ouest de Chaux-Palin, de calcaires

bioclastiques beiges, en bancs demi-métriques à métriques, spathiques, à grains de quartz, gravillons dolomitiques, ayant livré des orbitolines barrémiennes. Considérées comme « Urgonien resédimenté », ces roches ont été attribuées aux écaïlles de type Anzeinde (Anatra, 1986 ; Godel, 1965), par comparaison avec les séries des Préalpes externes, où des dépôts comparables font suite en continuité stratigraphique aux calcaires gréseux sombres de l'Hauterivien (Guillaume, 1957). Toutefois, l'isolement de cette lentille, sa position très haute dans le Mélange infrapréalpin, à proximité du plan de chevauchement de la Brèche (au même niveau que l'écaïlle de la pointe de l'Au), nous incitent à envisager une origine plus interne, « valaisanne » : dans les Préalpes romandes, des lentilles d'Urgonien calcarénitique sont ainsi connues au sommet de la zone des cols (cependant riches en matériel détritique cristallin ; Badoux, 1975), ainsi que dans la zone submédiane (Weidmann *et al.*, 1976).

Une autre minuscule lentille de faciès comparable a été découverte par A. Lombard (1983) près du col de Coux s/Marignier.

Crétacé supérieur-Paléocène

Les termes lithologiques du Mélange infrapréalpin attribués au Crétacé supérieur (et en partie au Paléocène) se répartissent en quatre catégories : des lentilles d'affinité ultrahelvétique (Anzeinde, Plaine Morte) ; des lentilles d'affinité valaisanne (zone submédiane) ; des lentilles et fragments de séries d'affinité briançonnaise (Couches rouges) ; et un flysch d'affinité Niesen.

M20. Calcaires sublithographiques d'affinité ultrahelvétique (Turonien-Campanien). Les faciès sont comparables à ceux de l'Helvétique (cf. C2-5) : calcaires fins, compacts, gris-beige à patine claire, localement marneux, riches en foraminifères planctoniques d'âge Turonien à Campanien (ou Maastrichtien basal). La présence occasionnelle de microfaunes du Paléocène s'explique, selon P. Kindler (1987), par la resédimentation du matériel crétacé à cette époque par des mécanismes de remaniement « grain par grain » ou des contourites (séries discontinues avec microfaciès A, Turonien-Santonien, et microfaciès B, Paléocène inférieur-moyen).

Ces calcaires forment de grandes lentilles, hectométriques à décamétriques, au voisinage des séries de type Anzeinde, dont elles semblent provenir (sans qu'aucun contact direct soit cependant visible), et d'innombrables lentilles de toute taille lardant les flyschs ou wildflyschs tertiaires (Plaine Morte) sous- ou sus-jacents.

M21. Calcaires sublithographiques et brèches : Couches de Cellières (Maastrichtien-Paléocène ?). Calcaires sublithographiques gris, à foraminifères planctoniques maastrichtiens, qui se distinguent par des passées bréchiques et microbréchiques polygéniques (éléments dolomitiques, cristal-

lins). Décrites par A. Lillie (1937) dans le secteur Bois - Châtillon - Pernollet (Cellières) et attribuées par lui à la zone submédiane, ces roches ont été rajeunies (Paléocène) par P. Kindler (1988) qui les dénomme « Couches de Cellières ». Elles ont également été repérées en rive droite du Giffre, secteur de Taninges (P. Kindler, comm. pers.).

M22. Couches rouges (Maastrichtien supérieur ; Paléocène supérieur-Éocène inférieur). Elles présentent le faciès classique, décrit dans les Médiannes, de calcaires fins plus ou moins argileux, de couleur rouge ou verdâtre, riches en foraminifères planctoniques indiquant le Maastrichtien supérieur et le Paléocène supérieur-Éocène inférieur. Elles accompagnent les lentilles de Malm de type Médiannes ou en constituent parfois la couverture stratigraphique, comme à Essert-la-Pierre ou encore à la Mine-d'Or (hardground). En plus, lentilles isolées jalonnant le chevauchement de la Brèche le long de la vallée du Giffre : cours inférieur de la Valentine, le Bouchet, Taninges, Gevallet, la Cha.

Des Couches rouges de faciès spécial – comportant des intercalations de brèches à éléments de gneiss, schistes sériciteux, calcaires dolomitiques, quartzites – sont décrites à Pététoz, au Chalet Blanc, au col de la Ramaz où s'y associent également des jaspes à radiolaires (Eggenberger, 1978 ; Gagnebin, 1940 ; Lombard, 1940 ; Lombard et Schroeder, 1939) ; ces roches témoigneraient d'une origine briançonnaise très interne.

Flysch d'affinité Niesen (Maastrichtien). Les contreforts de la crête reliant la pointe de l'Au à la Truche, ligne de partage entre le haut val de Morgins et le val d'Illeiz, sont déterminés par une puissante masse d'un flysch gréso-schisteux, calcaire, et conglomératique, qui se distingue des flyschs sous-jacents par son allure bien stratifiée et une relative rareté de lentilles ou écailles « exotiques » (contrairement à ce que pourrait laisser entendre son assimilation au « Flysch à lentilles de Couches rouges » par Godel, 1965). Ses caractéristiques sédimentologiques, et surtout son âge maastrichtien, établi en plusieurs points sur la base de microfaunes aussi bien pélagiques que benthiques (Dall'Agnolo, 1991 ; Jeanbourquin *et al.*, 1992) feraient en fait de ce flysch un représentant, en rive gauche du Rhône, du flysch de la nappe du Niesen, ce que ne contredit pas son voisinage avec le Lias type Chamossaire de la pointe de l'Au. Il s'agirait donc davantage d'un « élément » du mélange que d'un constituant de la « masse de fond ». Cependant, ses limites et son extension sont encore par trop incertaines, et il a été réuni cartographiquement aux flyschs tertiaires indifférenciés, qu'il semble surmonter.

Paléogène

M23. Conglomérats d'affinité Meilleret (Éocène). Nous rangeons dans cette catégorie deux séries d'affleurements assez différents :

– la « Brèche de Châtillon » : brèche grossière mal classée (éléments centimétriques à métriques), polygénique (dolomies jaunes, calcaires fins sombres, granites verdâtres, gneiss, roches volcaniques acides), à matrice arkosique riche en grandes nummulites, discocyclines, de l'Éocène moyen-supérieur. Le spectre des clastes est très comparable (Kindler, 1988) à celui du flysch du Meilleret, ce qui rangerait cette brèche dans le domaine charnière entre Ultrahelvétique et Valaisan (Ackermann, 1986 ; Homewood, 1974 ; Homewood *et al.*, 1984). La Brèche de Châtillon détermine une suite de buttes allongées sur 2 km à l'Est de Châtillon, et affleure de manière spectaculaire le long de la route nationale dans la descente sur Cluses ;

– à la Truche (val de Morgins), des conglomérats polygéniques grossiers à éléments carbonatés, égrénés en chapelet au pied de la bande de Carbonifère, et jusqu'ici toujours cartographiés en Brèche inférieure, à laquelle ils ressemblent effectivement. Des études récentes ont permis d'y découvrir des nummulites bien conservées (Dall'Agnolo, 1991), ce qui renouvelle les données du problème. Ainsi, malgré l'absence d'éléments cristallins dans ces conglomérats nummulitiques, mais en tenant compte de leur voisinage avec des flyschs crétacés d'affinité Niesen, nous proposons de les apparenter à la Brèche de Châtillon, c'est-à-dire de les faire provenir du domaine de transition Ultrahelvétique/Valaisan (ou Meilleret/Niesen). Dans une telle hypothèse, la position de ce Meilleret au sommet de séries de type Niesen (plus internes et qu'on s'attendrait donc en principe à trouver en position plus élevée) ne manque pas d'étonner. Mais dans une région aussi complexe, la géologie de terrain n'est certainement pas au bout des surprises.

e-gW. Flyschs indifférenciés. Divers flyschs d'âge éocène et oligocène inférieur, représentant la « masse de fond » du mélange, se rencontrent soit sous forme de « matrices » chaotiques à nombreuses lentilles ou blocs de nature variée (wildflysch, flysch schisteux noir à blocs), soit sous forme de séries turbiditiques tantôt cohérentes, tantôt dissociées, emballant ou côtoyant des éléments de grande dimension, et pouvant constituer elles-mêmes des « éléments ». Les flyschs de la partie inférieure du mélange (jusqu'au niveau de la traînée de Dogger type Arveyes), correspondraient à un « wildflysch Plaine Morte » au sens large (Homewood, 1976 ; Masson, 1976), scellant à l'Oligocène inférieur la sédimentation de la série delphino-helvétique (cf. p. ex. Mayoraz *et al.*, 1988 ; Mercier de Lépinay, 1981) ; les flyschs de la partie supérieure, sous les plans de charriage des nappes préalpines, devraient être d'origine plus interne. Tous ces flyschs ont été réunis cartographiquement sous la même teinte.

Parmi les lambeaux de flyschs cohérents, formant probablement des « lentilles » dans la masse de fond, mentionnons les énigmatiques Grès de Samoëns, dont la localité de référence se situe juste en dehors de la carte, en face du pont sur le Giffre (feuille Cluses), mais dont divers affleurements sont signalés dans le coteau de Rivière-Enverse (Kindler, 1988 ; Lillie, 1937). Il s'agit de grès arkosiques à très rares éléments volcaniques andési-

tiques, en gros bancs chenalisés intercalés de niveaux marneux, dont l'attribution est très incertaine (cf. p. ex. Kindler, 1988 ; Mercier de Lépinay, 1981) : Grès du val d'Illiez ? Grès du Gurnigel ? Grès ultrahelvétiques (Meilleret ou plus externes) ? (Nouvelles précisions *in* Piguet *et al.*, 1998 ; Wernli *et al.*, 1997).

Mélange supérieur

Les séries stratigraphiques des Médiannes et de la Brèche se terminent toutes deux, au Paléocène final-Éocène moyen, par des dépôts grésio-argileux (flysch schisto-gréseux) progressivement désorganisés puis chaotiques, et admettant alors des blocs et lentilles de nature variée : c'est le « Mélange supérieur » (ou « Wildflysch supérieur »), signature de l'arrivée des nappes d'origine interne sur les domaines prépiémontais et briançonnais. Moins épais que son homologue inférieur, le Mélange supérieur jalonne cependant de façon relativement continue le contact basal des unités internes conservées, alors que de lointains équivalents, moins chaotiques, se retrouvent plus avant, en quelques rares points de synclinaux des Médiannes.

Comme indiqué précédemment, la « Série à quartzites » du sommet de la Brèche (cf. Bs) attribuée au Mésocrétacé, n'a pas pu être séparée cartographiquement du Complexe chaotique, à matrice tertiaire, qui le surmonte. Ce regroupement très artificiel nous a imposé de scinder le Mélange supérieur transversalement en deux entités (bien qu'il s'agisse probablement, pour la partie tertiaire, du même ensemble) :

- sur le domaine « Brèche », le « Complexe chaotique » (Caron et Weidmann, 1967), englobant donc la Série à quartzites ;
- sur le domaine « Médiannes », le « Flysch à lentilles de Couches rouges » (Badoux, 1962), ou encore « Flysch argilo-gréseux noir » (Caron, 1963, 1964b).

Le passage d'une entité à l'autre, bien sûr arbitraire, a été choisi au droit de l'inflexion anticlinale frontale de la Brèche (donc invisible !).

Le Mélange supérieur, normalement isolé du Mélange inférieur par l'interposition des nappes de la Brèche et des Médiannes, s'en distingue en outre par un éventail moins large de ses éléments constitutifs, comprenant essentiellement des termes dérivés de la série sommitale de la Brèche, associés à des fragments d'origine plus interne. Mais la situation se complique lorsque, par l'effet de la structuration finale de l'empilement de nappes - l'arrière des Médiannes se trouvant engagé sous le front de la Brèche -, les deux mélanges entrent en contact, comme c'est le cas par exemple dans la région Pététoz - col de Vésine, ou dans la fenêtre d'Essert-la-Pierre. La distinction entre les deux mélanges est alors très difficile, car tous deux contiennent certains éléments très semblables, comme par exemple des Couches rouges.

