



HAL
open science

Géologie des wildflyschs entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France)

Pascal Kindler

► **To cite this version:**

Pascal Kindler. Géologie des wildflyschs entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). Stratigraphie. University of Geneva, 1988. Français. NNT : . tel-00799313

HAL Id: tel-00799313

<https://theses.hal.science/tel-00799313>

Submitted on 12 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF



D 050 032487 8

KINDLER. P.

**PUBLICATIONS
DU DÉPARTEMENT**

1988.

**DE GÉOLOGIE ET DE PALÉONTOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ DE GENÈVE**

N° 6

1988

24 MARS 1989

***Géologie des wildflyschs
entre Arve et Giffre
(Haute-Savoie, France)***

α

Pascal KINDLER

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

ISSN 10 12-2990

Atelier de reproduction
de la Section de Physique
de l'Université de Genève

Section des Sciences de la Terre
13, rue des Maraîchers
CH-1211 Genève 4

**PUBLICATIONS
DU DÉPARTEMENT
DE GÉOLOGIE ET DE PALÉONTOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ DE GENÈVE**

N° 6

1988

24 MARS 1989

***Géologie des wildflyschs
entre Arve et Giffre
(Haute-Savoie, France)***

Pascal KINDLER

**UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43**

ISSN 10 12-2990

Atelier de reproduction
de la Section de Physique
de l'Université de Genève

Section des Sciences de la Terre
13, rue des Maraichers
CH-1211 Genève 4

10468902

SOMMAIRE

RESUME.....	1
ABSTRACT.....	3
REMERCIEMENTS.....	5
CHAP. 1 : INTRODUCTION.....	7
CHAP. 2 : OBSERVATIONS LITHOLOGIQUES.....	17
CHAP. 3 : OBSERVATIONS DE TERRAIN.....	77
CHAP. 4 : SECTIONS FONDAMENTALES.....	97
CHAP. 5 : CONCLUSIONS.....	111
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	121
LISTE DES FIGURES.....	130
TABLE DES MATIERES.....	133
ANNEXE : Planches photos	

1-8 AOUT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 69 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: pialou@ujf-grenoble.fr

RESUME

Situé à 45 km au SE de Genève, le secteur entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France) forme le rebord méridional des Préalpes du Chablais. Pour certains auteurs (MORET 1922, LILLIE 1937, MARTINI 1968), cette région de moyenne montagne se rattacherait aux Préalpes Internes ultrahelvétiques et constituerait un empilement de nappes d'origine méridionale. D'autres géologues (DE LEPINAY 1981) considèrent cet ensemble chaotique formé de roches très diverses comme un olistostrome terminant la série delphino-helvétique parautochtone.

Au vu de la discontinuité des affleurements, nous avons adopté cette deuxième hypothèse comme base de travail. Ainsi, nous décrivons d'abord les lentilles importantes volumétriquement (2.2.), puis celles qui sont peu représentées (2.3.) et enfin les matrices de ce wildflysch (2.4.). Les lentilles importantes sont généralement constituées d'un seul faciès ou d'une association de faciès; nous distinguons :

1. *les couches d'Agy* - calcaires dolomitiques (Trias, origine indéterminée);
2. *les couches de St-Sigismond* - argilites noires à nodules (Aalénien, Ultrahelvétique);
3. *les couches des Saix* - grès et schistes micacés (Aalénien, Ultrahelvétique);
4. *les couches du Taffon* - marnes et calcaires tachetés (Bajocien, Ultrahelvétique);
5. *les couches des Rosières* - arénites (Bathonien, Ultrahelvétique);
6. *les couches de Bémont* - calcaires fins à faune planctonique (Malm-Berriasien inférieur, Ultrahelvétique);
7. *les couches du Nant d'An* - alternance de marnes et de calcaires avec intercalations gréseuses et bioclastiques (Berriasien supérieur-Cénomaniens, Ultrahelvétique);
8. *les couches des Choseaux* - alternance de marnes et de calcaires à horizons de brèches (Néocomien, Valaisien);
9. *les couches de Vercland* - grès calcaires fins à spicules de spongiaires (Paléocène supérieur-Eocène inférieur, Ultrahelvétique);
10. *les couches du Béné* - calcaires fins à foraminifères planctoniques (Turonien-Paléocène inférieur, le Campanien et le Maastrichtien n'étant pas représenté, Ultrahelvétique ?);
11. *les couches de Cellières* - calcaires à foraminifères planctoniques et niveaux bréchiques (Paléocène inférieur, Valaisien);
12. *les couches de Châtillon* - brèches polygéniques à ciment arénitique (Eocène, Ultrahelvétique ou Valaisien);
13. *les couches de Samoëns* - flysch grés-marneux (Eocène sup. ou Oligocène, Ultrahelvétique ou Helvétique);
14. *les couches de la Turche* - flysch calcaire (Eocène inférieur, ?? Piémontais);
15. *les couches de la Plaigne* - marnes à foraminifères planctoniques (Paléocène, Eocène, Oligocène; Ultrahelvétique et Helvétique);
16. *les couches du Châtelard* - schistes et brèches (? Dogger, Pré-piémontais).

Parmi les blocs lenticulaires de petite taille, nous observons des roches cristallines, des grès quartzitiques (Carbonifère, Permo-Trias), du gypse et des cornieules (Trias), des calcaires spathiques (Lias), des faciès analogues aux couches de Wang (STACHER 1980) et aux grès de Taveyannaz (VUAGNAT 1952). Nous reconnaissons enfin quatre types de matrices : les argilites lie-de-vin, les argilites noires, les marnes sombres et le marno-micacé.

En fonction de leurs caractéristiques lithologiques, sédimentologiques, paléontologiques et paléogéographiques, nous avons regroupés ces unités lithostratigraphiques en quatre zones géographiques distinctes :

- la **Zone d'Arâches** correspond à un wildflysch à éléments calcaires, marneux et gréseux, d'âge Jurassique supérieur à Eocène et d'affinité ultrahelvétique (série de type Anzeinde);

- la Zone de Morillon se présente comme un empilement de terrains gréseux et schisteux, d'âge Jurassique moyen et d'affinité ultrahelvétique (série de type Arveyes);
- la Zone du Châtelard comprend deux Sous-Zones (Fi-Malo et Rivière-Enverse) et rassemble des blocs lenticulaires variés d'origine interne (domaine briançonnais et piémontais);
- la Zone de Châtillon renferme des lentilles bréchiques de faciès valaisan.

L'étude de plusieurs coupes (4.1., 4.2., 4.3.) nous permet d'une part d'inclure la Zone de Morillon dans celle d'Arâches et d'autre part de lier stratigraphiquement ces deux zones avec le sommet du "flysch helvétique" (grès de Taveyennaz et flysch marno-micacé). Elles apparaissent ainsi comme un *wildflysch supra-helvétique* constitué par le démantèlement d'une série ultrahelvétique plus interne.

Une importante couverture végétale recouvre le contact des deux zones supérieures (Châtelard et Châtillon) avec leur soubassement; il pourrait être de nature tectonique. La Zone du Châtelard est assimilable à un *wildflysch pennique-moyen* (HOMEWOOD & CARON 1982) alors que celle de Châtillon est analogue à un *mélange nord-pennique* (Zone Submédiane, WEIDMANN & al. 1976).

Nous considérons donc que le secteur entre Arve et Giffre est formé d'un empilement de trois *wildflyschs* de composition et d'origine distinctes. Cette conception se situe à mi-distance entre les thèses "autochtonistes" et "allochtonistes". Il serait souhaitable de la vérifier dans les régions voisines du territoire étudié.

ABSTRACT

Halfway between the town of Geneva and the Mont-Blanc massif, the forest-covered hills of the Arve and Giffre area (Haute-Savoie, France) form the southern border of the Chablais Prealps. For some authors (MORET 1922, LILLIE 1937, MARTINI 1968), this region is allochthonous and composed of several thrust slices of southern (Ultrahelvetic) origin. Other geologists (DE LEPINAY 1981) consider the area to be a huge olistostrome belonging to the parautochthonous Delphino-Helvetic basement. Considering the chaotic aspect of the region, the great variety of rock types and the pronounced discontinuity of the outcrops, we have based our study on the second hypothesis. Accordingly, we first describe the large and/or abundant lenticular blocks (2.2.), then the small and/or scarce lenses (2.3.) and finally the surrounding *wildflysch* matrix (2.4.). Lenticular blocks and lenses are generally composed of a single facies or one facies association. We discern the following :

1. Agy strata - dolomitic limestones (Triassic, origin unknown);
2. St-Sigismond strata - black argillites with chert nodules (Aalenian, Ultrahelvetic);
3. Saix strata - micaceous shales and sandstones (Aalenian, Ultrahelvetic);
4. Taffon strata - marls and hemipelagic limestones (Bajocian, Ultrahelvetic);
5. Rosières strata - micaceous sandstones (Bathonian, Ultrahelvetic);
6. Bémont strata - fine-grained pelagic limestones (Malm-Lower Berriasian, Ultrahelvetic);
7. Nant d'An strata - alternation of marls and limestones with intercalated coarse-grained limestone, sandstone and siltstone beds (Upper Berriasian-Cenomanian, Ultrahelvetic);
8. Choseaux strata - alternation of marls and limestones with intercalated beds of dolomitic breccia (Neocomian, Valais domain);
9. Vercland strata - lime-siltstone containing sponge spicules (Upper Paleocene-Lower Eocene, Ultrahelvetic);
10. Béné strata - micritic limestone with abundant planctonic foraminifera (Turonian-Lower Paleocene, Campanian and Maastrichtian deposits have never been found; ? Ultrahelvetic);
11. Cellières strata - pelagic limestones with intercalated beds of dolomitic breccia (Lower Paleocene, Valais domain);
12. Châtillon strata - polygenetic breccia with arenitic cement (Eocene, Ultrahelvetic or Valais domain);
13. Samoëns strata - flysch (Upper Eocene or Oligocene, Ultrahelvetic or Helvetic);
14. Turche strata - carbonate flysch (Lower Eocene, ? ultra-Penninic domain);
15. Plaigne strata - marls containing planctonic foraminifera (Upper Paleocene, Middle Eocene and ? Oligocene; Ultrahelvetic and Helvetic);
16. Châtelard strata - breccia and dark schists (? Middle Jurassic, south-Penninic domain).

Among the smaller blocks, we observe crystalline rocks, quartzitic sandstones (Carboniferous and Permian), gypsum and cellular limestones (Triassic), echinoderm limestones (? Liassic), facies close to Wang strata (STACHER 1980) and Taveyennaz Sandstones (VUAGNAT 1952). Finally, we distinguish four types of *wildflysch* matrix : red argillites, black argillites, dark marls and micaceous marls.

Taking account of their lithological, sedimentological, paleontological and paleogeographical characteristics, we grouped all these units into four geographical zones :

- the Arâches Zone contains Cretaceous to Tertiary limestone and sandstone blocks of Ultrahelvetic affinities;
- the Morillon Zone forms a stack of mid-Jurassic sandstones and shales also resembling Ultrahelvetic facies;

- the Châtelard Zone is composed of Carboniferous to Eocene lenses related to Briançonnais and Piémontais facies;
- the Châtillon Zone includes gypsum and Cretaceous to Paleocene breccias lenses of north-Penninic affinities.

The study of several key sections (4.1., 4.2., 4.3.) shows that the Morillon Zone is included in the Arâches Zone and that both units are stratigraphically related to the top of the Helvetic flysch (Taveyannaz Sandstones). They form a **Supra-helvetic wildflysch** which originated from the dismembering of a more internal Ultrahelvetic sequence.

The basal contact of the two upper zones (Châtillon and Châtelard) is unfortunately covered by Quaternary glacial deposits; it may be of tectonic nature. The Châtelard Zone is similar to a **mid-Penninic melange** (HOMEWOOD & CARON 1982), whereas the Châtillon Zone can be compared to a **north-Penninic wildflysch** analogous to the Zone Submédiane (WEIDMANN & al. 1976).

We conclude that the Arve and Giffre area is formed by the stacking up of three wildflysch units, each one of them being characterized by a particular composition and origin. This concept places itself just about halfway between the two previously exposed hypotheses. It should be verified in neighbouring regions.

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, il m'est agréable de remercier les nombreuses personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à son élaboration. Sans elles, rien n'aurait été possible.

Toute ma reconnaissance s'adresse en premier lieu au Professeur Jean CHAROLLAIS, Directeur du Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève, qui m'a accepté comme doctorant dans son laboratoire et dont j'ai pu apprécier, tout au long de ce travail, les grandes qualités scientifiques et humaines.

Mes remerciements les plus chaleureux vont au Professeur Christian CARON de l'Université de Fribourg, co-directeur de ce travail, qui m'a fait profiter de ses compétences sur le terrain.

Je tiens ensuite à remercier particulièrement les personnes qui ont bien voulu faire partie de mon jury de thèse :

le Professeur Rudolph TRÜMPY, de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Zürich;

le Professeur Walter WILDI, de l'Université de Genève;

le Docteur Roland WERNLI, Maître d'enseignement et de recherches à l'Université de Genève.

Je voudrais aussi exprimer ma gratitude envers les chercheurs et enseignants en Sciences de la Terre qui ont collaboré à cette étude :

le Professeur Michèle CARON (Fribourg et Genève), pour ses précieuses déterminations micropaléontologiques et ses encouragements constants;

le Professeur Louissette ZANINETTI (Genève), pour son aide dans l'étude micropaléontologique des roches du Trias;

le Professeur Eric DAVAUD (Genève), grâce à qui j'ai découvert la sédimentologie lors de stages inoubliables sur le terrain, en Allemagne, en Tunisie et en Espagne; les Professeurs Ronald CHESSEX et Marc VUAGNAT (Genève), pour leur collaboration dans l'identification des éléments cristallins des grès et des conglomérats;

le Docteur Roland WERNLI (Genève), en qui j'ai trouvé un soutien scientifique important, notamment pour les déterminations micropaléontologiques;

le Docteur Roland FROIDEVAUX qui, il y a plus de dix ans, m'a incité à entreprendre cette étude.

Mes sincères remerciements s'adressent également au Professeur René ENAY (Lyon, ammonites); au Docteur Peter HOCHULI (Zürich, palynologie); à Madame Hélène MANIVIT (Orléans, nannoflore); au Docteur André STRASSER (Genève, sédimentologie); au Professeur Georges GORIN et au Docteur Eric MONTEIL (Genève, palynologie); au Docteur Pascal AMIEUX (Genève, cathodoluminescence); au Docteur Michel MARTHALER (Genève et Lausanne, pétrographie); au Docteur Serge ANATRA (Fribourg, stratigraphie); au Docteur Rémy PAPILLON et à Benoît MAURICE (Genève, informatique).

D'autre part, je n'aurais jamais pu mener à bien ce travail sans l'aide et la bienveillante disponibilité des collaborateurs techniques de l'Institut des Sciences de la Terre : Mmes Nancy RIHS (bibliothécaire) et Jacqueline FELLMANN (secrétaire); MM. Pierre DESJACQUES, François GISCHIG, Victor CORNUT, Yves TINGUELY, Edy GSELL, Marcel MÜLLER, André GILLIOZ et Pierre ZBINDEN (dessinateur).

Je ne peux nommer ici tous mes camarades, étudiants en géologie, qui, par leurs discussions et leur compagnie sur le terrain, ont participé à l'élaboration de ce travail; je les en remercie très vivement.

Enfin, je ne saurais oublier d'exprimer ma gratitude envers ma famille, ma mère, d'une part, qui m'a incité à poursuivre des études et qui fut un soutien constant; mon amie Anick, d'autre part, pour son aide, sa patience et sa gentillesse. A elles, je dédie ce travail.

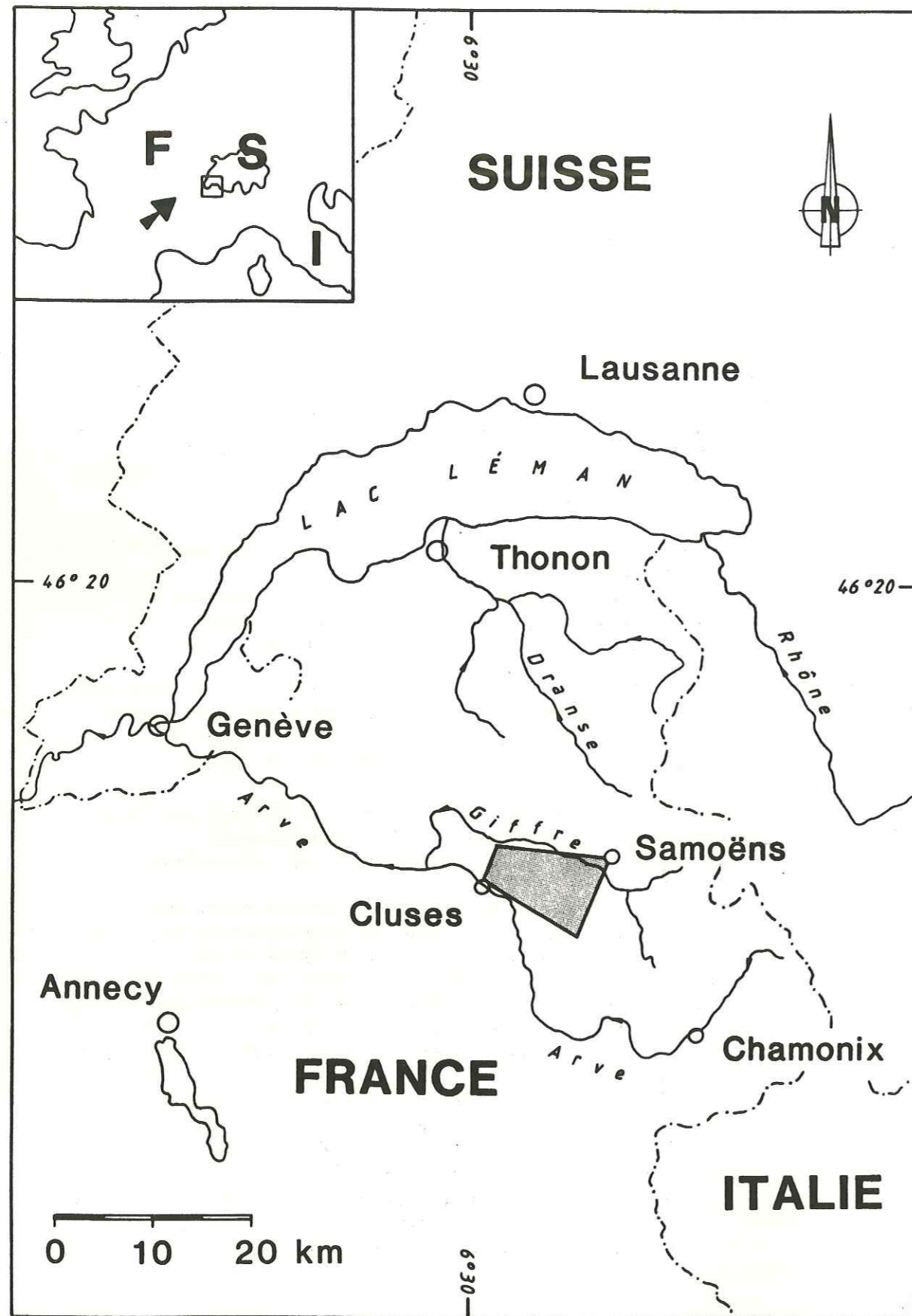


Fig. 1 : situation géographique du secteur étudié.

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE

1.1.1. LIMITES

Le secteur étudié se situe dans la partie sud du Chablais (Haute-Savoie, France), ensemble montagneux bien marqué entre le lac Léman et le Mont-Blanc. Il figure sur les cartes topographiques suivantes : Carte Nationale de la Suisse au 1:100.000, n° 45, Haute-Savoie; Cartes et Guides touristiques IGN au 1:50.000, n° 3, Massifs du Chablais-Faucigny-Genevois; Carte de France au 1:25.000, Samoëns 5-6 et 7-8, Cluses 1-2 et 3-4 qui ont servi de base à notre cartographie géologique.

A 40 km au SE de Genève, cette zone forme un trapèze allongé selon l'axe WNW-ESE (fig. 1). Elle est limitée par le Giffre au N, le col de Châtillon à l'W, une ligne entre Cluses et la Pointe de Cupoire au S et un trait reliant ce sommet à Samoëns à l'E.

1.1.2. OROGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE

Notre région constitue une ligne de crêtes arrondies entre la Tête du Pré des Saix (2112 m) au SE et le col de Châtillon (740 m) au NW (fig. 2). D'orientation SE-NW, cette ligne de crêtes est en outre jalonnée par la Pointe de la Corne (1930 m), la Pointe de Cupoire (1888 m), la Croix des 7 Frères (1683 m) et la Croix d'Agy (1267 m).

Elle sépare le bassin du Giffre au NE de celui de l'Arve au SW. Les tributaires de la rive gauche du Giffre sont du SE au NW le torrent du Nant d'An, le torrent du Verney et ses affluents : le torrent de la Turche et le nant Taffon, le ruisseau de la Perrière et le torrent du Vagny. Quant à l'Arve, elle draine du NW au SE le ruisseau de l'Englène ainsi que le ruisseau des Rots et ses trois affluents : les torrents du Codex, de la Grangette et de l'Ally.

1.1.3. MORPHOLOGIE

Notre secteur se distingue des régions voisines par une morphologie très adoucie. Les altitudes sont faibles, les reliefs peu accidentés, exempts de falaises abruptes. Les pentes sont recouvertes d'une importante couverture végétale (pâturages et forêts) qui ne facilite pas la tâche du géologue de terrain.

Trois zones morphologiques peuvent être cependant reconnues :

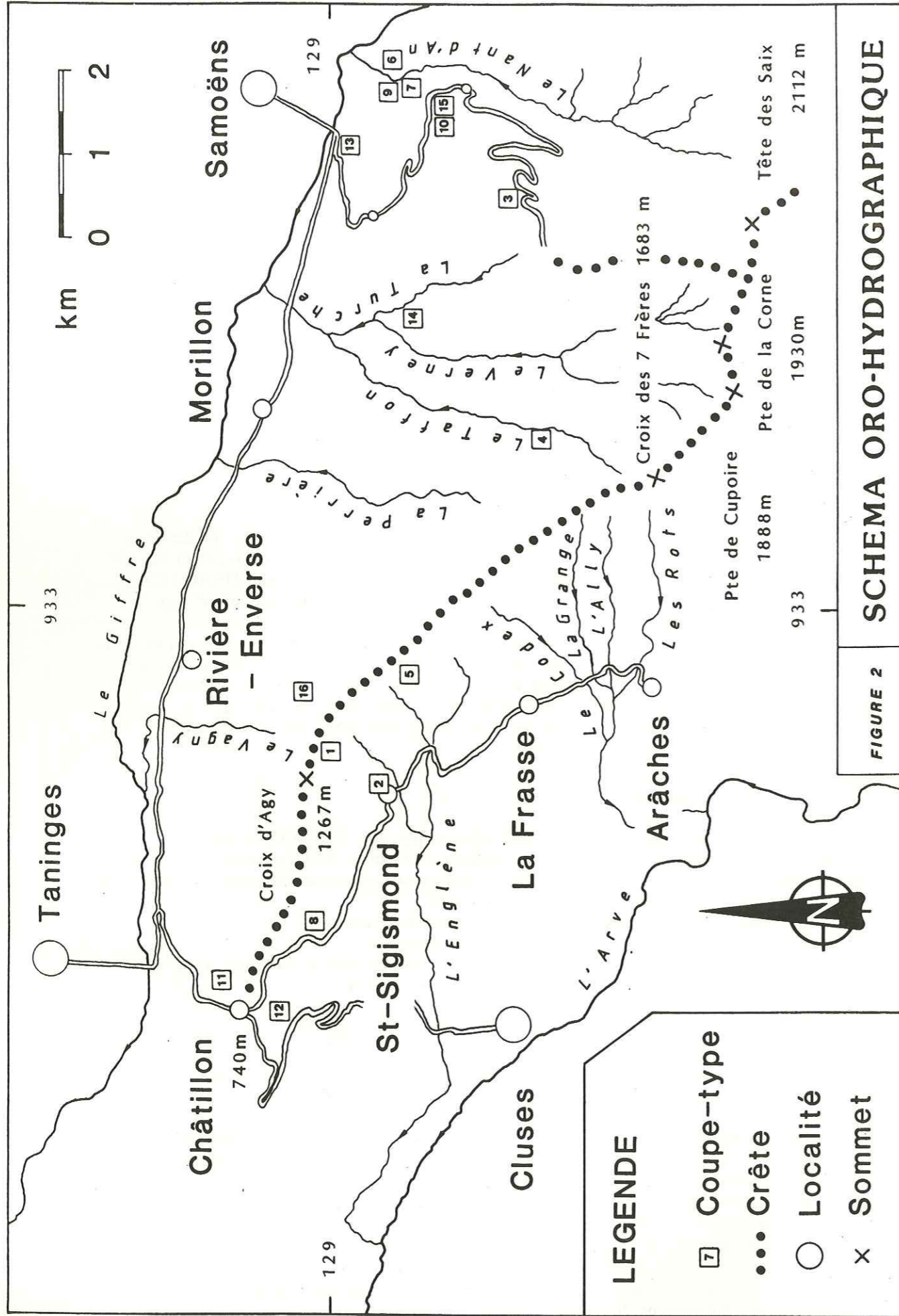
- le massif du Grand-Crêt, à l'E, en face de Samoëns;
- la crête de St-Sigismond entre la Pointe de Cupoire (SE) et la Croix d'Agy (NW);
- la dépression de Châtillon à l'W de ce dernier sommet.

1.2. SITUATION GÉOLOGIQUE

1.2.1. CONTEXTE TECTONIQUE

Le massif entre l'Arve et le Giffre est compris dans le lobe chablaisien des Préalpes (fig. 3). Celles-ci sont composées d'un empilement d'unités tectoniques d'origine interne charriées au front de l'arc alpin, de bas en haut :

- les Préalpes inférieures (ou nappes ultrahelvétiques) apparaissant sur le rebord externe et interne des Préalpes et constituées d'une série ultrahelvétique diverticulée (LUGEON 1943, BADOUX 1963, ANATRA 1986);
- la nappe du Niesen (LOMBARD 1971, ACKERMANN 1986a et b), entité d'origine valaisanne n'existant que dans les Préalpes romandes et comprenant surtout des formations détritiques;



SCHEMA ORO-HYDROGRAPHIQUE

FIGURE 2

- la Zone submédiane (MC CONNELL & DE RAAF 1929, WEIDMANN & al. 1976, HOMEWOOD 1977), unité chaotique à matrice de gypse et de flysch emballant des blocs de toute taille et de provenance diverse;
- la nappe des Préalpes médianes, très importante volumétriquement, présentant des affinités subbriançonnaises dans sa partie externe et briançonnaises dans sa partie interne ("Médianes plastiques" et "Médianes rigides", LUGEON & GAGNEBIN 1941, MOSAR 1988);
- la nappe de la Brèche (SCHROEDER 1939, CHESSEX 1959) d'origine pré-piémontaise, dont les termes jurassiques sont particulièrement riches en brèches polygéniques;
- les Préalpes supérieures (CARON 1972), ensemble complexe issu du domaine piémontais-ligure qui comprend les nappes du Gurnigel-Sarine, des Dranses, de la Simme et des Gets, cette dernière contenant des fragments d'ophiolites.

Notre région d'étude est limitée par des zones structurales bien distinctes :

- au SW, la zone subalpine, parautochtone, représentée par le massif des Bornes (CHAROLLAIS 1962) et la chaîne des Aravis (ROSSET 1956, DETRAZ et al. 1986);
- au NW, la nappe des Préalpes médianes formant la Pointe d'Orchez et le Môle (LOMBARD 1974 et 1983);
- au NE, la nappe de la Brèche culminant au Pic Marcelly, elle-même chapeauté par les nappes préalpines supérieures de la région des Gets;
- au SE, la nappe helvétique de Morcles (COLLET 1910) qui détermine les massifs de Platé (PAIRIS & PAIRIS 1978) et du Haut-Giffre (DE LEPINAY 1981).

La partie SE du secteur étudié constitue en outre le prolongement, en rive gauche de l'Arve, du grand synclinal parautochtone Thônes-Reposoir qui supporte les klippe préalpines des Annes et de Sulens.

1.2.2. HISTORIQUE GEOLOGIQUE

A. FAVRE rattache les montagnes entre l'Arve et le Giffre au "district des Fiz" et considère qu'elles sont constituées de "macigno alpin", série schisto-gréseuse d'âge tertiaire. Il attribue au Lias les brèches polygéniques du col de Châtillon et signale en outre plusieurs affleurements de gypse et de cornieules (Châtillon, Rivière-Enverse) en "position peu claire" (1867, tome II, p. 227).

Vingt ans après, G. MAILLARD (1889) situe le périmètre étudié dans son "faciès du Faucigny" (= subalpin) et établit un profil remarquablement précis de la vallée de l'Arve entre Passy et Cluses (fig. 4a). Il rapporte le gypse de Châtillon à l'Eocène et distingue à cet endroit deux massifs de brèche tongrienne (= oligocène) à éléments sédimentaires et cristallins.

A la même époque, M. BERTRAND (1892) donne une esquisse géologique de la basse vallée de l'Arve où notre région apparaît formée de flysch éocène. Il fixe en outre au Trias l'âge des gypses et des cornieules et assimile ces pointements de roche à des restes épars d'une nappe primitivement superposée. Il postule même que cette unité serait la continuation de la base du massif du Chablais (= nappe de la Brèche).

A la fin du siècle dernier, la géologie est bouleversée par les découvertes de H. SCHARDT, puis de M. LUGEON sur l'allochtonie des Préalpes. Ce dernier considère que la rive gauche du Giffre est formée d'un épais manteau de flysch parsemé de "lambeaux de recouvrements" issus des nappes de la Brèche (lambeaux triasiques) et des Préalpes médianes (blocs jurassiques). Ce flysch, analogue à celui du Val d'Illiez, s'appuie selon lui "en repos normal sur les plis des Hautes Alpes" (1896, p. 434).

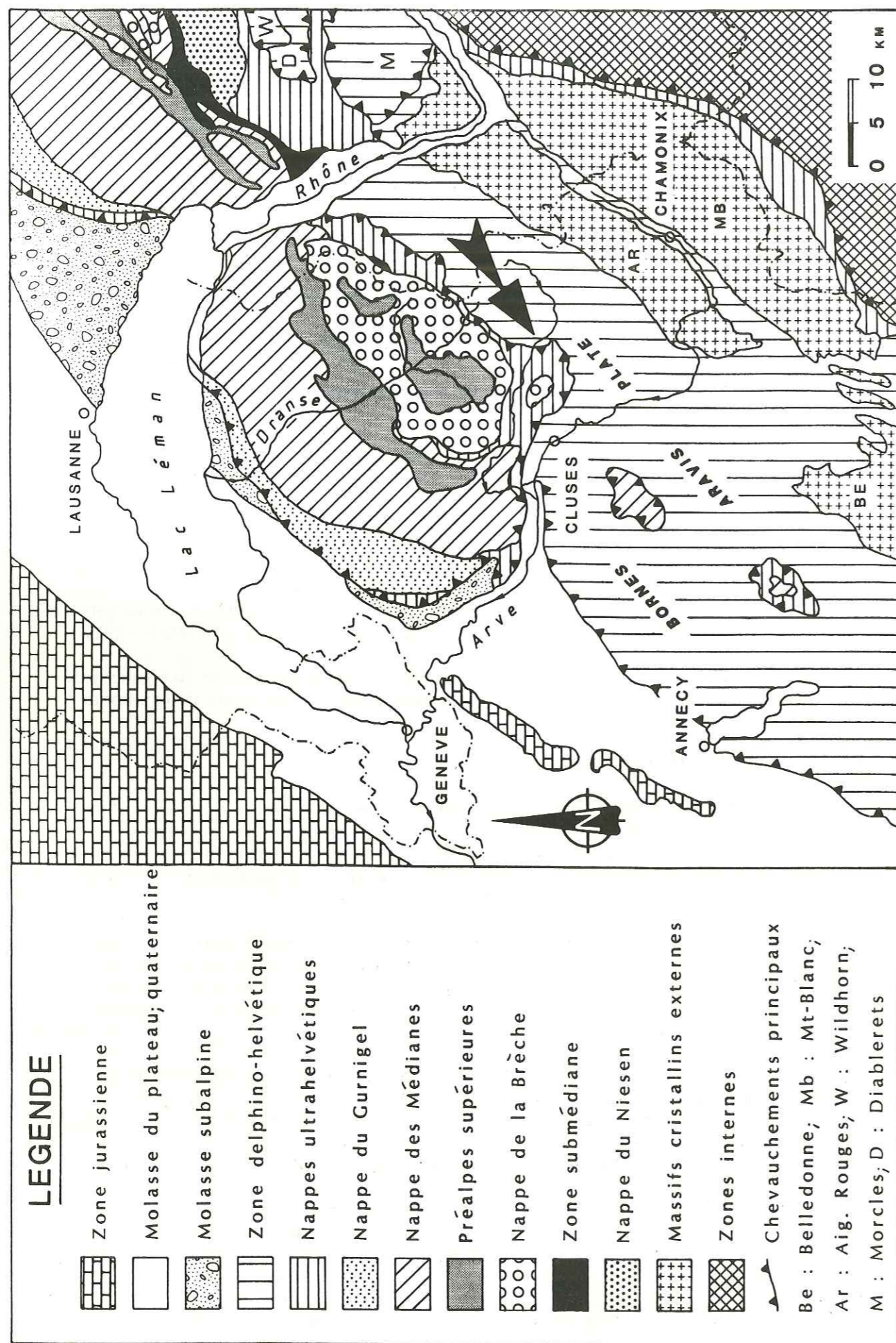


Fig. 3 : situation géologique du secteur étudié.