Coiffant la Brèche

eFB. **Complexe chaotique : schistes à blocs.** Ensemble défini par C. Caron et M. Weidmann (1967) qui en donnent la description générale suivante : « Matrice de schistes argileux noirs désordonnés emballant des blocs et lentilles de taille et nature diverse : grès et calcaires attribuables à la Série à quartzites, Couches rouges néocrétacées et paléocènes, grès à *Globorotalia* au moins paléocènes, microbrèche à grands foraminifères éocènes ; calcaires blonds, radiolarites, conglomérats de type Mocausa, grès divers, roches vertes, etc. »

On y trouve donc à la fois des éléments dérivés de la Brèche (Série à quartzites et sa couverture originelle probable de Couches rouges, etc.), et des éléments provenant des unités supérieures (Flysch à helminthoïdes, Simme, Gets). Parmi les éléments, seules les **Couches rouges** (c5-e1), se présentent en lentilles suffisamment volumineuses pour être cartographiées : région de Coicon, les Masses, les Combes (montagne de Séraussaix), torrent de Roi (Praz-de-Lys). Elles sont de faciès classique mais, à la différence de leurs homologues des Médianes, comportent également des niveaux d'âge campanien et paléocène (Dall'Agnolo, 1977).

Autre élément remarquable : la **Brèche du Crot** (cr), d'origine mystérieuse, éventuellement sud-alpine (voir discussion *in* Caron et Weidmann, 1967) : brèche grossière très polygénique (granites, gneiss, micaschistes, roches basiques ; quartzites, marbres, dolomies, calcaires divers, silex, jaspes) ; affleurant peu au-dessus de la Brèche supérieure réduite, 1 km au Sud des ophiolites du Vuargne, mais dont un très petit pointement apparaît également à proximité immédiate (ou au cœur même ?) de ces ophiolites.

Coiffant les Médianes

eFN. **Flysch noir à lentilles de Couches rouges.** Au-devant du front de la Brèche, et séparant cette dernière des masses du Flysch à helminthoïdes, court une étroite bande de terrain où se remarquent de nombreuses lames de Couches rouges, certaines de grande taille (décamétriques à plurihectométriques) : Pététoz, Sur-les-Têtes, la Vallette, pied nord du pic de la Corne*. La matrice emballant ces lames consiste en schistes marneux noirs, tourmentés, à niveaux plus ou moins lenticulaires de grès fins et grès-quartzites glauconieux vert foncé. L'ensemble constitue le Flysch à lentilles de Couches rouges, équivalent latéral probable du Complexe chaotique de la Brèche.

Contournant le pic de la Corne par le Nord-Est, cette zone rejoint à l'arrière, par Serranant et Brion, le cœur de l'inflexion anticlinale frontale de la

* Une bonne partie de ces lames cartographiées ici en Couches rouges « Médianes » (c-eR), serait en fait également d'origine plus interne (Dall'Agnolo, 1997).

Brèche – également marqué par un flysch à nombreuses lentilles de Couches rouges –, réalisant ainsi la jonction virtuelle avec le Mélange infrapréalpin, partie infra-Brèche.

Vers le Nord, au contraire, la continuité des affleurements est interrompue sur plusieurs kilomètres par les épaisses accumulations de Flysch à helminthoïdes. Le Flysch noir n'y apparaît que sporadiquement, à la faveur de percées anticlinales disloquées des Médiannes (chalets des Bouts, roc de la Savine, pointe de la Balme - la Chèvrerie). Lorsqu'il ressurgit, à l'avant de la limite d'érosion du Flysch à helminthoïdes, il semble avoir perdu son caractère lenticulaire (du moins à l'échelle cartographiable), tout en restant assez chaotique (beaux affleurements dans le cours moyen du Foron de Mieussy).

QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Resté en marge des grands flux glaciaires canalisés par la vallée du Rhône et le bassin lémanique d'un côté, par la vallée de l'Arve de l'autre, le territoire de la feuille Samoëns n'a de ce fait été englobé qu'accessoirement dans des travaux spécifiquement consacrés au Quaternaire, tels ceux de M. Burri (1963) et de C. Dorthe-Monachon (1986) touchant respectivement ses marges nord et sud. On manque en particulier de tout élément de datation permettant de délimiter les divers phénomènes glaciaires et paraglaciers de la région de manière plus précise que par la seule morphologie. Les dépôts fluvio-glacio-lacustres de barrage ou de retrait dans les vallées du Giffre, du Risse, de la Dranse, constituent pourtant à cet égard un terrain d'étude prometteur.

Gy. Moraines (wurmienne et post-wurmienne). Moraines de fond, à matrice argilo-limoneuse, et moraines d'ablation, à matrice gravelo-sableuse, tapissent abondamment les versants des vallées et certains plateaux (Praz-de-Lys, Gets). Aucune distinction cartographique n'a été faite entre les deux types de moraines ; ni entre les dépôts glaciaires des vallées principales et ceux, à matériel plus local, des vallons latéraux, si ce n'est que dans ces derniers les formes d'accumulation glaciaires (vallums) sont généralement mieux conservées, les crêtes laissées par les ultimes stades de retrait montrant souvent un état de fraîcheur remarquable (p.ex. massif de Tavaneuse, vallon de Graidon, cirque du Fond de la Combe, etc.).

De même, on n'a pas cherché à départager les moraines du Giffre de celles certainement arviennes occupant l'angle sud-ouest de la feuille, et qui s'en distinguent en principe par leur contenu en matériel cristallin (granite du Mont-Blanc, etc.).

Mentionnons à ce propos la présence de quelques **blocs erratiques** de cristallin dispersés dans la vallée de la Dranse de Morzine (l'Elex en face de

Morzine, Sma en face de Saint-Jean-d'Aulps) et dans celle du Brévon (région de Bellevaux) : le glacier wurmien du Rhône n'ayant pas envahi la vallée de la Dranse en amont du Jotty, ni celle du Brévon en amont du Lavouet (Burri, 1963 ; Gagnebin, 1937), la situation de ces blocs peut s'expliquer, au vu de la carte de H. Jäckli (1962), par des phénomènes de transfluence du glacier de l'Arve lors du maximum wurmien, *via* Saint-Sigismond - col des Gets d'une part, *via* le Risse - col de Jambaz d'autre part.

GLy. Glacio-lacustre de barrage (maximum wurmien). Des argiles lacustres, des terrasses conglomératiques, noyant des vallums morainiques, s'observent de Saint-Jean-d'Aulps à Seytroux, sur les deux rives de la Dranse, jusqu'à des altitudes avoisinant 900 m (Cifali, 1965, qui mentionne la trouvaille de bois fossiles). Ces dépôts prolongent ceux de même nature connus au Biot et plus à l'aval jusqu'au Jotty (feuille Thonon : GLW₁₋₂), accumulés dans un lac formé à la faveur du retrait du glacier de la Dranse, alors que celui du Rhône, à la fin de son maximum, barrait encore la vallée (Burri, 1963). Au défilé des Tines (tunnel routier en aval de Saint-Jean), exemple classique (Lugeon, 1901) d'ancienne vallée comblée par ces alluvions glacio-lacustres, alors que le cours actuel de la Dranse s'est taillé une étroite gorge épigénétique dans les Couches rouges, à une vingtaine de mètres à peine plus à l'Ouest.

Un autre lac de barrage devait occuper la basse vallée du Brévon dans des conditions analogues; ses dépôts empiètent sur la feuille Samoëns jusqu'en amont de Bellevaux.

GLFy. Périglaciaire de retrait lacustre à fluviale (Tardiglaciaire). Dans l'angle sud-ouest de la feuille, un système étendu de terrasses emboîtées s'étage le long des cours inférieurs du Giffre (dès l'aval de Taninges) et du Risse, ainsi que, plus haut, dans la région du large interfluve séparant ces deux cours d'eau entre les bassins de Mieussy et d'Onnion (seuil de Saint-Denis, environ 850 m). Quelques exploitations pratiquées dans ces terrasses révèlent des dépôts gravelo-sableux à stratification tantôt régulièrement inclinée, de type deltaïque (p. ex. gravière de Fauge à Pont-du-Risse), tantôt plus capricieuse, de type fluviale ou cône d'épandage proglaciaire (région de Mieussy : Anthon, Vivier, Dessy, etc.) ; les glissements de la région d'Onnion trahissent, quant à eux, la présence probable d'argiles lacustres.

Diversement interprété en termes de comblement fluviale d'anciens talwegs successifs du Giffre, avant sa capture définitive par l'Arve *via* la cluse de Pont-du-Giffre (cf. Nordon, 1927 ; Perret, 1931), ce dispositif en terrasses pourrait en fait être entièrement tardiglaciaire (Dorthe-Monachon, 1986) : il traduirait l'abaissement saccadé de plans d'eau retenus contre les flancs des glaciers en régression de l'Arve ou du Giffre (ou leurs langues de difffluence), situation rappelant l'édification des terrasses de Thonon (Gagnebin, 1937).

D'autres étapes de ce retrait ont laissé quelques vestiges, d'altitude plus élevée, sous forme de banquettes alluviales dans les versants du Foron de Taninges (Sur-Magnin, Avonnex, Rond-Fry, la Villia).

On peut d'autre part rapporter à des stades de retrait du glacier de la Dranse les belles terrasses alluviales emboîtées à matériel graveleux, sableux et argileux de milieu lacustre et fluviatile, noyant le pied des versants morainiques dans les environs de Morzine, Montriond, Essert-la-Pierre, Essert-Romand ; les sédiments proglaciaires se seraient déposés, dans ce cas, dans un lac déterminé par des éboulements à hauteur du resserrement de la Corbassière, en aval d'Essert-la-Pierre (Joukowsky et Gagnebin, 1945) ; des accidents « tectoniques » – failles à rejet décimétrique ou métrique, flexures, microplis – mis au jour dans les exploitations (Gidon, 1961 ; Maire, 1962 ; Rheiner, 1971), témoignent de l'origine périglaciaire de ces sédiments (fusion de glaces mortes ?).

Jz. Cônes de déjection. Surtout développés le long de la vallée du Giffre, les cônes de déjection y affectent des formes et dimensions variées, selon les conditions locales de place disponible, de proximité et relief de la zone d'alimentation, de composition du matériel accumulé : cônes surbaissés et larges comme celui du Foron à Taninges ou celui du Giffre lui-même à Marignier ; cône plus pentu et canalisé comme celui du Clévieux au Pied-du-Crêt (le Latay), réputé pour ses « ovaïles » dévastatrices alimentées de flysch (cf. Perret, 1931) ; cône élevé et multiple comme celui très spectaculaire de la Méridienne ou des Pas-Nais, à l'entrée du cirque de Fond de la Combe (Lombard, 1936), périodiquement augmenté d'importants éboulements (cône mixte) issus des hautes parois de Malm qui le dominant directement (p. ex. en 1961 ; Uselle, 1963).

Parmi les cônes plus modestes du reste de la feuille, on en relèvera certains dont le pied semble au moins partiellement ennoyé par les systèmes de terrasses tardiglaciaires (Dranse de Montriond, Matringes près Mieussy, etc.). On a cependant renoncé à distinguer entre cônes de déjection stabilisés (« anciens ») et cônes vifs.

Fz. Alluvions fluviatiles et torrentielles récentes. Des matériaux de remplissage probablement fins, limono-argileux, colmatent quelques fonds de vallons étagés à divers niveaux, au gré de la présence de gradins rocheux ou seuils d'autre nature, et sont à rapporter à la partie distale des cônes de déjection torrentiels, auxquels ils se raccordent parfois.

Les sables et graviers de la plaine alluviale du Giffre, entre Samoëns et Taninges, constituent un bel exemple d'appareil fluviatile tressé, encore relativement peu touché par les exploitations ou autres travaux d'aménagement.

T. Marais, tourbières. Quelques marais ou prairies marécageuses sont installés dans des dépressions à substrat imperméable : remplissages

alluvionnaires anciens (p. ex. Verrasson près Ley) ou récents (les Plagnes sur le Malève), lac comblé (Sommand : anciennes exploitations de tourbe), moraine argileuse (les Mouilles s/Terramont : idem), flyschs divers (plateau des Gets), etc.

ℳ. **Tufs calcaires.** Sans être rares, ces dépôts liés aux sources ne forment cependant que peu d'amas cartographiables : dans la vallée du Risse (au Sud d'Onnion, et entre Pont-du-Risse et Pont-du-Giffre : traces d'exploitation) en liaison avec les cailloutis de retrait ; à Plonnex (vallée du Giffre) et à Sassey (fond du val de Morgins) à proximité du Trias basal de la Brèche.

Rappelons encore que certains encroûtements de tuf sont étroitement associés à des affleurements de cargneule, les faciès de ces deux types de roches étant par ailleurs très proches, et donc les confusions fréquentes (cf. Jeanbourquin, 1986, 1988).