M. LUGEON signale en outre la présence de nummulites dans la brèche de Châtillon, unique témoin à sa connaissance de la nappe du Niesen en Chablais. Il découvre enfin au N de cette localité un faciès bréchiq ue très particulier d'âge Crétacé supérieur (= couches de Cellières, 2.2.12.).

H. DOUXAMI (1906) est frappé par le contraste morphologique entre les deux flancs de la vallée du Giffre, en amont de Taninges : "au N, les pics imposants du Massif du Chablais; au S, les pentes douces et herbeuses de la chaîne des Frettes". Cette chaîne est constituée, selon lui, d'une épaisseur considérable de schistes et de grès de Taveyannaz.

L. MORET (1922) estime que la plateau de flysch entre Arâches et Châtillon était autrefois "entièrement recouvert par les nappes préalpines". D'après lui, cette région est criblée de petites klippes qui relie la masse principale des Préalpes aux grandes klippes du synclinal de Thônes. Il décrit quatre lambeaux importants : la klippe de St-Sigismond, celle de Châtillon constituée de brèche polygénique lutétienne, celles des Maisonnettes et du Nant d'An. L. MORET remarque en outre que le flysch encaissant doit être divisé en :

- flysch oligocène autochtone gris, schisteux et micacé
- flysch exotique noir à intercalations de grès et de conglomérats.

En 1924, le même auteur donne une coupe transversale de la crête entre l'Arve et le Giffre montrant de bas en haut :

- 1. Schistes à globigérines autochtones
- 2. Schistes rouges et verts, Trias (= argilites lie-de-vin, 2.4.2.) comprenant des blocs de
- 3. Calcaires en petits bancs, Malm (= couches du Béné, 2.2.6.)
- 4. Calcaires dolomitiques, Trias (= couches d'Agy, 2.2.1.)
- 5. Carnieules (= cornieules, 2.3.7.).

Dans la notice explicative de la carte géologique de la Savoie au 1:200.000 (1928), L. MORET attribue notre secteur au flysch *ultrahelvétique* qu'il sépare *tectoniquement* du massif subalpin de Platé. Il observe en outre sur la rive gauche du Giffre un faciès particulier de ce flysch comportant de gros blocs : le wildflysch.

A la même période, E. GAGNEBIN (1928) relève que les Préalpes internes de la région de Champéry (Valais, Suisse, NE de notre zone) sont constituées de flysch préalpin renfermant les débris "laminés ou pelotonnés sur eux-mêmes" de quatre éléments tectoniques : la nappe de la Tour d'Anzeinde, celle du Laubhorn, l'écaille du Chamossaire et les Préalpes médianes.

En 1937 paraît la thèse remarquable de A. LILLIE, premier travail important consacré à notre région. Cet auteur y reconnaît quatre unités tectoniques chevauchant les domaines autochtone et helvétique, de haut en bas (fig. 4b) :

- la nappe de la Brèche (Trias et Schistes inférieurs),
- la nappe du Niesen (brèche éocène de Châtillon),
- la Zone submédiane (calcaires et brèches crétacés),
- les Préalpes internes, subdivisées elles-même en quatre sous-unités :
 - a. le Flysch supérieur (grès de Samoëns surtout),
 - b. la nappe du Laubhorn (Trias, Aalénien, Bajocien),
 - c. la nappe d'Anzeinde (Malm-Crétacé supérieur),
 - d. le Flysch basal (wildflysch essentiellement).

Dans la deuxième partie de son ouvrage A. LILLIE cherche à débrouiller les relations entre ces diverses entités tectoniques mais il rencontre de grandes difficultés :

- (p. 43) : "Il est difficile de préciser les relations entre l'Aalénien et le Dogger."
- (p. 47) : "La végétation rend l'étude géologique du Col de Châtillon très difficile."
- (p. 62) : "De nombreux phénomènes de glissement et de balancement des couches compliquent beaucoup l'étude des affleurements de la Nappe de la Tour d'Anzeinde."

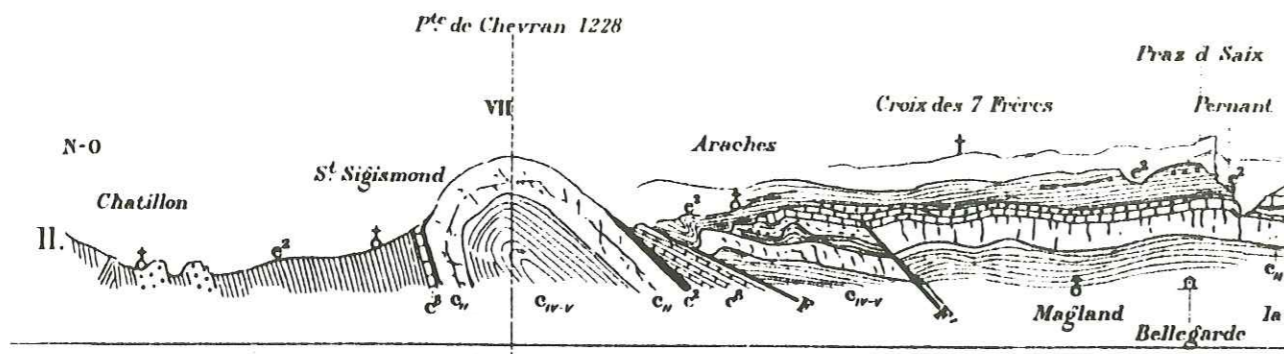


Fig. 4a : optique "autochtoniste" du secteur entre Arve et Giffre; coupe entre Châtillon et Pernant, d'après MAILLARD (1889). A noter la concordance entre le flysch et le soubassement crétacé. *c2* = flysch tongrien, *c8* = Sénonien, *c2* = Gault, *cII* = Urgonien; échelle : env. 1:60.000.

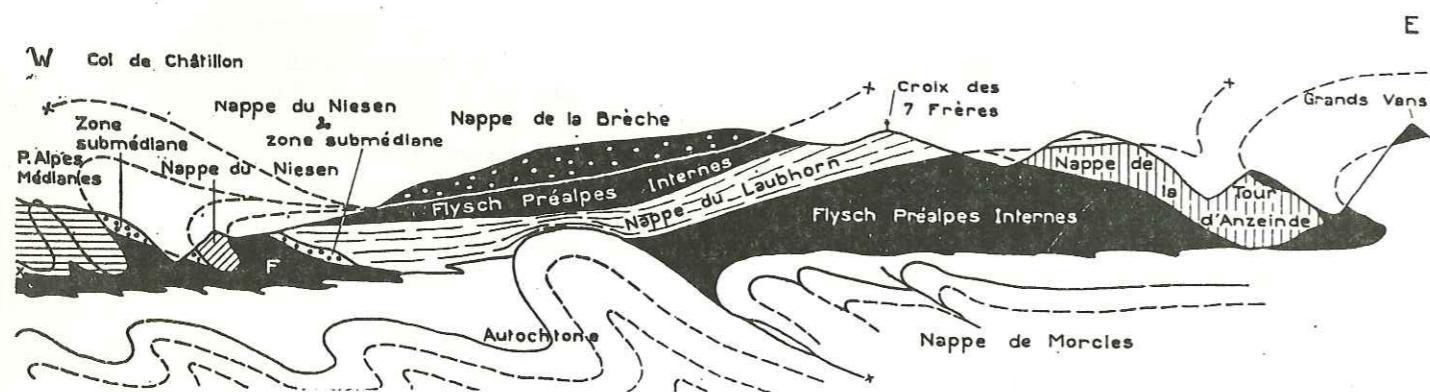


Fig. 4b : le même secteur selon un point de vue "allochtoniste"; coupe entre le col de Châtillon et les Grands Vans, extraite de LILLIE (1937). Les contacts entre les unités sont tous de nature tectonique. Echelle : env. 1:80.000.

La même année L.-W. COLLET et ses collaborateurs (dont LILLIE) raccordent la brèche de Châtillon à l'écaïlle du Meilleret (Préalpes romandes) et mettent en doute l'âge Hauterivien des marnes glauconieuses du Nant d'An.

J. RICOUR et G. LIENHARDT (1954) ainsi que M. WEIDMANN (1972) rattachent notre région au soubassement de la nappe de la Brèche. Selon ces auteurs, elle est occupée essentiellement par du wildflysch à lentilles d'affinités diverses (ultrahelvétique, briançonnaise et piémontaise) dont l'attribution à une nappe déterminée n'a pu encore être établie.

Selon J. MARTINI (1968), la nature tectonique du contact entre les grès de Taveyannaz et le wildflysch ultrahelvétique est confirmée par l'apparition d'un faciès pétrographique particulier (faciès "vert") et d'une importante tectonisation dans la partie sommitale des grauwaques.

Pour B. DE LEPINAY (1981) et B. DE LEPINAY & H. FEINBERG (1982), le wildflysch des Préalpes internes françaises (notre secteur compris) se compose d'une part d'un olistostrome sommital helvétique en continuité stratigraphique avec les flyschs gréseux oligocènes et d'autre part d'un olistostrome sommital décollé d'origine plus interne, sud- ou ultrahelvétique. Les éléments de ces mélanges comprendraient des terrains issus des nappes préalpines "en marche". L'olistostrome décollé présenterait en outre un écrasement plus marqué que son homologue autochtone. Ces idées intéressantes s'appuient malheureusement sur des critères de terrain douteux. Ainsi les coupes-type où devrait apparaître la transition stratigraphique flysch-wildflysch sont soit tectonisées (Pointe de Cupoire; 1981, p. 55, fig. 19), soit franchement disjointes (col de Coux-torrent de Clévieux; 1982, fig. 2). De plus, remplacer le terme "wildflysch ultrahelvétique" par celui d'"olistostrome sommital décollé d'origine plus interne" correspond plus à une modification de langage qu'à une nouvelle interprétation géologique.

Reprenant l'étude de la coupe du col de Coux dans un cadre plus général, P. JEANBOURQUIN (1986) remet cependant en doute l'existence de l'olistostrome sommital helvétique.

Il ressort de cet historique que le secteur entre l'Arve et le Giffre est considéré jusqu'au milieu des années 20 comme solidaire des Hautes Alpes calcaires. Puis, pendant plus d'un demi siècle (1928-1980), les différents géologues concernés placent une limite tectonique au-dessus des termes gréseux du flysch helvétique et regardent notre région comme allochtone. Cette attribution est remise en question depuis peu par B. DE LEPINAY.

1.2.3. RAPPELS SEDIMENTOLOGIQUES

D'usage courant dans la littérature géologique, les termes "flysch" et "wildflysch" sont cependant souvent source de confusion; pour éviter toute ambiguïté, nous tenons à les préciser ici.

Le terme "flysch"

Historiquement, le mot "flysch" désigne une unité stratigraphique locale, puis un faciès pétrographique (alternance de marnes et de grès). Il prend plus tard l'acception génétique de sédiment orogénique. Plus récemment encore, il se charge d'un sens sédimentologique : turbidite, contourite et même dépôt gravitaire *sensu lato*. Certains auteurs (WILDI 1987) restreignent le terme aux sédiments détritiques des marges continentales actives. D'autres, par contre, l'étendent aux marges passives en régime distensif (FEUILLEE 1982).

Ce foisonnement de significations conduit inévitablement à des quiproquos. Ainsi, les conglomérats jurassiques de la nappe de la Brèche ne sont pas considérés comme un flysch (HOMEWOOD & CARON 1982) bien qu'ils résultent de processus turbiditiques au sens large. En outre, les sédiments détritiques du Dogger formant le soubassement de la nappe du Niesen constituent un flysch pour certains auteurs (Flysch jurassique du Sépey, ACKERMANN 1986) mais pas pour d'autres (Couches à Posidonies de la Grande Eau, BADOUX & HOMEWOOD 1978). Pour définir le mot "flysch", nous utiliserons dans ce travail une partie des critères appliqués dans les Alpes par WILDI (1987) :

- les flyschs sont des sédiments détritiques dont le transport de la région source vers le bassin sédimentaire s'est terminé par une phase gravitative (turbidites, coulées boueuses, etc.);
- la sédimentation des flyschs est postérieure aux phases extensives des marges;

En revanche, nous éliminerons les critères bathymétriques qui nous paraissent comporter trop d'exceptions.

Le terme "wildflysch"

Définition : avant tout descriptif, le terme "wildflysch" désigne un corps rocheux chaotique composé de blocs de taille et de nature diverses dans une matrice généralement pélitique plus ou moins déformée. "Mélange", "complexe chaotique" ou encore "flysch à lentilles" sont considérés comme synonymes de "wildflysch".

Types de wildflysch : trois types de wildflysch peuvent être définis selon le mode d'inclusion des blocs dans la matrice (fig. 5) : l'**olistostrome** (processus sédimentaires), le **mélange tectonique** (processus tectoniques) et le **glissement de terrain orogénique** (processus sédimentaires et tectoniques). Les éléments d'un olistostrome sont appelés **olistolites** alors que le terme **autoclastes** (HSÜ 1974) est réservé aux blocs constitutifs d'un mélange tectonique. Aucun mot particulier ne se rapporte par contre aux fragments rocheux compétents inclus dans les glissements de terrain orogéniques. Le contexte structural, le degré de déformation des roches, la nature des contacts avec les formations sous et sus-jacentes sont autant de critères pour différencier les complexes chaotiques. Cependant, cette classification reste très théorique et il est parfois ardu de distinguer sur le terrain un mélange tectonique d'un olistostrome tectonisé.

Quelques termes à retenir : CARON & HOMEWOOD (1982) reconnaissent des wildflyschs **homogènes** (blocs provenant d'une série seule sédimentaire) et **hétérogènes** (plusieurs séquences sédimentaires représentées en lentilles). De manière similaire, ABBATE & al. (1981) font la distinction entre les **endolistostromes** (éléments originaires du même bassin que l'olistostrome) et les **allolistostromes** (éléments issus d'un autre bassin). Le terme "**diverticule**" (LUGEON 1943, BADOUX 1967) s'applique aux terrains ultrahelvétiques de la zone des Cols et désigne des unités lenticulaires déca- à kilométriques présentant une série stratigraphique normale mais réduite à quelques étages. La **diverticulation** serait le processus *tectonique* par lequel une séquence sédimentaire unique se cliverait en diverticules. Cette nomenclature nous paraît un peu obsolète. Ainsi, les termes "diverticule" et "diverticulation" devraient être redéfinis par rapport aux différents types de mélanges mentionnés ci-dessus. Le premier pourrait s'appliquer aux blocs inclus dans les glissements de terrain orogéniques. Quant au second, il serait mis en équivalence avec le processus de glissement gravitaire.

Les mélanges dans les Alpes occidentales : HOMEWOOD & CARON (1982) présentent une classification des wildflyschs alpins en fonction de leur position

MELANGE = WILDFLYSCH : CORPS ROCHEUX CHAOTIQUE CONSTITUE DE BLOCS DE TAILLE ET DE NATURE DIVERSES INCLUS DANS UNE MATRICE GÉNÉRALEMENT PELITIQUE.

	OLISTOSTROME	GLISSEMENT OROGÉNIQUE	MELANGE S.S.
INCLUSION DES BLOCS DANS LA MATRICE	sédimentaire	sédimentaire & tectonique	tectonique
PROCESSUS	debris-flow	glissement gravitaire	cisaillement "mixage"
CONTEXTE STRUCTURAL	m. actives & passives	m. actives, ceintures orogéniques	m. actives, zones de subduction
DEFORMATION	faible	moyenne	importante
CONTACT INFÉRIEUR	sédimentaire	sédimentaire	tectonique
CONTACT SUPÉRIEUR	sédimentaire	tectonique	tectonique

m = marge continentale

Fig. 5 : caractérisation des mélanges, d'après les travaux de CARON (1966), HSÜ (1974), KERCKHOVE (1975) et ABBATE & al. (1981).

structurale actuelle et de leur lieu d'origine. Ils distinguent :

- le wildflysch supra-helvétique (Plaine-Morte, MASSON 1976; soubassement des klippes préalpines de Savoie, CARON & al. 1967);
- le wildflysch infra-préalpin (zone de Bodevena, GUILLAUME 1957);
- le wildflysch nord-pennique (Zone submédiane, WEIDMANN & al. 1976, HOMEWOOD 1977; zone du Gros-Plané, MOREL 1980);
- le wildflysch pennique-moyen (flysch à lentilles de Couches Rouges, BADOUX 1960, GODEL 1965);
- le wildflysch sud-pennique (Perrières, CARON 1972).

Selon ces auteurs, les mélanges supra-helvétique et pennique-moyen correspondraient à des olistostromes, les complexes chaotiques nord- et sud-pennique à des mélanges tectoniques et le wildflysch infra-préalpin pourrait être placé dans les deux catégories.

CHAPITRE 2

OBSERVATIONS LITHOLOGIQUES

2.1. REMARQUES PRELIMINAIRES

Dans notre secteur, les affleurements sont d'aspect discontinu et de dimensions souvent très limitées. Ils présentent en outre une grande variété lithologique dans un espace parfois restreint. Ces dispositions particulières nous conduisent à adopter ici la notion d'"olistostrome sommital helvétique" (MASSON 1976, DE LEPINAY 1981, 1.2.2.) comme hypothèse de travail. Ainsi, nous décrirons d'abord les lentilles kilométriques à centimétriques de ce wildflysch (2.2. et 2.3.); puis nous consacrerons un paragraphe à l'étude des matrices encaissantes (2.4.).

Les lentilles sont généralement formées d'une seule unité lithostratigraphique. La qualité des affleurements ainsi que l'importante couverture végétale ne nous ont pas permis de mesurer les épaisseurs de ces unités et, en conséquence, de définir formellement des Formations et des Membres. C'est pourquoi, nous utiliserons le terme de "couches" pour désigner les différents faciès constituant les lentilles de l'olistostrome sommital helvétique entre l'Arve et le Giffre.

Pour les mêmes raisons (qualité des affleurements, végétation), nous avons provisoirement laissé de côté l'étude microtectonique de notre secteur.

Abréviations

Numérotation des prélèvements

PK = Pascal Kindler	FN = Fond National
P = Papillon	JC = Jean Charollais
YM = Yves Miglietti	GU = Gubbio (collection Zaninetti)
JMB = Jean-Michel Baltassat	KM = Künzle-Müller
E = collection la Frasse, CHAROLLAIS & al. 1978	
AL = Arnold Lillie	

Proportion des éléments dans une roche

TR = très rare R = rare F = fréquent TF = très fréquent

2.2. LENTILLES IMPORTANTES VOLUMETRIQUEMENT

2.2.1. LES COUCHES D'AGY

Synonymie : "Trias dolomitique"

Planche 1 : B, C, D

Figures 6, 31, 40, 41, 44bis, 46, 47, 48, 49, 51, 52

Origine du nom

Terme géographique, hameau situé à 1 km au NNW de St-Sigismond (Haute-Savoie).

Coupe-type

Colline herbeuse, à 400 m à l'ESE de la Croix d'Agy.

Coordonnées : 930.8/128.2/1270m - feuille Cluses 1-2, 1:25.000.

Morphologie

Sur le terrain, les couches d'Agy se marquent par de petits escarpements ne dépassant que rarement 4 m de hauteur et 150 m de longueur.

Lithologie

Elles consistent en dolomies gris-sombre à patine blanche se présentant en bancs décimétriques diaclasés à joints plans, parfois séparés par de fins interbancs argileux. Ces roches montrent sous le microscope des cristaux allotriomorphes de dolomite (80-95 %, taille 0.01 à 0.1 mm), du quartz authigène (1-2 %), de la pyrite (R) et de la muscovite (TR). Les éléments figurés (0-20 %) sont représentés par des intraclastes et des fragments d'ostracodes.

Un microfaciès particulier à "bird's eyes" (PK 314) provenant de la région de Morillon (coordonnées : 935.0/129.2/780 m) est constitué de lamines irrégulières de dolomicrite gris-clair et de biodolomicrite brune à foraminifères benthiques recristallisés parmi lesquels L. ZANINETTI (communication orale, 1984) a reconnu :

Aulotortus spp.
Glomospira sp.

Cette association caractérise le Trias supérieur.

Une étude de ce faciès en cathodoluminescence révèle en outre deux temps de fracturation, plusieurs générations de ciment dolomitique de remplissage des pores et des fractures ainsi que la présence de quelques cristaux de fluorine et d'apatite (communication orale, AMIEUX 1985).

Les dolomies d'Agy sont caractéristiques d'un milieu de plate-forme peu profond, de faible énergie, à eau chaude et sursaturée en Mg^{++} . Le microfaciès à "bird's eyes" est typique de la zone intertidale.

Description de la coupe-type

Haut de 4 m et long de 30 m, l'affleurement révèle des bancs dolomitiques à cassure brune et patine gris-blanc. Epais de 5 à 60 cm, ils sont parfois séparés par de fins niveaux argilo-schisteux gris.

Extension géographique

Les couches d'Agy sont observables dans le périmètre limité par la Croix d'Agy (1267 m), les Plaignes (1358 m) et les Granges (876 m) ainsi qu'à la Motte (757 m), au SW de Morillon (800-1000m), au sommet (1771 m) et sur la face N de la Pointe de la Lanche (1480-1530 m).

Relations avec les unités lithologiques existantes

Cet horizon correspond aux "calcaires dolomitiques" de LILLIE (1937) amputés des "calcaires dolomitiques siliceux" que nous n'avons pas retrouvés.

Au Trias supérieur, des sédiments calcaréo-dolomitiques se déposent en abondance dans la mer épicontinentale peu profonde recouvrant le futur domaine alpin (DEBELMAS & LEMOINE 1964, WINTERER & BOSELLINI 1981). Ces dépôts ont rarement fait l'objet d'études microscopiques détaillées, limitant ainsi les critères de comparaison avec notre région. Aussi, les couches d'Agy présentent-elles des affinités certaines non seulement avec les dolomies blondes ultrahelvétiques (BADOUX 1945, GABUS 1958, GODEL 1965) mais encore avec les rares faciès dolomitiques attribués à la nappe du Niesen (ACKERMANN 1986a et b), à celle de la Brèche (DE LEPINAY 1981) et avec ceux des Préalpes médianes (PUGIN 1951, VON DER WEID 1960, GISIGER 1967, SEPTFONTAINE 1976a et b, PAPILLON 1980, BALMER & OLMARI 1983, LOMBARD 1983, ZANINETTI 1977, LOMBARD & WERNLI 1977).

Cependant, l'étude microscopique de quelques échantillons prélevés au Môle (Chablais) par ces derniers auteurs (lames FN 1334 à 1342) a révélé que nos roches étaient davantage recristallisées et plus pauvres en lits argileux que les faciès dolomitiques subbriançonnais.

Le niveau à "bird's eyes" signalé aux Brasses par PAPILLON (1980, échantillon P 21) présente néanmoins de grandes similitudes avec PK 314.



Fig. 6 : couches d'Agy au S de Mindiou (930 m). Bancs métriques diaclasés de dolomie grise à patine claire (dir.: N60W, pend. 30 NE); a : roche en place, b : blocs éboulés.

La série calcaréo-dolomitique de Taninges (Haute-Savoie, WERNLI & BRÖNNIMANN 1973) contient une association de glomospirelles de l'Anisien moyen. Cette série apparaît donc nettement plus ancienne que les dolomies d'Agy.

Conclusions

Dans l'état actuel de nos connaissances, l'attribution des couches d'Agy à une unité tectonique ou paléogéographique précise n'est pas envisageable.

2.2.2. LES COUCHES DE ST-SIGISMOND

Synonymie : "Aalénien des Cols"

Planche 1 : F, G, H; Planche 2 : A

Figures 8, 14, 29, 31, 37, 38, 44, 44bis, 46, 47, 48, 49, 51

Origine du nom

Terme géographique, localité bordant la dept. 6 à 3 km au NE de Cluses (Haute-Savoie).

Coupe-type

En bordure de la petite route conduisant à Agy, à 100 m à l'E de l'église de St-Sigismond.

Coordonnées : 930.8/127.8/960 m - feuille Cluses 1-2, 1:25.000.

Morphologie

Les couches de St-Sigismond déterminent des zones déprimées et marécageuses (S de Morillon, plateau des Saix, région des Mouilles). Elles sont souvent affectées par des phénomènes de glissement qui rendent difficile l'estimation de leur épaisseur (150 à 300 m).

Lithologie

Elles sont constituées d'argilites sombres d'aspect satiné contenant une proportion variable de concrétions siliceuses, carbonatées ou pyriteuses très dures, à cassure noire et à patine rouille. L'analyse aux RX des argilites révèle la présence de *chlorite*, de rares *interstratifiés de type illite-montmorillonite* et d'*illite* relativement bien cristallisée. La largeur du pic à 10 Å de ce dernier minéral varie de 4 à 7 mm indiquant une forte diagenèse et, localement, un métamorphisme anchizonal. D'origine chimique, les concrétions (taille 5-10 cm) apparaissent sous une forme ellipsoïdale (nodule), allongée (lit concrétionnaire) ou sphéroïdale (TR). Elles comportent souvent un noyau pyriteux et peuvent montrer des lamines (PK 142), des bioturbations (PK 266) ou une zonation concentrique. Elles présentent sous le microscope une pâte brune cryptocristalline riche en matière organique et en pyrite diffuse. Les minéraux (2 à 15 %) sont le quartz détritique et authigène, la pyrite framboïdale et la muscovite. Les bioclastes (0-10 %) se composent de radiolaires, de plaques d'échinodermes, de spicules de spongiaires, d'ostracodes et de foraminifères benthiques parmi lesquels R. WERNLI (communication orale 1985) a reconnu :

- Discorbis* sp.
- Epistomina* sp.
- Lenticulina* sp.
- Spirillina* sp.
- Nodosariidae indéterminés

La concrétion PK 142 prélevée à l'E des Hauts-Chosaux (coordonnées : 929.9/129.3/1050 m) comprend en outre une microfaune particulière de radiolaires pyriteuses du Callovo-oxfordien et de protoglobigérines silicifiées (WERNLI & KINDLER 1986).

Le grand axe des concrétions aplaties s'oriente parallèlement à la forte schistosité qui affecte les couches de St-Sigismond; comme selon MASSAAD (1973) la plupart des nodules ont une origine syngénétique ou diagénétique précoce, nous supposons donc que cette schistosité se surimpose à la stratification originelle. D'après les hypothèses de ce même auteur, les argilites à concrétions seraient l'indice d'un milieu euxinique, réducteur et peu éloigné du continent.

Description de la coupe-type

L'affleurement (15 m de longueur, 3 m de hauteur) est malheureusement occulté à l'E par un mur de construction récente. Il révèle les argilites schisteuses, sombres et micacées, ainsi que des nodules silico-pyriteux (taille 20/5 cm noirs à patine rouille). Les couches (N10E, pendage 20° SE) sont monoclinales.

Extension géographique

Les couches de St-Sigismond occupent un volume important entre Arve et Giffre. Elles se retrouvent aux endroits suivants :

- plateau des Saix (1550 à 1610 m)
- S de Morillon (les Esserts), torrent de la Miche et Nant Taffon (830 à 1200 m)
- E de la Frasse, ruisseau du Codex et torrent de la Grangette (1000 à 1350 m)
- crête Arve et Giffre au voisinage de Trécharde (1400 m) et à la Vieille (1600 m)
- St-Sigismond (960 m)
- à l'W de cette localité, entre le hameau des Hauts-Chosaux et les lieux-dits les Aires et la Motte (770 à 1050 m).

Relations avec les unités lithologiques existantes

Les couches de St-Sigismond possèdent les mêmes caractéristiques lithologiques que les "schistes noirs à nodules calcaires" attribués à l'Aalénien par LILLIE (1937) sur la base des ammonites suivantes (déterminations non revues) :

- Calliphylloceras connectens* ZITTEL (empreinte)
- Brasilia* cf. *opalinoïdes* (MAYER) VACEK sp. (fragments)
- Graphoceras* (*Ludwigella*) sp. (fragments)
- Harpoceras* (fragments)

Les schistes argileux à concrétions apparaissent fréquemment dans le Jurassique moyen des domaines helvétique (COLLET 1912, MASSAAD 1973), dauphinois (BARFETY & al. 1972, CARFANTAN 1973), ultrahelvétique (BADOUX 1945, RICOUR & LIENHARDT 1954, HOMEWOOD 1974, LANDRY 1978, FERRAZZINI 1981, ANATRA 1986, PUGIN 1986) ainsi que dans le soubassement de la nappe du Niesen (HOMEWOOD 1974, BADOUX & HOMEWOOD 1978, ACKERMANN 1986a et b). Ces roches ont reçu des noms différents selon les auteurs : schistes à miches, argilites à concrétions, schistes à nodules, "basalen Tonschiefer", marnes à *Bositra*. Elles présentent cependant une lithologie très constante et sont généralement datées par ammonites de l'Aalénien inférieur ou du Callovo-oxfordien.

DE LEPINAY (1981) émet cependant un opinion différent. La découverte au N de Samoëns (Haute-Savoie) d'une nannoflore néocrétacée rare (deux formes) et mal conservée au sein de schistes noirs similaires à ceux de St-Sigismond conduit cet auteur à envisager une resédimentation oligocène (!) de ce matériel. Cette déduction nous paraît un peu hâtive. Nous devons cependant reconnaître que la datation des argilites à concrétions reste problématique en raison de leur présence à divers niveaux stratigraphiques (PUGIN 1986).

Les unités alpines plus internes (Préalpes médianes et Brèche) semblent dépourvues de formations analogues. Seul VON DER WEID (1960) signale des horizons de "schistes marneux noirs très fissiles à nodules ferrugineux" dans les massifs du Moléson et de la Dent de Lys (Préalpes médianes fribourgeoises).

Conclusions

Les caractères pétrographiques des couches de St-Sigismond soulignent leur ressemblance avec l'"Aalénien inférieur" des Alpes externes. Cependant la présence d'un échantillon attribué avec certitude au Callovo-oxfordien nous conduit à "rajeunir" une partie au moins de ces couches. Cette partie pourrait être corrélée avec la base des marnes et calcaires de Bifé (Massif du Montsalvens, Préalpes externes fribourgeoises) datés par ammonites de l'Oxfordien inférieur (ANATRA & al. 1980, GUILLAUME 1957).

2.2.3. LES COUCHES DES SAIX

Synonymie : "Aalénien supérieur grésos-schisteux"

Planche 2 : B, C, D, F

Figures 7, 14, 31, 37, 38, 46, 47, 48, 49

Origine du nom

Terme géographique, replat topographique situé en rive gauche du Giffre à 4 km au SE de Samoëns (Haute-Savoie).

Coupe-type

Petite niche d'arrachement en bordure de la route reliant Vercland au plateau des Saix.

Coordonnées : 937.8/127.3/1530 m - feuille Cluses 3-4, 1:25.000.

Morphologie

Souvent couvertes, les couches des Saix définissent des reliefs mous, voire déprimés.

Lithologie

De couleur gris-sombre à patine brune, elles sont constituées en grande partie de marnes schisteuses micacées. Ces marnes renferment en outre des lits calcaires laminés et bioturbés (*Zoophycos*, *Chondrites*, *Planolites*) comportant parfois des bélemnites orientées. Au microscope, ces calcilitites se présentent comme des biomicrosparites à minéraux détritiques abondants (30-40 %, quartz, muscovite, feldspaths) et rares lithoclastes cristallins. Les bioclastes sont représentés par des plaques d'échinodermes (TF), des filaments calcitiques (F), des algues vertes (F), des spicules de spongiaires (R) et une association de foraminifères benthiques de plate-forme comprenant :

Lenticulina sp.

Ophthalmidium sp. involute

Planiinvoluta carinata LEISCHNER

Sans être un marqueur stratigraphique précis (WERNLI 1971), *P. carinata* permet néanmoins de placer ces couches entre le Rhétien et l'Oxfordien.

Cependant, deux prélèvements marneux (PK 398, provenant de la base de la falaise du Plon du Dard, coord. : 932.5/126.5/1300 m et PK 407, prélevé sous l'escarpement des Rosières, coord. : 932.4/127.5/1270 m) ont fourni une nannoflore calcaire pauvre et mal conservée attribuable au Paléogène (communication écrite, MANIVIT 1983) :

Coccolithus pelagicus MARKALIUS

Ericsonia ovalis BLACK

Prinsiaceae

Le problème posé par cette découverte nécessiterait un trop grand développement; il sera traité ultérieurement (4.3.2.).

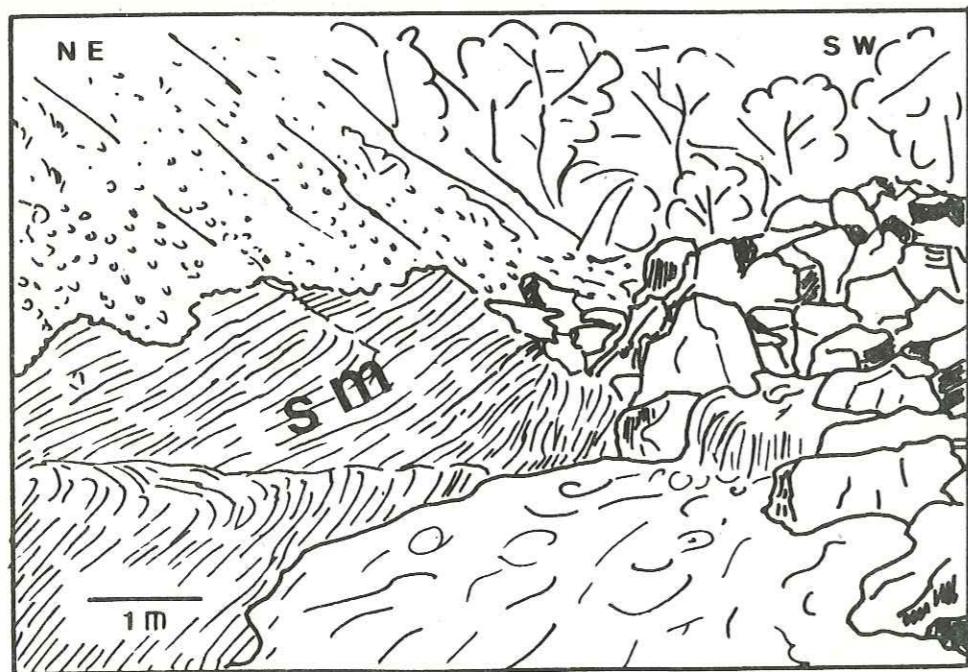


Fig. 7 : couches des Saix en rive droite du Nant Taffon (785 m). Ensemble marno-schisteux micacé, brun-sombre, attribué à l'Aalénien supérieur; sm : schistes micacés.

Cet ensemble marno-gréseux résulte certainement d'une resédimentation induite par des courants. Les structures sédimentaires observées ne nous permettent pas cependant de trancher entre un dépôt turbiditique de bassin et une tempestite de plate-forme.

Description de la coupe-type

Les couches apparaissent ici sur une distance de 20 m et une hauteur de 3 m. Elles montrent un débit facile en grandes dalles. Les marnes micacées brunes ont fourni une petite bélemnite (PK 265) tandis que les calcaires biosparitiques peu quartzeux et légèrement bioturbés contiennent des filaments calcitiques et des algues vertes. D'orientation N30E (pendage 20° vers le SE), les couches disparaissent vers l'W sous une zone couverte après laquelle affleurent des argilites noires à nodules (2.2.2.).

Extension géographique

Affleurant largement entre Arve et Giffre, les couches se rencontrent au plateau des Saix (1470, 1530, 1550, 1600 m), sur la crête de St-Sigismond (1450, 1490-1510 m, 1640 m), sur l'arrachement du Plon du Dard (1300-1320 m), à la base de la falaise des Rosières (1265 m), dans le ruisseau du Codex (1160-1175 m), au SW des Hauts-Choseaux (880-910 m), à l'entrée E des Bas-Choseaux (930 m), au lieu-dit les Tattes (SE de la Frasse, 1060 m), dans le torrent du Grand-Pré (885 m), dans le torrent du Verney (730-760 m), dans le Nant Taffon (735 m) et enfin dans le torrent des Vagnys (660-680 m).

Relation avec les unités lithologiques existantes

Les marnes et calcaires des Saix sont identiques aux "schistes gréseux très micacés" attribués sans preuve paléontologique au Bajocien inférieur par LILLIE (1937). Les "calcschistes gréso-micacés à Zoophycos" ou "Schistes à Cancellophycus" abondent dans le Dogger du domaine alpin septentrional. Ils se rencontrent particulièrement dans la couverture des massifs cristallins externes (BARFETY & al. 1972, LANDRY 1978), dans l'Ultraschiste (schistes mordorés, BADOUX 1945; MORNOD 1949; HOMEWOOD 1974; "Glockhaus Serie", FERRAZZINI 1981; marnes micacées bioturbées, PUGIN 1986), dans le soubassement de la nappe du Niesen (marnes et calcaires du torrent de la Forclaz, BADOUX & HOMEWOOD 1978; ACKERMANN 1986a et b), dans le bassin subbriançonnais (GISIGER 1967, FURRER 1979, SEPTFONTAINE 1984) et même au front de la chaîne dans le Jura méridional (ENAY & ELMI 1964, WERNLI 1971). MOREL (1976) les signale également dans la zone complexe du Gros-Plané à la limite Préalpes externes-Préalpes médianes (canton de Fribourg, Suisse).

Conclusions

Par corrélation de faciès, les couches des Saix pourraient être attribuées à l'Aalénien supérieur. Leur origine paléogéographique devrait se situer dans les domaines ultrahelvétique ou subbriançonnais.

2.2.4. LES COUCHES DU TAFFON

Synonymie : "Bajocien"

Planche 2 : E

Figures 8, 31, 37, 38, 44, 46, 47, 48, 49

Origine du nom

Terme géographique, affluent du torrent du Verney (SE de Morillon, Haute-Savoie), lui-même tributaire du Giffre.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOÛT 2003

Coupe-type

Escarpement vertical en rive gauche du Nant Taffon.
Coordonnées : 935.1/125.3/1315 m - feuille Cluses 3-4, 1:25.000.

Morphologie

Les couches du Taffon déterminent des reliefs décimétriques accentués.

Lithologie

Elles sont représentées par des marnes schistoïdes gris-foncé, parfois riches en muscovite, et par des calcaires bioturbés (faciès à *Zoophycos*, *Planolites* et *Chondrites*) sombres à patine brune. Le rapport marnes/calcaires variant, ces couches peuvent apparaître sous la forme d'une barre massive, d'alternances décimétriques à joints onduleux ou d'amas marno-schisteux à rares bancs calcaires contournés. Les calcaires contiennent des minéraux authigènes (5-10 %; quartz, feldspaths, pyrite), des minéraux détritiques (0-5 %; taille max. 0.1 mm; quartz et micas) et des bioclastes (5-15 %) comprenant des radiolaires et filaments calcitiques, des échinodermes (R), des ostracodes (TR), des *aptychi* (TR) et des spicules de spongiaires (TR). La matrice micritique (70-80 %) a subi une légère recristallisation. A la base de la falaise du Plon du Dard (coordonnées : 932.5/126.5/1290 m) un niveau marneux a fourni une ammonite déformée que Monsieur le Professeur R. ENAY (communication écrite 1985) a identifié avec certitude comme une *Parkinsonia* de petite taille. Cette forme nous autorise à attribuer une partie au moins de notre unité au Bajocien supérieur (Zone à Parkinsoni). Ses caractéristiques lithologiques correspondent à celles d'un dépôt hémipélagique, légèrement perturbé ("slumping"), en milieu bathyal bien oxygéné.

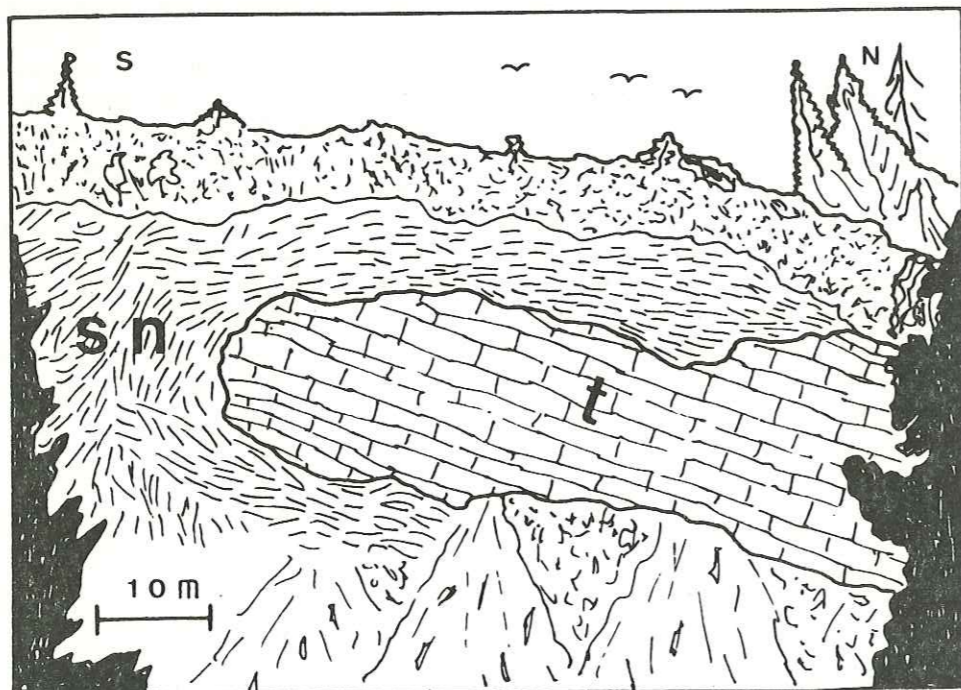


Fig. 8 : Extrémité méridionale de la coupe-type des couches du Taffon (t) dans le ruisseau du même nom; sn : schistes à nodules (couches de St-Sigismond).

Description de la coupe-type

Surmontant une zone chaotique à lentilles, les couches forment une barre haute de 15 m et longue de 500 m. Les bancs décimétriques de calcilutite sombre à patine brune sont souvent disloqués tandis que les niveaux marneux deviennent de plus en plus importants vers l'amont (1315 m).

L'affleurement se termine abruptement à l'altitude de 1360 m. Un ensemble complexe de cornéules, d'argilites à nodules (couches de St-Sigismond) et de wildfleysch lui succède.

Extension géographique

Les couches du Taffon apparaissent dans le Nant Taffon (1210-1360 m), à 750 m à l'E de la Frasse (1150 m), à la base de la falaise du Plon du Dard (1280-1300 m), sur le plateau des Saix (1600 m) et dans la région des Choseaux (930 m).

Relation avec les unités lithologiques existantes

Cet ensemble correspond aux "intercalations de schistes marneux et de calcaires gris" de LILLIE (1937) datées par ammonites du Bajocien.

Il présente de très fortes analogies d'une part avec le "Bajocien" ultrahelvétique (BADOUX 1945; MORNOD 1949; HOMEWOOD 1974; "Hochstollen Serie", FERRAZZINI 1981; calcaires à filaments, PUGIN 1986) et d'autre part avec les unités A et B de la formation du Staldengraben (nappe des Préalpes médianes, GISIGER 1967, PAPILLON 1980, LOMBARD 1983, SEPTFONTAINE 1984). Les couches du Taffon offrent encore des similitudes avec l'Oxfordien ultrahelvétique (VERNIORY 1937, ANATRA & al. 1980) et surtout avec les alternances de marnes et de calcaires d'âge Crétacé inférieur décrites dans le soubassement de la klippe de Sulens (CHAROLLAIS & al. 1981).

Conclusions

D'âge Bajocien probable, les calcaires et marnes du Taffon constituent vraisemblablement un dépôt hémipélagique de talus continental. Leur patrie paléogéographique est à rechercher dans les domaines ultrahelvétique ou subbriançonnais.

2.2.5. COUCHES DES ROSIÈRES

Synonymie : "Bathonien gréseux"

Planche 2 : G, H

Figure 9, 10, 31, 37, 38, 44, 46, 47, 48, 49

Origine du nom

Terme géographique, lieu-dit à 1 km au NE de la Frasse (Haute-Savoie).

Coupe-type

Falaise surplombante à 100 m à l'E des Rosières.

Coordonnées : 932.5/127.5/1270 m - feuille Cluses 1-2, 1:25.000.

Morphologie

Les couches des Rosières forment des escarpements difficiles d'accès; le plus important (falaise du Plon du Dard, fig. 44) atteint 30 m de hauteur.

Lithologie

Très homogènes, elles se présentent en strates épaisses (0.3 à 5 m) à joints ravinants, pratiquement dépourvues de structures sédimentaires. Elles consistent en une calcarénite (oolithobiosparite) parfois grossière, mal classée, gris-sombre à patine brune. Les minéraux constitutifs (taille 0.1 à 5 mm) sont le quartz détritique (15 à 25 %, anguleux, souvent polycristallin), les feldspaths (10 à 20 %, orthose détritique épigénisée, albite détritique et néoformée, microcline), les micas (au plus 5 %, muscovite, plus rarement biotite et chlorite) et accessoirement la pyrite, le zircon, la tourmaline et l'apatite. Les lithoclastes (3 à 10 %, taille 0.05 à 6 cm) sont de nature sédimentaire (schistes noirs à plantes, calcaires micritiques et dolomitiques, quartzites), métamorphique, granitique et même volcanique acide (rhyolitique,

dacitique et trachytique; communication orale, VUAGNAT 1985). Les ooïdes (5 à 15 %, taille 0.3 à 1 mm) sont représentés par des oolites isolés ou composites et par des "eccentric coated-grains" à gros nucléus (généralement un grain de quartz) et mince enveloppe micritique souvent incomplète et sans structure interne. Par ordre de fréquence décroissante, les bioclastes (0 à 10 %) se composent de débris d'échinodermes (plaques et radioles d'oursin, fragments de tige et plaques brachiales de crinoïde) montrant fréquemment une croissance épitaxiale, de fragments de mollusques (lamellibranches, gastéropodes, bélemnites) et de brachiopodes ainsi que d'une association de foraminifères benthiques parmi lesquels R. WERNLI (communication orale 1985) a reconnu :

Archaeosepta platierensis WERNLI
Lituolidae indét.
Miliolidae indét.
Ophthalmidiidae indét. (souvent silicifiés)
Planinvoluta carinata LEISCHNER
Spirillina sp.
Textularia sp.
Trocholina sp.
Verneuillinae indét.

Pour autant qu'il n'ait pas subi de remaniement, *A. platierensis* permet de placer ce faciès dans un intervalle compris entre le Bajocien supérieur et le Bathonien supérieur (WERNLI 1970).

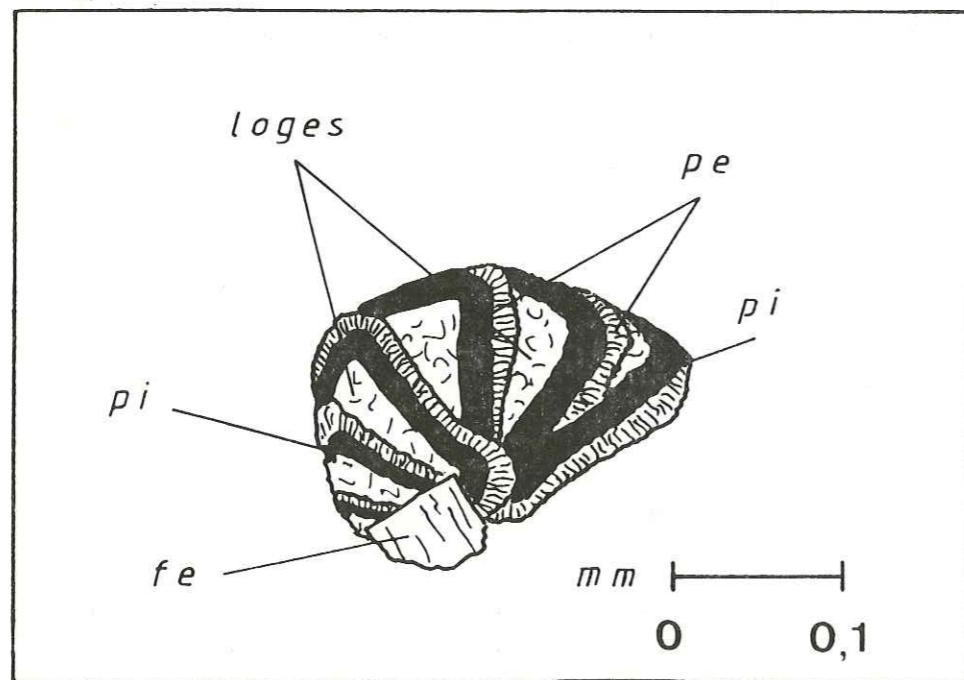


Fig. 9 : couches des Rosières, PK 492, coupe du Châtelard. *Archaeosepta platierensis* WERNLI, section oblique. Noter la paroi à double couche : *pe* = couche externe; *pi* = couche interne; *fe* = cristal de feldspath authigène. Le remaniement probable de cette forme est attesté par la disparition partielle (usure) de la couche hyaline externe.

Les couches des Rosières présentent en outre de rares niveaux pélitiques. Elles correspondent au faciès des "massive sandstone" (WALKER 1979) et indiqueraient un

COUCHES DES ROSIÈRES

UNITE DETRITIQUE C

STRATONOMIE	Épaisseur des bancs : 0.3-5 m joints marneux rares	Épaisseur des bancs : 0.1-4m joints marneux rares
MACROFACIES	Calcarénite quartzo-micacée gris-sombre à patine brune; bordure d'altération épaisse	Calcaire détritique gréseux, parfois micacé, à patine brune; bordure d'altération épaisse
MICROFACIES	Oolithobiosparite qz-feldsp. recristallisée	Oolithobiosparite qz-feldspathique
MINÉRAUX	Quartz (mono et polycristallin) Albite et orthose; muscovite taille : 0.1-0.5 mm	Quartz (mono et polycristallin) Albite et orthose *; muscovite (niveaux fins) taille : 0.1-0.2 mm
COATED-GRAINS	Oolites, ooïdes	Oolites, ooïdes
LITHOCLASTES	Schistes argileux noirs à débris végétaux Calc. micritiques et dolomitiques Oomicrites (R); quartzites Roches volcaniques acides Roches métamorphiques et plutoniques	Galets mous Calc. micritiques et dolomitiques Oomicrites (F); quartzites Roches volcaniques acides (PK 631)
BIOCLASTES (SAUF FORA- MINIFÈRES)	Echinides Crinoïdes Gastéropodes Lamellibranches Brachiopodes	Echinides Crinoïdes Gastéropodes Lamellibranches Brachiopodes
FORAMINIFÈRES BENTHIQUES	<i>Archaeosepta platierensis</i> WERNLI Textulariidae Ophthalmidiidae Lituolidae Verneuillinae <i>Trocholina</i> sp. <i>Spirillina</i> sp. <i>Planinvoluta carinata</i> LEISCHNER Miliolidae	<i>Archaeosepta platierensis</i> WERNLI Textulariidae Ophthalmidiidae Lituolidae Verneuillinae <i>Trocholina</i> sp. <i>Protopenneroplis striata</i> WEYNSCHENK "Acervulinidae" Valvulinidae
CIMENT	calcitique	sparitique
STRUCTURES SEDIMENTAIRES	classement faible, micas et lithoclastes orientés	classement moyen, lithoclastes orientés
STRUCTURES DIAGENETIQUES	recristallisation, épigénisations diverses pressure solution	stylolites pressure solution
FIGURES SEDIMENTAIRES	Chenaux Granograduation et lamination rares	Séquence de BOUMA (GISIGER 1967)
PROCESSUS DE DEPOT	Grain-flow	"Décharges turbiditiques de natures diverses" (FURRER 1977)

* Ces minéraux trouvés en relative abondance (10 à 15 %) dans deux échantillons prélevés dans le massif de la Dent de Lys (Préalpes médianes fribourgeoises) n'avaient jamais été signalés par les auteurs plus anciens.

Fig. 10 : Comparaison entre les couches des Rosières et l'unité détritique C de la formation du Staldengraben

environnement profond (partie médiane d'un cône sous-marin) caractérisé par la resédimentation de matériel déposé originellement dans un milieu carbonaté de bordure de plateforme.

Description de la coupe-type

Elle constitue un escarpement long de 50 m et haut de 15 m, partiellement recouvert de tuf calcaire. Les calcarénites apparaissent en bancs d'épaisseur variable séparés par des joints de stratification onduleux (chenaux). Une légère granograduation ainsi que des laminations à petite et grande échelle sont visibles localement. De direction N20E et plongeant de 30° vers le SE, les couches surmontent celles du Taffon (2.2.4.) représentées ici par de minces alternances de marnes et de calcaires.

Extension géographique

Elles sont observables dans le ruisseau des Vagnys (680 m), le long de la route qui relie Balmotte au Châtelard (900 à 970 m) et sur les escarpements du Plon du Dard (1300 m), des Rosières (1270 m) et de l'Artoche (1480 m).

Relation avec les unités lithologiques existantes

Les couches des Rosières correspondent aux "grès grossiers micacés" attribués sans argument paléontologique au Bajocien par LILLIE (1937). Sans équivalent dans la nappe de la Brèche, elles présentent par contre des analogies avec le "Bathonien calcaréo-gréseux" des Préalpes externes fribourgeoises (MORNOD 1949; GUILLAUME 1957; couches de la Pereyre, PUGIN 1986) et avec certains niveaux arénitiques du soubassement du flysch du Niesen : grès de Langy et "grès de passage" (région du Sépey, Vaud, Suisse, BADOUX & HOMEWOOD 1978; ACKERMANN 1986a et b). Notre unité comporte en outre une grande ressemblance avec les niveaux turbiditiques bathoniens des Préalpes médianes romandes (VON DER WEID 1960, GISIGER 1967, FURRER 1979, SEPTFONTAINE 1978 et 1984, PK 631, fig. 10).

Conclusions

D'âge Bathonien inférieur probable, les couches des Rosières correspondent à des résédiments turbiditiques remaniant du matériel de plate-forme (bioclastes, oôides), des éléments de socle (quartz, feldspaths, galets plutoniques et métamorphiques), une couverture permo-carbonifère (schistes "charbonneux" à débris de plantes, roches volcaniques acides) à triasique (quartzites et calcaires dolomitiques). Leur origine paléogéographique reste encore incertaine. Elle serait à rechercher dans les domaines ultrahelvétique, valaisan ou subbriançonnais. Signalons enfin la confusion de DE LEPINAY (1981, p. 53) qui assimile la falaise du Plon du Dard, plus bel affleurement des couches des Rosières entre l'Arve et le Giffre, aux grès tertiaires de Samoëns (2.2.13.).

2.2.6. LES COUCHES DE BEMONT

Synonymie : "Malm"

Planche 3 : A-H

Figures 11, 16, 31, 35, 36, 43, 46, 47, 48, 49

Origine du nom

Terme géographique, hameau situé en rive droite du Nant d'An à 1.5 km à l'E de Vercland (Haute-Savoie).

Coupe-type

Escarpement boisé bordant le Nant d'An à 100 m au SW de Bémont d'en bas. Coordonnées : 939.3/128.7/890 m - feuille Cluses 3-4, 1:25.000.

Morphologie

Très compétentes, les couches déterminent une barre rocheuse bien visible dans la topographie.

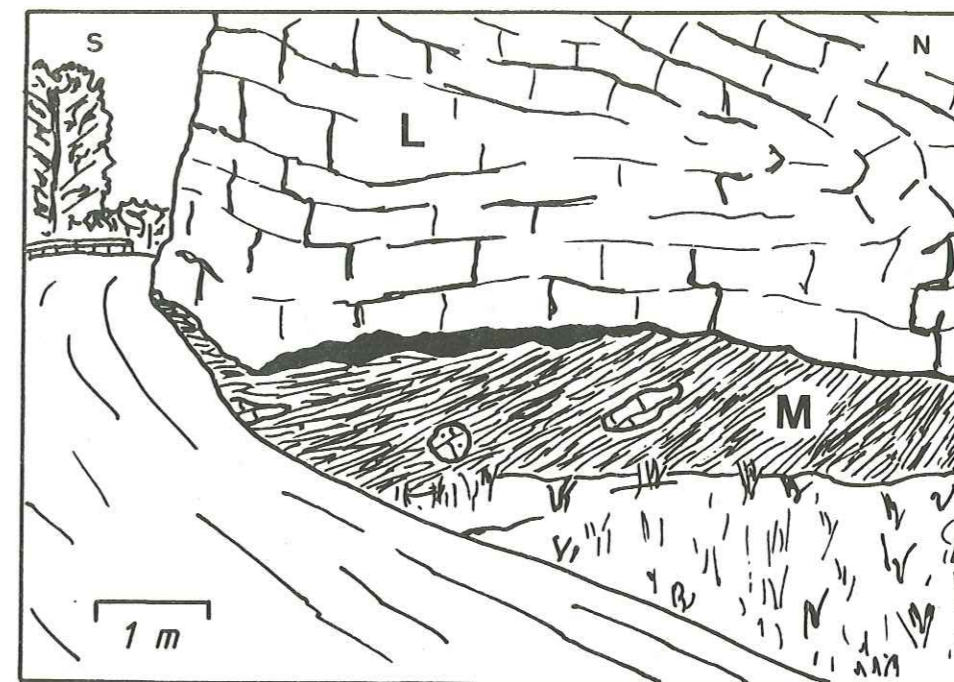


Fig. 11 : affleurement du Béné (127.1/939.2/1130 m). Les couches de Bémont sont représentées ici par des bancs décimétriques de calcaire micritique gris (L) dessinant un pli très serré et couché vers le N. Ces bancs forment un bloc décimétrique qui surmonte une matrice schisteuse de couleur noire (M).

Lithologie

A l'exception de leur base marno-pyriteuse, les couches de Bémont consistent en calcilutites ("wackestone") grises, brunes ou beiges à patine gris-blanc. Ces calcaires, parfois bioturbés, peuvent apparaître en bancs décimétriques (5 à 80 cm) à joints plans ou en strates massives mal définies. Ils ne constituent qu'exceptionnellement des horizons noduleux (ANATRA 1986) et comportent en outre des silex contournés souvent obliques à la stratification. Parfois fétides à la cassure, ces roches contiennent 2 à 3 % de minéraux authigènes (quartz, albite, pyrite), 0 à 3 % d'intraclastes micritiques et 10 à 35 % de bioclastes d'origine pélagique : radiolaires, filaments, *Aptychi*, *Globochaete*, embryons d'ammonites, bélemnites, spicules de spongiaires (TR), ostracodes, calcisphères (*Cadosina* sp.), foraminifères (*Lenticulina* sp.), protoglobigérines (F), Saccocomidae (TF) et calpionelles (TF). Parmi ces derniers organismes, nous avons pu reconnaître en collaboration avec H. DETRAZ (communication orale, 1985) :

Calpionella alpina LORENZ

Crassicolaria parvula REMANE

Tintinnopsella carpathica MURGEANU & FILIPESCU

Les protoglobigérines et l'association de calpionelles permettent de placer ces couches entre l'Oxfordien supérieur et la zone B du Berriasien (REMANE 1973, BEAUDOUIN 1977).

Ces calcilutites correspondent à un sédiment pélagique parfois perturbé ("slumping") de bassin ou de pente continentale en milieu calme et moyennement oxygéné. La

profondeur de dépôt devait être voisine de l'ACD (env. 1000 m au Jurassique supérieur, WINTERER & BOSELLINI 1981).

Description de la coupe-type

Les couches de Bémont se présentent en bancs calcaires peu épais (2 à 5 cm) à joints argileux le long du chemin conduisant à Gers. Au-dessus de celui-ci, par contre, elles affleurent en strates décimétriques à nodules siliceux. Prenant de l'ampleur vers le SW, elles constituent en rive droite du Nant d'An une falaise verticale haute de 30 m montrant des horizons massifs. Les alternances de marnes et de calcaires du Nant d'An (2.2.7.) apparaissent de l'autre côté du cours d'eau.

Extension géographique

Peu développées, elles sont surtout observables dans le secteur NE de la région étudiée : SW de Bémont d'en Bas (880 m), NW de Bémont d'en Haut (960-980 m), torrent du Nant d'An (930 et 1000 m), le Béné (1130 m, fig. 11), route des Saix (1250 m), N du plateau des Saix (1450-1490 m), falaise de la Lésière (1250 m) et région des Champs (740 m).

Relation avec les unités lithologiques existantes

Les couches de Bémont correspondent au "Malm" de LILLIE (1937). Cependant, une partie de ce "Malm" doit être attribuée au Berriasien inférieur (zone B) sur la base de l'association de calpionelles des lames 115 à 117 de cet auteur :

Calpionella alpina LORENZ, forme moyenne sphérique
Crassicolaria parvula REMANE
Crassicolaria sp.
Tintinnopsella carpathica MURGEANU & FILIPESCU

La Théthys tithonique est caractérisée par une sédimentation pélagique étendue, actuellement représentée par des calcaires sublithographiques à calpionelles aussi bien au S des Alpes (Majolica formation, WINTERER & BOSELLINI 1981) que dans les différents domaines de la marge septentrionale (CHESSEX 1959, CHAROLLAIS 1962, CARON 1963, GISIGER 1967, HERB 1975, DEBELMAS & KERCKHOVE 1980, ANATRA 1986, ACKERMANN 1986a et b, DETRAZ & al. 1987).

En conséquence, seule la base des couches de Bémont (Kimmeridgien-Tithonique moyen) pourra révéler leur origine paléogéographique. Ainsi, cette base présente de grandes affinités de microfaciès aussi bien avec le "Quintnerkalk" helvétique (HERB 1975), qu'avec les "calcaires en petits bancs" ultrahelvétiques (GUILLAUME 1957, ANATRA 1986) et la partie inférieure des "calcaires massifs" subbriançonnais du Chablais occidental (PAPILLON 1980, LOMBARD 1981). Cependant les microstructures laminées et finement granoclassées signalées par ANATRA (1986) et que nous retrouvons dans certains échantillons de PAPILLON (lames P131 à P133) n'ont pas été reconnues entre Arve et Giffre.

Conclusions

D'âge jurassique supérieur à crétacé basal, les calcilutites de Bémont sont très certainement issues d'une (ou de plusieurs) province paléogéographique externe du domaine alpin : helvétique, ultrahelvétique, valaisanne ou subbriançonnaise.

2.2.7. LES COUCHES DU NANT D'AN

Synonymie : "Néocomien à céphalopodes"

Planche 4 : A-H; Planche 5 : C

Figures 12, 16, 31, 35, 36, 43, 46, 47, 48, 49

Origine du nom

Terme géographique, affluent important du Giffre en amont de Samoëns (Haute-Savoie).

PK 505 : *Tintinnopsella carpathica* MURGEANU et FILIPESCU, 1963
Calpionella alpina LORENZ, 1902
Calpionella elliptica CADISH, 1932

zone à Calpionelles C, éventuellement B supérieure

PK 499 : *Tintinnopsella carpathica* MURGEANU et FILIPESCU, 1963
 grande forme
Tintinnopsella longa COLOM, 1939
Calpionellopsis oblonga CADISH, 1932
Calpionellopsis simplex COLOM, 1939

zone à Calpionelles D, peut-être D₂

PK 502 : *Tintinnopsella carpathica* MURGEANU et FILIPESCU, 1963
Tintinnopsella longa COLOM, 1939
Calpionellopsis aff. C. simplex COLOM, 1939

zone à Calpionelles D peut-être D₃

PK 225 : *Cyclagelosphaera margereli* (NOEL)
Watznaueria barnesae (BLACK)
Micula infracretacea (THIERSTEIN)
Speetonia cf. colligata (BLACK)

Valanginien - Hauterivien

PK 161 : petites hedbergelles
Ticinella sp.

Albien s.l.

PK 421 : *Planomalina buxtorfi* GANDOLFI, 1942
Rotalipora appenninica RENZ, 1936
Rotalipora ticinensis GANDOLFI, 1942
Praeglobotruncana sp.

zone à *R. ticinensis* et *R. appenninica*, Albien sup.