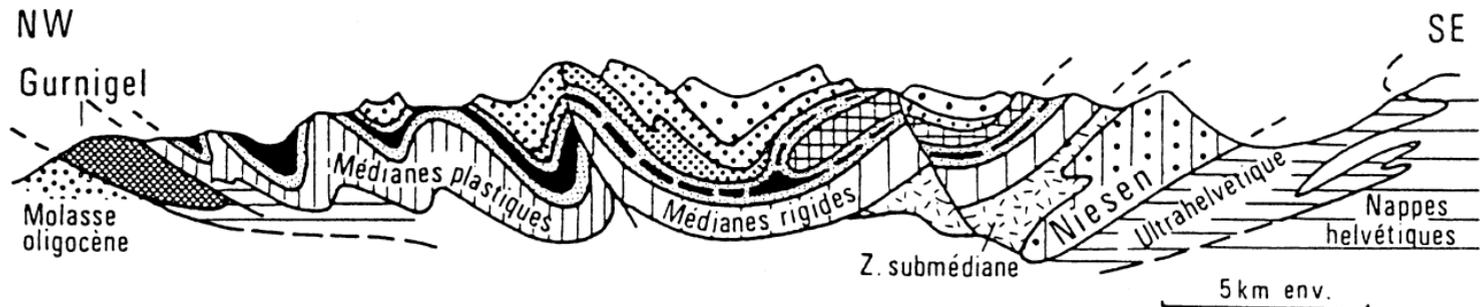
Ez, Eb. **Éboulis, éboulements.** Conséquence du relief vigoureux et tourmenté de la région, les **éboulis** sont abondants sur le territoire de la feuille Samoëns, surtout concentrés bien sûr au pied des escarpements de roches résistantes : Brèche inférieure et supérieure, Malm des Médiannes, Malm et Urgonien des plis helvétiques. Là encore, éboulis stabilisés (« anciens ») et éboulis vifs ont été réunis cartographiquement, sur des critères morphologiques, sous la même teinte. Il est souvent difficile de distinguer entre éboulis à très gros blocs (alimentés par des chutes de blocs intermittentes) et éboulements vrais, résultant d'effondrements rocheux en masses. Aussi a-t-on choisi un figuré en surcharge (gros points) sur la teinte éboulis, en général sans délimitation précise.

Parmi les **éboulements** caractérisés citons celui, non daté, issu de la Brèche supérieure sous la pointe de Nantaux et qui retient les eaux du lac de Montriond ; celui, historique (XIX^e siècle), de Vers-Lard (Lias calcaire des Médiannes), dont le souvenir est rappelé par la chapelle des Innocents ; enfin plusieurs éboulements de Brèche dans le haut val d'Abondance : Très-les-Pierres, les Masses, et récemment aux ardoisières de la cascade de l'Entre ou des Esserts (30 000 m³ ayant obstrué la route D 228 le 30 mars 1986 ; observation P. Broquet).

Glissements, tassements. Les terrains d'âges variés à composante argileuse prédominante ou importante sont le lieu de manifestations d'instabilité superficielle, ou en engendrent dans les matériaux qui les jouxtent ou les surmontent. On trouvera leur description dans le chapitre « Risques naturels ».

Des **glissements de terrain**, tantôt bien caractérisés et délimités, tantôt plus diffus (et alors cartographiés en surcharge sur la teinte de leur substrat), affectent ainsi diversement des moraines argileuses, des argiles glacio-lacustres, les schistes à blocs (wildflyschs), les alternances grésoschisteuses

① Préalpes romandes



② Préalpes chablaisiennes

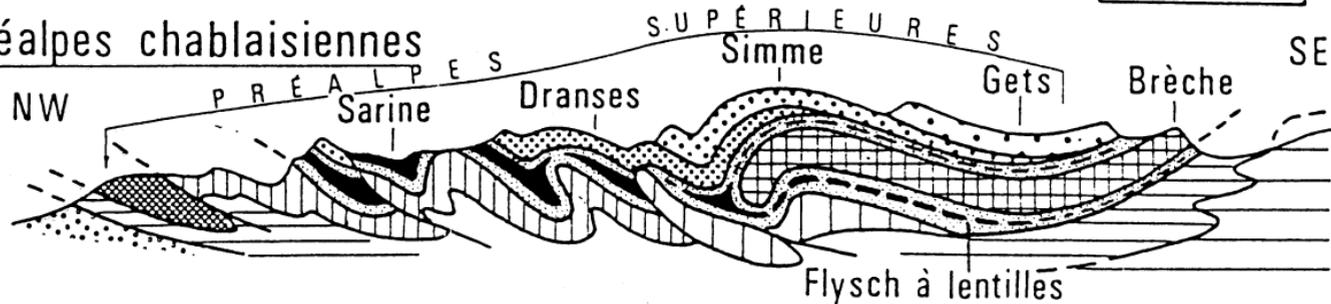


Fig. 5 - Coupes générales des Préalpes chablaisiennes et romandes, pour comparaison
(d'après Caron, 1979, in Kerckhove et al., 1980)

des flyschs, les ensembles à dominante schisteuse tels que Schistes inférieurs et dans une moindre mesure Schistes ardoisiers de la Brèche, schistes de la Série du Fouyet (nappe de la Simme), Dogger de type Arveyes (Mélange infrapréalpin), etc.

Selon les circonstances, des terrains de nature résistante peuvent être entraînés sur les pentes sans subir de dislocations notables, formant des masses en **tassement**.

TECTONIQUE ET GÉODYNAMIQUE

La répartition générale des différentes unités rencontrées sur la feuille Samoëns a été esquissée en introduction de la notice, et l'une ou l'autre particularité d'ordre structural évoquée, au passage, dans les chapitres de descriptions stratigraphiques. Leurs relations réciproques, leur place dans l'édifice préalpin, sont rappelées dans la figure 5. Il ne peut entrer en ligne de compte de passer en revue par le détail les structures individuelles de diverses sortes, présentes dans chacune de ces unités, sans dilater exagérément le volume de la notice. La description tectonique se ramènera donc à rappeler les grandes lignes de l'évolution structurale de la région, soulignée par quelques événements, dont certains ont laissé des traces directement lisibles dans les déformations des roches ou dans l'empilement des unités, alors que d'autres ne sont plus reconnaissables que par leurs effets sur la sédimentation.

Les événements de cette histoire structurale peuvent se regrouper en trois étapes ou « phases » principales, dont les limites peuvent d'ailleurs se chevaucher assez largement :

- phases *synsédimentaires* (« paléotectonique »), mouvements de nature surtout distensive, puis premiers mouvements compressifs ;
- phases de *mise en place*, constitution de la pile de nappes (accrétion compressive et/ou gravitaire) ;
- phases de *structuration définitive*, déformations « postnappe », soulèvements.

PHASES SYNSEDIMENTAIRES

Les seules traces « structurales » reconnaissables avec certitude sont des discordances angulaires traduisant des basculements de compartiments ; alors que les paléofailles (dont ces basculements sont une des résultantes) ne sont généralement pas identifiables comme telles, mais sont mises en évidence par leur signature dans l'enregistrement sédimentaire : production de brèches, individualisation de bassins et seuils, etc. (Remarquons que certaines de ces failles sont peut-être conservées, mais méconnaissables car réutilisées lors de phases ultérieures : décollements, chevauchements.)

Ainsi l'évidence la plus manifeste de l'existence, à la marge interne du seuil briançonnais, d'un système durable de failles distensives et décrochantes (transtension) est fournie indirectement par la puissante accumulation sédimentaire de la Brèche, alimentée en matériel détritique de façon intermittente pendant pratiquement tout le Jurassique.

Ci-après sont énumérés, par unité, quelques autres témoins de structuration synsédimentaire (inventaire non exhaustif !).

Nappes supérieures

Ophiolites et fragments granitiques de la nappe des Gets : traces d'océanisation (spreading), dès le Jurassique moyen.

Brèche

Outre le corps sédimentaire de la Brèche dans son ensemble, déjà mentionné, blocs géants et faciès chaotiques frontaux indiquant la proximité d'escarpements de failles actives.

Préalpes médianes

De façon générale, individualisation progressive de plusieurs bassins et seuils différenciés ayant fonctionné à des époques variables, en régime distensif (rifting) puis compressif.

Dans le détail, citons les érosions et discordances angulaires du seuil nord-briançonnais (chaînon de la Haute-Pointe ; localement avec karstification), du bassin des Couches à *Mytilus* (Vésine), du seuil « ultra-briançonnais » (Mine-d'Or), signes d'épisodes distensifs au Dogger ; ou encore les complexités des « transgressions » des Couches rouges sur des substrats variés, traduisant probablement les premiers mouvements compressifs alpins dès le Crétacé supérieur.

Unités delphino-helvétiques

Tectonique distensive anté-berriasienne dans le parautochtone : discordance angulaire avec hardground (val d'Illiez).

Discontinuité fini-urgonienne : fissures « pré-Gault » dans l'Urgonien de la nappe ; faible discordance dans l'autochtone.

Tectonique (distensive ?) anté-éocène à éocène : Nummulitique transgressif sur le Sénonien (nappe), sur l'Hauterivien (parautochtone), sur différents termes du crétacé (autochtone) : situation interprétable en distension-soulèvement flexural d'avant-pays, répercutant des structurations en cours dans les unités internes.

Premiers épisodes compressifs, Oligocène inférieur : niveaux détritiques et mégablocs interstratifiés dans les marnes à foraminifères (flanc renversé de la nappe), ou reposant sur des niveaux mésozoïques redressés voire renversés (parautochtone) : rejeu en compression des accidents distensifs (anté-) éocènes ?

Arrivée imminente des unités internes, Oligocène inférieur à moyen : turbidites de la Formation du val d'Illeiz.

PHASES DE MISE EN PLACE

On peut regrouper la suite d'événements progressant des zones internes vers l'avant-pays, pour aboutir à la pile de nappes dans sa position actuelle (cf., entre autres, Caron *et al.*, 1989 ; Jeanbourquin *et al.*, 1992 ; Matter et Homewood, 1980 ; Mercier de Lépinay, 1981 ; Trümpy, 1980), en trois épisodes.

1) Après subduction du plancher océanique liguro-piémontais, constitution du système imbriqué de nappes supérieures, du Crétacé supérieur à l'Éocène, par **accrétion** (oblique ?) contre la marge sud-téthysienne en surrection (? Brèche du Crot), avec formation de mélanges ou olistostromes internes (Série des Perrières, Série de la Manche).

Du point de vue structural, peuvent être rapportés à cette phase le métamorphisme « anchi » (schistes « satinés ») de la Série des Perrières, et probablement une grande partie des intenses déformations plicatives affectant les unités du sommet de l'édifice préalpin.

2) **Translation** (gravitaire ?) de l'ensemble ainsi constitué sur les domaines prépiémontais et briançonnais *s.l.* (et peut-être valaisan et sudhelvétique : nappe du Gurnigel), précédée (mécanismes sédimentaires) et/ou accompagnée (mécanismes tectoniques) de la formation du **Mélange supérieur** : Complexe chaotique de la Brèche, Flysch à lentilles sur les Médiannes. Ce transfert a dû s'opérer durant l'Éocène, d'après l'âge des éléments les plus jeunes englobés dans le Complexe chaotique (Éocène inférieur probable), et l'âge du Flysch schisto-gréseux des Médiannes précédant le Flysch à lentilles (Éocène moyen, voire supérieur).

Les traces du passage de cette surcharge se marquent dans l'unité sous-jacente de la Brèche par des plis d'échelle métrique à décamétrique systématiquement déversés vers l'extérieur, parfois isoclinaux, accompagnés d'une schistosité plan-axiale pénétrative dans les niveaux schisteux (Schistes inférieurs, Schistes ardoisiers), espacée (dissolution) dans les niveaux calcaires (p. ex. Brèche supérieure). Ces plis, particulièrement visibles dans les secteurs distaux (Alpes noires), mais qui s'observent en fait sur toute l'étendue de la nappe, sont connus et décrits depuis longtemps

(Lugeon, 1896 ; Mercier de Lépinay, 1981 ; Schroeder, 1939), mais n'ont guère été analysés systématiquement du point de vue mécanique.

Des structures de signification analogue ne sont pas identifiables avec certitude dans les Médiannes, si ce n'est éventuellement les schistosités particulièrement développées dans les Couches rouges ; rappelons en outre que B. Kübler *et al.* (1979), puis J. Mosar (1988) ont mis en évidence un métamorphisme transporté, atteignant la limite anchizone-épizone dans la partie arrière des Médiannes, qui pourrait être attribué à la même cause.

3) **Décollement des couvertures prépiémontaises et briançonnaises s.l.** (portant sur leur dos leur surcharge d'origine interne), sous l'effet de la déformation de leur substratum (raccourcissement crustal engendrant les nappes penniques), suivi de leur **charriage** (gravitaire ?), dès l'Éocène terminal et durant l'Oligocène, sur la série nord-helvétique en voie de structuration.