PK 249 : *Rotalipora appenninica* RENZ, 1936
Rotalipora gandolfii LUTERBACHER & PREMOLI-SILVA, 1962
Rotalipora brotzeni SIGAL, 1948
Schakoia cenomana SCHAKO, 1960
Pithonella trejoi BONET, 1956

zone à *R. brotzeni*, Cénomaniens inférieur

PK 218 : *Rotalipora reicheli* MORNOD, 1950
Rotalipora montsalvensis MORNOD, 1950

zone à *R. reicheli*, Cénomaniens moyen

Fig. 12 : Marqueurs biostratigraphiques des couches du Nant d'An

Coupe-type

Grand arrachement en rive gauche du Nant d'An, à 250 m à l'WSW de Bémont d'en bas.

Coordonnées : 939.2/128.7/890 m - feuille Cluses 3-4, 1:25.000.

Morphologie

Peu répandues sur le territoire étudié, les couches du Nant d'An se présentent en escarpements marqués, métriques à décimétriques.

Lithologie

Variables, ces couches comprennent un faciès de base autochtone et deux types lithologiques allochtones que nous décrirons ultérieurement (2.2.7.1. et 2.2.7.2.). Le faciès principal consiste en l'alternance régulière de bancs calcaires uniformément bioturbés (assemblage à *Chondrites*, EKDALE & al. 1984) et de lits marno-schisteux peu micacés. Epais de 5 à 40 cm les bancs calcaires montrent une cassure brune, beige ou grise et une patine claire. Au microscope, ils apparaissent comme des biomicrosites ("wackestone") comprenant 2 à 5 % de minéraux authigènes (quartz, albite, dolomite et pyrite), de rares minéraux détritiques (quartz, glauconie, phosphate et muscovite, taille moy. 0.05 mm) et 10 à 30 % de bioclastes : radiolaires (TF), calpionelles (F à la base), foraminifères planctoniques (F au sommet), calcisphères (F), spicules de spongiaires (R), plaques d'échinodermes (R), ostracodes (R), *Aptychi* (R), mollusques (R) et foraminifères benthiques (R).

Les niveaux les plus anciens contiennent l'association suivante de calpionelles :

Calpionella elliptica CADISH

Calpionella alpina LORENZ

Tintinnopsella carpathica MURGEANU & FILIPESCU

alors que les couches les plus jeunes ont fourni les foraminifères planctoniques ci-dessous (communication orale, CARON 1985) :

Rotalipora reicheli MORNOD

Rotalipora sp.

Praeglobotruncana delrioensis PLUMMER

Praeglobotruncana stephani GANDOLFI

Globigerinelloides sp.

Hedbergella sp.

Cette microfaune (fig. 12) permet de placer les alternances du Nant d'An entre la zone C du Berriasien (REMANE 1973, BEAUDOIN 1977) et le Cénomaniens moyen (Zone à *R. reicheli*).

Les couches correspondent à un sédiment hémipélagique parfois légèrement perturbé ("slumping") de talus continental peu accentué ("distally-steepened ramp", READ 1982) en milieu profond, calme et réducteur. La rythmicité du dépôt serait due à des fluctuations "pulsantes" de l'environnement (production de carbonate, apport terrigène fin) selon COTILLON & al. (1979) ou à des variations du niveau de base liées à des perturbations astronomiques (GOODWIN & ANDERSON 1985).

Description de la coupe-type

Long de 30 m et haut de 40 m, l'arrachement découvre les alternances de lits marneux (épaisseur moyenne 10 cm) et de bancs micritiques bioturbés (5 à 25 cm) parfois lenticulaires et contournés ("slumping"). Les niveaux calcaires inférieurs d'âge Berriasien supérieur (zone D₁₋₂, REMANE 1973) ont fourni :

Tintinnopsella carpathica MURGEANU & FILIPESCU

Calpionellopsis sp.

tandis que les bancs sommitaux plus argileux et laminés contiennent des exemplaires

mal conservés et peut-être légèrement remaniés de

Tintinnopsella carpathica MURGEANU & FILIPESCU

Tintinnopsella aff. *T. longa* COLOM

indiquant sous toute réserve le Valanginien basal. De direction N20E et plongeant de 30° vers le SE, la série reposerait donc en position normale.

Le torrent du Nant d'An souligne le contact brutal avec les calcaires massifs et clairs de Bémont (2.2.6., orientation N45W/30°NE) datés ici du Berriasien basal (zone B).

Extension géographique

Les affleurements se répartissent surtout au NE du terrain étudié : plateau des Saix (1520 m), torrent du Verney (860 m), route des Saix (900-930 m, 970 m, 1170 m, 1190 m, 1350 m), torrent du Nant d'An (880 m-920 m, 940 m), cascade du Nant d'An (815-830 m, corde et matériel d'escalade indispensable, figs 16 et 43) et ruisseau des Allues (1120 m).

Relation avec les unités lithologiques existantes

Le faciès principal du Nant d'An est analogue au "Valanginien" et au "Barrémien" de LILLIE (1937). Nous avons cependant découvert des calpionelles berriasien dans une de ses lames (n° 121); par contre, les horizons à foraminifères planctoniques du Crétacé moyen manquent dans la collection de cet auteur.

Plusieurs domaines paléogéographiques alpins présentent au Crétacé inférieur une sédimentation rythmée de marnes et de calcaires parfois interrompue par des arrivées détritiques (BEAUDOIN 1977, DETRAZ & al. 1987; CHAROLLAIS & al. 1987). Ces dépôts sont particulièrement bien développés dans la province ultrahelvétique. Ainsi, au SW de notre région, la formation des "alternances de calcaires fins tachetés et de marnes schistoïdes" (CHAROLLAIS & al. 1981) des unités du Bouchet et de Nantbellet (klippe de Sulens, ROSSET & al. 1976) représente sans doute l'équivalent de notre faciès de base. Selon ces auteurs l'extension stratigraphique des alternances serait Berriasien moyen (zone C)-Bédoulien basal; ils signalent néanmoins un niveau marno-calcaire à faune planctonique albo-cénomaniens (lame JC 3965) dans la coupe du torrent sous les prés de Nantbellet.

Au NE du terrain étudié, les "calcaires et marnes tachetés" (Berriasien supérieur-Barrémien) ainsi que la base des "marnes et calcaires argileux à niveaux bigarrés" (Albien-Cénomaniens) des Préalpes inférieures romandes et chablaisiennes (ANATRA 1986) semblent également correspondre à notre unité. Cependant nous n'avons jamais observé les "marnes à granulations noires", les "calcarénites lie-de-vin" et les "marnes noires à bancs calcaires subordonnés" que cet auteur associe aux "marnes et calcaires tachetés".

La nappe des Préalpes médianes plastiques montre des dépôts similaires mais moins épais (calcaires plaquetés et complexe schisteux intermédiaire, CARON 1963, GISIGER 1967, BALMER & OLMARI 1983; "Fleckenkalk mit mergeligen Zwischenlagen", BOLLER 1963) qui débute généralement au Valanginien moyen et se poursuivent parfois jusqu'au Cénomaniens moyen (coupe du Pfaffengrat, Préalpes bernoises).

Conclusions

Les couches du Nant d'An devraient vraisemblablement se rattacher à la province ultrahelvétique; cependant l'attribution de certains affleurements au domaine subbriançonnais ne peut être totalement exclue.

2.2.7.1. LES CALCAIRES SILTEUX HETEROCHRONES

Synonymie : "grés-glauconieux"

Planche 5 : A, B, C

Figures 13

Ces niveaux forment des escarpements rocheux métriques à décimétriques et se présentent généralement en bancs épais (30 cm à 1 m) à joints onduleux de calcilutite grise à patine brune. Souvent laminée et bioturbée, cette roche apparaît au microscope comme une biomicrite ("wackestone" à "packstone") comportant 5 à 15 % de minéraux (quartz détritique, pyrite, glauconie, phosphate, muscovite, dolomite, zircon) et 15 à 60 % de bioclastes : radiolaires et spicules de spongiaires calcitisés (TF), plaques d'échinodermes (F), calcisphères (R), foraminifères benthiques (textulariidés, rotaliidés, *Nodosaria* sp.), mollusques et ostracodes.

Ces couches sont très certainement hétérochrones. En effet, localement associées à des alternances de marnes et de calcaires valanginiennes (datation par nannoflore et calpionelles), elles renferment ailleurs (PK 640 prélevé aux Plans) des petits foraminifères planctoniques parmi lesquels M. CARON (communication orale 1986) a identifié :

Hedbergella sigali MOULLADE

Cette forme indiquerait un âge Barrémien à Aptien inférieur, datation confirmée par une association de nannoflore découverte dans un niveau marneux voisin et comprenant (comm. écrite, MANIVIT 1983) :

Watznaueria barnesae BLACK

Cyclagelosphaera margerelii NOEL

Diazmatholithus lehmanii NOEL

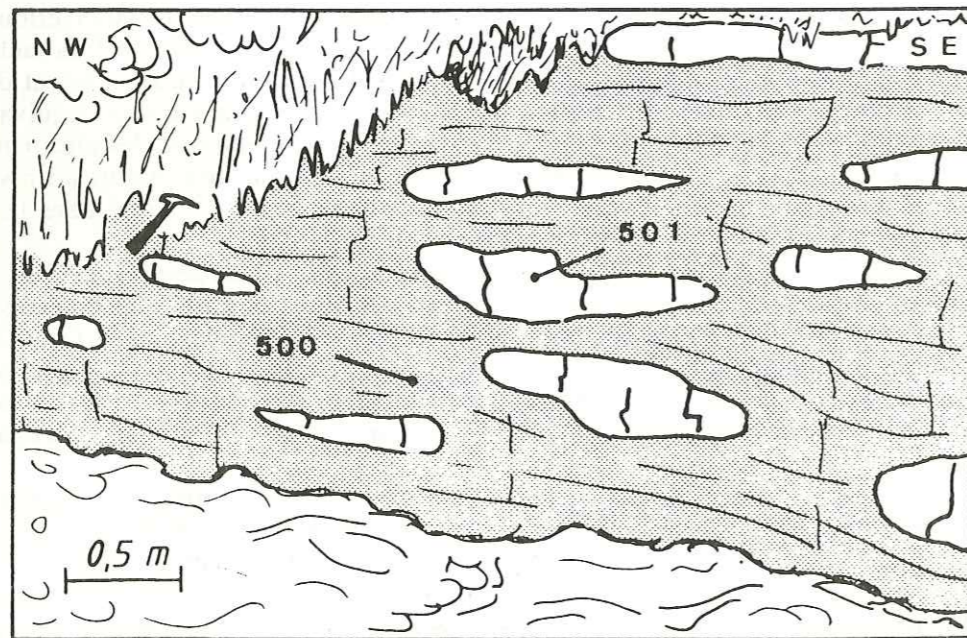


Fig. 13 : Coupe du Nant d'An, alt. 905 m. Structures de "slump" au sein des calcaires silteux hétérochrones. La matrice (PK 500) est constituée de calcaires marnoschisteux bruns à radiolaires et spicules de spongiaires. Les bancs contournés (PK 501) apparaissent comme des calcilutites recristallisées, peu quartzueuses, à rares bioclastes (radiolaires, spicules de spongiaires).

Intercalés dans les alternances du Nant d'An (2.2.7.), les calcaires silteux hétérochrones représentent un dépôt de plate-forme externe resédimenté au pied d'une pente continentale par des courants de turbidité de basse densité (REINECK & SINGH 1980) ou par des processus de glissement sédimentaire ("slump"). Dans ce

dernier cas, ils montrent une texture conglomératique dispersée à éléments décimétriques lenticulaires fortement recristallisés (fig. 13).

Ces roches apparaissent le long de la route des Saix (880, 920, 970 et 1220 m) ainsi que dans le ravin du Nant d'An (820, 840, 905, 910, 1020 et 1025 m) et correspondent à l'"Hauterivien massif" de LILLIE (1937, p.16). Leur association avec les couches du Nant d'An permet d'assimiler ces calcaires aux spiculites du Crétacé inférieur et moyen ultrahelvétique appelées "grés-glauconieux inférieur" ou "supérieur" au SW de l'Arve (CHAROLLAIS & al. 1970) et "membre siliceux" et "calcaires grés-glauconieux" entre Arve et Simme (ANATRA 1986).

Les calcaires silteux hétérochrones présentent par ailleurs de grandes similitudes avec certains microfaciès de l'Hauterivien subalpin de Haute-Savoie (FROIDEVAUX 1976, CHAROLLAIS & al. 1987, PK 46) et de la formation de Wang (STACHER 1980, PK 676) dont l'attribution au Crétacé supérieur est actuellement remise en question (KINDLER 1986 & 1987).

2.2.7.2. LES CALCAIRES BIOCLASTIQUES

Synonymie : "faciès urgonien"

Planche 5 : D, E

Ces roches ne s'observent qu'au sommet de la piste de ski des Saix (coord. 937.3/129.2/1480 m). Elles se présentent en bancs décimétriques contournés dans une matrice chaotique de calcaires marneux sombres à spicules (2.2.7.1.) et consistent en calcarénites spathiques laminées beiges à patine brune. Les bioclastes (plaques d'échinodermes, mollusques, dasycladacées, bryozoaires et foraminifères benthiques) et les lithoclastes micritiques forment l'essentiel de la roche. Les minéraux, plus rares (5 %), sont représentés par le quartz authigène et détritique (taille 0.1 mm), la glauconie (taille max. 0.5 mm), la pyrite, le phosphate et l'albite authigène (TR). Un ciment microsparitique peu abondant (10 %) apparaît entre les éléments usés et compactés ("pressure solution").

L'association de foraminifères benthiques comporte :

- Miliolidae
- Lituolidae
- Orbitolinidae
- Textularidae
- Trocholina* sp.

D'affinité barrémienne cette microfaune évoque fortement celle des faciès urgoniens du domaine helvétique.

Ces couches correspondent sans doute à des "coulées bioclastiques" issues du rebord externe d'une plate-forme carbonatée, resédimentées en milieu plus profond de talus ou de glaciaires continentaux et affectées ultérieurement par des glissements sédimentaires.

Les calcaires bioclastiques sont analogues aux "calcaires siliceux et glauconieux barrémiens" de LILLIE (1937). Le prélèvement n° 46 de cet auteur contient cependant moins de glauconie mais davantage d'ooides à cortex silicifiés et de ciment sparitique que notre échantillon. Nous n'avons malheureusement pas retrouvé l'affleurement décrit par notre prédécesseur (1937, p. 17).

Ces niveaux représentent vraisemblablement la resédimentation de calcaires urgoniens helvétiques dans un bassin ultrahelvétique plus méridional. Un tel phénomène a déjà été signalé par VERNIORY (1935 & 1937) dans les collines du Faucigny, par CHAROLLAIS & al. (1970) dans la klippe de Sulens (coupe de l'Arbarête), par GUILLAUME (1957) et ANATRA & al. (1980) dans le massif du Montsalvens (rio du Javrex), par WEIDMANN (1985) dans les Pleïades et par FERRAZZINI (1981, "Schrattenkalk" des Préalpes internes bernoises).

ANATRA (1986, p. 97) regroupe ces roches sous le nom de "calcarénites beiges" et

les attribue au Barrémien supérieur-Aptien basal sur la base d'une association d'Orbitolinidae. Cette attribution semble cependant sujette à caution (communication orale, CHAROLLAIS 1987).

Les calcaires bioclastiques diffèrent par contre nettement de l'"Urgonien valaisan" riche en éléments cristallins du village des Diablerets (canton de Vaud, Suisse; BADOUX 1975).

2.2.8. COUCHES DES CHOSEAUX

Synonymie : "Néocomien détritique"
 Planche 5 : F, G; Planche 6 : A, B
 Figures 14, 15, 31, 33, 34, 46, 47, 48, 49

Origine du nom

Terme géographique, hameau situé à 1.5 km au NW de St-Sigismond (Haute-Savoie).

Coupe-type

Talus couvert bordant le parking du dancing "le Chosal", le long de la dept. 6 entre St-Sigismond et Châtillon, à 200 m à l'WSW des Bas Choseaux.
 Coordonnées : 928.1/129.2/840 m - feuille Cluses 1-2, 1:25.000.

Morphologie

Peu importantes, les couches des Choseaux définissent cependant des petits reliefs bien marqués.

Lithologie

Hétérogènes, elles regroupent les ensembles lithologiques suivants :

- 1. brèche polygénique (fig. 15), mal classée (éléments de 2 à 30 mm), grise à patine beige, à ciment sparitique peu abondant;
- 2. microbrèche polygénique (éléments semblables à 1) granoclassée, parfois laminée, à nombreux fragments d'échinodermes;
- 3. calcarénite spathique gris-brun à patine beige, composée exclusivement de fragments d'échinodermes, d'oncoïdes et de quartz authigène;
- 4. calcisiltite ("biopelsparite") brune à pellets micritiques et fragments d'échinodermes;
- 5. calcilutite pyriteuse, grise, brune ou beige, homogène ou bioturbée, riche en radiolaires calcitisés; cette roche constitue des bancs décimétriques à joints plans parfois séparés par des niveaux marno-schisteux.

Malgré leur diversité, ces différents termes apparaissent liés sédimentologiquement : la plupart des calcaires fins correspondent à un dépôt autochtone de bassin ou de talus continental en milieu bathyal, calme et réducteur; cette sédimentation est d'abord perturbée par de minces arrivées turbiditiques distales (une partie des calcilutites, calcisiltites et calcarénites) puis par des phénomènes plus proximaux ("grain-flow", "debris-flow") déposant des bancs microbréchiques et bréchiques épais (10 cm à 1 m, type A₁, A₂ et C, MUTTI 1979) qui ravinent le sédiment sous-jacent.

Les calcilutites homogènes ont livré

Calpionella alpina LORENZ (forme moyenne sphérique)

alors que certains niveaux marno-schisteux renferment une association de nannoflore comprenant (communication écrite, MANIVIT 1983) :

Watznaueria barnesae BLACK

Braarudosphaera bigelowii GAN & BRAARUD

Diazmatholithus lehmanii NOEL
Cyclagelosphaera margerelii NOEL

Les micrites à Calpionelles représentent vraisemblablement le Berriasien inférieur alors qu'un âge Néocomien peut être avancé pour l'ensemble des couches des Choseaux.

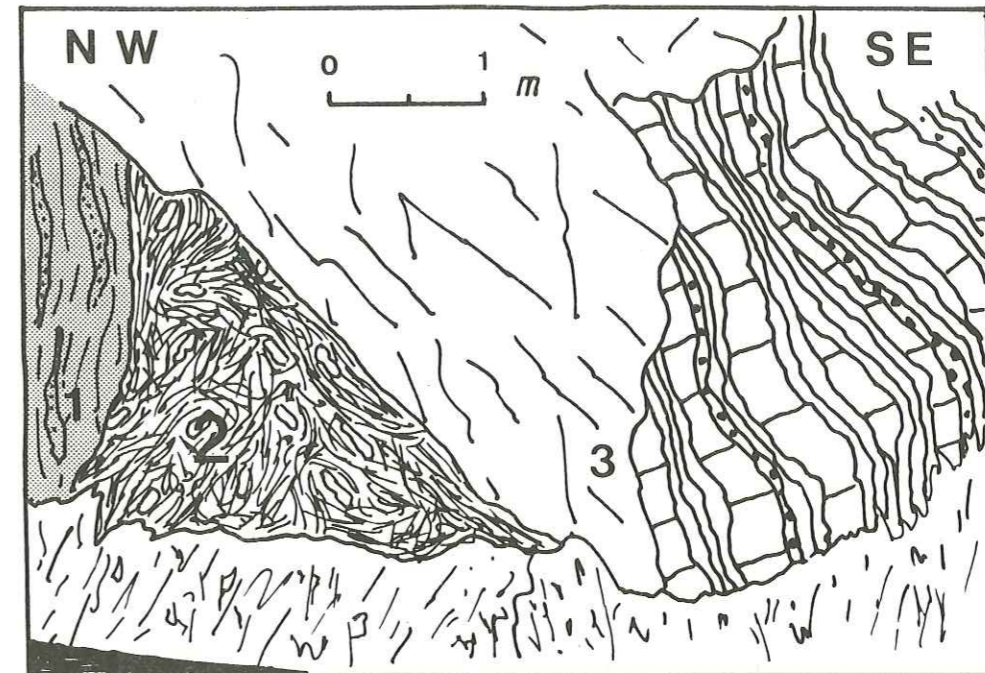


Fig. 14 : couches des Choseaux; extrémité nord-occidentale de la coupe-type (928.1/129.2/840 m) montrant le contact tectonique de ces couches (3) avec celles de St-Sigismond (2) et des Saix (1).

Description de la coupe-type (fig. 14)

A l'exception des brèches, toutes les roches mentionnées ci-dessus peuvent se rencontrer sur cet affleurement (hauteur 3 m - longueur 30 m). Elles constituent des couches verticales peu épaisses (3 à 20 cm) à joints plans. Certains bancs composites réunissent 2 ou 3 termes lithologiques généralement séparés par des limites stylolitiques nettes (PK 459); les lits marneux (PK 134) ont fourni la nannoflore citée plus haut.

L'extrémité NW du talus jouxtant l'entrée du dancing (*cave canem !*) montre le contact tectonique de l'unité avec un ensemble écrasé de schistes noirs à nodules (couches de St-Sigismond) et de calcschistes bruns micacés (couches des Saix).

Extension géographique

En dehors de la coupe-type, les couches des Choseaux apparaissent dans la région de Bois-dessus (coord. : 927.6/131.0/750 m, feuille Samoëns 5-6, 1:25.000) où les brèches sont bien représentées, à 700 m au N de Balmotte (750 m), à l'intersection de la N202 et de la dept. 4 (660 m) et enfin au lieu-dit "les Choseaux", le long de la dept. 6 (800 m).

Relation avec les unités lithologiques existantes

Elles correspondent aux roches attribuées au Crétacé inférieur de la Zone submédiane par LILLIE (1937).

GROUPE 1 : Eléments d'origine pélagique - âge : Malm
env. 30 %

Biomicrorite silicifiée à radiolaires et calpionelles
Biomicrorite silicifiée à Saccocomidae et protoglobigérines
Biomicrorite à Aptychi
Calcaire micritique azoïque (albite diagénétique, F)
Silex

GROUPE 2 : Eléments d'origine néritique - âge supposé : Dogger
env. 15 %

* Oolithosparite
Lithosparite (parfois à filaments)
Lithobiosparite à foraminifères benthiques
Oolites et oïdes

GROUPE 3 : Eléments schisteux - âge supposé : Lias supérieur
env. 10 %

Argilite ferrugineuse

GROUPE 4 : Eléments calcaréo-dolomitiques - âge : Trias
env. 30 %

Dolomicrite et dolosparite plus ou moins sombre
Intradolomicrite
Dolomie corniolisée

GROUPE 5 : Eléments siliceux - âge : Permo-Trias et plus anciens
env. 15 %

Quartz polycristallin
Quartzite
Mylonite quartzreuse
Granite
Gneiss et micaschiste
Roche volcanique acide

* cette roche ressemble beaucoup au calcaire graveleux (Bathonien-Callovien) décrit par SEPTFONTAINE (1976a) au col du Cordon (Haute-Savoie, France).

Fig. 15 : Inventaire des éléments des termes bréchiques et microbréchiques des couches des Choseaux

Si les termes fins autochtones ressemblent beaucoup aux faciès du Tithonique et du Néocomien de plusieurs provinces paléogéographiques (2.2.6. et 2.2.7.), les niveaux resédimentés sont par contre plus difficiles à comparer, principalement en raison du manque de descriptions lithologiques détaillées de formations analogues dans d'autres portions de la chaîne alpine.

Nous avons cependant pu constater leur identité avec les "calcaires fins à microbrèches" et les "alternances de calcaires fins tachetés et de marnes schisteuses" de l'unité de Roche Vieille (klippe de Sulens, lames JC4333 à JC4348, ROSSET & al. 1976). L'attribution de ces formations au domaine subbriançonnais nous paraît en revanche discutable.

En effet, absents des bassins delphino-helvétique (DETRAZ & al. 1987, CHAROLLAIS & al. 1987) et ultrahelvétique (GUILLAUME 1957, ANATRA 1986) ces horizons ne présentent que peu d'analogies avec les couches resédimentées contemporaines des Préalpes médianes plastiques (BOLLER 1963) et de la Brèche (CHESSEX 1959, DE LEPINAY 1981). Ainsi, les premières sont dépourvues d'éléments triasiques alors que dans les secondes, au contraire, les galets post-triasiques n'apparaissent que rarement. Ils montrent par contre des similitudes beaucoup plus nettes avec les couches de l'Aroley, partie basale de plusieurs flyschs crétaqués valaisans (TRÜMPY 1951, ANTOINE 1972), et avec certains faciès décrits dans la Zone submédiane (MC CONNELL & DE RAAF 1929, MC CONNELL 1951, WEIDMANN & al. 1976).

Conclusions

D'âge Néocomien et d'origine probablement valaisanne, les couches des Choseaux se caractérisent surtout par des sédiments détritiques remaniant en milieu profond du matériel issu d'un socle cristallin siliceux et d'une couverture sédimentaire d'âge Permo-Triasique à Berriasien inférieur.

Les calcaires et brèches de l'unité de Roche Vieille (klippe de Sulens, ROSSET & al. 1976) pourraient également se rattacher au domaine valaisan.

2.2.9. LES COUCHES DE VERCLAND

Synonymie : "resédiments pseudo-néocomiens"

Planche 6 : C-H

Figures 16, 31, 35bis, 36, 43, 46, 47, 48, 49

Origine du nom

Terme géographique, hameau sis en rive gauche du Giffre à 2 km au SE de Morillon (Haute-Savoie).

Coupe-type

Petit escarpement le long de la route reliant Vercland à Bémont-d'en Bas, quelques dizaines de mètres avant le pont franchissant le Nant d'An.

Coordonnées : 939.2/128.9/885 m, feuille Cluses 3-4, 1:25.000.

Morphologie

Les couches de Vercland déterminent généralement des barres rocheuses bien marquées. La plus importante de ces barres (cascade du Nant d'An, *figs* 16 et 43) atteint 60 m d'épaisseur.

Lithologie

Très homogènes, elles se présentent comme une calcilutite argileuse, parfois schisteuse, vert-sombre à patine brune. Elles constituent le plus souvent des amas contournés ("slumps") et peuvent englober des lentilles de lithologie et d'âge variés. Au microscope cette roche apparaît comme une biomicrorite ("wackestone" à "packstone") à quartz détritique et authigène (10 à 30 %, taille moyenne 0.15 mm,

anguleux), glauconie (5 à 8 %), pyrite et hématite (3 à 5 %), muscovite (R), dolomite (R), zircon, phosphate, tourmaline et lithoclastes micritiques (max. 10 %, taille 0.1 mm, arrondis). Les bioclastes (5 à 40 %) sont représentés par des débris de spongiaires (spicules calcifiés ou siliceux), d'échinodermes (plaques et radioles), de mollusques (R) et des foraminifères benthiques (rotaliidés, textulariidés, miliolés silicifiés). La matrice marneuse de couleur brune, riche en matière organique, montre des laminations irrégulières de nature plus calcaire ainsi que des figures de compaction (stylolites) et de bioturbation.

L'étude de nos lames minces a permis de mettre en évidence une association de foraminifères planctoniques d'âge Paléocène supérieur-Eocène inférieur (communication orale, WERNLI 1986, SEPTFONTAINE 1986) comprenant des sections de petites globigérines et globorotalidés globuleux de type *Globigerina triloculinoides*, *G. velascoensis* et *Morozovella pseudobulloides*, de *Planorotalites* aplatis des groupes *P. compressa* et *P. pseudomenardii* et enfin de formes trapézoïdales comme *M. velascoensis* ou *M. rex*. Cette association est en outre accompagnée d'organismes plus anciens remaniés : bélemnite (PK 512), cadosines à paroi double du Malm, nanoflore du Crétacé moyen (PK 335, communication écrite, MANIVIT 1983) et Globotruncanidae du Maastrichtien (PK 549, communication orale, CARON 1985).

Les couches de Vercland apparaissent comme un dépôt circalittoral resédimenté dans un milieu plus profond. Localement cette unité présente tous les caractères d'un olistostrome (NAYLOR 1981).

Description de la coupe-type

Elle constitue une petite falaise haute de 3 m et longue de 50 m. La roche montre une lithologie homogène (calclutite quartzo-glauconieuse sombre) tandis que les couches, parfois métriques, sont disposées de manière chaotique. Celles-ci affleurent sporadiquement dans le ravin du Nant d'An en contrebas de la route. Un wildflysch à lentilles de Crétacé supérieur leur succède vers le haut en rive droite du torrent.

Extension géographique

Elles sont observables uniquement dans la portion NE du territoire étudié, notamment dans le torrent du Nant d'An (720-800 m, 860-890 m, 960-990 m, 1010-1040 m, 1100-1115 m), dans la région les Rots - Bémont-d'en Bas (850-880 m), le long de la route des Saix (1030 et 1090 m), dans le torrent du Grand-Crêt (1030-1070 m), dans le torrent du Verney (880-910 m) et enfin dans le torrent de la Turche (1080-1100 m).

Relation avec les unités lithologiques existantes

Les couches de Vercland sont analogues à l'"Hauterivien marno-gréseux" de LILLIE (1937). Cependant, trois des quatre échantillons de cet auteur (AL 8, 13 et 82) ont également fourni une microfaune planctonique d'âge Paléocène supérieur-Eocène inférieur. Ainsi l'attribution de LILLIE, établie par corrélation avec "l'Hauterivien des Hautes Alpes Calcaires" (1937, p. 16), ne peut plus être acceptée pour l'ensemble de cette formation.

Le "Maastrichtien" de cet auteur (1937, p. 19) présente également certaines ressemblances avec les calcaires de Vercland. Il se révèle néanmoins plus carbonaté et plus pauvre en quartz et en glauconie. L'échantillon AL 67 provenant des Pellys contient en outre un assemblage de foraminifères planctoniques du Paléocène supérieur-Eocène inférieur. En conséquence, l'âge Maastrichtien considéré par LILLIE ne peut plus être maintenu actuellement pour la totalité de cette formation. En conclusion, nous proposons de regrouper l'"Hauterivien marno-gréseux" et le "Maastrichtien" de notre prédécesseur sous le terme de "couches de Vercland". De plus, une part importante de ces roches doit être attribuée non plus au Crétacé mais au Tertiaire.

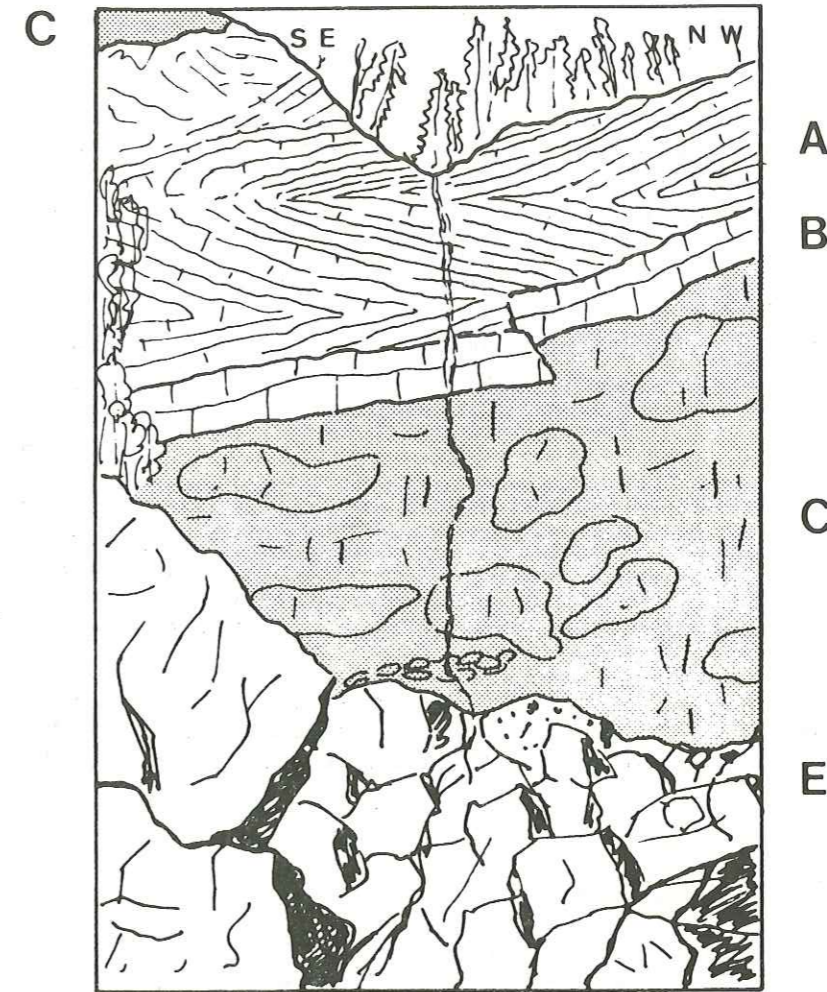


Fig. 16 : dessin schématique de la cascade du Nant d'An (coord. : 939.5/129.1/720-900 m) montrant de bas en haut :

- E - éboulis recouvrant partiellement un wildflysch attribuable au Paléocène supérieur-Eocène inférieur;
 - C - couches de Vercland (Paléocène supérieur-Eocène inférieur) présentant une structure chaotique ("slumping");
 - B - couches de Bémont (Berriasien moyen);
 - A - couches du Nant d'An (? Néocomien), très replissées;
 - C - couches de Vercland (Paléocène supérieur-Eocène inférieur)
- L'ensemble A et B pourrait former une méga-lentille dans le complexe chaotique C.