Corrélativement à ce transfert, constitution, sous les unités charriées – désormais nappes de la Brèche et des Préalpes médianes –, du **Mélange infrapréalpin** ; celui-ci englobe de haut en bas des éléments de plus en plus externes, dispositif qui reflète l'implication progressive des zones successivement chevauchées par l'ensemble allochtone. La part de mécanismes sédimentaires ou tectoniques allouée à l'élaboration de ce mélange varie selon les auteurs : olistostrome complexe terminant la sédimentation du bassin delphino-helvétique, à peine scindé par un décollement tardif (Mercier de Lépinay, 1981) ; mélanges tectoniques chevauchant un olistostrome basal « canalisé » dans des « paléocanyons » oligocènes (Mayoraz *et al.*, 1988) ; empilement chaotique résultant avant tout d'écaillages tectoniques, en contact anormal sur le Tertiaire nord-helvétique *pro parte* (Jeanbourquin *et al.*, 1992).

Il n'est pas facile de mettre en évidence les empreintes structurales laissées par cette phase principale de mise en place des nappes préalpines dans ces nappes elles-mêmes, affectées d'une structuration postérieure importante. Citons tout de même la **tête anticlinale de la nappe de la Brèche**, telle qu'on peut l'observer par exemple, avec son amorce de flanc inverse, au mont de Grange (sur la feuille Thonon ; Chessex, 1959), à l'avant de l'inflexion anticlinale bordant au Nord le corps principal de la nappe.

Il faut relever ici que la notion de « pli frontal de la Brèche » a pris avec le temps un sens quelque peu ambigu : pour M. Lugeon (1896), le « pli frontal » désignait la tête anticlinale (plongeante) séparée du reste de la nappe par une voûte anticlinale (enveloppant son « pli de Trébante »), structure évidemment plus tardive (complémentaire de la vasque synclinale de la nappe) et qui peut se suivre de la frontière franco-suisse au Roc d'Enfer ; par la suite, c'est cette dernière structure qui a souvent été désignée par

« pli frontal » (p. ex. Plancherel, 1990 ; Weidmann, 1972) ; les deux structures ne sont pourtant pas de même génération ni de même signification, et doivent être clairement distinguées l'une de l'autre dans le sens établi par M. Lugeon ; nous proposons « tête anticlinale » pour la première, « inflexion (ou voûte) anticlinale » pour la seconde.

Sur la feuille Samoëns, la charnière de la tête anticlinale (pour autant qu'elle existe) nous est cachée en profondeur, mais les cascades de plis de grande envergure observables dans le flanc nord de l'inflexion anticlinale frontale, au pic de la Corne et au Roc d'Enfer (Gagnebin, 1940), en sont peut-être les signes avant-coureurs.

Dans le Mélange infrapréalpin, on peut rapporter à cette phase de charriage les intenses cisaillements de la matrice, quelle que soit la part de processus sédimentaires ayant précédé ces déformations, alors que les plissements des méga-lentilles composites (type Croix de Culet ou pointe de l'Au), peuvent être antérieurs, contemporains, postérieurs, ou encore polyphasés (cf. Bonnard, 1960 ; Jeanbourquin *et al.*, 1992 ; Mayoraz *et al.*, 1988).

Mais c'est sans doute la **structuration principale du domaine delphino-helvétique** en Suisse occidentale et Chablais qui est le résultat le plus tangible de la mise en place des nappes préalpines. Le passage de cette volumineuse surcharge (« chevauchement pennique ») a pu créer les conditions nécessaires, en ambiance anchizonale (cf. Burkhard, 1988), pour le développement des structures de style si contrasté caractérisant la nappe de Morcles : plis proches du type similaire, à flancs étirés et charnières dilatées, affectant les assises jurassiques du cœur de la nappe ; plis de type globalement concentrique, commandés par les calcaires massifs de l'Urgonien armant l'enveloppe crétacée de la nappe ; découplage quasi complet des deux systèmes grâce à la présence des épaisses séries marneuses du Crétacé basal, et entraînement de la portion supérieure vers l'avant.

La même dualité se manifeste dans la déformation cassante : chevauchements d'angle faible affectant les flancs inverses des plis « plastiques » du cœur de la nappe (plis-failles) ; failles plus redressées, inverses ou normales (anciennes ?) décalant les plis de l'enveloppe crétacée.

Dans le parautochtone (val d'Illiez), la déformation se traduit par un intense écaillage accompagné de plis synschisteux complexes, à axes tant longitudinaux que transversaux par rapport aux structures régionales, ou encore courbes (déformation progressive par cisaillement simple induit par la mise en place des nappes ; Papanikolaou, 1982).

Nous ne donnerons pas ici le détail géométrique de toutes ces déformations. Celles de la nappe de Morcles sont interprétables, au demeurant, en termes de structures d'ordres inférieurs – exagérées par les phénomènes de disharmonie – liées à la mégastructure que constitue la nappe. Mais les

choses se compliquent si l'on considère les axes de plis (plis cartographiables de 1^{er} et 2^e ordre) : de NE-SW en venant de l'Est (Dents du Midi - Tenneberge), ils passent progressivement à ENE-WSW le long d'une ligne approximative Pas d'Encel - Fer-à-Cheval, formant dès lors un éventail ouvert à l'Ouest, en même temps que s'instaure un pendage axial qui va s'accroissant en direction du Giffre, et que s'amenuise puis disparaît le flanc renversé de la nappe au niveau du Crétacé, et plus loin du Jurassique (cf. Debelmas et Uselle, 1966 ; Noverraz, 1970). Et déjà se dessinent ainsi les modalités d'une structuration définitive où des déformations guidées par des coulissages subméridiens semblent jouer un rôle important.

STRUCTURATION DÉFINITIVE

L'examen de la carte permet de voir que les contacts de superposition des unités sont fréquemment replissés ou écaillés ensemble, qu'ils sont d'autre part recoupés par d'importants accidents de nature décrochante ou coulissante, la plupart de direction subméridienne, et que ces derniers influencent de façon notable la déformation des unités qu'ils traversent.

On a pu montrer, dans les Préalpes romandes, que de tels accidents transversaux se répercutaient également dans le bassin molassique, en impliquant des dépôts mio-pliocènes (Plancherel, 1979). Par analogie, on interprétera alors le dispositif actuel du lobe chablaisien comme résultant essentiellement de la déformation de la pile de nappes précédemment constituée, sous l'effet d'un sous-charriage tardif (mio-pliocène) de l'avant-pays, dans un contexte coulissant subméridien globalement senestre. Comme dans les Romandes, cette déformation correspondrait à la phase plicative principale des Préalpes médianes.

Les témoins d'une telle structuration « postnappe » ne manquent pas sur la feuille Samoëns :

- « virgation » et resserrement général de toutes les zones du secteur ouest (chaînons des Médiannes, Flysch à helminthoïdes) assortis de : terminaisons de plis en échelon (Hirmente, les Rebelas, rocher d'Ombre), décrochements (la Motte - le Scex-Rouge), décrochevauchements (pointe de la Balme - la Chèvrerie - la Joux - col de Vésine), déversements « centrifuges » (Hirmente - Sur-Don - mont Orche) ;
- imbrications : Lias Gebli/Mélange inférieur/Trias Vésine (secteur Farquet - col de Chavan) ; Mélange inférieur/Médiannes/Mélange supérieur (secteur col de la Ramaz - col de Vésine) ;
- individualisation de la voûte anticlinale frontale de la Brèche et de son complément, la vasque des Gets, replissant à la fois les plis antérieurs affectant la Brèche (plis synschisteux et tête anticlinale), et son substratum relatif de Mélange inférieur et éventuellement Médiannes (fenêtre d'Essert-la-Pierre) ;

- décrochements en relais du vallon de Souvroz - col de Foron, coïncidant avec la fin occidentale de la voûte anticlinale frontale, et de Combafous - les Places - roc des Mais - Verdevant (Lugeon, 1896), formant la limite occidentale de la vasque des Gets proprement dite ;
- accompagnant ces décrochements, plis « transversaux » (NW-SE) du Praz-de-Lys et de Boutigny - Foron (couple synclinal-anticlinal) ;
- inflexions transversales (NW-SE) de la vasque des Gets (transsynclinal de la Dranse, voûte transverse lac de Montriond - vallon des Ardoisières) ;
- système embranché d'accidents décrochants subméridiens au Sud de Saint-Jean-d'Aulps (la Salle - le Buisson - les Adrets, les Places - la Vallette, Essert-la-Pierre - Lesse - Mont-d'Évian), déterminant des secteurs à structure plus ou moins indépendante, dont par exemple le compartiment « en coin soulevé » du Buisson ;
- failles et décrochements complexes du secteur Avoriaz - le Lindaret - pointe des Lanches - les Masses, faisant avancer et abaissant le compartiment oriental crête des Rochassons - crête de Coicon ;
- « étranglement », le long d'une ligne N30°E les Allamands - col de la Golèse - Vigny, des masses de flysch parautochtone du val d'Illiez ;
- arrangement « en échelon » (terminaison ?) des plis du front helvétique le long de cette même ligne ;
- chevauchement oblique (« en sifflet ») du compartiment plus interne Sans-Bet - Pointe Rousse - roc des Suets sur ces mêmes plis ;
- chevauchement final du front helvétique sur le parautochtone et de ce dernier sur l'autochtone, et soulèvement régional dans un contexte d'anchimé-tamorphisme décroissant (documenté par des cristallisations fissurales de quartz ; Mullis, 1976).

La liste pourrait s'allonger. On terminera dès lors en rappelant la phrase de Marcel Bertrand citée par E. Gagnebin (1940) : « ... les plis sont postérieurs aux nappes. »

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

Les bassins

La Dranse, qui se jette dans le Léman, draine la région du Chablais et compte trois affluents principaux qui se rejoignent à Bioge (feuille Thonon) et intéressent plus ou moins directement la feuille Samoëns (Ardestani, 1965 ; Haubert, 1975 ; Sayar, 1966). Il s'agit d'Est en Ouest de :

- la Dranse d'Abondance ;
- la Dranse de Morzine ou du Biot ;
- la Dranse de Bellevaux ou Brévon.

Ce sont là les trois principaux bassins hydrologiques auxquels il faut ajouter celui du Giffre au Sud. Ces bassins comportent quatre ensembles de niveaux aquifères importants : les gypses, dolomies et cargneules du Trias ; les calcaires karstifiés du Jurassique supérieur et du Crétacé ; les flyschs à dominante gréseuse ; les terrains quaternaires. Les réseaux karstiques peuvent être très complexes et mettre en rapport par exemple les systèmes des Dranses de Bellevaux et de Morzine, comme c'est le cas pour la source de Graidon, dans la Brèche (Haubert, 1975).

Dans cet ensemble complexe, on distingue trois familles de sources à chimismes différents : les sources du Trias (sulfatées) ; celles des calcaires karstifiés ; les sources d'un ensemble indifférencié comportant les flyschs et le Quaternaire.

Les ressources en eau, abondantes, sont cependant vulnérables au vu de l'importance des circulations karstiques.

Le karst

Bien développé sur l'ensemble de cette feuille, il concerne particulièrement les séries triasiques, les calcaires de la Brèche, le Malm des Médiannes, les calcaires tithoniens, urgoniens et sénoniens des séries delphino-helvétiques. De nombreuses résurgences sont visibles par exemple à Samoëns (les Fontaines). C'est dans cette région dite du haut Giffre, au Nord-Est de Samoëns, que se trouve le plus profond réseau karstique actuellement connu et exploré au monde : le gouffre Jean-Bernard (- 1 535 m), situé près du lac des Chambres, dans les calcaires urgoniens.

Les dispositifs hydrogéologiques dans le massif du haut Giffre sont très favorables à la karstification ; en effet les circulations sont guidées par des gouttières synclinales qui correspondent au train de plis subparallèles plongeants, d'axe SW-NE, qui se développe dans ce secteur (exemples : vaste synclinal de Criou, synclinaux des vallons des Chambres, de Bossetan, etc.).

Les trois principales cavités ont les coordonnées suivantes (Maire, 1989) :
- gouffre Jean-Bernard (Foillis) : - 1 535 m, dévelop. >18 km (944,75/132,45/2 210 m) ;
- gouffre Mirollda (Criou) : - 1 300 m, dévelop. >11 km (942,70/130,67/1 880 m) ;
- gouffre A3 (Bossetan) : - 550 m, dévelop. > 5 km (943,61/135,02/ 1 696 m).

Les eaux sont bicarbonatées calciques, d'origine nivo-glaciaire pour le gouffre Jean-Bernard alimenté partiellement par les glaciers résiduels de Grand Névé et du Foillis, ou d'origine glaciaire pour l'émergence du Ruan, nivo-pluviale pour les autres sources (Criou, Bossetan, etc.).

La dissolution spécifique est de l'ordre de 90 à 110 m³/km²/an et s'exerce à 90 % en profondeur (Maire, 1989), d'où l'intense développement des gouffres.

Un inventaire complet des autres nombreux gouffres et principales émergences se trouve dans le guide spéléologique du haut Giffre (Maire et Rigaldie, 1984).

En dehors de cette zone, outre des réseaux installés dans les séries calcaires des Médiannes, ajoutons trois cavités, moins connues, dans le domaine de la Brèche (M. Delamette, comm. pers.) :

- gouffre des Hauts-Forts : 943,35/139,75/2 220 m (prof. - 91 m) ;
- émergence des Nantaux : 937,20/144,15/1 450 m (grotte de 100 m de développement) ;
- grotte-perte de Montriond : 937,20/143,80/1 200 m (perte développant 205 m à - 48 m).

Les lacs

Éloignés des centres d'habitation et à peine influencés par l'intervention humaine, ces lacs évoluent dans des conditions naturelles et présentent une diversité prononcée liée à leur origine mais aussi à leur état présent, tels les lacs d'origine glaciaire (Roi, Tavaneuse) ou provoqués par des barrages naturels (Montriond, Vallon). Le plus important est le lac de Montriond (1 060 m) provoqué par un éboulement de gros blocs provenant des niveaux de la Brèche supérieure. Dimensions : longueur 1 320 m, largeur moyenne 253 m, volume maximal 3 millions de mètres cubes après la fonte des neiges, volume minimal 0,5 million de mètres cubes, temps de renouvellement moyen 1 mois. La digue s'avère perméable et permet le transit de l'eau alors que le fond de la retenue, tapissé de moraine, s'avère imperméable. Il s'agit d'un lac oligotrophe dynamique (Serra-Bertral, 1976), de même que le lac de Vallon (1 075 m) dont le temps de renouvellement moyen de l'eau est rapide (10 jours) et qui peut être considéré pendant certaines périodes de l'année (printemps, automne) comme l'élargissement d'un cours d'eau plutôt que comme un lac.

Le lac de Roi (1 659 m) est installé sur les Schistes ardoisiers, à la limite de la Brèche inférieure calcaire : longueur 318 m, largeur moyenne 111 m, profondeur maximale 11,3 m, volume 130 600 m³. Les eaux sont essentiellement renouvelées à la fonte des neiges. Il s'agit d'un lac pseudo-eutrophe. Il diffère du lac de Tavaneuse (1 806 m), de même origine et à même substrat, mais qui est recouvert de glace pendant 8 à 9 mois par an avec une eau présentant un temps moyen de renouvellement de 28 jours. Le lac de Tavaneuse se classe dans la catégorie des lacs typiquement oligotrophes (Serra-Bertral, 1976). Ses caractéristiques morphométriques sont : longueur 237 m, largeur moyenne 91 m, volume 55 647 m³, profondeur maximale 5,9 m.

Toutes les eaux des lacs des Préalpes du Chablais sont de nature bicarbonatée calcique.

SUBSTANCES UTILES

Les ressources minières sur le territoire de la feuille Samoëns sont minimes.

À l'Ouest de Taninges, dans la carrière de Sous-le-Rocher, au sommet du Verrucano sur 70 m d'épaisseur étaient exploités des quartzites azoïques, fins, purs (54 m) et grossiers (16 m) (quartzites *M3*, élément dans le Mélange infrapréalpin), utilisés par les usines du Giffre pour la fabrication du silicium.

Dans le même secteur et sur les rives du Foron en amont de Taninges, cinq mines de charbon ont été exploitées artisanalement, dans une série de grès arkosiques micacés de couleur rouille alternant avec des passées d'argilites et de niveaux charbonneux à plantes du Westphalien supérieur (Schroeder, 1939). Une bonne coupe (90 m) au droit de la confluence du Naufort avec le Foron a fourni de nouvelles plantes du Westphalien A (Septfontaine et Wernli, 1972). Il semble qu'il s'agisse de blocs disjoints de Carbonifère faisant partie d'un wildflysch (Carbonifère *M1*, élément dans le Mélange infrapréalpin).

Dans la nappe de la Brèche, il faut signaler les « ardoisières » exploitant non les Schistes ardoisiers (*S*), mais des calcaires en plaques de l'extrême base de la Brèche supérieure (*Bs*) : quelques-unes, à l'Est de Morzine (« vallée des Ardoisières »), sont encore sporadiquement en activité, en particulier la carrière souterraine des Meuniers qui assure une production locale destinée aux chalets de Montriond, Morzine, Avoriaz. Dans la région de Châtel (la Cascade), les ardoisières ont été progressivement abandonnées.

Les exploitations de matériaux d'utilisation plus courante concernent les calcaires (carrières d'Anthon près de Mieussy, dans le Malm des Médianes ; carrière des Suets dans la Formation de Sommant), et divers dépôts de sables et graviers (p. ex. périglaciaire des terrasses de Pont-du-Risse ou de la région Essert-Romand - Montriond).

De façon plus anecdotique, on rappellera les exploitations anciennes de gypses (en divers points), de tourbe (les Mouilles-sur-Terramont, Sommant), de tuf (Pont-du-Risse), de minerai de fer oolitique callovien (Chalet de Boret dans les Alpes de Sixt) ; l'utilisation épisodique de deux sources sulfurées ferrugineuses, l'une au Sud de Morgins (« l'Eau-Rouge »), l'autre dans le haut val d'Illiez (torrent de Seumont, à l'intersection du chemin montant au col de Coux) ; le captage éphémère d'émanations de gaz naturel à Châtillon (Lillie, 1937) ; enfin les utopiques recherches d'or dans les quartzites de la Mine-d'Or (col de Coux).

RISQUES NATURELS

Les problèmes d'utilisation du territoire sont ceux d'un pays de montagne soumis à une pression touristique en augmentation constante. Les questions primordiales concernent la stabilité des pentes, les crues torrentielles, ainsi que la protection des ressources en eau.

Les principales zones d'instabilité et d'accumulation torrentielle ont été répertoriées au chapitre « Quaternaire et formations superficielles » sous les rubriques « Éboulis, éboulements », « Glissements, tassements », « Cônes de déjection ». Des plans d'exposition aux risques (P.E.R.), ou cartes d'aléas, existent pour les communes de Samoëns, La Côte-d'Arbroz, Châtel, Bellevaux, Morzine, Onnion, Verchaix, Morillon ; d'autres sont en voie d'élaboration (Service R.T.M., Cité administrative, Annecy).

Les glissements caractérisés sont des masses plastiques en déplacement généralement lent (de l'ordre de 10 cm/an par exemple), mais pouvant subir des phases d'accélération importantes (coulées de boue, jusqu'à plusieurs mètres par jour), au gré des variations de leur teneur en eau fonction de conditions météorologiques et climatiques défavorables (pluies persistantes, fonte rapide des neiges), voire dégénérer par fluidisation en laves torrentielles cataclysmiques.

Quelques-uns de ces glissements méritent d'être signalés, pour leurs crises paroxysmales récentes ou mentionnées dans les chroniques, ou en raison de leurs dimensions impressionnantes :

– glissement de Vallon (Bellevaux) en rive droite du Brévon (Moret, 1943, 1945). Coulée de boue dans le ravin de Chauronde, flanc ouest de la pointe de la Gay, déclenchée le 11-12 mars 1943, atteignant en un mois un volume de plus de 2 Mm³ pour une surface en mouvement de 10 ha environ ; une douzaine de bâtiments (habitations, granges, deux scieries) détruits ou endommagés ; création du lac de Vallon, toujours existant. Contexte géologique : dépôts superficiels récents (moraine argileuse, débris de pente) sur Flysch à helminthoïdes au contact d'une zone écaillée complexe réunissant des éléments des Médiannes, du wildflysch, des schistes de la Série du Fouyet, présence éventuelle de Trias gypseux ;

– glissement d'Essert-Danruz, vallon du Jourdil, flanc est de la pointe du Paradis, au printemps 1966 (cf. Gex, 1971). Surface de 180 000 m², débris de pente sur fond de Flysch à helminthoïdes et de schistes du Fouyet, lave torrentielle jusqu'à proximité de la Moussière ;

– glissement de Verchaix, en 1916. Affaissement de l'ensemble du versant (Schistes inférieurs de la Brèche et moraine) entre la Tataz (680 m) et les Replats (1 100 m) ; plusieurs couloirs de réactivation récents ;

– glissement des Turches, sur Samoëns (cf. plan d'exposition aux risques de cette commune), dans les schistes aaléniens du Mélange infrapréalpin ;

– glissements dans le bassin de réception du Clévieux, anciennement surtout en rive gauche, secteur des Allamands - col de la Golèse (Mougin, 1914), trouvant leur origine dans les schistes à blocs du Mélange infrapréalpin : destruction d'un hameau en 1435, une douzaine de laves torrentielles alimentant le cône de Latay répertoriées entre 1729 et 1902 ; actuellement plutôt en versant droit, ravin de Chamossière (schistes à blocs et Flysch marno-micacé de la Formation du val d'Illiez) ;

– autres secteurs comportant des glissements importants : région d'Onnion (glaciolacustre ?, Wildflysch supérieur) ; Grand-Souvroz (Flysch à helminthoïdes, Wildflysch supérieur) ; secteur les Praz - le Criou (schistes du Fouyet, moraine) ; les deux versants de la vasque des Gets (Série des Perrières) ; ravins de la Valentine (Schistes inférieurs de la Brèche, moraine) ; cirque des Crosets et flanc droit du haut vallon de Morgins (Mélange infrapréalpin, moraine).

Des zones de tassement s'observent à la Côte de Theyz (flanc sud-ouest du mont Orche), à Cossin (gorge de la Valentine), au Chalet de la Croix (flanc sud de la pointe de la Golèse), au versant droit du val de Morgins (pied de la Truche), au Nord du Pas de Morgins (sous le roc du Cheval-Blanc et sous le Corbeau).

De façon générale en dehors des secteurs d'instabilité reconnus, stabilité des sols, terrassements et fondations posent des problèmes. La plupart des séries sont tectonisées et recèlent des clivages fossiles, ce qui implique l'utilisation des paramètres résiduels, voire de fluage, lors des calculs de stabilité ; quant aux terrains quaternaires et superficiels, ils comportent fréquemment des sols de qualité médiocre, mal consolidés et peu stables, à l'exception de quelques dépôts morainiques.

À signaler enfin que, sans être important, le risque sismique ne doit pas être négligé : il atteint en Chablais le degré VII sur l'échelle M.S.K. Douze secousses ont été répertoriées en 100 ans, dont cinq d'intensité VII. Les dernières ont été ressenties le 21 mars 1983 à Morzine (intensité IV M.S.K.) et le 3 mai 1984 à Châtillon (magnitude 3,5 sur l'échelle Richter, profondeur 15 km), alors qu'une précédente secousse, qui avait affecté tout le Chablais, (intensité VII), avait son épïcentre dans le massif des Cornettes de Bise (feuille Thonon), provoquant chutes de cheminées et panique à La Chapelle-d'Abondance.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Des descriptions d'itinéraires, comportant panoramas, schémas, détails d'affleurement, points remarquables, sont proposés dans trois guides régionaux.

« **Alpes** » (Debelmas, 1970), *itinéraire 1b* : vallée de la Dranse de Morzine, région d'Avoriaz, région des Gets ;

« **Suisse lémanique, pays de Genève et Chablais** » (Charollais et Badoux, 1990), *itinéraire 8* : vallée de la Dranse de Morzine, front de la Brèche à l'amont de Saint-Jean-d'Aulps, région d'Avoriaz, le Vuargne.

On pourra compléter ces deux itinéraires par un trajet au départ de Morzine ou de Taninges, permettant la visite de localités remarquables, mais plus dispersées :

- coupe du col de la Basse (Caron et Weidmann, 1967 : relations nappe de la Brèche/nappes supérieures), accès par l'Encrenaz (parking au p.c. 1 494) ;
- col de la Ramaz (Mélange infrapréalpin), accès routier par Praz-de-Lys ;
- coupe du col de Cordon (Septfontaine, 1984 : transition bassin sub-briançonnais/seuil nord-briançonnais ; localité-type du Membre du col de Cordon), accès depuis Sommant ;
- coupe des Escaliers de Sommant (Septfontaine, 1984 : faciès coralligènes, paléokarsts ; localité-type de la Formation de Sommant), haut de la route Sommant-Mieussy ;
- cours du Foron de Mieussy (Mélange supérieur), accès depuis le p.c. 782.