NB : Le torrent du Nant d'An est sujet à d'importantes variations de débit liées à une retenue d'eau située en amont de la cascade. Ces variations, très brutales et généralement inattendues, peuvent constituer un danger certain pour le géologue étudiant cette coupe...

Dans un récent travail (KINDLER 1986), nous démontrons les similitudes lithologiques et paléontologiques entre d'une part les calcaires gréseux de Vercland et d'autre part les couches de Wang des domaines sud-helvétique et ultrahelvétique (STACHER 1980, FERRAZZINI 1981, ANATRA 1986), les "Fliegenspitz-Schichten" des nappes helvétiques glaronnaises et autrichiennes (STACHER 1980), la formation gréso-glaucouneuse du soubassement de la klippe de Sulens (CHAROLLAIS & al. 1981) et enfin l'"Aptien" des collines du Faucigny (VERNIORY 1937). Pour expliquer les ressemblances de faciès de toutes ces unités avec les calcaires siliceux de l'Hauterivien delphino-helvétique ("Kieselkalk", PK 44, 47, 151, 152; DETRAZ & al. 1986; CHAROLLAIS & al. 1987), nous proposons un modèle de remaniement grain par grain déjà appliqué dans d'autres régions de la chaîne alpine (LEMOINE 1967, MARTINI 1968a, WEIDMANN 1972). Ce mécanisme permet également de comprendre le mélange paléontologique observé dans certains prélèvements. Il précède les autres processus de resédimentation (courants de turbidité, courants de contour, "debris-flow") qui ont affecté ultérieurement les couches de Vercland.

Conclusions

Nous venons de démontrer que certains calcaires gréso-glaucouneux de notre région pourraient avoir connu une histoire sédimentologique complexe : dépôt en milieu circalittoral à l'Hauterivien, (? plusieurs phases de) resédimentation grain par grain entre cette époque et le Paléocène supérieur-Eocène inférieur et enfin reprise du matériel resédimenté par des courants de turbidité et des "debris-flows" dès l'Eocène inférieur.

L'origine des couches de Vercland est sans doute à rechercher sur la bordure méridionale du domaine helvétique, non loin du seuil séparant ce dernier du bassin de la nappe du Niesen (BARBIER 1948, HOMEWOOD et al. 1984, ACKERMANN 1986a et b).

2.2.10. LES COUCHES DU BENE

Synonymie : "calcaires sublithographiques"

Planche 7 : A-G; Planche 8 : A-I; Planche 9 : A-I; Planche 10 : A-D

Figures 17, 18, 19, 28, 31, 35, 36, 44bis, 46, 47, 48, 49, 51, 52

Origine du nom

Terme géographique, hameau situé en rive gauche du Nant d'An, à 2.5 km au S de Samoëns (Haute-Savoie).

Coupe-type

Falaise bordant la route des Saix, à 500 m au NW du Béné.

Coordonnées : 939.0/127.5/1070 m, feuille Cluses 3-4, 1:25.000.

Morphologie

Les plus gros olistolites composés par les couches du Béné déterminent des escarpements pouvant atteindre 10 à 15 m de hauteur.

Lithologie

Elles sont essentiellement formées de calcaires "sublithographiques" gris-beige à patine claire, riches en foraminifères planctoniques. Parfois légèrement marneux, ces calcaires constituent des bancs décimétriques à joints plans et à rares interlits argileux; des niveaux de brèches intraformationnelles ainsi que des traces sombres de bioturbation peuvent apparaître localement.

Deux microfaciès sensiblement différents peuvent être distingués :

Microfaciès A : biomicrite ("wackestone") pratiquement dépourvue de minéraux détritiques mais riche en radiolaires, calcisphères, prismes d'inocérames et foraminifères planctoniques dont l'association (fig. 17) caractérise l'intervalle compris

entre le Turonien inférieur (Zone à *Whiteinella archaeocretacea*) et le Santonien supérieur (Zone à *Dicarinella asymetrica*).

Microfaciès B : biomicrite ("wackestone") parfois finement laminée et bioturbée, peu quartzueuse (2-3 %, taille moyenne 0.07 mm) et glaucouneuse (moins de 1 %) à spicules de spongiaires, radiolaires et foraminifères planctoniques. Ceux-ci peuvent être répartis en deux groupes :

a. *grandes formes* (plus que 300 microns) du Campano-Maastrichtien (Globotruncaninae, Globotruncanitae, Rositae, Globotruncanellae, Rugoglobigerinae et Rositae fig. 18);

b. *petites formes* (moins de 200 microns), généralement globuleuses, parmi lesquelles nous avons recensé (fig. 19) :

Morozovella pseudobulloides PLUMMER

Globoconusa daubjergensis BRÖNNIMANN

Globigerina triloculinoïdes PLUMMER

Globigérines minuscules (80-150 microns) du groupe

G. eugubina LUTERBACHER & PREMOLI SILVA.

Cette association est typique du Paléocène inférieur (Zone à *Globigerina eugubina* et Zone à *Morozovella pseudobulloides*).

Les couches du Béné correspondent à un dépôt pélagique (microfaciès A) ou hémipélagique (microfaciès B) en milieu profond (bassin ou glaciaire continental), bien oxygéné. D'âge Crétacé supérieur, elles ont pu être localement resédimentées par des courants géostrophiques ou remaniées grain par grain au Paléocène basal (LEMOINE 1967, LEEDER 1982, STOW & PIPER 1984, KINDLER 1986).

Description de la coupe-type

Elle forme une falaise d'orientation E-W haute de 8 à 10 m et longue de près de 100 m. Du côté W, les calcaires du Béné apparaissent en bancs peu épais (4-20 cm) et très réguliers. L'extrémité orientale de la coupe est par contre affectée de plis et de failles. Les couches se rencontrent ici en position renversée. En effet l'échantillon PK 241 prélevé au sommet de l'affleurement nous a fourni une association de foraminifères planctoniques du Turonien moyen (Zone à *Helvetotruncana helvetica*) :

Marginotruncana marginata REUSS

Helvetotruncana cf. helvetica BOLLI

Marginotruncana coronata BOLLI

Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO

Whiteinella sp.

PK 213 provenant par contre de la base de la falaise renferme :

Dicarinella asymetrica SIGAL

Marginotruncana coronata BOLLI

Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO

Marginotruncana marginata REUSS

Hedbergella flandrini PORTHAULT

Heterohelicidés

Ces formes appartiennent au Santonien supérieur (Zone à *Dicarinella asymetrica*).

Les calcaires "sublithographiques" du Béné sont limités sur cet affleurement par deux contacts tectoniques. Ils recouvrent les alternances de marnes et de calcaires du Nant d'An (2.2.7.) attribuées ici au Cénomaniens inférieur (Zone à *Rotalipora brotzeni*) et supportent des calcaires marneux du Paléocène moyen-supérieur (couches de la Plaigne, 2.2.15., fig. 28).

Extension géographique

Les petits olistolites rattachés aux couches du Béné sont très répandus entre Arve et Giffre. Nous ne signalerons ici que les plus volumineux : route des Saix (900, 1070, 1350, 1370 et 1450 m), torrent du Nant d'An (1060-1100 m), intersection entre la dept 6 et le torrent de l'Ally (950 m).

- PK 527 : *Dicarinella algeriana* CARON, 1966
Dicarinella canaliculata REUSS, 1854
Marginotruncana renzi GANDOLFI, 1942
Praeglobotruncana stephani GANDOLFI, 1942
Praeglobotruncana gibba KLAUS, 1960
Schakoina cenomana SCHAKO, 1894

Turonien inférieur, Zone à W. archaeocretacea avec formes remaniées du Cénomanién

- PK 531 : *Archaeoglobigerina* sp.
Dicarinella canaliculata REUSS, 1854
Dicarinella imbricata MORNOD, 1950
Helvetotruncana helvetica BOLLI, 1945
Marginotruncana renzi GANDOLFI, 1942
Marginotruncana sigali REICHEL, 1950
Whiteinella sp.

Turonien moyen, Zone à H. helvetica

- PK 245 : *Marginotruncana coronata* BOLLI, 1945
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO, 1967
Marginotruncana renzi GANDOLFI, 1942
Marginotruncana schneegansi SIGAL, 1952
Whiteinella sp.

? Turonien supérieur, Zone à M. sigali

- PK 598 : *Archaeoglobigerina* sp.
Dicarinella primitiva DALBIEZ, 1955
Hedbergella flandrini PORTHAULT, 1970
Marginotruncana marginata REUSS, 1845
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO, 1967
Whiteinella cf. *baltica* DOUGLAS & RANKIN, 1969
Whiteinella cf. *paradubia* SIGAL, 1952

Coniacien inférieur, Zone à D. primitiva

- PK 297 : *Archaeoglobigerina* sp.
Dicarinella concavata BROTZEN, 1934
Marginotruncana sp.
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO, 1967
Marginotruncana sinuosa PORTHAULT, 1970

Coniacien sup. - Santonien inf., Zone à D. concavata

- PK 213 : *Dicarinella asymetrica* SIGAL, 1952
Hedbergella flandrini PORTHAULT, 1970
Marginotruncana coronata BOLLI, 1945
Marginotruncana marginata REUSS, 1845
Marginotruncana pseudolinneiana PORTHAULT, 1970

Santonien, Zone à D. asymetrica

Fig. 17 : Associations micropaléontologiques du microfaciès A des couches du Béné (déterminations par M. CARON, communications orales, 1986).

- Globotruncanella caravacaensis* SMIT, n.sp. PK 385
Globotruncanella havanensis VOORWIJK, 1937 PK 592
Globotruncanella cf. *minuta* CARON & GONZ., n. sp. PK 385
Globotruncanella petaloidea GANDOLFI, 1945 PK 592
Globotruncanella pschadae KELLER, 1946 PK 439

- Globotruncanita angulata* TILEY, 1951 PK 439
Globotruncanita conica WHITE, 1928 PK 194
Globotruncanita elevata BROTZEN, 1934 PK 434
Globotruncanita stuarti de LAPPARENT, 1918 PK 439
Globotruncanita petersi GANDOLFI, 1955 PK 439

- Rugoglobigerina hexacamerata* BRÖNNIMANN, 1952 PK 385
Rugoglobigerina macrocephala BRÖNNIMANN, 1952 PK 385
Rugoglobigerina milamensis SMITH & PESS., 1973 PK 385
Rugoglobigerina rotundata BRÖNNIMANN, 1952 PK 385
Rugoglobigerina cf. *scotti* BRÖNNIMANN, 1952 PK 592

- Gansserina gansseri* BOLLI, 1951 PK 375

- Globotruncana aegyptiaca* NAKKADY, 1950 PK 109
Globotruncana arca CUSHMAN, 1926 PK 157
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941 PK 256
Globotruncana esnehensis NAKKADY, 1950 PK 194
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952 PK 157
Globotruncana linneiana d'ORBIGNY 1839 PK 454
Globotruncana cf. *ventricosa* WHITE, 1928 PK 383

- Rosita contusa* CUSHMAN, 1926 PK 439
Rosita fornicata PLUMMER, 1931 PK 280

- Abathomphalus mayaroensis* BOLLI, 1951 PK 592

Fig. 18 : Inventaire des formes crétacées du microfaciès B des couches du Béné (déterminations par M. CARON, communications orales 1986).

Relation avec les unités lithologiques existantes

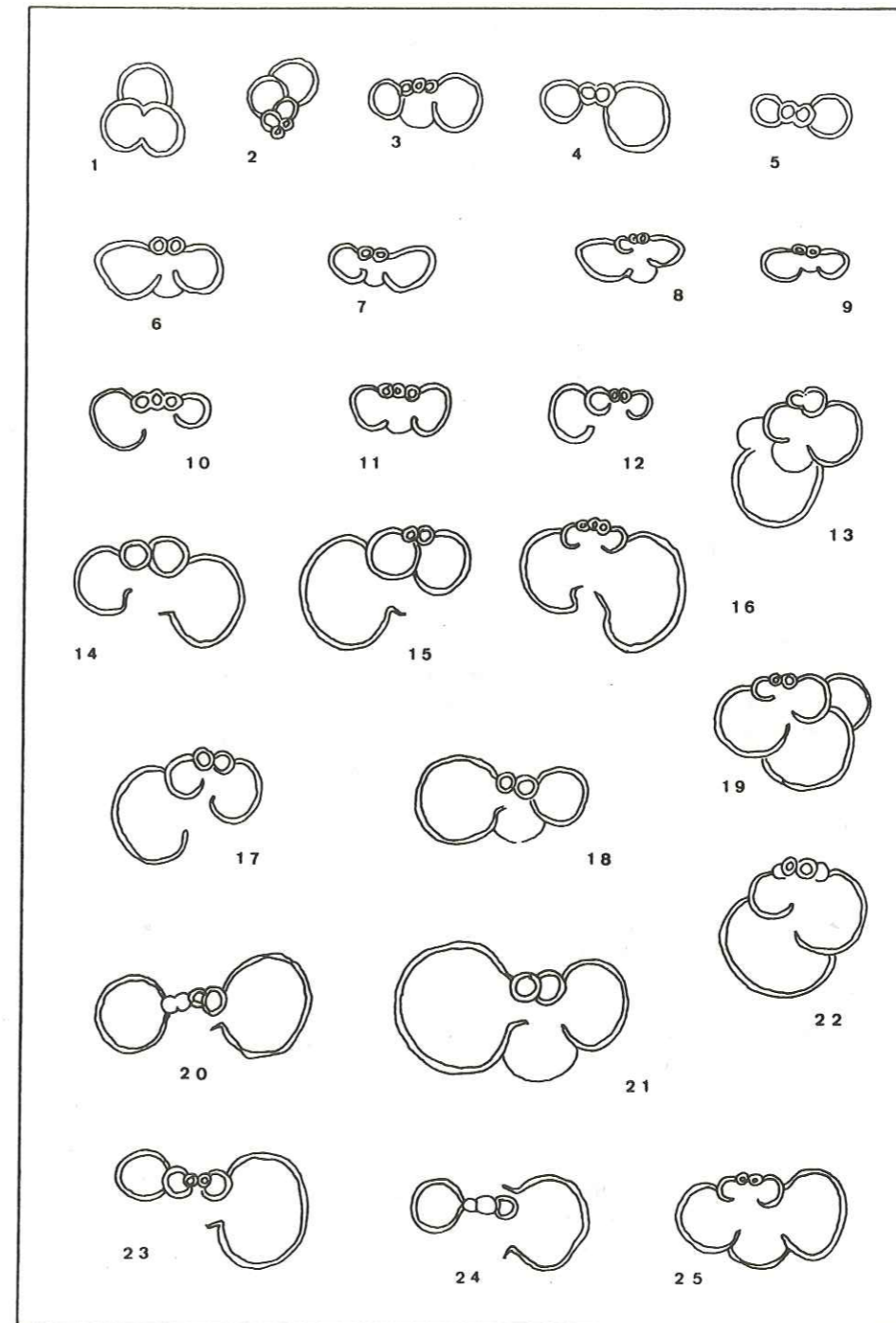
Les couches du Béné paraissent analogues à première vue au "Crétacé supérieur" de LILLIE (1937). En effet, cet auteur distingue d'une part des "calcaires sublithographiques normaux" d'âge Turonien-Sénonien et d'autre part un type "spécial" plus marneux et riche en quartz. Cependant la révision de ses lames minces montre que les prélèvements du premier type (lames n° 10, 19 et 68) correspondent respectivement au microfaciès B, aux calcaires daniens de Cellières (2.2.11.) et au microfaciès A. Quant aux échantillons "spéciaux" (lames n° 84 et 124), ils n'appartiennent pas au Crétacé supérieur mais comportent des associations de foraminifères planctoniques très bien conservés du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur.

Les couches du Béné présentent de grandes similitudes avec le Crétacé supérieur des Préalpes inférieures chablaisiennes et romandes (VERNIORY 1937, GUILLAUME

Figure 19

Microfaune planctonique du type B des couches du Béné. A l'exclusion de la forme 24, toutes les sections pourraient être attribuées au Paléocène inférieur-moyen. Les dimensions indiquées ci-dessous sont celles du plus grand diamètre de la section.

1. Section perpendiculaire de *Guembelitra* cf. *cretacea* CUSHMAN (60 microns, lame PK 260, coupe des Saix).
2. Section axiale de *G.* cf. *cretacea* (70 microns, même provenance).
- 3,4. Sections subaxiales de *Eoglobigerina* spp. (120 microns, même provenance).
5. Section subaxiale de *Globigerina* cf. *anconitana* LUTERBACHER & PREMOLI SILVA (100 microns, même provenance).
6. Section subaxiale de *Globigerina* cf. *eugubina* LUTERBACHER & PREMOLI SILVA (120 microns, lame PK 256, coupe des Saix). Noter l'aplatissement de la dernière loge.
7. Idem (120 microns, lame PK 592, coupe du Nant Taffon).
8. Idem (130 microns, lame PK 703, coupe de l'Ally).
9. Idem (100 microns, même provenance que 8).
10. Section axiale de *Globotruncanella* cf. *caravacaensis* SMIT (160 microns, lame PK 702, coupe de l'Ally).
11. Section subaxiale de *G.* cf. *caravacaensis* (120 microns, lame PK 256, coupe des Saix). Noter le contour "pré-trapézoïdal".
12. Idem 10 (120 microns, lame PK 375, coupe de l'Ally).
13. Section oblique de *Globoconusa* cf. *daubjergensis* BRÖNNIMANN (180 microns, lame PK 592, coupe du Nant Taffon). Noter la présence de *bullae*.
14. Section oblique globigériniforme (250 microns, lame PK 702, coupe de l'Ally).
- 15, 19. Section subaxiale de *Globigerina* sp. (200 microns, lame PK 375, coupe de l'Ally).
- 16, 17. Sections axiales de *Globigerina* cf. *triloculinoides* PLUMMER (240 microns, lame PK 703, coupe de l'Ally).
- 18, 21. Sections obliques de *Morozovella* cf. *pseudobulloides* PLUMMER (220-240 microns, lame PK 702 et 385, coupe de l'Ally). Noter la forme biconcave du test.
20. Section subaxiale de *M.* cf. *pseudobulloides* PLUMMER (240 microns, lame PK 256, coupe des Saix).
22. Section subaxiale de *Globoconusa* cf. *daubjergensis* BRÖNNIMANN (170 microns, lame PK 260, coupe des Saix).
23. Idem 20 (280 microns, lame PK 702, coupe de l'Ally).
24. Section axiale déformée de *Globigerinelloides* sp. (220 microns, lame PK 375, coupe de l'Ally). Noter la présence de deux ouvertures ainsi que la ressemblance de cette section avec celles de *M.* cf. *pseudobulloides* (20, 23).
25. Section subaxiale éventuellement attribuable à *M.* cf. *pseudobulloides* PLUMMER, mais également à *Globotruncanella* cf. *minuta* CARON & GONZALEZ DONOSO (250 microns, lame PK 703, coupe de l'Ally).



1957, GODEL 1965, MOREL 1980, CHAROLLAIS & al. 1981, FERRAZZINI 1981, ANATRA 1986) et, également, avec celui de régions plus éloignées : "Liebsteinerkalk" et "Leimernschichten" des écaillies ultrahelvétiques du Vorarlberg (TRÜMPY 1980, BAYER 1982). Cependant, si le microfaciès A (Turonien-Santonien) a parfois fait l'objet de descriptions exhaustives (CHAROLLAIS & al. 1981), le microfaciès B, riche en spicules, n'a été signalé que dans le wildflysch subalpin et celui de la Plaine-Morte (MOREL 1980, WEIDMANN & al. 1982, ANATRA 1986). Seul VERNIORY (1940) donne l'analyse microscopique détaillée d'un faciès identique découvert en lentille dans le soubassement du Môle (Haute-Savoie). Rattachées au domaine ultrahelvétique, ces roches sont attribuées par cet auteur au Turonien-Sénonien.

Nous avons découvert un autre niveau identique au microfaciès B au sein de l'olistolite de calcaire sublithographique du Mont (unité du Bouchet, klippe de Sulens, Haute-Savoie, ROSSET & al. 1976, MIGLIETTI 1986). En effet, les prélèvements YM 155-157 révèlent outre des spicules de spongiaires, du quartz et des foraminifères planctoniques remaniés d'âge Maastrichtien :

Globigerina cf. minutula LUTERBACHER & PREMOLI SILVA
Planorotalites cf. compressa PLUMMER
Morozovella cf. pseudobulloides PLUMMER
Globigerina cf. eugubina LUTERBACHER & PREMOLI SILVA
Globotruncanella caravacaensis SMIT

Cette association est typique du Paléocène inférieur.

Les calcaires planctoniques du Béné montrent également de grandes analogies avec certaines formations d'âge Turonien-Santonien du domaine helvétique de Suisse centrale et orientale (Seewerkalk et Choltal Schichten, OBERHÄNSLI 1978). L'équivalent des marnes d'Amden (Santonien sup.- Campanien sup.) manque par contre dans notre région.

LILLIE (1937, p. 19) avait déjà relevé la ressemblance entre le Crétacé supérieur du secteur Arve et Giffre et les roches contemporaines de la nappe de Morcles (domaine helvétique). Nous avons pu vérifier cette similitude en comparant nos échantillons avec ceux de NYALIHAMA (1972), BALTASSAT (1987) et VILLARS (en prép.). Ainsi, les calcaires marneux constituant le soubassement des couches de Wang dans le SW du massif des Bornes (Haute-Savoie) présentent la même lithologie et la même association de foraminifères planctoniques que notre microfaciès B (KINDLER 1987).

Les couches du Béné diffèrent par contre nettement du faciès "Couches Rouges" des nappes préalpines plus internes (Médianes et Brèche, CHESSEX 1959, CARON 1963 & 1976, BALMER & OLMARI 1983, GUILLAUME 1986) ainsi que de la "Leimeren Serie" du mélange de Habkern (BAYER 1982).

Ce faciès "Couches Rouges", bien représenté dans le soubassement de la klippe des Annes (CARON & al. 1967) et de Sulens (ROSSET & al. 1976), fait d'ailleurs curieusement défaut dans notre région.

En dehors du domaine alpin proprement dit, signalons que le microfaciès B de nos couches présente d'évidentes ressemblances micropaléontologiques avec le Danien de Gubbio (Apennin central, Italie, LUTERBACHER & PREMOLI SILVA 1962 & 1964; SMIT 1982; lames Gu 21, 22, 30 et 31, collection ZANINETTI).

Conclusions

Leurs caractères lithologiques et paléontologiques permettent de situer l'origine des couches du Béné dans le domaine sud-helvétique ou ultrahelvétique. L'augmentation des apports détritiques vers le sommet de la série annonce sans doute le dépôt des couches de Wang sus-jacentes. Une tendance similaire a d'ailleurs été signalée dans les Marnes d'Amden (OBERHÄNSLI 1978). L'attribution des niveaux sommitaux du Béné au Paléocène basal semble confirmer l'âge tertiaire des couches de Wang déjà soupçonné par certains auteurs (HERB 1962, MARTINI 1968a, RIVANO GARCIA

1978, ANATRA 1986, KINDLER 1986 & 1987). Une analyse nannopaléontologique exhaustive de ces différents niveaux s'avère maintenant indispensable pour tenter de résoudre ce problème fondamental.

2.2.11. LES COUCHES DE CELLIERES

Synonymie : "calcaires sublithographiques à horizons détritiques

Planche 10 : E-H

Figures 20, 21, 22, 31, 33, 34, 46, 47, 48, 49

Origine du nom

Terme géographique, village sis en rive gauche du Giffre à 2 km au SE de Taninges (Haute-Savoie).

Coupe-type

Escarpeement boisé bordant le chemin Châtillon-Cellières à 250 m au NE de Châtillon.

Coordonnées : 928.6/130.2/755 m - feuille Samoëns 5-6, 1:25.000.

Morphologie

Les couches de Cellières définissent de petits reliefs escarpés.

Lithologie

Hétérogènes, ces couches comportent deux faciès différents :

- 1. *Calculutites* ("wackestone") un peu marneuses, bioturbées, grises à patine grise, constituant des bancs décimétriques à joints plans. Ces roches contiennent 3 à 5 % de minéraux non carbonatés : quartz détritique (subanguleux, taille moy. 0.1 mm, taille max. 0.7 mm) et authigène, micas, pyrite, glauconie (R) et albite néoformée. Les bioclastes (10 à 20 %) sont représentés par des radiolaires, des spicules de spongiaires, des calcisphères (R) et des foraminifères planctoniques souvent silicifiés (fig. 22).
- 2. *Brèches et microbrèches polygéniques* (fig. 21), mal classées, à éléments dispersés ou jointifs et ciment micritique gris-clair. Ces conglomérats forment des niveaux à joints ravinants dont l'épaisseur (max. 0.4 m) est fonction de la taille des constituants. La majorité des lithoclastes (60 à 90 % de la roche, subanguleux, taille 0.1 à 20 cm) sont de nature sédimentaire : calcaire ou calcaréo-dolomitique. Les composants d'origine magmatique n'apparaissent qu'exceptionnellement. Outre quelques plaques d'échinodermes, ces brèches renferment également des tests de foraminifères planctoniques parfois silicifiés.

L'étude en section de ces organismes a permis de définir deux groupes distincts :

- grandes formes du Campano-Maastrichtien (*Globotruncaninae*, *Globotruncanitae*, *Rositae*, *Globotruncanellae*, *Heterohelicidae*, *Globotruncanellae*, fig. 22).
- petites formes (moins de 250 microns) à loges globuleuses :

Guembelitra cf. cretacea CUSHMAN

Chiloguembelitra danica HOFKER

Globigerina eugubina LUTERBACHER & PREMOLI SILVA

Eoglobigerina sp.

Globotruncanella cf. caravacaensis SMIT

Globigerina cf. minutula LUTERBACHER & PREMOLI SILVA

Morozovella pseudobulloides PLUMMER

Planorotalites cf. compressa PLUMMER

Morozovella cf. uncinata BOLLI

Cette association permet d'attribuer aux couches de Cellières un âge Paléocène basal à moyen.

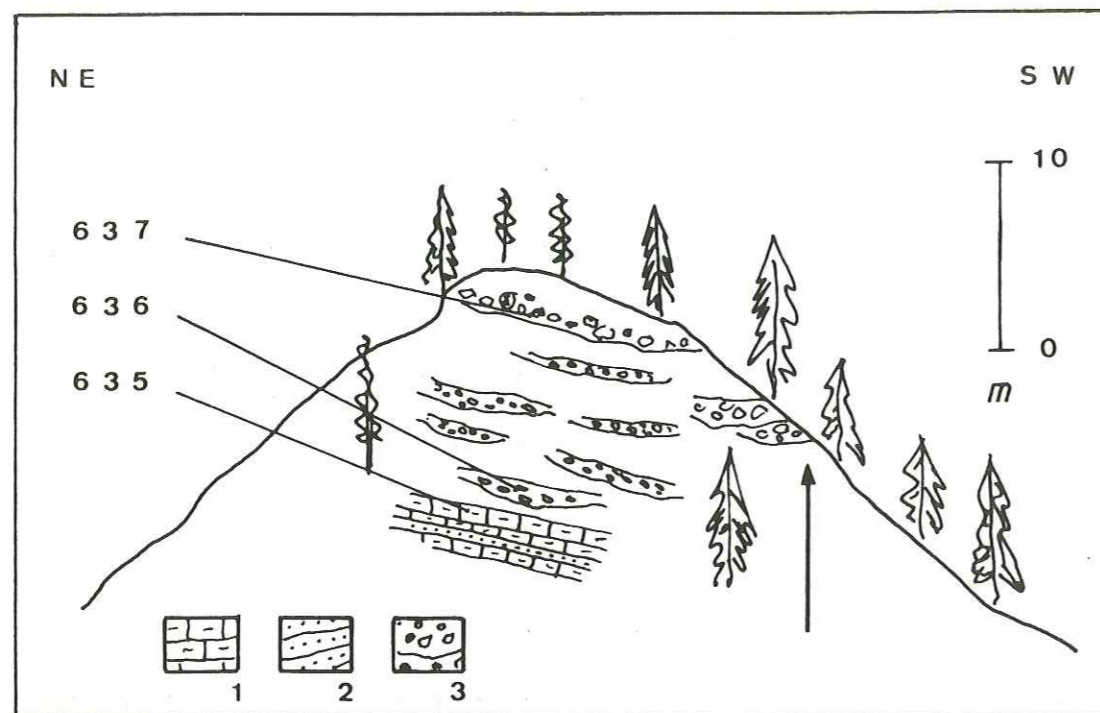


Fig. 20 : Schéma de la coupe-type des couches de Cellières. 1 : calcaires marneux à foraminifères planctoniques; 2 : grès quartzeux; 3 : brèche polygénique à ciment calcaire fin, éléments centimétriques à décimétriques de nature calcaire et dolomitique. Cette série apparaît comme une "coarsening upward sequence" (flèche).

Le mélange de microfaune crétacée et tertiaire au sein des calcilutites indique que celles-ci représentent un dépôt hémipélagique allochtone, remanié par des courants de turbidité ou de contour. Quant aux brèches et microbrèches, elles résultent vraisemblablement d'une coulée de débris ("debris-flow", faciès A₂ de MUTTI 1979). Le milieu de sédimentation, profond et bien oxygéné, est à rechercher dans l'étage bathyal, au pied d'un talus continental vraisemblablement escarpé ("by-pass margin", MC ILREATH & JAMES in WALKER 1984).

Description de la coupe-type (fig. 20)

Elle forme une colline boisée haute d'une vingtaine de mètres. Les bancs décimétriques de calcilutite grise affleurent à la base tandis que les niveaux bréchiques normalement interstratifiés deviennent de plus en plus importants et grossiers vers le haut de la butte, constituant ainsi une "coarsening upward sequence". Les couches de Cellières se présentent ici comme un olistolite isolé. Une zone déprimée et couverte les sépare au S des affleurements de brèche du col de Châtillon (2.2.12.).

Extension géographique

En dehors de la coupe-type, les couches n'apparaissent qu'à 250 m au S des Lavanchets (750 m) et le long de la route Balmotte-Châtelard (900 m).

Groupe 1 : Eléments d'origine pélagique - âge présumé : Malm - Crétacé inférieur; env. 15 %

Biomicrite à radiolaires
 Biomicrite à spicules
 Biomicrite à saccocomidae (TR)
 Micrite azoïque plus ou moins silicifiée
 Silex
 Biomicrite à aptychus
 Microsparite à petits céphalopodes

Groupe 2 : Eléments d'origine néritique - âge présumé : Dogger ou Crétacé inférieur à moyen; env. 25 %

Oosparite
 Oolithobiosparite à lamellibranches
 Oolithobiomcrite
 Calcaire échinodermique
 Lithosparite
 Biosparite à algues vertes (? Barrémien)
 Glauconie
 Agrégats phosphatés (TR, ? Crétacé moyen)

Groupe 3 : Eléments calcaréo-dolomitique - âge présumé : Trias; env. 50 %

Dolomie (dolomicrite-dolosparite)
 Calcaire dolomitique
 Dolomie bréchoïde

Groupe 4 : Eléments siliceux - âge présumé : Crétacé moyen, Permo-triasique ou plus ancien; moins de 10 %

Quartz polycristallin
 Micas (R, muscovite et biotite)
 Tourmaline (TR)
 Roche volcanique à structure microlithique (1 el.)
 Granite vert (1 el.)
 Quartzite (TR)
 Arénite quartzo-glauconieuse (? Crétacé moyen)

Fig. 21 : Inventaire des éléments des brèches des couches de Cellières

Globotruncanita cf. calcarata CUSHMAN, 1927	PK 483c
Globotruncanita cf. elevata BROTZEN, 1934	PK 483e
Globotruncanita cf. stuarti DE LAPPARENT, 1918	PK 483c
Globotruncanita stuartiformis DALBIEZ, 1955	PK 483a
Globotruncana aegytiaca NAKKADY, 1950	PK 483b
Globotruncana arca CUSMAN, 1926	PK 483a
Globotruncana bulloides VOGLER, 1941	PK 483c
Globotruncana esnehensis NAKKADY, 1950	PK 483b
Globotruncana falsostuarti SIGAL, 1952	PK 483e
Globotruncana linneiana d'ORBIGNY, 1839	PK 483b
Globotruncana orientalis EL NAGGAR, 1966	PK 484
Globotruncana ventricosa WHITE, 1928	PK 483b
Marginotruncana coronata BOLLI, 1945	PK 483b
Rosita contusa CUSHMAN, 1926	PK 483c
Rosita fornicata PLUMMER, 1931	PK 483e
Rosita plummerae GANDOLFI, 1955	PK 483e
Rugoglobigerina sp.	PK 483c
Globotruncanella caravacaensis SMIT n.sp.	PK 635
Globotruncanella cf. minuta CARON & GONZ. n. sp.	PK 484
Globotruncanella sp.	PK 198
Globotruncanella pschadae KELLER, 1946	PK 197
Gansserina sp.	PK 483e

Fig. 22 : Inventaire des formes crétacées des couches de Cellières

Relation avec les unités lithologiques existantes

Les couches de Cellières sont analogues aux roches attribuées au Crétacé supérieur de la Zone submédiane par LILLIE (1937, p. 12). Ainsi, le prélèvement n° 97 de cet auteur correspond au terme calcaire de notre unité et comprend également une association micropaléontologique typique du Paléocène inférieur à moyen. L'échantillon n° 98 prélevé dans le faciès bréchiq ue renferme en outre un élément granitique absent de nos lames.

Si les calcilutites de Cellières montrent de grandes ressemblances avec une partie des calcaires "sublithographiques" helvétiques et ultrahelvétiques (microfaciès B du Béné, 2.2.10.), les niveaux bréchiq ues n'ont par contre jamais été signalés dans ces domaines. Ces horizons présentent certaines analogies avec les conglomérats du flysch du Niesen (MC CONNELL 1951, LOMBARD 1971, ACKERMANN 1986a et b) et ceux de la série détritiqu e supérieure de l'unité du Quermoz (région de Moûtiers, Savoie, ANTOINE & BARBIER 1978a et b), mais ils s'en distinguent par l'absence presque totale de lithoclastes cristallins.

C'est avec certaines séries du domaine valaisan interne que notre unité comporte le plus d'analogies. Ainsi, la brèche de Trom et les conglomérats de Meiel de la Zone submédiane (MC CONNELL & De RAAF 1929, MC CONNELL 1951, WEIDMANN & al. 1976) de même que la "Gyrenspitz Serie" et la "Eggberg Serie" des "Prättigau Schiefer" (canton des Grisons, LOMBARD 1971) sont aussi caractérisés par des brèches très calcaires associées à des calcilutites à globotruncanidés silicifiés.

Conclusions

D'âge Paléocène basal à moyen, les couches de Cellières apparaissent donc comme un dépôt de bassin dont l'origine pourrait se situer dans la partie interne du domaine valaisan.

2.2.12. LES COUCHES DE CHATILLON

Synonymie : "brèche de Châtillon"

Planche 11 : A-H

Figures 23, 24, 31, 33, 34, 46, 47, 48, 49, 52

Origine du nom

Terme géographique, localité située sur la crête Arve et Giffre à 2.5 km au SSE de Taninges (Haute-Savoie).

Coupe-type

Falaise surplombant la route de Châtillon au lieu-dit "le Clos d'Aulph".
Coordonnées : 928.2/192.4/620 m - feuille Samoëns 5-6, 1:25.000.

Morphologie

Les couches de Châtillon constituent généralement des abrupts boisés bien marqués dans la topographie.

Lithologie

Elles apparaissent principalement comme une brèche polygénique (fig. 24) à matrice arénitique de couleur grise. Les lithoclastes les plus représentés (taille 0.01 à plusieurs mètres, subanguleux) sont les dolomies jaunes, les calcilutites sombres et les éléments cristallins verdâtres. La matrice, parfois très abondante, consiste en une arkose lithique à ciment sparitique riche en matériel néritique carbonaté : nummulites, discocyclines, algues rouges, bryozoaires et échinodermes. La brèche forme des bancs métriques grossièrement granoclassés à joints ravinants. Quelques niveaux arkosiques décimétriques semblables à la matrice des conglomérats ainsi que des rares lits argileux azoïques sont interstratifiés au sein des horizons bréchiq ues.

Les couches de Châtillon peuvent approximativement être attribuées à l'Eocène moyen-supérieur sur la base des fragments de foraminifères benthiques. Elles correspondent à un résédiment très grossier (faciès A₁, MUTTI 1979) déposé sans doute par un "debris flow" et caractéristique de la partie la plus proximale d'un cône sous-marin profond (remplissage du chenal principal).

Description de la coupe-type (fig. 23)

Récemment mise à jour par l'élargissement de la route, la coupe, orientée E-W, mesure 100 m de longueur et 10 m de hauteur. Les bancs de brèche (N60E, pendage 60° vers le NW) montrent une granogradation normale et sont séparés par de minces lits argileux noirs. La partie centrale de l'affleurement comporte des niveaux arkosiques décimétriques tandis que son extrémité orientale est caractérisée par la présence de blocs énormes (taille 4-5 m). A l'E, les couches disparaissent sous la végétation; à l'W, par contre, elles passent brusquement à un faciès wildflysch.

Extension géographique

En dehors de la coupe-type, les brèches polygéniques forment la butte dominant Châtillon à l'E (740-800 m) ainsi que la colline des Gros (725 m) à l'W de Cellières.

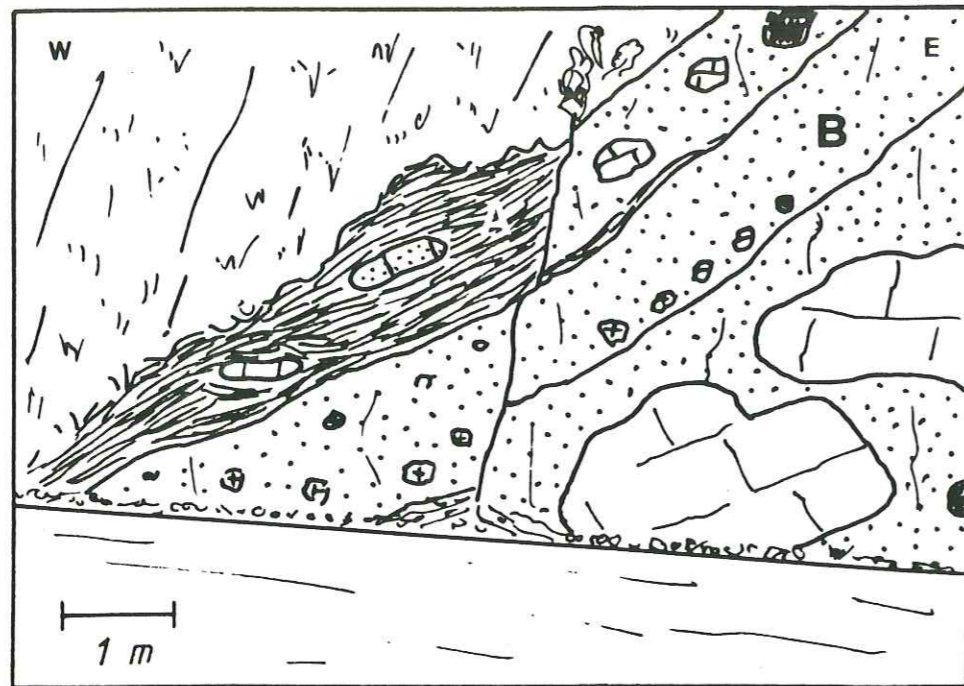


Fig. 23 : Extrémité occidentale de la coupe-type des couches de Châtillon au Clos d'Aulph. Les bancs métriques de brèche à ciment gréseux (éléments sédimentaires et cristallins) sont recouverts d'un wildflysch (A) à matrice brune et lentilles calcaires décimétriques.

Relation avec les unités lithologiques existantes

Déjà repérée par FAVRE (1867) et MAILLARD (1889), la brèche de Châtillon a été attribuée au flysch du Niesen par LILLIE (1937, p. 10).

La comparaison à l'oeil nu d'unités détritiques constitue une tâche ardue car les variations pétrographiques au sein d'une même formation peuvent être considérables. La brèche de Châtillon présente cependant des analogies avec le flysch du Meilleret (Préalpes internes romandes, HOMEWOOD 1974 & comm. orale 1985). Elle s'en distingue par la présence de lithoclastes plus volumineux et l'absence de niveaux calciruditiques organogènes importants (HOMEWOOD 1974, p. 360). Elle s'apparente également aux conglomérats du Bouchet (klippe de Sulens, Haute-Savoie, CASTAÑO 1975, ROSSET & al. 1976, BULUNDWE 1980, MIGLIETTI 1986) dont les éléments sont cependant beaucoup plus arrondis et mieux classés, impliquant un processus de sédimentation différent. Nos couches ressemblent enfin aux niveaux inférieurs de la digitation du Niélard (région de Moutiers, Savoie, BARBIER 1948, ANTOINE & BARBIER 1978, HOMEWOOD & al. 1984) qui contiennent aussi des galets cristallins verdâtres caractéristiques.

Conclusions

Attribuable au Lutétien, les brèches de Châtillon représentent donc un dépôt très proximal de cône sous-marin; leur patrie paléogéographique est sans doute à rechercher dans la zone tarine (BARBIER 1948, ANTOINE & BARBIER 1978, HOMEWOOD & al. 1984, ACKERMANN 1986a et b) aux confins des domaines ultrahelvétique et valaisan.

MEILLERET CHATILLON

AGE	LITHOCLASTES SEDIMENTAIRES	
PALEOCENE	Marnes vertes, grès	Calc. marneux à forams planctoniques Grès micacé
CRET. SUP.	Grès, calc. à roselines	Calc. fin à forams planctoniques
CRET. INF.	Microbrèches, grès Marnes, calc. marneux Calc. spathique Calc. fin	Grès verts à spicules Calc. fin à radiolaires Calc. "urgonien" Micrite azoïque
MALM	Calc. fin --- Microbrèches	Micrite azoïque ? Calc. à saccocomidés & Globochaete ---
DOGGER ?	Calc. spathique et marneux Marnes, miches, schistes Microbrèches Grès ---	Calc. spathique et marneux Argilite schisteuse noire --- Arkoses micacées ? Oolithosparite ?
LIAS ?	Calc. spathique et marneux	Calc. spathique et marneux
TRIAS	Calc. dolomitiques Dolomies Argilites vertes ---	Calc. dolomitique Dolomicrite, dolosparite --- Quartzite
PERMIEN	Microbrèches	---
CARBONIFERE ?	Grès	Arkose micacée ?

NATURE	LITHOCLASTES CRISTALLINS	
PLUTONIQUE	Granites & microgranites Diorites Pegmatites Aplite ---	Granites verdâtres & microgranites Diorite quartzique --- Aplite Mylonite granitique
METAMORPH.	Gneiss communs et à grenat Gneiss oillé Amphibolite Migmatites ---	Gneiss communs Gneiss oillé --- --- Micaschistes & quartzites vertes
VOLCANIQUE	Spilites, albitites, tufs	R. volcaniques acides (rhyo-dacite)

Fig 24 : Comparaison des éléments du flysch du Meilleret et des couches de Châtillon (en partie d'après HOMEWOOD 1974).

18 AOUT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf.grenoble.fr

2.2.13. LES COUCHES DE SAMOËNS

Synonymie : "grès de Samoëns"

Planche 12 : A-G; Planche 13 : A-H

Figures 25, 26, 27, 31, 35bis, 46, 47, 48, 49, 51

Origine du nom

Terme géographique, bourgade sise sur la rive droite du Giffre à 10 km en amont de Taninges (Haute-Savoie).

Coupe-type

Falaise située en rive gauche de ce torrent à 50 m au SW du pont de la route Samoëns-Vercland.

Coordonnées : 938.5/128.7/700 m - feuille Cluses 3-4, 1:25.000.

Morphologie

Les couches de Samoëns forment le plus souvent des escarpements rocheux bien visibles.

Lithologie

Elles se composent d'arénites grises à patine beige et de marnes schisteuses gris-brun, souvent micacées. Les niveaux marneux, peu abondants, mesurent entre 5 et 30 cm d'épaisseur. L'un d'entre eux (PK 361) a fourni quelques nanofossiles remaniés de l'Albien moyen (communication écrite, MANIVIT 1983).

Les bancs arénitiques (10 cm à 6 m) à joints plans ou ravinants (chenaux) montrent de nombreuses figures sédimentaires : lamines parallèles et obliques, granogradation, galets mous, "flute-casts" et "load-marks". Les faciès turbiditiques C (intervalles T_a, T_b, T_c) et E de MUTTI (1979) ont été reconnus.

Ces arénites ont une composition pétrographique très variable, arkosique, gréseuse ou calcaréo-gréseuse et sont caractérisées par un ciment calcitique diagénétique.

Les arkoses (quartz + feldspath = 50 %), parfois bréchiques, apparaissent le plus fréquemment. Elles contiennent des lithoclastes (5 à 30 %, fig. 27) sédimentaires et cristallins parmi lesquels s'observent de rares éléments andésitiques et diabasiques à structure intersertale. Leur fraction bioclastique (0-40 %) est composée d'algues rouges, de foraminifères benthiques (Nummulitidae, Discocyclinidae, Rotaliidae) et planctoniques (globigérines, globorotalidés), de bryozoaires, de fragments d'échinodermes et de mollusques.

Le faciès gréseux, très riche en quartz (jusqu'à 60 %) et en glauconie, renferme également de petits éléments micritiques et une microfaune planctonique très pauvre.

Les calcilitites gréso-micacées (quartz = 20 %) révèlent en section des corallinacées et une association de foraminifères planctoniques remaniés du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur comprenant notamment :

Globigerina sp.

Globigerina cf. *ouachitaensis* HOWE & WALLACE

Globigerina cf. *senni* BECKMANN

Globigerinatheka cf. *kugleri* LOEBLICH & TAPPAN

Globigerinatheka cf. *index* FINLAY

Truncorotaloides topilensis CUSHMAN

Truncorotaloides cf. *rohri* BRÖNNIMANN & BERMUDEZ

Turborotalia cf. *cerroazulensis* COLE

Turborotalia cf. *centralis* CUSHMAN & BERMUDEZ

Description de la coupe-type (figs. 25 et 26)

Déjà remarquée par MORET (1922) et LILLIE (1937), la falaise mesure 250 m de long pour 10 à 15 m de haut. Tous les types lithologiques y sont représentés. La partie orientale de l'escarpement comporte des alternances décimétriques de marnes et

d'arénites laminées (faciès E, MUTTI 1979) correspondant à une zone de ressaut hydraulique. La partie centrale est occupée par des bancs épais (3 à 5 m) microbréchiques passant latéralement à un faciès chaotique traduisant le remplissage d'un chenal principal. L'extrémité occidentale montre des bancs emboîtés à joints ravinants formés lors du comblement de chenaux secondaires.

Extension géographique

Les couches de Samoëns constituent la colline limitée par le pont du Giffre, Vercland et l'Etelay (700-810 m). Elles se retrouvent dans le torrent du Grand Crêt (1000 et 1250 m), dans le ruisseau de l'Ally (940-960 m), à 500 m au SE de Ballancy (850-900 m), au N de la Croix d'Agy (930.5/128.6/1220 m) et le long de la crête de St-Sigismond, aux Colombières (1340 m) et à Fi-Malo (1440 m).

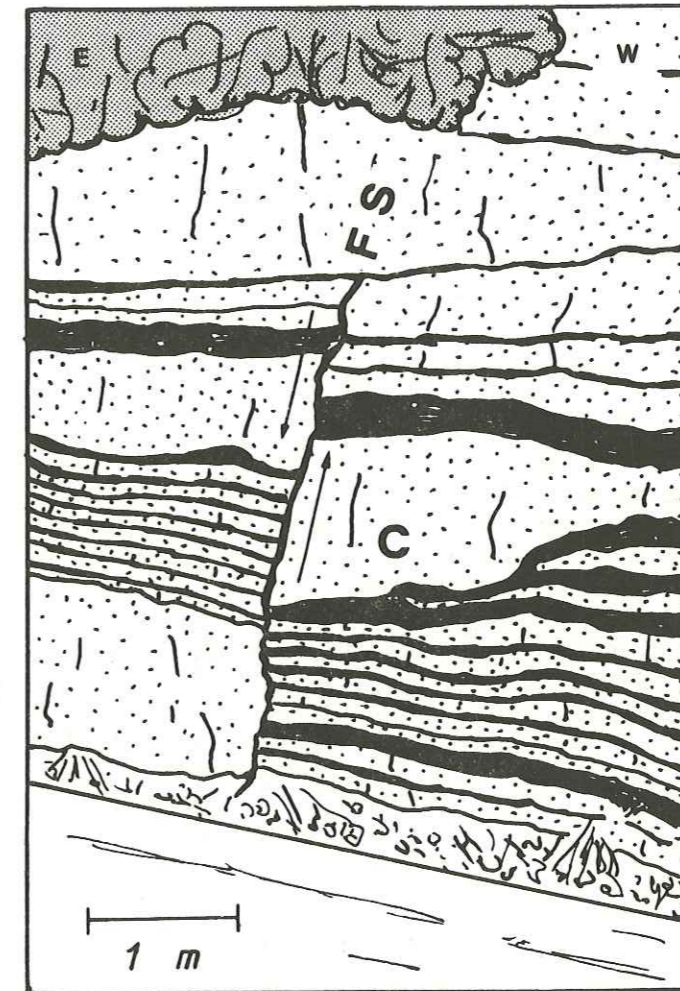
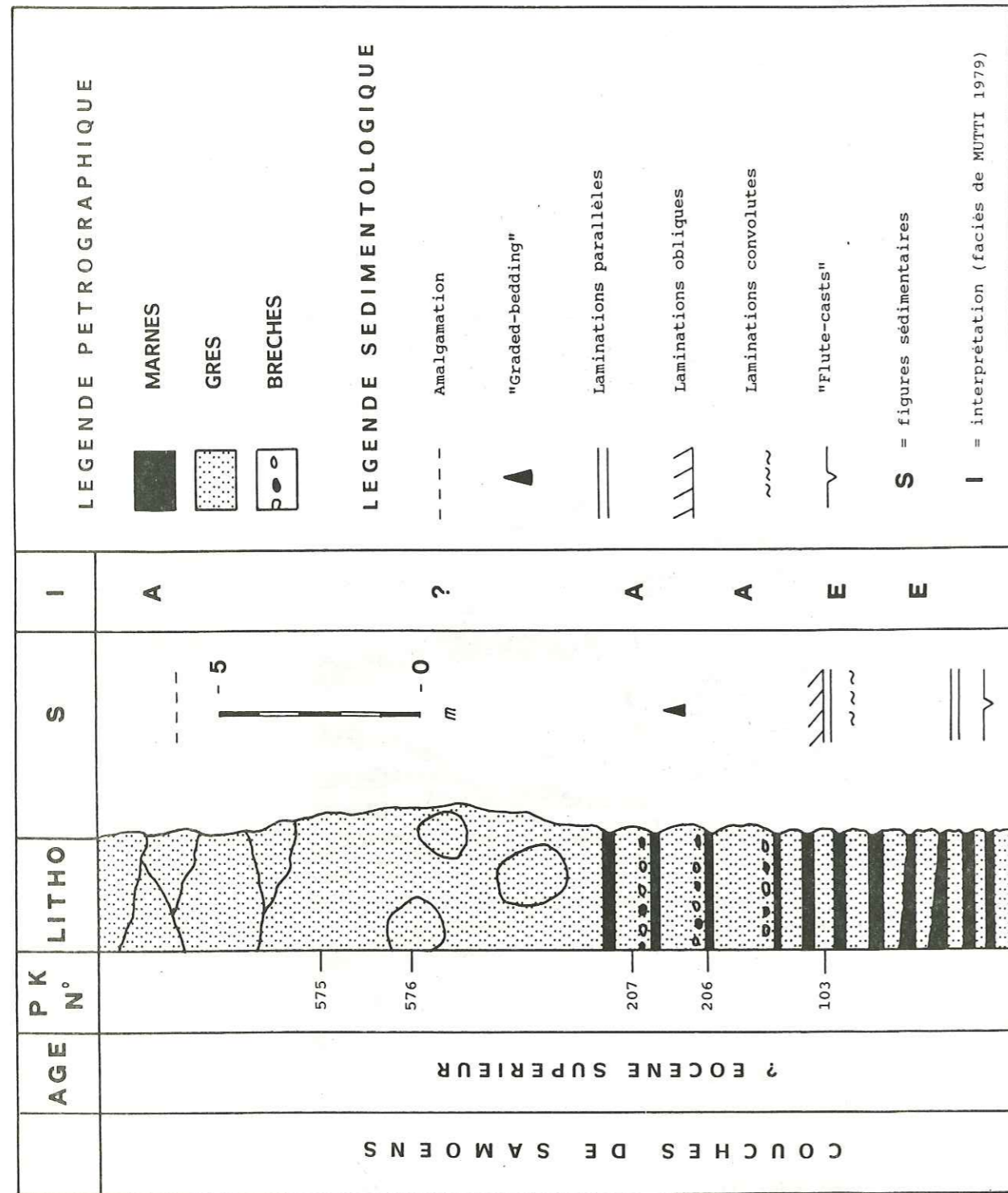


Fig. 25 : Extrémité orientale de la coupe-type des couches de Samoëns, en rive gauche du Giffre. Ces couches sont représentées par une alternance de bancs gréseux et de lits marneux. Certains bancs gréseux montrent une géométrie chenalisée (C). Les niveaux inférieurs de cette partie de l'affleurement sont affectés d'une petite faille synsédimentaire scellée par les horizons supérieurs.

Relation avec les unités lithologiques existantes

De fréquentes convergences pétrographiques compliquent l'étude comparative des dépôts de type flysch. Nous pouvons néanmoins remarquer l'identité de nos couches



avec les "grès de Samoëns" (LILLIE 1937, p. 20). Par contre nous n'avons pas retrouvé le faciès quartzo-spathique de cet auteur (lame n° 37).

Notre faciès arkosique se rapproche du flysch subhelvétique (= grès du Val d'Illiez, VUAGNAT 1952 & 1958, SCHROEDER & DUCLOZ 1955, SAWATZKI 1975; micropoudingues de Bellevue, LOMBARD 1936; couches de Villarvolard, MORNOD 1949; formation de Cucloz, WEIDMANN & al. 1982). Cependant, les micropoudingues de Bellevue (lames 2873-2894, coll. Dept. géol. et paléont. Univ. Genève) et le flysch du Val d'Illiez (lames 4627-4637, même collection) comportent des fragments de radiolarite et de roche volcanique à structure arborescente inconnus dans nos arénites. En outre, leur teneur élevée en carbonate ne permet pas à première vue d'assimiler les couches de Samoëns aux grès du Val d'Illiez (VUAGNAT, comm. orale 1987).

Nos couches présentent également de grandes similitudes avec plusieurs flyschs ultrahelvétiques (HERB 1962, SAWATZKI 1975, HOMEWOOD 1974 & 1976, ROSSET & al. 1976, CARON & al. 1979) et ultradauphinois (BARBIER 1948, TOURY 1984). C'est avec le flysch de la Frasse (klippe de Sulens, CHAROLLAIS & al. 1978) que les ressemblances sont les plus frappantes. Tous les types lithologiques décrits ci-dessus se retrouvent en effet au sein de cette unité. Les lames E7 et PK 420 (faciès calcaréo-gréseux) ainsi que KM 8 et PK 210 (faciès arkosique grossier) possèdent un microfaciès rigoureusement identique. Seules différences : la présence à la Frasse de quelques alvéolines et de niveaux bioclastiques calcaires (lame E 13) totalement dépourvus de quartz.

Les couches de Samoëns peuvent aussi être comparées avec les grès du Gurnigel (Préalpes externes, JAN DU CHENE & al. 1975, CARON 1976, CARON & al. 1979, VAN STUIJVENBERG 1980, MOREL 1980, CHAROLLAIS 1981). En effet, des échantillons prélevés aux Voirons par LOMBARD (carrière de Fillinges et ravin des Périers, lames 2895-2904 et 2916-2928, coll. Dept. géol. et paléont. Univ. Genève) montrent un microfaciès arkosique calcitisé à éléments sédimentaires et cristallins. Cependant, les grès du Gurnigel sont plus anciens (Maastrichtien supérieur-Lutétien moyen, MOREL 1980) et comportent en outre des éléments granitiques roses et surtout des niveaux intercalés d'argilite verte inconnus à ce jour dans notre unité. Les grès de Samoëns montrent enfin des analogies avec certains flyschs chablaisiens rattachés à la nappe des Préalpes médianes ("flysch II", "flysch du pont de Couvaloux", CARON 1963). Ces flyschs marno-gréseux ont été attribués au Lutétien-Priabonien sur la base de foraminifères benthiques. Selon cet auteur, ils présenteraient également des convergences de faciès avec les grès des Carrières (flysch nord-helvétique d'âge Rupélien).

Conclusions

Les couches de Samoëns apparaissent comme un dépôt turbiditique grésopélitique chenalisé de caractère plutôt proximal; la prédominance des sables sur les argiles est typique d'un cône sous-marin à basse efficacité de transport (MUTTI 1979). Sur la base des foraminifères planctoniques, les horizons les plus jeunes peuvent être placés dans l'Eocène supérieur, voire l'Oligocène basal. Les niveaux les plus anciens pourraient quant à eux être attribués au Paléocène. L'origine des lithoclastes (fig. 27) est à rechercher dans trois zones bien distinctes :

- une **croûte continentale** formée d'un socle acide (fragments plutoniques et métamorphiques) et d'une couverture permo-triasique (éléments dolomitiques et volcaniques acides).
- une **croûte océanique** ou une **nappe à ophiolites** (éléments diabasiques et spilitiques).
- une **série sédimentaire** (Jurassique supérieur à Eocène inférieur) d'affinité externe (galets de faciès Wang).

En outre, toutes les lentilles des couches de Samoëns ne se rattachent peut-être pas à la même province paléogéographique. Des domaines aussi différents que l'Helvétique externe, l'Ultrahelvétique, le Subbriançonnais ou le Sud-pennique pourraient ainsi

AGE	<u>Groupe 1</u> : éléments sédimentaires
PALEOGENE	Biomicrosparite à foraminifères planctoniques (globorotalidés) Biomicrosparite à spicules (faciès Wang) Biomicrosparite quartzo-glaucconieuse à spicules (faciès Vercland) Calcaires marneux
CRETACE	Biomicrosparite à globotruncanidés Biomicrosparite à pithonelles Agrégats phosphatés Grès glauconieux Biomicrosparite à radiolaires Lithosparite spathique
JURASSIQUE SUPERIEUR	Biomicrosparite à calpionelles Biomicrosparite à filaments et globochaetes Silex Micrite azoïque
PERMO-TRIAS	Calcaire dolomitique Quartzite Arkose Roches volcaniques acides

Groupe 2 : éléments plutoniques

Leucogranite
Mylonite granitique
Granite

Groupe 3 : éléments métamorphiques

gneiss à deux micas
micaschistes
gneiss oeilé

Groupe 4 : éléments volcaniques

Rhyolite
Rhyolite sphérolitique
Trachyte
Spilite (andésite spilitisée)
Diabase à structure intersertale

Fig. 27 : Inventaire des lithoclastes des couches de Samoëns.

être représentés.

Remarques

- 1. Les bancs de grès glauconieux (PK 103, PK 360) reconstituent parfaitement certains dépôts du Crétacé moyen ultrahelvétique (klippe de Sulens, lames JC 2923-2925, CHAROLLAIS & al. 1981; Pleïades, WEIDMANN 1985); les lits marneux intercalaires comprenant même une nannoflore albienne remaniée (PK 361). Ces arénites renferment cependant de petits foraminifères planctoniques d'âge Paléocène et sont en outre localement interstratifiées avec les horizons arkosiques caractéristiques des couches de Samoëns (coupe-type). Des niveaux semblables ont été mis en évidence dans le Thanétien de la nappe du Gurnigel (MOREL 1980, VAN STUIJVENBERG 1980).

- 2. Les turbidites de Samoëns pourraient constituer l'équivalent distal des brèches de Châtillon (2.2.12.). Cependant, l'inventaire lithoclastique de cette dernière unité apparaît sensiblement différent : absence totale de fragments volcaniques basiques; abondance d'éléments de calcaire spathique et oolithique.

- 3. M. VUAGNAT a eu la gentillesse de regarder quelques uns de nos prélèvements. Malgré la présence de quelques éléments volcaniques à structure microlithique au sein des arénites de Samoëns, il exclut leur attribution aux Grès du Val d'Illeze. Selon lui, nos échantillons se rapprochent davantage des grès *ultrahelvétiques* du Val d'Illeze ainsi que des grès de la carrière de Fillinges (datés du Paléocène supérieur par JAN DU CHENE & al. 1975) dont le rattachement à la nappe du Gurnigel pourrait être remis en question.

- 4. Leurs caractéristiques lithologiques, paléontologiques et sédimentologiques ne suffisent pas à attribuer les couches de Samoëns à une province paléogéographique précise. Nous verrons ultérieurement (3.3.1.) si d'autres observations de terrain permettent de lever cette incertitude.

2.2.14. LES COUCHES DE LA TURCHE

Synonymie : "Flysch à bancs de calcaire blond"

Planche 14 : E

Figures 31, 39, 46, 47, 48, 49

Origine du nom

Terme géographique, hameau sis en rive gauche du Giffre à 1300 m au SE de Morillon (Haute-Savoie).

Coupe-type

Flanc W du ravin de la Turche.

Coordonnées : 936.7/128.6/1050 m, feuille Cluses 3-4, 1:25.000.

Morphologie

Les couches de la Turche déterminent des reliefs accentués.

Lithologie

Hétérogènes, elles se composent de la trilogie lithologique suivante :

- 1. argilite schisteuse sombre manganésifère
- 2. calcaire micritique azoïque blond à fucoïdes
- 3. arkose micacée grise à patine brune.

Toujours fortement calcitisées, les arkoses présentent deux microfaciès distincts :

- a. type grossier (taille moy. du quartz = 1 mm) à lithoclastes fréquents (calcaire dolomitique, quartzite, micaschiste, roche volcanique acide) et rares bioclastes.
- b. type fin (taille moy. du quartz = 0.2 mm) laminé, pratiquement dépourvu de

fragments lithiques mais riche en bioclastes : débris de mollusques, plaques d'échinodermes, foraminifères benthiques et planctoniques remaniés du Paléocène moyen - Eocène inférieur (communication orale, WERNLI 1984) :

Acarinina sp.
Acarinina cf. *primitiva* FINLAY
Chiloguembelina sp.
Globigerina sp.
Morozovella cf. *angulata* WHITE
Morozovella cf. *conicotruncata* SUBBOTINA
Morozovella cf. *formosa gracilis* BOLLI
Morozovella cf. *pseudobulloides* PLUMMER
Pseudohastigerina wilcoxensis CUSHMAN & PONTON
Globorotalia cf. *laevigata* BOLLI
Planorotalites cf. *chapmani* PARR
Planorotalites cf. *compressa* PLUMMER
Planorotalites cf. *pseudomenardii* BOLLI

Les différents termes lithologiques décrits ci-dessus reposent en bancs décimétriques disloqués ("broken formation", HSÜ 1974) à joints plans. Les argilites schisteuses constituent l'essentiel de cet ensemble et pourraient être interprétées comme un dépôt fin de milieu profond. Les autres termes lithologiques seraient assimilables à des turbidites de granulométrie plus ou moins grossière : les arkoses représenteraient l'apport terrigène externe au bassin tandis que les calcilutites blondes auraient une origine locale, intrabassinale.

Description de la coupe-type

L'affleurement (longueur 150 m, hauteur 15 m) forme en rive gauche du torrent une pente raide et glissante. Les couches de la Turche y apparaissent comme un olistolite hectométrique dans le wildflysch. Quoique disloquées, elles présentent un certain ordre stratonomique qui contraste nettement avec l'aspect chaotique du sédiment encaissant.

Extension géographique

En dehors de la coupe-type, cette unité n'est représentée que par quelques lentilles décimétriques de calcaire clair azoïque dans la région du col de Châtillon (740 m).