« **Le pays du Mont-Blanc** » (Delamette, 1993), *itinéraire 5* : les Alpes de Sixt, du Fer-à-Cheval au glacier de Ruan ; *itinéraire 6* : les Alpes de Samoëns, montagne de Foillis et vallon des Chambres.

Quant à la vallée du Giffre, voie d'accès à la région du haut Giffre, on pourra pallier son absence dans les guides régionaux par le recours à des figures publiées et leur comparaison avec la carte ;

pour le versant rive gauche :

- A. Lombard (1983), fig. 8-12 : photos et schémas région pointe d'Orchez ;
- A. Lillie (1937), planche C : vue schématique de la rive gauche du Giffre ; fig. 6 : les écailles du col de Châtillon ;
- P. Kindler (1988), fig. 14, 20, 23 : croquis d'affleurements du Mélange infrapréalpin (+ divers schémas) ;

pour le versant rive droite :

- M. Lugeon (1896), fig. 11 : dessin du vallon de Geblu sur Matringe ;
- A. Lombard (1940), fig. 1 : photo panoramique du cirque de Sommant ;
- W. Schroeder (1939), frontispice : photo panoramique rive droite ; fig. 9 : photo panoramique Haute-Pointe - Chalune - Roc d'Enfer.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille.

Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Rhône-Alpes, 29 bd du 11-novembre, B.P. 2059, 69616 Villeurbanne cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

BIBLIOGRAPHIE

(Les travaux inédits, en principe consultables sur demande dans les instituts, sont signalés par un astérisque.)

- ACKERMANN A. (1986) - Le Flysch de la nappe du Niesen. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 79, n° 3, p. 641-684.
- ANATRÀ S. (1986)* - Les faciès pélagiques de l'Ultraschweiz entre Arve et Simme. Thèse 884, univ. Fribourg.
- ARDESTANI M. (1965)* - Monographie hydrologique du bassin de la Dranse d'Abondance. Thèse ingénieur-docteur, Paris et C.R.G., Thonon.
- AYRTON S. (1959)* - Étude de la géologie d'un terrain situé dans la région d'Abondance, Haute-Savoie. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- BADOUX H. (1962) - Géologie des Préalpes valaisannes. *Matér. Carte géol. Suisse*, n.s., 113.
- BADOUX H. (1965) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Thonon - Châtel (630). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- BADOUX H. (1975) - L'Urgonien détritique du village des Diablerets. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 68, n° 2, p. 281-284.
- BADOUX H., HOMEWOOD P. (1978) - Le soubassement de la nappe du Niesen dans la région du Sépey (Alpes vaudoises). *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, vol. 74, n° 353, p. 15-23.
- BADOUX H., MERCANTON C.H. (1962) - Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 55, n° 1, p. 135-188.
- BADOUX H., GABUS J.H., MERCANTON C.H. (1990) - Atlas géologique de la Suisse à 1/25 000, feuille 88 : Les Diablerets. Serv. hydrol. géol. nation., Berne.
- BAUCHAU C. (1959)* - Étude géologique de la région du Biot. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- BAUD A. (1972) - Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 65, n° 1, p. 43-55.
- BAUD A. (1987) - Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de St-Triphon (Trias, Préalpes Suisse et France). *Mém. géol.*, Lausanne, n° 1.
- BAUD A., SEPTFONTAINE M. (1980) - Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 73, n° 2, p. 651-660.

- BERNHEIM P. (1962)* - Contribution à l'étude géologique de la région des Gets (Haute-Savoie). Thèse 3^e cycle, Paris.
- BERTHERIN G. (1980)* - Le front de la Nappe de Morcles dans les Dents Blanches de Champéry. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- BERTRAND J. (1970) - Étude pétrographique des ophiolites et des granites du Flysch des Gets (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 23, n^o 2, p. 279-542.
- BERTRAND J., DELALOYE M. (1976) - Datation par la méthode K-Ar de diverses ophiolites du flysch des Gets (Haute-Savoie, France). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 69, n^o 2, p. 335-341.
- BERTRAND M. (1892) - Le Môle et les collines du Faucigny. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* (32), t. 4, p. 1-49.
- BILL M., BUSSY F., COSCA M., MASSON H., HUNZIKER J.C. (1997) - High-precision U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 90, n^o 1, p. 43-54.
- BONNARD L.F. (1960) - Interprétation géologique nouvelle de la Pointe de l'Haut (Morgins, Valais). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 53, n^o 1, p. 143-146.
- BOREL G. (1997)* - Dynamique de l'extension mésozoïque du domaine briançonnais : les Préalpes médianes au Lias. Thèse univ. Lausanne.
- BOUSSAC J. (1912) - Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*
- BUCHS M., SUCHET G. (1988)* - Cartographie de la région de Samoëns - Pointe de Nant-Golon (Haute-Savoie, France). Dipl. dépt. géol. univ. Genève.
- BUGNON S. (1993) - La Formation de Chétillon : « Complexe de base » du Flysch à Helminthoïdes des Préalpes franco-suissees. *Bull. Soc. frib. sci. nat.*, vol. 82, p. 36-50.
- BUGNON S. (1994)* - Les Flyschs à Helminthoïdes des Préalpes franco-suissees. Thèse 1084, univ. Fribourg.
- BURKHARD M. (1988) - L'Hevétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 81, n^o 1, p. 63-114.
- BURRI M. (1963) - Le Quaternaire des Dranses. *Bull. lab. géol. univ. Lausanne*, n^o 142, p. 1-34, et *Mém. Soc. vaud. sci. nat.*, n^o 13.
- CARON C. (1962a) - Sur l'âge du flysch dans la région du Biot (Haute-Savoie, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 255, p. 739-741.
- CARON C. (1962b) - Nouvelles données sur le Flysch à Helminthoïdes des Préalpes du Chablais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 255, p. 3435-3437.
- CARON C. (1963)* - Étude géologique des flyschs préalpains situés entre les Dranses du Chablais. Thèse 3^e cycle, Paris.

- CARON C. (1964a) - Faciès et extension de la Nappe de la Simme entre le Brévon et la frontière franco-suisse (Préalpes du Chablais). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 258, p. 2609-2612.
- CARON C. (1964b) - Remarques sur le Flysch à lentilles de Couches rouges au front de la nappe de la Brèche du Chablais. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 112-113.
- CARON C. (1972) - La Nappe supérieure des Préalpes : subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 65, n° 1, p. 57-73.
- CARON C. (1976) - La Nappe du Gurnigel dans les Préalpes. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 69, n° 2, p. 297-308.
- CARON C., WEIDMANN M. (1967) - Sur les flyschs de la région des Gets (Haute-Savoie). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 60, n° 2, p. 357-398.
- CARON C., HOMEWOOD P., VAN STUIJVENBERG J. (1980) - Château-d'Oex - Gruyères - Jaupnass - Spiez. 3rd day of excursion n° V, Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. In : « Geology of Switzerland, a guidebook ». Basel - New York : Wepf, part B, p. 274-278.
- CARON C., HOMEWOOD P., WILDI W. (1989) - The original Swiss flysch : a reappraisal of the type deposits in the Swiss Prealps. *Earth Sci. Rev.*, vol. 26, p. 1-45.
- CHAIX A. (1913) - Géologie des Brasses (Haute-Savoie). *Ecl. Geol. Helv.*, 12, p. 501-601.
- CHAIX A. (1942) - La géologie du massif d'Hirmente (Haute-Savoie). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 35, n° 2, p. 201-207.
- CHAPALLAZ C. (1970)* - Étude géologique de la région des Avaudrues, Haute-Savoie. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- CHAROLLAIS J., BADOUX H. (1990) - Suisse lémanique, pays de Genève et Chablais. Guides géologiques régionaux, Paris : Masson.
- CHAROLLAIS J., HOCHULI P.A., OERTLI H.J., PERCH-NIELSEN K., TOUMARKINE M., RÖGL F., PAIRIS J.L. (1980) - Les Marnes à Foraminifères et les Schistes à *Meletta* des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 73, n° 1, p. 9-69.
- CHAROLLAIS J. *et al.* (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Annecy - Bonneville (678). Orléans : BRGM.
- CHESSEX R. (1959) - La géologie de la haute vallée d'Abondance (Haute-Savoie, France). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 52, n° 1, p. 295-400.
- CIFALI G. (1965)* - Étude géologique de la région St-Jean-d'Aulph - Roc d'Enfer. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- CLÉMENT J.P. (1986)* - Les sédiments pélagiques de la Nappe de la Simme (Préalpes Romandes). Thèse 906, univ. Fribourg.
- COLLET L.W. (1943) - La Nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Maté. Carte géol. Suisse*, n.s., 79.

- COLLET L.W. (1952) - Autochtone, parautochtone et Nappe de Morcles à l'ouest du massif des Aiguilles-Rouges. Notice expl. feuille 24 : Finhaut. H. Atlas géol. Suisse à 1/25 000, p. 8-18.
- COLLET L.W., LILLIE A. (1938) - Le Nummulitique de la Nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 31, n° 1, p. 105-123.
- COLLET L.W., LOMBARD A. (1928) - Sur la présence du plan de chevauchement de la Nappe de Morcles dans le Fer-à-Cheval. *C. R. Arch. Sci. phys. nat.*, vol. 45, n° 2, p. 117-118.
- COLLET L.W., LOMBARD A., OULIANOFF N., PARÉJAS E.R. (1951) - Feuille 525 : Finhaut, avec partie limitrophe de la feuille 525bis : Col de Balme. Atlas géol. Suisse à 1/25 000. Comm. géol. suisse.
- CUENOUD J.C. (1963)* - Étude géologique des nappes de la Brèche et des Préalpes médianes et de leur contact dans la région Roc d'Enfer - Haute-Pointe (Haute-Savoie). Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- DALL'AGNOLO S. (1991)* - Geologie zwischen Val d'Illicz und Val de Morgins. Dipl. inst. géol. univ. Fribourg.
- DALL'AGNOLO S. (1997)* - Die Kreide und das Tertiär der Brekziendecke in den französischen und schweizerischen Voralpen : Stratigraphie, Sedi-mentologie und Geodynamik. Thèse 1146, univ. Fribourg.
- DASEN E. (1962)* - Étude géologique de la région NE de Morzine. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- DEBELMAS J. (1970) - Alpes (Savoie et Dauphiné). Guides géologiques régionaux, Paris : Masson.
- DEBELMAS J., USELLE J.P. (1966) - La fin de la Nappe de Morcles dans le massif du Haut-Giffre. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, VIII, p. 337-343.
- DELAMETTE M. (1988)* - L'évolution du domaine helvétique entre Bauges et Morcles, de l'Aptien supérieur au Turonien : séries condensées, phosphorites et circulations océaniques (Alpes occidentales franco-suissees). Thèse univ. Genève, n° 2237, 316 p.
- DELAMETTE M. (1993) - Le pays du Mont-Blanc. Ed. GAP.
- DORTHE-MONACHON C. (1986)* - Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute-Savoie, France). Thèse (Lettres), univ. Lausanne.
- DUCLOZ C. (1944) - Le Flysch des Dents du Midi (Valais). *Arch. Soc. phys. hist. nat.*, vol. 26, fasc. 1-2.
- EGGENBERGER D. (1978)* - Étude géologique des Préalpes dans la région du Roc d'Enfer, Pointe de Vésine, Praz-de-Lys (Haute-Savoie). Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C., WEIDMANN M. (1966) - Sur la prolongation ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme *s.l.* des Préalpes romandes et chablaisiennes. Bull. lab. géol. univ. Lausanne, n° 167, et *Arch. Sci.*, Genève, vol. 19, n° 3, p. 279-377.

- ESCHER J.C. (1967)* - Étude géologique d'un terrain situé sur la rive droite du Giffé entre Taninges et Matringes (Haute-Savoie, France). Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- FAVRE A. (1859) - Mémoire sur les terrains liasique et keupérien de la Savoie. Mém. Soc. phys. hist. nat. Genève, XV, 92 p. FLÜCK W. (1973) - Die Flysche der praealpinen Decken im Simmental und Saanenland (Geologie, insbesondere Sedimentologie). *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N.F., 146. Lief.
- GAGNEBIN E. (1928) - Les Préalpes internes dans la région de Champéry (Valais). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 21, n° 2, p. 351-356.
- GAGNEBIN E. (1932) - Sur la présence de Gault dans la Nappe de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 194.
- GAGNEBIN E. (1934) - Feuille 8 : St-Maurice. Atlas géol. Suisse à 1/25 000. Comm. géol. suisse.
- GAGNEBIN E. (1937) - Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. *Bull. lab. géol., univ. Lausanne*, n° 58, p. 1-82.
- GAGNEBIN E. (1940) - Le front de la Nappe de la Brèche et les plis des Préalpes médianes entre la Haute Pointe et le Roc d'Enfer (Haute-Savoie). *Bull. lab. géol. univ. Lausanne*, n° 68, et *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, vol. 61, p. 1-22.
- GEX P. (1971)* - Géologie de la région St-Jean-d'Aulph - Roc d'Enfer. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- GIDON M. (1961) - Deux cas d'accidents tectoniques dans des formations quaternaires récentes des Alpes françaises (Isère et Haute-Savoie). *Trav. lab. géol. fac. sci. Grenoble*, 37, p. 89-91.
- GILLI C. (1992)* - Un Mudmound bathonien dans les Préalpes médianes : sédimentologie, paléontologie et pétrographie. Dipl. ès sci. Terre, univ. Genève.
- GODEL M. (1959)* - Étude géologique de la région de Bellevaux (Haute-Savoie). Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- GODEL M. (1965) - Géologie des environs de la Croix de Culet, Val d'Illiez, Valais. *Matér. Carte géol. Suisse*, n.s., 123, p. 1-51.
- GONET O. (1961)* - La géologie des environs de St-Jean-d'Aulph. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- GORIN G., JAN DU CHÈNE R. (1972) - Le Carbonifère de Taninges (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 25, n° 1, p. 129-148.
- GROBET D. (1968)* - Étude géologique du massif de la Pointe d'Orchez. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- GUILLAUME A., BERNHEIM P., HAAS J. (1962) - Le pays du flysch dans le secteur des Gets (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 269, LIX, p. 107-125.

- GUILLAUME M. (1986)* - Révision stratigraphique des Couches rouges de la nappe des Préalpes médianes romandes. Thèse 910, univ. Fribourg.
- GUILLAUME H. (1957) - Géologie du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). *Matér. Carte géol. Suisse*, n.s., 104.
- HAAS J. (1964)* - Contribution à l'étude géologique des régions des Gets et de Morzine (Haute-Savoie). Thèse 3^e cycle, Paris.
- HABLE R. (1997)* - Biostratigraphie, Sedimentologie und paläogeographische Entwicklung der Préalpes médianes des Chablais (Haute-Savoie) vom Apt bis Unter-Eozän. Thèse 1166, univ. Fribourg.
- HAUBERT M. (1975)* - Bilan hydrochimique d'un bassin versant de moyenne montagne : la Dranse de Bellevaux (ou Brévon), Haute-Savoie. Thèse 3^e cycle, univ. Pierre-et-Marie-Curie, Paris et C.R.G., Thonon.
- HEINZ R., ISENSCHMID C. (1988) - Mikrofazielle und stratigraphische Untersuchungen im Massivkalk (Malm) der Préalpes médianes. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 81, n° 1, p. 1-62.
- HENDRY H.E. (1969)* - Sedimentary studies in the Nappe de la Brèche, French Alps. Ph.D., Edinburgh Univ.
- HENDRY H.E. (1972) - Breccias deposited by mass flow in the Breccia Nappe of the French Prealps. *Sedimentology*, vol. 18, n° 3/4, p. 272-292.
- HOMEWOOD P. (1974) - Le flysch du Meilleret (Préalpes romandes) et ses relations avec les unités l'encadrant. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 67, n° 2, p. 349-401.
- HOMEWOOD P. (1976) - Sur les faciès des flyschs ultrahelvétiques dans les Préalpes internes romandes. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 69, n° 2, p. 281-295.
- HOMEWOOD P., ACKERMANN T., ANTOINE P., BARBIER R. (1984) - Sur l'origine de la nappe du Niesen et la limite entre les zones ultrahelvétique et valaisanne. *C. R. Acad. Sci*, Paris, t. 299, sér. II, n° 15, p. 1055-1059.
- JÄCKLI H. (1962) - Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 55, n° 2, p. 285-294.
- JACQUES C. (1989)* - Géologie de la Nappe de la Brèche dans la région de la Pointe d'Angolon (Haute-Savoie, France). Dipl. lab. géol. univ. Genève.
- JAFFÉ F.C. (1955) - Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets (Chablais, Haute-Savoie). *Bull. suisse minéral. pétr.*, vol. 35, n° 1, p. 1-150.
- JEANBOURQUIN P. (1986)* - Les cornieules polymictes des Préalpes internes et de l'Autochtone helvétique en Suisse romande. Thèmes choisis liés aux cornieules en général. Thèse univ. Lausanne.
- JEANBOURQUIN P. (1988) - Nouvelles observations sur les cornieules en Suisse occidentale. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 81, n° 2, p. 511-538.
- JEANBOURQUIN P. (1994) - The lower Penninic nappes in the western Alps : the link between Helvetic and Penninic. *J. Struct. Geology*, vol. 16, n° 6, p. 895-898.

- JEANBOURQUIN P., KINDLER P., DALL'AGNOLO S. (1992) - Les mélanges des Préalpes internes entre Arve et Rhône (Alpes occidentales franco-suissees). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 85, n° 1, p. 59-83.
- JEANNET A. (1912/13-1918) - Monographie géologique des Tours d'Aï. *Matér. Carte géol. Suisse*, n.s., vol. 34.
- JOUKOWSKY E., GAGNEBIN E. (1945) - L'altitude moyenne des vallées et le retrait des glaciers des Dranses de Savoie. *Bull. lab. géol. Lausanne*, n° 81, et *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, vol. 63, n° 263, p. 1-21.
- KERCKHOVE C., CARON C., CHAROLLAIS J., PAIRIS J.L. (1980) - Panorama des séries synorogéniques des Alpes occidentales. In A. Autran, J. Der-court (éds) : « Évolutions géologiques de la France ». *Mém. BRGM*, n° 107, p. 234-255.
- 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, t. 303, sér. II, n° 19, p. 1725-1730.
- KINDLER P. (1987) - Découverte de calcaires « sublithographiques » paléocènes dans l'Ultrahelvétique de Haute-Savoie (France). Conséquences sédimentologiques, stratigraphiques et paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 304, sér. II, n° 19, p. 1201-1204.
- KINDLER P. (1988) - Géologie des wildflyschs entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Publ. dépt. géol. univ. Genève*, 6, p. 1-134.
- KINDLER P., UJETZ B., CHAROLLAIS J., WERNLI R. (1995) - Submarine re-sedimentation of Cretaceous deposits during the Palaeogene : the « Formation grésoglaucconieuse » from the Ultrahelvetic Prealps (Haute-Savoie, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 166, n° 5, p. 507-515.
- KNOFF D. (1962)* - Étude géologique d'un terrain allant du Col de Coux à Samoëns en Haute-Savoie. *Dipl. lab. géol. univ. Lausanne*.
- KÜBLER B., PITTION J.L., HEROUX Y., CHAROLLAIS J., WEIDMANN M. (1979) - Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute-Savoie). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 72, n° 2, p. 347-373.
- LABOULAYE R.L. (DE) (1961)* - Étude géologique de la région Roc d'Enfer - St-Jean-d'Aulph. *Dipl. lab. géol. univ. Lausanne*.
- LANTERNO E. (1953) - Étude géologique des environs de Champéry (Val d'Illiez, Valais, Suisse). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 6, n° 6, p. 295-376.
- 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 949, univ. Fribourg.
- LEMOINE M. (1961) - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 2, 4/3, p. 163-180.

- LEMOINE M. (1967) - Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. *Geol. Rundschau*, vol. 56, n° 1, p. 320-335.
- LILLIE A. (1937) - Les Préalpes internes entre Arve et Giffre. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 9/3, p. 1-70.
- LILLIE A. (1939) - Sur la Nappe du Laubhorn et le Flysch entre le Col de Coux et Morgins. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 32, n° 1, p. 25-30.
- LILLIE A., SCHROEDER W. (1937) - Le Nummulitique du vallon des Chambres (Nappe de Morcles, Alpes de Samoëns, Haute-Savoie). *C.R. Soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 54, n° 3, p. 124-127.
- LOMBARD And. (1940) - Les Préalpes Médiannes entre le Risse et Somman (vallée du Giffre, Haute-Savoie). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 33, n° 1, p. 53-178.
- LOMBARD And. (1983) - Géologie du Môle et de la Pointe d'Orchez (vallée du Giffre, Haute-Savoie, France). Publ. dépt. géol. paléont. univ. Genève, n° 3.
- LOMBARD And., SCHROEDER W. (1939) - Faciès peu connus du Crétacé supérieur des Préalpes médianes. *C.R. Soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 56, n° 2, p. 76-79.
- LOMBARD Aug. (1932) - Géologie de la région du Fer-à-Cheval (Sixt, Haute-Savoie). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 25, n° 2, p. 163-198.
- LOMBARD Aug. (1936) - Les formations quaternaires du Giffre Bas (Haute-Savoie). *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 9/2, p. 209-220.
- LOMBARD Aug., LAURENT R. (1963) - Âge et nature du Flysch de la région de Mieussy (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 16, n° 1, p. 173-178.
- LOUP B. (1987)* - Géologie du Haut Val d'Illicz sur la transversale de Champéry. Dipl. inst. géol. univ. Fribourg.
- LUGEON M. (1896) - La région de la Brèche du Chablais. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 49, VII, 310 p.
- LUGEON M. (1901) - Sur la fréquence dans les Alpes de gorges épigénétiques et sur l'existence de barres calcaires de quelques vallées suisses. *Bull. lab. géol. Lausanne*, 2, p. 1-34.
- LUGEON M. (1946) - À propos de la note de M.R. Barbier sur le problème de l'enracinement des Klippes de Savoie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, 26, p. 485-489.
- LUGEON M., GAGNEBIN E. (1941) - Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Mém. Soc. vaud. sci. nat.*, vol. 47.
- MAIRE H. (1962)* - Géologie de la région des Hautforts en Haute-Savoie. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- MAIRE R. (1989)* - Recherches géomorphologiques et spéléologiques sur les karsts de haute montagne. Thèse État, Nice.

- MAIRE R., RIGALDIE C. (1984) - Spéléologie sportive dans les Alpes de Haute-Savoie, Haut-Giffre et Désert de Platé. Édisud.
- MARTINI J. (1968) - Étude pétrographique des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Bull. suisse minéral. pétr.*, vol. 48, n° 2, p. 539-654.
- MASSON H. (1964)* - Étude géologique de la Montage d'Hirmente et de son prolongement vers le Sud. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- MASSON H. (1972) - Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 65, n° 1, p. 27-41.
- MASSON H. (1976) - Sur le wildflysch et l'Ultrahelvétique liés à la nappe de Morcles. Résumé. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 69, n° 2, p. 279.
- MASSON H., WEIDMANN M. (1969) - Découverte d'organismes tintinnomorphes dans le Dogger des Préalpes médianes du Chablais. Proc. first Conf. plankt. microfossils (Genève, 1967). Leiden : E.J. Brill, vol. II, p. 405-413.
- MATHEZ G. (1962)* - La géologie de la région des Gets. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- MATTER A., HOMEWOOD P. (1980) - Introduction excursion n° V, Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. In Schweizerische Geologische Kommission (ed.) : « Geology of Switzerland, a guide-book ». Basel - New York : Wepf, part B, p. 261-265.
- MAUTNER J. (1963)* - Géologie de la région comprise entre Bellevaux - Seytroux - la Chèvrerie (Préalpes médianes de Savoie). Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- MAYORAZ R. (1987)* - Géologie du Haut Val d'Illiez, de Barme au Col de Coux (Valais). Dipl. inst. géol. univ. Fribourg.
- MAYORAZ R. (1995) - Les brèches tertiaires du flanc inverse de la Nappe de Morcles et des unités parautochtones (Bas Valais, Suisse). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 88, n° 2, p. 321-345.
- MAYORAZ R., LOUP B., HOMEWOOD P., LATELTIN O. (1988) - Un paléocanyon oligocène dans le parautochtone du Haut Val d'Illiez (Valais, Suisse). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 83, n° 3, p. 539-551.
- MERCIER DE LÉPINAY B. (1981)* - Étude géologique de la région des Gets et de Samoëns (Haute-Savoie). Thèse 3^e cycle, Paris.
- METTRAUX M. (1989)* - Sédimentologie, paléotectonique et paléocéanographie des Préalpes médianes (Suisse romande) du Rhétien au Toarcien. Thèse 947, univ. Fribourg.
- MOREL F. (1971)* - Étude géologique du front de la Nappe de la Brèche entre le Pic de la Corne et le Malève. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- MORET L. (1934) - Géologie du massif des Bornes et des Klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). Mém. Soc. géol. Fr., n° 22.