Relations avec les unités lithologiques existantes

Les couches de la Turche n'ont pas été repérées par LILLIE (1937). Elles se distinguent des couches de Samoëns (2.2.13.) par leurs intercalations de calcaire fin à fucoides, la forte proportion de muscovite au sein des arkoses et une association plus ancienne de foraminifères planctoniques remaniés.

Elles présentent par contre de grandes similitudes pétrographiques et sédimentologiques avec certains flyschs préalpins d'origine sud- ou ultrapennique : série du Hellstätt (nappe du Gurnigel, TERCIER 1928, MOREL 1980, WINKLER 1984), série de Reidigen (nappe de la Sarine, CARON 1972 & 1976, CARON & al. 1979, 1980 & 1981) ainsi qu'avec les turbidites dissociées du front de la nappe de l'Autapie (Ubaye, Alpes occidentales françaises, KERCKHOVE 1975). Toutes ces unités sont cependant plus anciennes (Maastrichtien supérieur-Paléocène) que les dépôts de la Turche.

GODEL (1965, p. 46) signale des olistolites de même type dans le flysch à lentilles de Couches Rouges sous-jacent à la nappe de la Brèche (Val d'Illiez, Suisse).

Conclusions

D'âge Eocène inférieur ou plus jeune, les couches de la Turche constitueraient un ensemble turbiditique grésocalcaire déposé dans un bassin profond, peut-être sous la CCD. Leur origine serait à rechercher sur la marge sud du domaine alpin.

2.2.15. LES COUCHES DE LA PLAIGNE

Synonymie : "Marnes tertiaires"

Planche 14 : G, H; Planche 15 : A-D

Figures 28, 31, 35bis

Origine du nom

Terme géographique, lieu-dit situé en rive gauche du Giffre à 2 km au S-SE de Samoëns (Haute-Savoie).

Coupe-type

Niche d'arrachement décimétrique bordant la route des Saix à 100 m au N de la Plaigne.

Coordonnées : 939.1/127.5/1080 m, feuille Cluses 3-4, 1:25.000.

Morphologie

Ces couches sont trop rares dans le secteur étudié pour y modeler des reliefs importants.

Lithologie

Pétrographiquement homogènes, elles sont représentées par des calcilutites marnoschisteuses grises à patine jaunâtre. Ces roches forment des bancs décimétriques souvent bioturbés et riches en stylolites. Au microscope, elles se présentent comme des biomicrites ("wackestone") légèrement recristallisées, pauvres en minéraux (env. 5 %, taille moy. 0.1 mm : quartz détritique, glauconie, pyrite, muscovite). La fraction bioclastique se compose de radiolaires (F-R), de fragments d'échinides (R), de foraminifères benthiques (R) et planctoniques (F). Les associations de foraminifères planctoniques varient considérablement d'un prélèvement à l'autre. Nous avons pu en reconnaître trois (déterminations effectuées en lames minces). D'âge Paléocène moyen à supérieur, la première provient d'échantillons prélevés sur la coupe-type et comporte :

Globorotalia cf. *laevigata* BOLLI
Morozovella cf. *acuta* TOULMIN
Morozovella cf. *angulata* WHITE
Morozovella cf. *conicotruncata* SUBBOTINA
Morozovella cf. *pseudobulloides* PLUMMER
Morozovella cf. *trinidadensis* PLUMMER
Morozovella sp.
Planorotalites cf. *chapmani* PARR
Planorotalites cf. *compressa* PLUMMER
Planorotalites cf. *pseudomenardii* BOLLI

La seconde association, découverte dans un bloc marneux au col de Châtillon, est attribuable à l'Eocène inférieur à moyen. Elle comprend :

Acarinina cf. *bullbrookii* BOLLI
Acarinina cf. *spinuloinflata* BANDY
Acarinina sp.
Globigerina cf. *senni* BECKMANN
Morozovella cf. *spinulosa* CUSHMAN
Truncorotaloides topilensis CUSHMAN
Truncorotaloides cf. *rohri* BRÖNNIMANN & BERMUDEZ
Turborotalia cf. *cerroazulensis frontosa* SUBBOTINA
Turborotalia cf. *cerroazulensis pomeroli* TOURMAKINE & BOLLI

La troisième, moins fréquente, provient d'une lentille marneuse métrique près de La Frasse (coord. 932.3/124.8/950 m) et pourrait représenter l'Oligocène basal :

Globigerina cf. *opima nana* BOLLI

Globigerina cf. ouachitaensis HOWE & WALLACE
Globigerina sp.

Parfois légèrement perturbées ("slumping"), les couches de la Plaine apparaissent comme un dépôt profond hémipélagique de talus continental ou de bassin.

Description de la coupe-type (fig. 28)

Longue d'une vingtaine de mètres et haute de 4 m, la coupe révèle des marnes schisteuses brunes renfermant quelques bancs décimétriques lenticulaires, plus clairs et plus calcaires.

Les marnes de la Plaine sont encadrées par des calcaires sublithographiques d'âge Santonien à l'W (Couches du Béné, 2.2.10.) et par des alternances cénomaniennes de marnes schistoïdes et de calcaires bioturbés à l'E (Couches du Nant d'An, 2.2.7.). Les contacts entre ces différentes unités ne peuvent être que de nature tectonique ou tectono-sédimentaire.

Extension géographique

En dehors de la coupe-type, ces couches ne se retrouvent que dans la région du col de Châtillon (740 m) et dans le ruisseau de l'Ally (950 et 1030 m).

Relations avec les unités lithologiques existantes

Les couches de la Plaine correspondent au "faciès spécial" du Crétacé supérieur de LILLIE (1937, p. 19). Les lames n° 84 et 124 de cet auteur montrent en effet une association de foraminifères planctoniques du Paléocène supérieur comprenant :

- Acarinina cf. primitiva* FINLAY
- Globorotalia cf. laevigata* BOLLI
- Morozovella cf. aequa* CUSHMAN & RENZ
- Morozovella cf. angulata* WHITE
- Morozovella cf. praecursoria* MOROZOVA
- Morozovella cf. conicotruncata* SUBBOTINA
- Planorotalites cf. pseudomenardii* BOLLI
- Planorotalites cf. pusilla pusilla* BOLLI

Nos couches présentent en outre des analogies très nettes avec les formations marneuses tertiaires de plusieurs zones structurales :

- **domaine helvétique et subalpin** : Marnes à foraminifères et Schistes à *Meletta* - Eocène supérieur-Oligocène inférieur (RIGASSI 1957, CHAROLLAIS & al. 1980, DETRAZ & al. 1986, LATELTIN & MULLER 1987, CHAROLLAIS & al. 1987);
- **domaine ultrahelvétique** : formation des calcschistes - Eocène inférieur (unité de Nantbellet, klippe de Sulens, CHAROLLAIS & al. 1975, ROSSET & al. 1976); "Fleckenmergel" - Eocène moyen-supérieur (Préalpes bernoises, FERRAZZINI 1981);
- **domaine piémontais** : Marnes de Boège - Eocène moyen-supérieur (massif des Voirons, VAN STUIJVENBERG 1980, CHAROLLAIS, VAN STUIJVENBERG & JAN DU CHENE 1981);
- **wildflysch subalpin** : "marnes silteuses à minces bancs carbonatés" - Eocène moyen (ANATRA 1986); "marnes bioturbées argileuses ou silteuses" - Paléocène (WEIDMANN & al. 1982);
- **zone du Gros-Plané** : Marnes à globigérines - Eocène supérieur (MOREL 1976 & 1980).

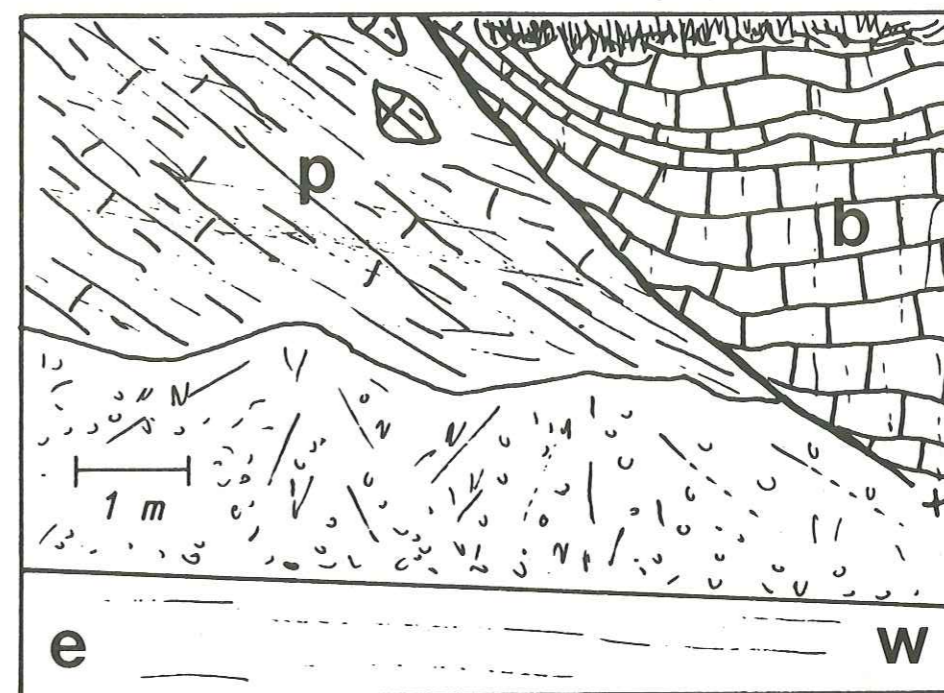


Fig. 28 : Coupe-type des couches de la Plaine, le long de la route des Saix. Les calcaires marneux de la Plaine (p), datés ici du Paléocène moyen par foraminifères planctoniques, présentent un contact anormal avec les calcaires du Béné (b) attribués au Coniacien.

Il ressort de cette comparaison que les termes oligocènes des couches de la Plaine pourraient être rattachés à l'Helvétique, tandis que l'origine des niveaux éocènes serait à rechercher dans les domaines ultrahelvétique ou éventuellement piémontais. Les marnes d'âge Paléocène ne se retrouvent qu'en éléments dans le wildflysch subalpin. Leur attribution à une patrie paléogéographique déterminée reste sujette à caution.

Conclusions

Sous le terme de "couches de la Plaine", nous regroupons plusieurs lentilles marno-calcaires pétrographiquement analogues mais dont le contenu paléontologique, très différent, permet d'exclure une origine paléogéographique unique.

2.2.16. LES COUCHES DU CHATELARD

Synonymie : "faciès de la Brèche"

Planche 14 : F

Figures 31, 40, 41, 44bis, 46, 47, 48, 49, 51

Origine du nom

Terme géographique, hameau situé à 2.5 km à l'E de Châtillon sur Cluses (Haute-Savoie).

Coupe-type

Escarpeement boisé le long du sentier le Châtelard-les Praz à 1.5 km au SE de Châtelard-devant.

Coordonnées : 932.3/128.2/1220 m, feuille Samoëns 5-6, 1:25.000.

Morphologie

Peu développées dans la région étudiée, ces couches n'y constituent pas des reliefs remarquables.

Lithologie

Nous regroupons sous ce terme des roches très différentes mais qui se rencontrent dans un secteur limité et semblent provenir d'une même province paléogéographique. Formant des bancs décimétriques à joints plans ou ravinants, elles se composent de :

- brèches polygéniques à ciment marneux peu abondant dont les éléments (taille 0.5 à 5 cm), toujours carbonatés, sont représentés par des calcaires dolomitiques, des calcilutites sombres à spicules de spongiaires, des calcaires oolithiques et bioclastiques;
- calcaires gris-bleu à patine claire qui peuvent être oolithiques, spathiques ou micritiques et se retrouvent en éléments dans les brèches polygéniques;
- calcschistes marneux gris-brun à fines intercalations de brèches à lithoclastes dolomitiques jaunes et liant calcaire noir.

Malgré leur diversité, ces faciès apparaissent sédimentologiquement liés. Ainsi les calcaires seraient caractéristiques d'un milieu peu profond de plateforme continentale tandis que les brèches résulteraient d'éboulements en bordure de celle-ci ("by-pass margin", READ 1982). Quant aux calcschistes, ils représenteraient la sédimentation d'un bassin profond.

Les couches du Châtelard sont dépourvues de fossiles marqueurs. Un âge jurassique peut néanmoins leur être attribué sur la base de corrélations avec d'autres unités lithostratigraphiques (voir plus bas).

Description de la coupe-type

Elle forme un escarpement long de 50 m et haut de 5 m. Son extrémité NW révèle des calcaires micritiques et oolithiques en bancs de 15 à 100 cm. Séparée de ces derniers par une zone couverte, la partie SE du monticule montre des horizons mal définis de brèche polygénique compacte à éléments calcaires et dolomitiques (taille max. 20 cm).

Extension géographique

Les couches du Châtelard affleurent uniquement sur la crête entre l'Arve et le Giffre, dans le secteur limité par le Pornet (1200 m), les Montées (980 m), les Uchors (940 m) et les Pras (1240 m).

Relation avec les unités lithologiques existantes

Ces couches correspondent aux roches que LILLIE (1937, p. 9) attribue aux "Schistes inférieurs de la nappe de la Brèche". C'est en effet au sein de cette unité (SCHROEDER 1939, CHESSEX 1959, DE LEPINAY 1981, BUCHS & SUCHET 1988) qu'il faut en rechercher l'origine paléogéographique. Les calcaires oolithiques et spathiques montrent des affinités avec l'Hettangien et le Sinémurien de cette nappe alors que les calcschistes à brèches dolomitiques sont très proches des "Schistes inférieurs" que nous avons observés dans le ravin de Chamossière (N de Samoëns, PK 690). Quant aux niveaux bréchiens, ils se distinguent de tous les horizons similaires de notre région (voir 2.2.8., 2.2.11., 2.2.12.) par l'absence complète de lithoclastes siliceux et trouvent leur équivalent dans la "Brèche inférieure".

Conclusions

Les brèches et calcaires du Châtelard indiqueraient un milieu marginal de plateforme carbonatée. D'âge jurassique probable, ils peuvent vraisemblablement être attribués à la nappe de la Brèche.

2.3. LENTILLES PEU IMPORTANTES VOLUMETRIQUEMENT2.3.1. INTRODUCTION

Diverses lentilles trop peu représentées dans le secteur étudié ne feront pas l'objet d'une description exhaustive; il s'agit de petits olistolites (taille centimétrique à métrique) d'importance morphologique mineure et qui présentent des variations considérables d'âge et de provenance paléogéographique.

2.3.2. LES ROCHES CRISTALLINES

Excessivement rares, elles apparaissent en lentilles métriques allongées sur le flanc W de la crête de Paraman (1630 m) et dans la région de Fi-Malo (1380 m). Elles sont représentées par un micaschiste à muscovite et chlorite montrant en lame mince une structure lépidoblastique, localement cataclastique.

Ce micaschiste, assez banal, ne saurait être rattaché à un socle cristallin déterminé (comm. orale, MARTHALER 1987).

2.3.3. LE "CARBONIFERE"

Figures 46, 47, 48, 49

Peu répandu, ce faciès se rencontre associé au Verrucano dans le wildflysch de la région de Fi-Malo (1380 m). Il se présente comme un grès arkosique très micacé à débris charbonneux et fragments végétaux. De couleur grise à patine brun-rouille, ces grès sont parfaitement identiques au "Carbonifère" de Taninges (SEPTFONTAINE & WERNLI 1972; GORIN & JAN DU CHENE 1972; communication orale, GORIN & WERNLI 1987). Attribuées au Westphalien A sur la base des débris de plantes (GORIN & JAN DU CHENE 1972), ces roches représenteraient un milieu palustre et pourraient, selon ces auteurs, être rattachées au domaine Briançonnais interne.

2.3.4. LE VERRUCANO

Figures 46, 47, 48, 49

Ce faciès apparaît en blocs décimétriques mal stratifiés à 1.5 km au SE de Rivière-Enverse (coord. : 933.5/129.6/860 m) ainsi que dans la région de Fi-Malo. Il se présente comme un microconglomérat (taille max. des éléments = 5 mm) écrasé, vert-clair ou lie-de-vin à patine brune. Les éléments comprennent des quartz verts et roses, des feldspaths ainsi que des fragments de rhyolite et de porphyre quartzifère. Le ciment, assez abondant, est constitué de séricite ainsi que des composants ci-dessus en grains fins. Totalement azoïque, cette roche comporte en outre de petits encroûtements brunâtres d'ankérite. Elle provient vraisemblablement d'un milieu de sédimentation continental.

Ce microconglomérat siliceux correspond aux fameuses lames cristallines (gneiss mylonitisé) de LILLIE (1935, p. 242; 1937, p. 45) qui a certainement été abusé par son aspect métamorphique. Les échantillons n° 5 et 21 de cet auteur sont identiques à nos prélèvements; le n° 59 présente un faciès arkosique plus fin. Tous renferment des débris de roches volcaniques acides que LILLIE avait d'ailleurs repérés mais qu'il faisait singulièrement provenir du flysch . . .

Notre Verrucano semble analogue à celui de Taninges (SEPTFONTAINE & WERNLI 1972; WERNLI & BRÖNNIMANN 1973; comm. orale, WERNLI 1987) qui apparaît sous la nappe de la Brèche. De façon plus générale, il se rapproche du Verrucano Briançonnais et austro-alpin (TRÜMPY 1966; MARTHALER, comm. orale, 1987). Ces faciès caractérisés par des arkoses grossières à quartz rose et blanc et fragments

rhyolitiques seraient d'âge éotriasique.

Ainsi, l'origine des blocs énigmatiques de Rivière-Enverse est à rechercher dans les domaines pennique ou austro-alpin ce qui n'est pas contradictoire en raison de l'obliquité des bassins permo-triasiques par rapport aux directions alpines.

2.3.5. LES "QUARTZITES"

Elles constituent des lentilles décimétriques à métriques sur la rive gauche du ruisseau des Rots (960 m), dans la région de Fi-Malo (1390 m) et en-dessous du col de Châtillon (700 m). Elles se présentent sous la forme d'arénites légèrement micacées gris-blanc à patine jaunâtre. Sous le microscope, ces roches révèlent, outre une proportion élevée de quartz détritique (taille 0.3-0.5 mm), des feldspaths, des micas, des fragments carbonatés et quelques lithoclastes cristallins acides. Ces divers composants, parfois séparés par un ciment calcitique peu abondant, apparaissent le plus souvent très fortement engrainés. Les bioclastes font totalement défaut dans ce microfaciès.

Ces grès-quartzites pourraient correspondre à un milieu continental azoïque. Dans les Alpes, de telles roches sont généralement attribuées au Trias inférieur (WERNLI & BRÖNNIMANN 1973) mais peuvent également avoir été resédimentées postérieurement à cette époque (WEIDMANN 1972).

2.3.6. LE GYPSE

Figures 29, 47, 48, 49

Il se présente généralement en blocs lenticulaires de petite taille (0.1 à 0.5 m) dans le wildflysch mais également sous la forme d'escarpements modestes.

De texture saccharoïde, rubané blanc et gris, il comporte en outre des inclusions millimétriques à décimétriques de nature variée. Sous le microscope apparaissent des petits cristaux (taille 0.1 à 0.7 mm) allotriomorphes ou prismatiques légèrement altérés et riches en impuretés.

Souvent attribués sans critère paléontologique au Trias supérieur, le gypse est l'indice d'un milieu lagunaire en climat aride.

Il se rencontre dans le torrent de la Turche (910 m), le nant Taffon (865, 970 et 1100 m), le ruisseau des Vagnys (710 m) et le long d'un sentier, 100 m à l'W des Hauts-Chosaux (1000 m).

Ces couches correspondent aux "gypses" de LILLIE (1937). Cependant, certains affleurements de la région Châtillon-Balmotte (MAILLARD 1889, LILLIE 1937) n'ont pas été retrouvés. Nous avons pu par contre observer des roches tout à fait identiques dans le wildflysch sousjacent à la nappe de la Brèche du ravin de Chamossière (SUCHET en préparation).

Comme les cornieules, les gypses sont abondants dans le domaine ultrahelvétique (GUILLAUME 1957, GABUS 1958, BADOUX 1963, GODEL 1965) mais ils apparaissent également dans les autres zones tectoniques et paléogéographiques alpines à l'exclusion de la nappe de la Brèche (WEIDMANN 1972); ils ne sont donc pas caractéristiques d'une province particulière.

2.3.7. LES CORNIEULES

Figures 40, 47, 49

Ces couches constituent des amas mal stratifiés qui peuvent être associés sur le terrain à des dolomies (couches d'Agy, 2.2.1.). Elles sont représentées par des cornieules monomictes (JEANBOURQUIN 1986) de couleur grise, beige ou jaunâtre. Les éléments dolomitiques (taille 1 à 10 mm, env. 50 % de la roche) possèdent parfois une texture saccharoïde.

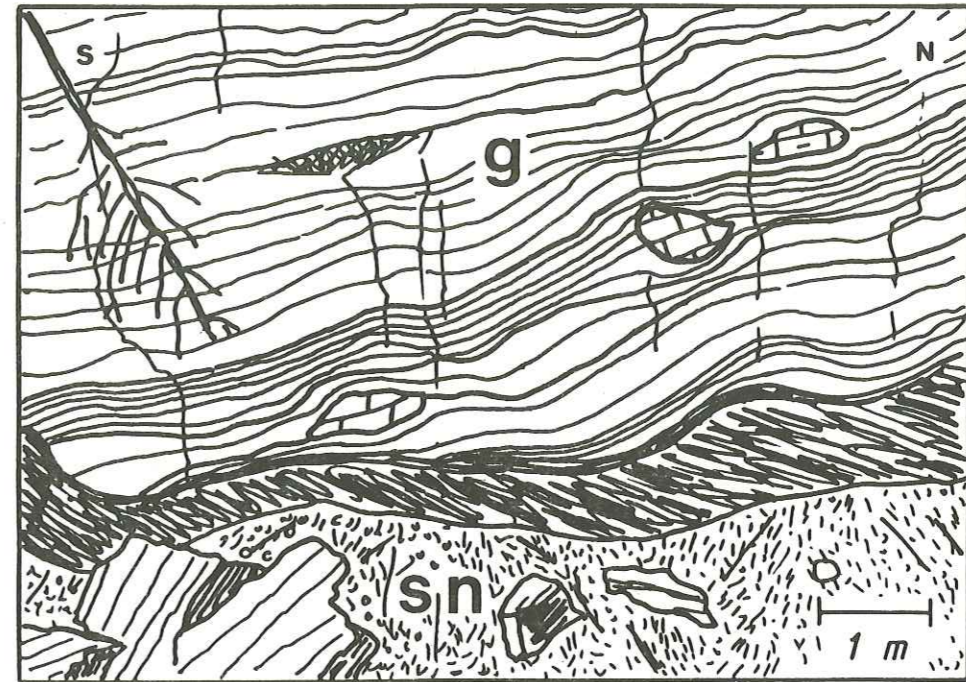


Fig. 29 : affleurement de gypse dans le Nant Taffon (865 m). Le gypse rubané (g) comporte des inclusions calcaires et dolomitiques et forme un escarpement métrique qui recouvre des argilites tectonisées à nodules (sn, 2.2.2.).

La rareté et la mauvaise qualité des affleurements ne permettent pas de déterminer ici la genèse des cornieules : bréchification sous forte pression fluide liée à un charriage tectonique (MASSON 1972) ou dissolution et fracturation tardive (AMBERGER 1960, JEANBOURQUIN 1985 & 1986).

Cependant certains galets dolomitiques de brèches néocomiennes (couches des Choseaux, 2.2.8.) montrent une surface externe corniolisée alors que la surface interne non exposée reste intacte (PK 612). Une partie des cornieules pourraient donc résulter de l'altération de dolomies préexistantes.

Les cornieules sont observables en quelques points de la crête entre l'Arve et le Giffre : les Flatières (1300 m), la Borde (1330 m), les Charmettes (1370 m) et dans les cours d'eau au S de Morillon : torrent du Verney (830 m), nant Taffon (1360 m).

Elles correspondent aux "cargneules" de LILLIE (1937).

Des roches similaires se retrouvent en abondance dans la nappe ultrahelvétique de Bex (GABUS 1958, BADOUX 1963, GODEL 1965, JEANBOURQUIN 1986) mais également dans la plupart des autres unités tectoniques et paléogéographiques alpines. Elles se révèlent donc trop peu caractéristiques pour être rattachées à une province déterminée.

2.3.8. LE "RHETIEN"

Planche 1 : E

Figures 31, 40, 47, 48, 49

Ces lentilles se composent d'une alternance de marne schistoïde grise et de calcarénite ("bad washed biosparite") très peu quartzreuse à cassure grise et à patine jaune-roux. Riche en débris d'échinodermes, de mollusques, de brachiopodes et d'algues vertes, cette roche renferme également des nubéculaires, des ostracodes et des Ammodiscidae parmi lesquels ZANINETTI (communication orale, 1985) a reconnu :

Glomospirella sp.

Glomospirella sp. aff. *Gl. friedli* KRISTAN-TOLLMANN.

Ces foraminifères lui confèrent un âge Trias supérieur, éventuellement Rhétien. La plupart des bioclastes sont entourés d'un mince cortex micrito-ferrugineux à structure concentrique. Ces "coated-grains" souvent ovoïdes (taille 0.5 à 1.5 mm) caractérisent un milieu peu profond de haute énergie qu'il faut probablement rechercher dans l'étage infralittoral. Ces couches ne se rencontrent qu'à le Pornet, sur la crête entre l'Arve et le Giffre (coord. : 931.4/129.2/1210 m).

Ces calcarénites n'ont pas été repérées par LILLIE (1937).

Le "Rhétien" est décrit dans la littérature comme une formation schisteuse sombre à "intercalations" décimétriques de calcaire dolomitique, argileux, lumachellique, oolithique ou spathique à patine rousse. Daté par des macrofossiles (mollusques surtout), cet ensemble lithologique n'a que rarement fait l'objet d'études microscopiques et micropaléontologiques extensives. Cette lacune rend les comparaisons hasardeuses.

Peu développé dans le domaine externe des Alpes (BADOUX 1945, BARBIER 1948, GABUS 1958), le "Rhétien" est par contre bien représenté dans la zone subbriançonnaise. Ainsi son épaisseur atteint 70 m dans la klippe des Annes (Haute-Savoie, MOUTERDE & ROSSET 1967) et dépasse même 150 m sur la rive gauche du Rhône bas-valaisan (BADOUX 1960).

Nous avons repris l'étude microscopique de la coupe levée par LOMBARD et WERNLI (1977) dans la formation des calcaires lumachelliques (Môle, Haute-Savoie). Cette analyse (lames minces FN 1343 à 1352) permet d'établir une corrélation lithologique et micropaléontologique très nette avec nos couches. En effet, dans des calcaires biodétritiques à matrice microsparitique très faiblement gréseuse, ces auteurs signalent outre des débris de brachiopodes, de mollusques et d'échinodermes :

Glomospirella friedli KRISTAN-TOLLMANN
Glomospirella sp. aff. *parallela* KRISTAN-TOLLMANN
Nubecularia sp. aff. *nitida* CHAPMAN
Orthella ? sp.
 Nodosariidae

Cette association de foraminifères benthiques indique un âge Norien supérieur à Rhétien (ZANINETTI 1977).

Dans la nappe de la Brèche, quelques auteurs (SCHROEDER 1939, CHESSEX 1959, DE LEPINAY 1981) mettent en évidence une unité lithologique analogue, sans en préciser l'âge et le microfaciès.

2.3.9. LES CALCAIRES SPATHIQUES

Ces roches ne se rencontrent que dans le Nant Taffon (1185 m). Elles forment des blocs massifs de calcarénite spathique brune. Elles apparaissent sous le microscope comme une lithobiosparite ("grainstone") à débris d'échinodermes qui montrent souvent une croissance épitaxiale. La fraction bioclastique comporte en outre des fragments de mollusques, de brachiopodes, de bryozoaires et des foraminifères benthiques parmi lesquels R. WERNLI (communication orale, 1987) a reconnu :

Lenticulina sp.
Nummoloculina sp.
Ophthalmidium sp.
Trocholina sp.
 Miliolae
 Nodosaires

Cette association ne comporte pas de marqueurs stratigraphiques. Les calcaires spathiques peuvent être attribués à un milieu peu profond de plate-forme interne. Ils présentent certaines analogies avec les formations carbonatées du Lias inférieur-moyen de plusieurs domaines paléogéographiques.

2.3.10. LES BRECHES POLYGENIQUES

Les lentilles de conglomérats polygéniques sont très répandues au sein de notre wildflysch. La plupart de ces lentilles peuvent se rattacher aux couches de Cellières (2.2.11.), de Châtillon (2.2.12.), de Samoëns (2.2.13.) ou du Châtelard (2.2.16). Certaines brèches cependant constituent un groupe à part.

Elles se caractérisent par une forte proportion d'éléments cristallins acides (volcaniques et plutoniques), de lithoclastes métamorphiques et dolomitiques. Les galets sédimentaires post-triasiques apparaissent très rarement. Le ciment, parfois calcitisé secondairement, est formé des composants ci-dessus en grains fins. De telles roches ont déjà été signalées par LILLIE (1937, p. 27). Elles semblent pétrographiquement analogues aux conglomérats inférieurs du flysch du Niesen (flysch de Frutigen, ACKERMANN 1986a et b).

2.3.11. LES COUCHES DE WANG

Planche 14 : A-D

Figure 35bis, 47, 48, 49

Elles sont constituées par des bancs lenticulaires mal définis de calcilutites gris-sombre à patine claire. Souvent laminées et bioturbées, ces roches apparaissent sous le microscope comme des biomicrites ("wackestone"- "packstone") recristallisées à débris de spicules de spongiaires et foraminifères planctoniques. La fraction bioclastique comporte en outre des radiolaires, des plaques d'échinodermes, des fragments de test de mollusques et des foraminifères benthiques (rotaliidés). Les rares minéraux constitutifs sont le quartz détritique (1-2 %, taille max. 0.1 mm) et authigène, la pyrite, la glauconie et la dolomite. La matrice micritique de couleur brun-sombre contient une forte proportion de matière organique.

Ces roches sont caractérisées par une association polyzonale de foraminifères planctoniques (détermination en section) comprenant :

Heterohelix sp.
Globotruncana sp.
Globigerina sp.
Eoglobigerina sp.
Globigerina cf. *eugubina* LUTERBACHER & PREMOLI SILVA
Globoconusa cf. *daubjergensis* BRÖNNIMANN
Globigerina cf. *triloculinoides* PLUMMER
Planorotalites cf. *compressa* PLUMMER
Planorotalites cf. *chapmani* PARR
Planorotalites cf. *pusilla* BOLLI

Ce mélange micropaléontologique ainsi que la présence de fines laminations conduisent à considérer ces couches comme un dépôt contouritique ou turbiditique d'âge Paléocène moyen à Eocène supérieur remaniant un sédiment plus ancien accumulé vraisemblablement en milieu circalittoral (spicules de spongiaire, glauconie).

Ces horizons correspondent parfaitement aux "calcaires massifs maastrichtiens" de LILLIE (1936, p. 19) dont une partie au moins est à rattacher au Paléocène supérieur-Eocène inférieur (2.2.9.).

Elles comportent des similitudes d'âge et de lithologie avec les couches de Vercland (2.2.9., KINDLER 1986). Ces dernières, plus grossières et plus quartzueuses, représentent peut-être leur équivalent proximal.

Les couches de Wang des domaines sud- et ultrahelvétique sont généralement rapportées au Campano-Maastrichtien (HERB 1962, MARTINI 1968a, RIVANO-GARCIA 1978, STACHER 1980, ANATRA 1986, BALTASSAT 1987). Elles apparaissent donc plus jeunes dans notre secteur de la chaîne alpine (KINDLER 1986 & 1987). D'autre part, plusieurs prélèvements provenant de la partie méridionale du

massif des Bornes (Haute-Savoie) nous ont fourni une microfaune planctonique tertiaire. L'un d'entre eux (PK 676) prélevé au sommet du Mont Charvin (chaîne des Aravis) renferme une association de foraminifères du Paléocène supérieur-Eocène inférieur comprenant :

- Planorotalites cf. chapmani* PARR
- Planorotalites cf. compressa* PLUMMER
- Planorotalites cf. pusilla* BOLLI
- Morozovella cf. aequa* CUSHMAN & RENZ
- Planorotalites cf. trinidadensis* BOLLI.

2.3.12. LES GRES DE TAVEYANNAZ

Figures 36, 38, 42, 52

Ils constituent des lentilles déci- à décamétriques en rive droite du torrent de l'Ally (1060 m), dans le ruisseau de Gron (1390 m) et à la Pointe de Cupoire (1880 m). Ces grès bien classés, gris-vert à patine claire, montrent sous le microscope, outre du quartz détritique (taille moy. 0.5 mm) et du feldspath, de rares lithoclastes micritiques et de nombreux fragments (env. 40 %) d'andésite spilitisée. Le ciment, peu abondant, est formé de chlorite et de minéraux en grains fins provenant de la destruction du matériel énuméré ci-dessus.