- MORET L. (1943) - Les conditions géologiques du glissement de terrain de Bellevaux (Haute-Savoie). *Rev. géogr. alpine*, vol. 31, n° 3, p. 423-428.
- MORET L. (1945) - Les éboulements de terrains en montagnes. *Rev. « Les Alpes »*, Grenoble, p. 3-49.
- MOSAR J. (1988) - Métamorphisme transporté dans les Préalpes. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, vol. 68, p. 77-94.
- MOSAR J. (1989) - Déformation interne dans les Préalpes médianes (Suisse). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 82, n° 3, p. 765-793.
- MOUGIN P. (1914) - Les torrents de Savoie. *Soc. hist. nat. Savoie*, Grenoble, p. 437-441.
- MULLIS J. (1976) - Die Quarzkristalle des Val d'Illicz - Zeugen spätalpiner Bewegungen. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 69, n° 2, p. 343-357.
- NICOLET J.P. (1965)* - Géologie de la région Seytroux - St-Jean-d'Aulph - Roc d'Enfer. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- NORDON A. (1927) - L'évolution du cours du Giffre entre Taninges et Saint-Jeoire (Haute-Savoie). *Rev. géogr. alpine*, vol. 15, n° 2, p. 305-316.
- NOVERRAZ F. (1970)* - Étude géologique du versant français de la chaîne Pic de Tenneverge - Mont Ruan - Dents Blanches de Champéry (cirque de la Vogealle et vallée du Haut Giffre). Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- NYDEGGER T. (1989)* - Géologie de la Nappe de la Brèche entre le Col de la Ramaz et la Pointe de Haut-Fleury (Praz-de-Lys, Haute-Savoie, France). Dipl. lab. géol. univ. Genève.
- ORLOFF P. (1962) * - Les Préalpes médianes entre le Risse et Chavan. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- PAPANIKOLAOU D. (1982) - Plis non cylindriques à charnières courbes et chevauchements dans le flysch du Val d'Illicz, Valais, Suisse. *Bull. lab. géol. Lausanne*, n° 264, et *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, vol. 76, n° 361, p. 87-99.
- PERRET R. (1931) - L'évolution morphologique du Faucigny. Paris : P.H. Barrère.
- PETERHANS E. (1926) - Étude du Lias et des géanticlinaux des Préalpes médianes. *Mém. Soc. helv. sci. nat.*, vol. 62, n° 2.
- PETROONS D. (1990)* - Géologie de la Nappe de la Brèche dans la région de la Pointe de Chalune (Taninges, Hte-Savoie, France). Dipl. lab. géol. univ. Genève.
- PIERRE X., USELLE J.P. (1966) - Le massif de Sixt (Haute-Savoie). *Géol. alpine*, 42, p. 203-235.
- PIGUET B., MOREND D., KINDLER P., SARTORI M. (1998) - Le complexe turbitique de Platé (massif de Platé, Haute-Savoie, France) : un olistolite de flysch sudhelvétique surmontant les Grès de Taveyannaz. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 91, n° 2, p. 261-273.

- PLANCHEREL R. (1966)* - Étude géologique de la région St-Jean-d'Aulph - Roc de Tavaneuse (Haute-Savoie, France). Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- PLANCHEREL R. (1979) - Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. Implications cinématiques et dynamiques. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 72, n° 1, p. 145-214.
- PLANCHEREL R. (1990) - Les Préalpes du Chablais. Présentation générale. In J. Charollais, H. Badoux : « Suisse lémanique, Pays de Genève et Chablais ». Guides géol. régionaux, Paris : Masson, p. 183-190.
- PREISWERK H. (1901) - Note sur le Rhétien et le Lias du Col de Coux (Val d'Illiez). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 4, n° 1, p. 721-722.
- PYTHON-DUPASQUIER C. (1990)* - La formation de l'Intyamont (« Crétacé moyen ») des Préalpes médianes romandes. Thèse 978, univ. Fribourg.
- RHAM M. (DE) (1962)* - Étude géologique de la région des Chalets de Lens. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- RHEINER J. (1971)* - Étude géologique de la région de St-Jean-d'Aulph. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- RICHARD B (1962)* - La Brèche du Chablais entre Morzine et Samoëns. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- RICOUR J. (1962) - Contribution à une révision du Trias français. *Mém. Carte géol. Fr.*, 61, 471 p.
- RICOUR J. (1950a) - Le pseudo-Carbonifère des Munes (Haute-Savoie). Présence du « Grès à roseaux » (Keuper moyen) dans le Chablais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 230, p. 851-852.
- RICOUR J. (1950b) - Précisions sur certaines couches triasiques du Chablais, voisines du front de la nappe de la Brèche. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 231, p. 1526-1528.
- RICOUR J., LIENHARDT G. (1954) - Les zones ultrahelvétiques du pourtour de la nappe de la Brèche. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 241, 52, p. 213-223.
- ROMANESCO A. (1968)* - Étude géologique des Préalpes médianes entre le Risse et le Col de la Ramaz (Haute-Savoie). Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- SAWATZKI G.G. (1975) - Étude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie). Grès de Taveyenne et Grès du Val d'Illiez. *Arch. Sci.*, Genève, vol. 28, n° 3, p. 265-368.
- SAYAR M. (1966)* - Étude géologique, hydrologique, hydrogéologique, climatologique, limnologique, hydrochimique du bassin de la Dranse de Morzine. Thèse 3^e cycle, Paris et C.R.G., Thonon.
- SCHROEDER W. (1939) - La Brèche du Chablais entre Giffre et Drance et les roches éruptives des Gets. *Arch. Soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 5, n° 21, p. 1-38.
- SCHROEDER W., DUCLOZ C. (1955) - Géologie de la molasse du Val d'Illiez (Bas-Valais). *Matér. Carte géol. Suisse*, n.s., livr. 130, 43 p.

- SCHROEDER W., LILLIE A. (1935) : Le Nummulitique de Chantemerle (Samoëns, Haute-Savoie). *C.R. Soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 52, n° 3, p. 281-283.
- SCHULTE F., DAVAUD E., WERNLI R. (1993) - Les bioconstructions à foraminifères de l'Urgonien du massif du Haut-Giffre (Haute-Savoie, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 164, 5, p. 675-682.
- SEPTFONTAINE M. (1976) - Nouvelle interprétation tectonique du massif de la Haute-Pointe, région de Mieussy (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 23, n° 3, p. 272-286.
- SEPTFONTAINE M. (1978) - Les genres *Pfenderina* Henson 1948 et *Lituonella* Schlumberger 1905 (foraminifères) dans le Dogger briançonnais des Préalpes. Implications biostratigraphiques pour le domaine des Couches à *Mytilus* et relations avec la province mésogéenne. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 71, n° 2, p. 321-345.
- SEPTFONTAINE M. (1984) - Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique. *Mém. Soc. helv. sci. nat.*, vol. 97.
- SEPTFONTAINE M., LOMBARD And. (1976) - Le Jurassique des Préalpes médianes dans le SW du Chablais (Haute-Savoie, France) : cadre tectonique et lithostratigraphique. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 69, n° 2, p. 425-460.
- SEPTFONTAINE M., WERNLI R. (1972) - Contribution à la géologie des environs de Taninges (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 25, n° 1, p. 113-128.
- SERRA-BERTRAL G. (1976)* - Étude morphométrique, physico-chimique et sédimentologique de quelques lacs de montagne des Préalpes du Chablais (Haute-Savoie). Thèse docteur-ingénieur, univ. Pierre-et-Marie-Curie, Paris et C.R.G., Thonon.
- STEFFEN D. (1989)* - Géologie de la Nappe de la Brèche entre la Pointe de Marcelly et la Pointe du Haut-Fleury (Praz-de-Lys, Hte-Savoie, France). Dipl. lab. géol. univ. Genève.
- STEFFEN D., JACQUES C., NYDEGGER T., PETROONS D., WILDI W. (1993) - La Brèche du Chablais à son extrémité occidentale (Hte-Savoie, France) : sédimentologie, éléments stratigraphiques et interprétation paléogéographique. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 86, n° 2, p. 543-568.
- THALMANN M. (en prép.)* - Die Ablagerungen der Brekziendecke (Préalpes franco-suissees). Thèse univ. Fribourg.
- TÛCHE J.C. (1970)* - Étude géologique dans la région du Fer-à-Cheval (Alpes de Sixt, Haute-Savoie). Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.
- TRÛMPY R. (1955) - Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, 5, p. 217-231.
- TRÛMPY R. (1960) - Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 71, p. 843-905.

- TRÜMPY R. (1980) - An outline of the geology of Switzerland. In Schweizerische Geologische Kommission (ed.) : « Geology of Switzerland, a guidebook ». Basel - New York : Wepf, part A.
- USELLE J.P. (1963)* - Contribution à l'étude géologique de la partie nord du massif de Sixt (Haute-Savoie). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 69 p.
- VERNET J.P. (1964) - Latérite alumineuse jurassique dans la nappe des Préalpes médianes du Chablais (Savoie). *Bull. groupe fr. argiles*, t. XV, n.s., vol. 10, p. 39-46.
- VIARD F. (1995)* - Eocene facies changes and depositional model in the Haut-Giffre Massif (Helvetic Realm, Haute-Savoie, France). Abstr. third Swiss Sed. Meeting, Fribourg.
- VIARD F. (1998) - Sédimentologie et analyse séquentielle du Paléogène des Chaînes subalpines (Domaine helvétique, Haute-Savoie, France). *Terre et environnement*, Univ. Genève, vol. 11, 177 p.
- VONDERSCHMITT L. (1935) - Neue Fossilfunde im Flysch des Val d'Illicz (Valais). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 28, n° 2, p. 550-553.
- VUAGNAT M. (1952) - Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. *Matér. Carte géol. Suisse*, n.s., vol. 97.
- WEIDMANN M. (1963) - Un nouveau lambeau de la Nappe de la Simme dans les Préalpes du Chablais. *Bull. lab. géol. Lausanne*, n° 140, et *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, vol. 68, n° 311, p. 1-22.
- WEIDMANN M. (1972) - Le front de la Brèche du Chablais dans le secteur de Saint-Jean-d'Aulph (Haute-Savoie). *Géol. alpine*, vol. 48, n° 2, p. 229-246.
- WEIDMANN M. (1984) - Paléokarst éocène dans l'autochtone chablaisien (VS et VD). *Bull. lab. géol. Lausanne*, n° 281, et *Bull. Murithienne*, vol. 102, p. 119-127.
- WEIDMANN M., HOMEWOOD P., CARON C., BAUD A. (1976) - Réhabilitation de la « Zone Submédiane » des Préalpes. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 69, n° 2, p. 265-277.
- WEIDMANN M., HOMEWOOD P., FASEL J.M. (1982) - Sur les terrains subalpins et le wildflysch entre Bulle et Montreux. *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, vol. 362, n° 76, p. 151-183.
- WERNLI R., BRÖNNIMANN P. (1973) - Le Verrucano et le Trias de Taninges (Haute-Savoie, France), lithologie et micropaléontologie. *Arch. Sci.*, Genève, vol. 26, n° 1, p. 79-92.
- WERNLI R., KINDLER P. (1986) - Les « Protoglobigérines » du Callovien-Oxfordien de Châtillon-sur-Cluses (Préalpes internes, Haute-Savoie, France). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 79, n° 1, p. 137-147.
- WERNLI R., MOREND D., PIGUET B. (1977) - Les foraminifères planctoniques en section de l'Éocène et de l'Oligocène des grès de Samoëns (Ultra-helvétique du massif de Platé, Haute-Savoie, France). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 90, n° 3, p. 581-590.

WICHT J.M. (1984)* - Le Flysch de la Nappe de la Simme dans les Préalpes Romandes. Thèse 877, univ. Fribourg.

WITSCHARD F. (1958)* - Étude géologique de la région St-Jean-d'Aulph - Roc d'Enfer. Dipl. lab. géol. univ. Lausanne.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par R. PLANCHEREL, maître assistant à l'université de Fribourg (Suisse), avec la collaboration de P. BROQUET, professeur à l'université de Besançon, pour la géologie de l'environnement. Les versions en langues allemande et anglaise du résumé ont été rédigées par M. Reto Burkhalter (SGHN).

Présentation au CCGF : 26 juin 1995.

Acceptation de la carte et de la notice : 29 novembre 1996.

Impression de la carte : 1998.

Impression de la notice : 1998.

Impression et façonnage

BRGM Service reprographie

Dépôt légal : mai 1999