Ces "grauwackes" correspondent aux grès de Taveyannaz pauvres de SAWATZKI (1975, = type IV de VUAGNAT 1952). De telles lentilles ont d'ailleurs été signalées par cet auteur (id, p. 290) dans le wildflysch du synclinal de Thônes (massif des Bornes, Haute-Savoie).

D'âge Oligocène (CHAROLLAIS & al. 1987), les grès de Taveyannaz se rattachent au domaine nord-helvétique.

2.4. DESCRIPTION DES MATRICES ENCAISSANTES

2.4.1. REMARQUES LIMINAIRES

Les blocs lenticulaires décrits plus haut (2.2., 2.3.) sont entourés d'une matrice de nature argileuse ou marneuse, qui fait parfois totalement défaut mais qui représente, dans certains cas, plus de 80 % de la surface affleurante. Nous distinguons ici deux types de matrice : d'une part les *matrices exogènes*, formées de matériel étranger au bassin sédimentaire où se forme le complexe chaotique, d'autre part les *matrices endogènes* constituées de sédiments autochtones.

Les matrices du premier type sont souvent très déformées et renferment des associations paléontologiques généralement plus anciennes que celles des lentilles les plus jeunes. En outre, elles présentent de grandes ressemblances lithologiques avec les termes argileux ou marneux de la série constituant le faciès chaotique. Ce type de matrice résulterait donc de la désagrégation des niveaux tendres lors du démantèlement d'une séquence stratigraphique. Les lentilles, quant à elles, seraient formées des horizons compétents disloqués.

Les matrices de la deuxième catégorie ne montrent qu'une faible déformation et contiennent des associations paléontologiques contemporaines ou plus jeunes que celles des lentilles les plus récentes. Si elles ne présentent pas d'affinités lithologiques particulières avec les niveaux marneux ou argileux de la série composant le faciès chaotique, les matrices endogènes comportent par contre des analogies pétrographiques avec les horizons tendres immédiatement sous-jacents à celui-ci. Nous les interprétons donc comme un sédiment pélagique autochtone, contemporain de la formation du wildflysch.

Dans les différents wildflyschs de notre secteur, nous avons pu identifier trois matrices du premier type et une du second.

2.4.2. LES ARGILITES LIE-DE-VIN

Figures 39, 46

Ces roches sont associées sur le terrain à des blocs décimétriques de biomicrite claire à radiolaires, protoglobigérines et débris d'ammonites (faciès "tithonique", PK 410 et 415). Elles consistent en schistes satinés lie-de-vin, riches en minéraux ferrifères et pratiquement dépourvus de quartz détritique (moins de 5 %, taille 0.05 mm). Une analyse aux RX révèle la présence de chlorite, pics à 14.15 Å (001) et 7.06 Å (002) et d'illite bien cristallisée, pic étroit à 10.01 Å, traduisant l'effet d'un léger métamorphisme. Ces roches ne contiennent aucun organisme.

Les argilites lie-de-vin ne se rencontrent qu'en deux endroits au-dessus de la Berchère (coordonnées : 932.4/127.8/1315 m - feuille Cluses 1-2, 1:25.000). Elles correspondent aux "schistes bariolés" de LILLIE (1937). Cet auteur n'a cependant pas signalé leur association avec les calcilutites du Jurassique supérieur.

Des argilites similaires sont intercalées stratigraphiquement dans les dolomies triasiques du domaine alpin externe (COLLET 1910, BADOUX 1945, RICOUR & LIENHARDT 1954, AMBERGER 1960, LOMBARD 1983, CARON & al. 1967, ACKERMANN 1986a et b, CHAROLLAIS & al. 1987). Dans la nappe de la Brèche, les pélites lie-de-vin sont attribuées d'une part au Permien supérieur (faciès Verrucano resédimenté en "mégablocs" dans la "Brèche inférieure", WEIDMANN 1972) et d'autre part au Jurassique supérieur (?) en association avec des calcaires blancs à radiolaires ("Schistes ardoisiers", SCHROEDER 1939, CHESSEX 1959). Enfin, les schistes versicolores des zones plus internes sont attribués au Permien sans preuve paléontologique (LEFEVRE 1966, SEPTFONTAINE & WERNLI 1972, WERNLI & BRÖNNIMANN 1973).

Les argilites lie-de-vin évoquent fortement les roches analogues du Permien (TRÜMPY 1966) et du Trias. Cependant, leur étroite association sur le terrain avec des biomicrites de faciès "tithonique" ne permet pas de les rattacher à l'une ou l'autre de ces périodes. Elles apparaissent plutôt comme des dépôts *resédimentés* au Jurassique supérieur sous forme de mégablocs ou de matrice de conglomérat et pourraient être mises en analogie avec les "Schistes ardoisiers" de la nappe de la Brèche.

2.4.3. LES ARGILITES NOIRES

Planche 15 : E-H

Figures 29, 30, 31, 33, 34, 35bis, 36, 39, 41, 42, 43, 51, 52, 53

Ce type de matrice est représenté par des argilites sombres très fissiles. Leur contenu en muscovite varie selon les endroits; une analyse aux RX de quelques prélèvements montre la présence d'illite, de chlorite, d'interstratifiés 10-12 Å et de smectite. Tous les lavages effectués dans ces roches se sont révélés stériles. En outre, les préparations palynologiques et nannopaléontologiques ont livré des résultats contradictoires. Ainsi, l'échantillon PK 155, prélevé sur la grande niche d'arrachement à l'intersection de la dept. 6 et du ruisseau de l'Ally (coordonnées : 932.3/124.8/950 m, feuille Cluses 1-2, 1:25.000) présente d'une part des nannofossiles paléogènes comprenant (communication écrite, H. MANIVIT 1983) :

- petits Prinsiaceae
- Coccolithus pelagicus* SCHILLER
- Ericsonia cava* PERCH-NIELSEN

Ericsonia ovalis BLACK

et d'autre part une microflore de pollens et de dinokystes du Jurassique inférieur-moyen dont les fossiles les plus typiques sont des représentants du genre *Nannoceratopsis* (*N. gracilis*; communication écrite, P. HOCHULI 1984). En tous les cas, l'âge de cette matrice obtenu à partir de son contenu micropaléontologique apparaît plus ancien que celui déduit des lentilles qu'elle renferme. Les plus récentes d'entre elles sont en effet attribuées à l'Eocène supérieur (couches de Samoëns, 2.2.13), voire à l'Oligocène basal (couches de la Plaigne 2.2.15., grès de Taveyannaz 2.3.12.).



Fig. 29 : Torrent du Verney, 1060 m. Affleurement de wildflysch à matrice argilo-schisteuse noire et lentilles plurimétriques de calcilutite et de grès.

Souvent mentionnées comme formant le liant des wildflyschs des Préalpes inférieures romandes et chablaisiennes (LILLIE 1937, BADOUX 1945, GUILLAUME 1957, MOREL 1980, LOUP 1987), les argilites noires constituent la matrice la plus répandue dans le complexe chaotique entre Arve et Giffre. Elles apparaissent particulièrement bien entre le torrent du Nant d'An et les Saix, dans le torrent du Verney et ses affluents ainsi qu'au S de la Frasse (ruisseau de la Grangette, de l'Ally et des Rots). Plusieurs auteurs (FERRAZZINI 1981, LOUP 1987) ont déjà remarqué leur ressemblance lithologique avec l'"Aalénien des cols". Ils expliquent cette convergence de faciès par des phénomènes de dissociation et de resédimentation de cet horizon plus ancien lors de la formation du wildflysch.

Cette hypothèse semble être largement confirmée par la présence de pollens et de dinokystes du Jurassique inférieur-moyen dans les argilites noires ainsi que par leur remarquable analogie minéralogique avec les couches de St-Sigismond (2.2.2., fig. 30) Ces argilites apparaissent donc comme une matrice exogène résultant du remaniement de schistes aaléniens par des coulées boueuses.

2.4.4. LES MARNES SOMBRES

Ces roches de couleur brun-foncé se distinguent de celles du type précédent par

l'absence de muscovite et une forte réaction à l'acide chlorhydrique. Nous les avons observées à Bémont d'en bas, en rive droite du Nant d'An, où elles renferment des blocs lenticulaires de calcilutites claires du Crétacé supérieur (3.3.2.). Elles nous ont fourni à cet endroit une association de nannofossiles néocomiens comprenant (comm. écrite, H. MANIVIT 1983) :

Watznaueria barnesae BLACK
Cyclagelosphaera margerelii NOEL
Diazmatholithus lehmanii NOEL
Cretarhabdus crenulatus BRAMLETTE & SULLIVAN

De lithologie très banale, ces roches montrent néanmoins certaines ressemblances avec les horizons marneux du Crétacé inférieur ultrahelvétique (couches du Nant d'An, 2.2.7.; CHAROLLAIS & al. 1981; ANATRA 1986).

Les marnes sombres représenteraient donc une matrice exogène, formée par la remobilisation de sédiments d'âge néocomien.

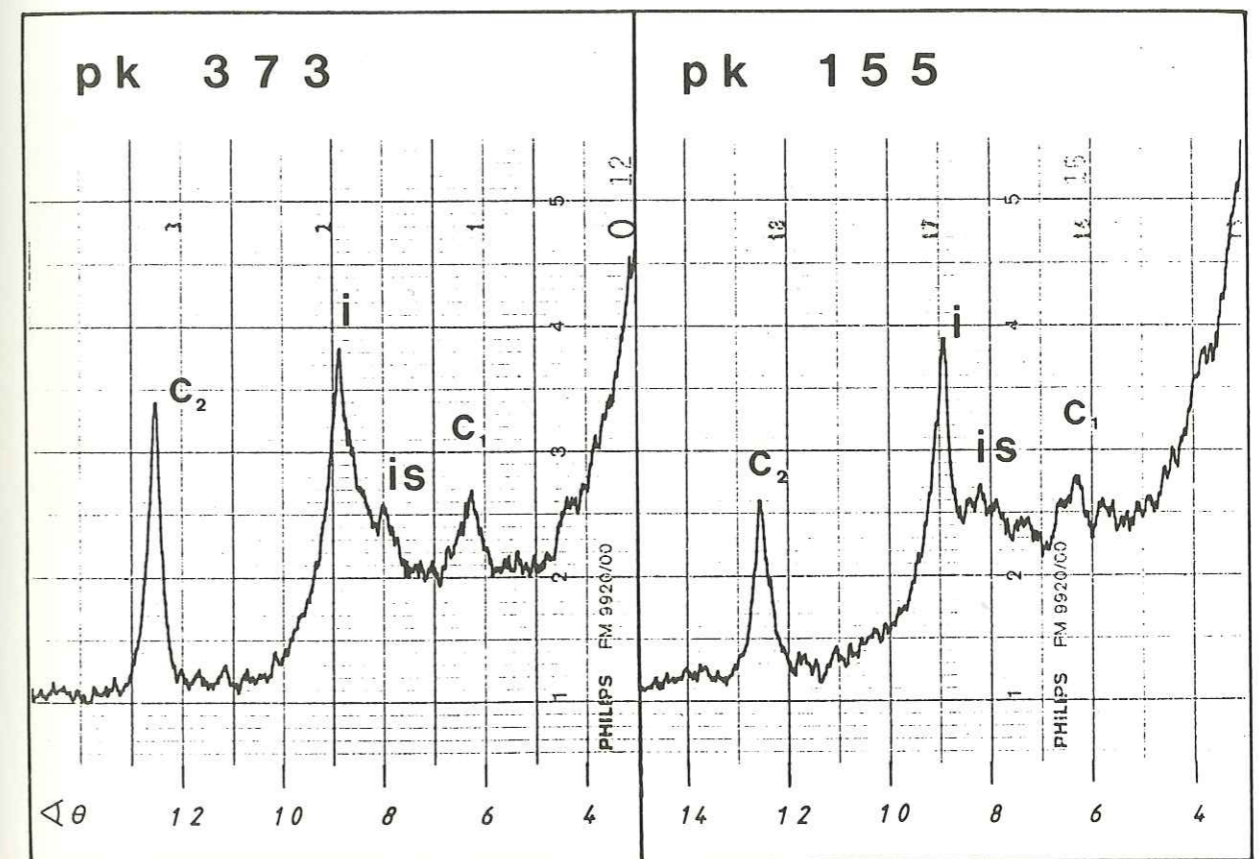


Fig. 30 : Comparaison des diagrammes de minéraux argileux des couches de St-Sigismond (PK 373) et de la matrice argileuse noire du wildflysch (PK155). i = illite, c1 = première réflexion de la chlorite, c2 = deuxième réflexion de la chlorite; is = interstratifiés

2.4.5. LE MARNO-MICACE

Ce type de matrice est constitué de marnes micacées peu déformées tectoniquement de couleur brune. Souvent laminées, ces roches comportent en outre de minces horizons gréseux ou calcaires. Ce liant marno-micacé est bien visible dans le torrent des Rots (3.3.1.), le ruisseau de Gron (1385 m) ainsi que sur l'escarpement du Plon du Dard (3.3.3.). Sur le premier affleurement, il renferme des lentilles décimétriques à métriques, analogues au faciès arkosique des couches de Samoëns (2.2.13.) et nous a fourni (PK 308a et 681 à 686) :

Globigerina cf. ciproensis BOLLI

Cassigerinella sp.

Chiloguembelina sp.

Pseudohastigerina sp.

Cette association de foraminifères planctoniques serait attribuable à l'Oligocène inférieur (communication écrite, R. WERNLI 1987). Au Plon du Dard, il semble être intercalé entre les couches du Taffon (2.2.4.) et celles des Rosières (2.2.5.); il contient en outre des nannofossiles de l'Eocène (communication écrite, H. MANIVIT 1983).

Le marno-micacé correspond à une matrice endogène. Il représente la sédimentation autochtone du bassin helvétique lors de la formation de l'olistostrome sommital.

CHAPITRE 3

OBSERVATIONS DE TERRAIN

3.1. CARTE GEOLOGIQUE

Notre carte géologique entre Arve et Giffre (*fig. 31*) présente déjà un caractère interprétatif. En effet, pour la rendre plus lisible, nous avons élargi la plupart des affleurements en fonction de la morphologie du terrain et au détriment de la couverture morainique quaternaire. Cette couverture récente (18) constitue néanmoins plus de 70 % de la surface cartographiée. La carte souligne donc la rareté et la discontinuité des affleurements de roches anciennes de cette région qui apparaissent plus volontiers dans le fond des torrents et le long des routes de construction moderne (route des Saix).

Une végétation luxuriante a complètement recouvert certains pointements rocheux signalés par des auteurs plus anciens (gypses de Châtillon-Balmotte, LUGEON 1896, MORET 1922, LILLIE 1937) alors que d'autres sont en voie de recouvrement ("cristallin" de Rivière-Enverse, LILLIE 1935 & 1937). Les affleurements disparus depuis les travaux de nos prédécesseurs n'ont pas été reportés sur la carte, mais nous en avons tenu compte dans l'interprétation générale.

3.2. ESQUISSE GEOLOGIQUE (*fig. 32*)

Très chaotiques à l'affleurement, les différentes couches décrites au chapitre 2 présentent cependant une certaine cohérence à l'échelle du périmètre étudié. L'analyse attentive de la carte géologique permet de définir quatre zones bien distinctes sur la base des caractères lithologiques, chronologiques et paléogéographiques des couches; du NW au SE :

- la zone de Châtillon qui regroupe uniquement les couches des Choseaux, de Cellières, de Châtillon et du wildflysch;
- la zone d'Arâches constituée des couches de Bémont, du Nant d'An, de Vercland, du Béné, des Plaignes, de Samoëns et de wildflysch indifférencié.
- la zone de Morillon où n'apparaissent que les couches de St-Sigismond, des Saix, du Taffon et des Rosières;
- la zone du Châtelard qui comporte deux sous-zones :
 - la sous-zone de Rivière-Enverse qui renferme exclusivement les couches d'Agy, du Châtelard, des corneules et un faciès attribuable au Rhétien;
 - la sous-zone de Fi-Malo, complexe et peu étendue, comportant les couches de la Turche et un wildflysch à lentilles cristallines et quartzitiques (Verrucano).

La présence de wildflysch au sein de plusieurs zones permet de conclure soit à une grande extension de ce faciès, soit à l'existence de plusieurs complexes chaotiques d'origine différente mais difficiles à distinguer sur le terrain.

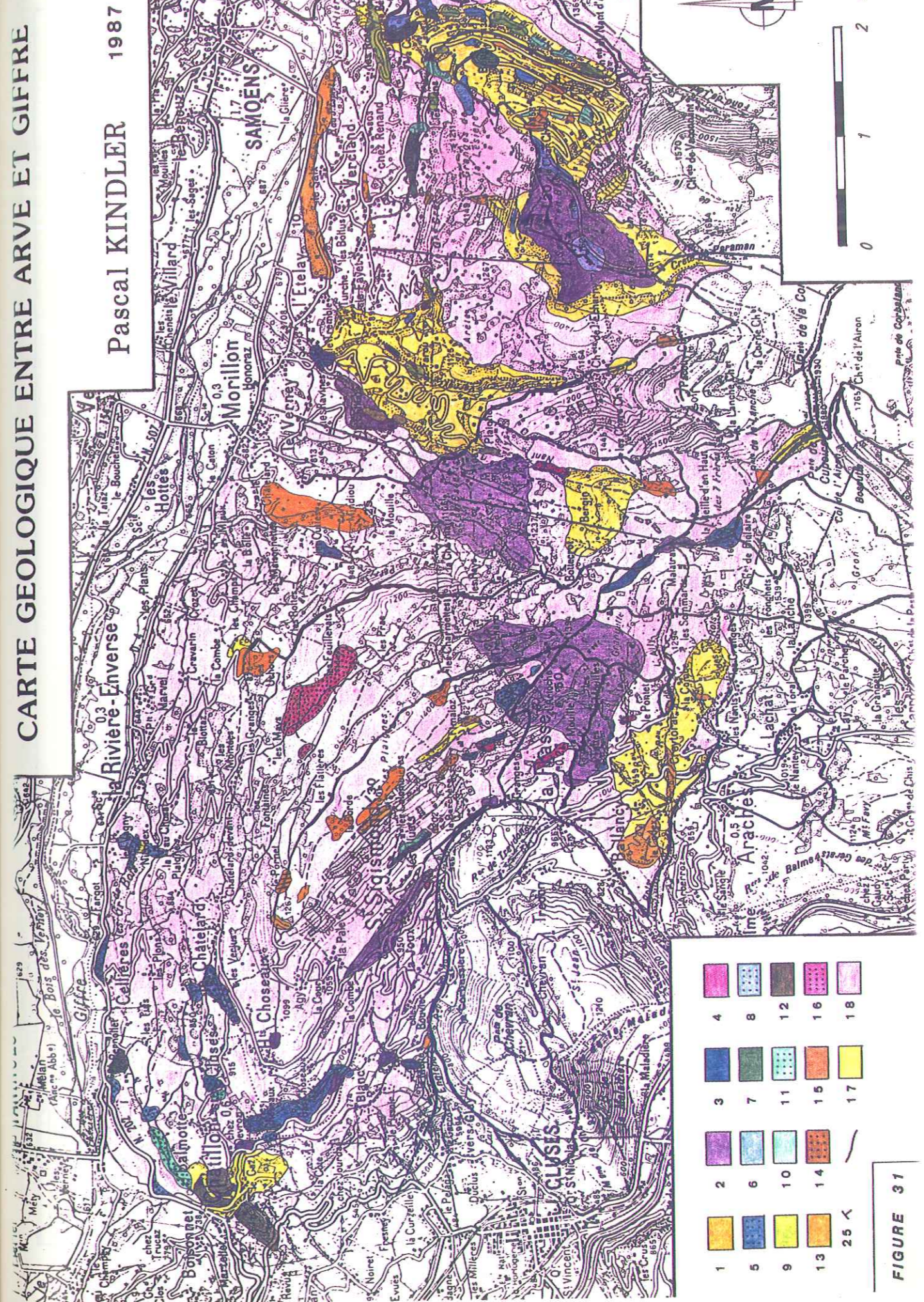
3.2.1. LA ZONE DE CHATILLON

Origine du nom : terme géographique, localité située sur la crête entre l'Arve et le Giffre à 2.5 km au SSE de Taninges (Haute-Savoie).

Limites : cette zone apparaît au NW de notre région dans le secteur limité par le hameau des Bois (670 m), Pernollet (660 m), Balmotte (850 m), le Clos d'Aulph (620 m) et Boissonnet (750 m). Elle forme une bande parallèle à l'axe du col de Châtillon et s'amincit du NE (4 km) au SW (1.5 km). Elle est bornée à l'W par la nappe des Préalpes médianes (LOMBARD 1983) et à l'E par la zone de Morillon (3.2.3.). Elle correspond à la dépression morphologique du col de Châtillon (1.1.3.).

LEGENDE DE LA CARTE GEOLOGIQUE (fig. 31)

- 1. Trias indifférencié (couches d'Agy)
- 2. Couches de St-Sigismond
- 3. Couches des Saix
- 4. Couches du Taffon
- 5. Couches des Rosières
- 6. Couches de Bémont
- 7. Couches du Nant d'An
- 8. Couches des Choseaux
- 9. Couches de Vercland
- 10. Couches du Béné
- 11. Couches de Cellières
- 12. Couches de Châtillon
- 13. Couches de Samoëns
- 14. Couches de la Turche
- 15. Couches de la Plaigne
- 16. Couches du Châtelard
- 17. Wildflysch indifférencié
- 18. Couverture morainique quaternaire
- tirets Limite avec les zones helvétique et subalpine
- 25 / Pendage



LEGENDE DE LA FIGURE 32

- 1. CROIX D'AGY
- 2. CROIX DES SEPT FRERES
- 3. POINTE DE CUPOIRE
- 4. TETE DU PRE DES SAIX
- A. RUISSEAU DU VAGNY
- B. RUISSEAU DE LA PERRIERE
- C. NANT TAFFON
- D. TORRENT DU VERNEY
- E. TORRENT DE LA TURCHE
- F. TORRENT DU NANT D'AN
- G. RUISSEAU DES ROTS
- H. TORRENT DE L'ALLY
- I. TORRENT DE LA GRANGETTE
- J. RUISSEAU DU CODEX
- K. TORRENT DE L'ENLENE

-  QUATERNAIRE ALLUVIAL
-  SOUS-ZONE DE RIVIERE ENVERSE
-  SOUS-ZONE DE FI-MALO
-  ZONE DE MORILLON
-  ZONE D'ARACHES
-  ZONE DE CHATILLON
-  NAPPE DES PREALPES MEdIANES
-  ZONE DELPHINO-HELNETIQUE

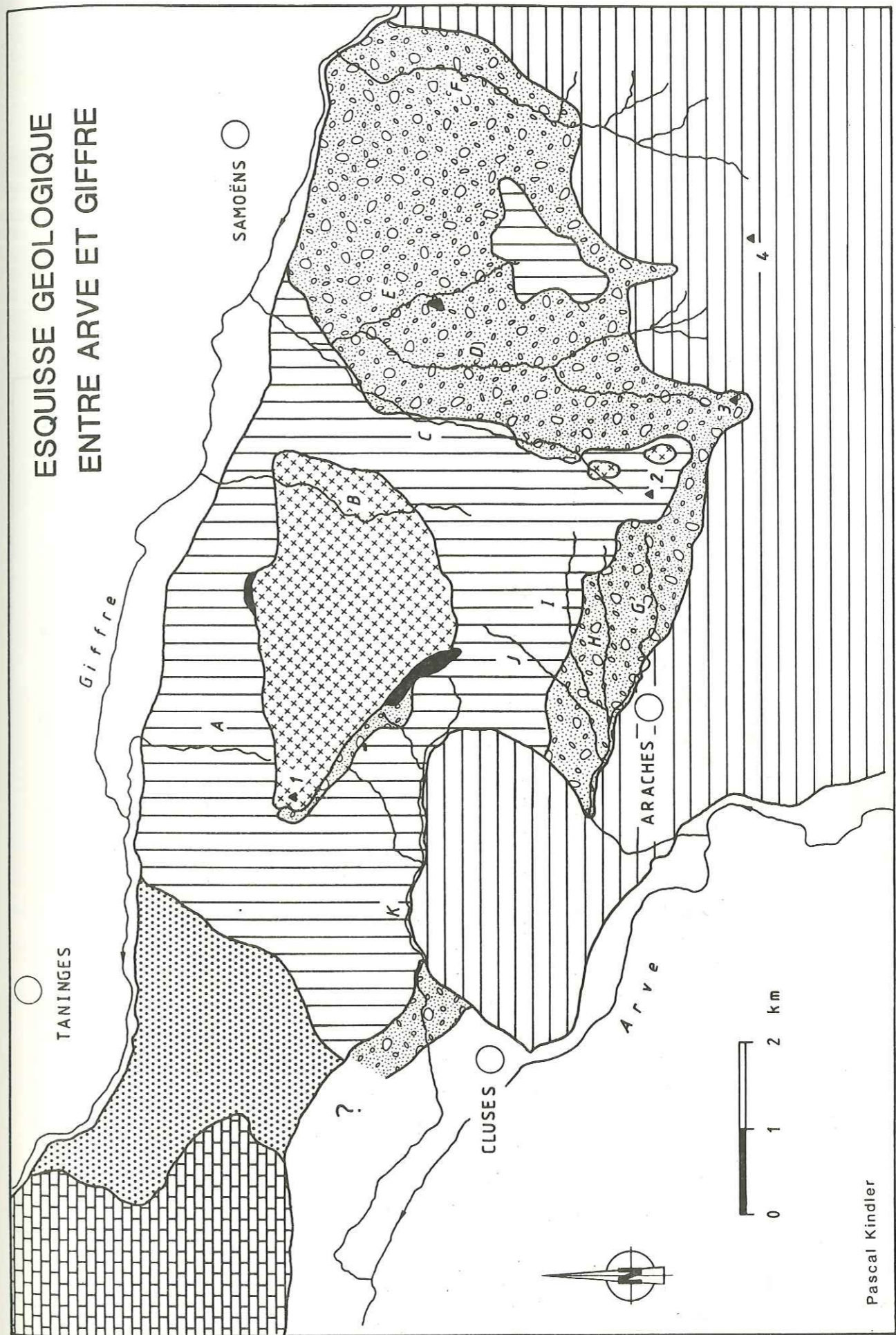


Figure 32 : esquisse géologique entre Arve et Giffre.

ZONE DE CHATILLON - Série synthétique						
Echantillons	Couches	Lithologie	Fossiles	Granulo. L A R B	Age	Remarques
PK 128 439	WILDFLYSCH				?	
451 448 447 440	CHATILLON				Lutétien	debris-flow
483 480 634 198 197	CELLIERES				Paléocène	mud-flow
612 458 134 616 457	CHOSEAUX				Néocomien	debris-flow turbidite

Figure 33 : série synthétique de la zone de Châtillon.

Caractères géologiques : la zone de Châtillon se caractérise par l'abondance d'horizons bréchiques (fig. 33). Elle regroupe en effet les couches des Choseaux (2.2.8., brèches et calcaires néocomiens), de Cellières (2.2.11., brèches paléocènes à ciment micritique) et de Châtillon (2.2.12., conglomérats polygéniques lutéliens). Ces unités lithostratigraphiques se présentent en outre sous la forme de lentilles dans un wildflysch à éléments de calcaires sublithographiques et de marnes paléogènes (fig. 34). De plus, c'est à l'intérieur de cette zone que devaient se trouver les affleurements de gypse signalés par les auteurs plus anciens (LUGEON 1896, MORET 1922, LILLIE 1937).

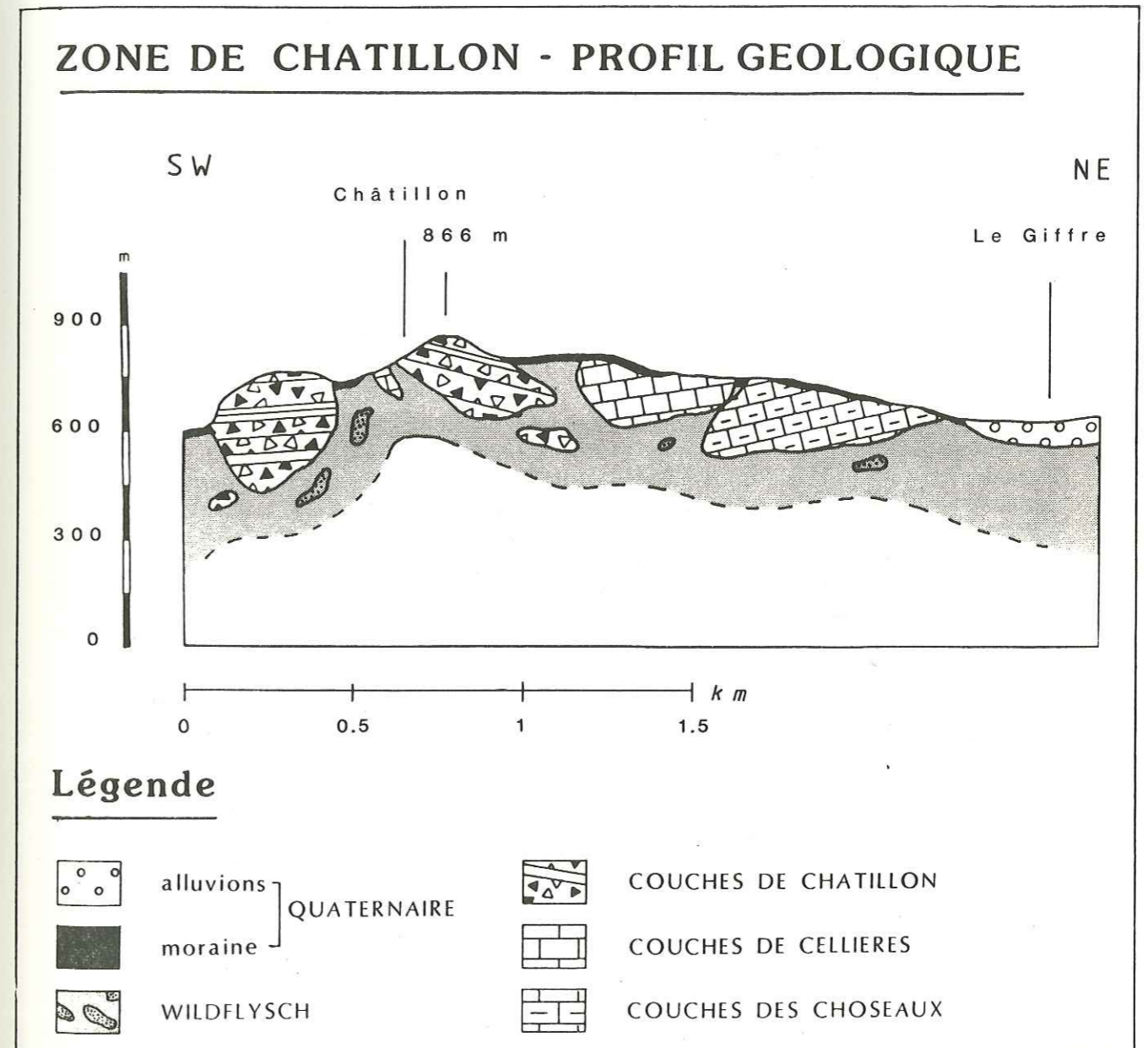


Fig. 34 : profil géologique dans la zone de Châtillon.

Attribution paléogéographique : les couches des Choseaux et de Cellières montrent des faciès d'affinité valaisanne. La brèche de Châtillon, attribuée à la nappe du Niesen (LUGEON 1896) puis à celle du Meilleret (COLLET & al. 1937), possède indubitablement un cachet tarin, à savoir valaisan externe. C'est donc à ce domaine que devrait se rattacher la zone de Châtillon.

Attribution tectonique : notre unité comporte de grandes analogies avec la Zone submédiane des Préalpes romandes (MC CONNELL & DE RAAF 1929, LILLIE 1937, WEIDMANN & al. 1976, HOMEWOOD 1977) : disposition chaotique des terrains constitutifs, présence de gypse et de wildflysch, abondance de lentilles bréchiques de faciès valaisan, position structurale en arrière des Préalpes médianes. La zone de Châtillon pourrait ainsi constituer la prolongation en Chablais de la Zone submédiane des Préalpes.

Remarque : des calcaires micritiques d'âge liasique apparaissent au SW de la zone de Châtillon, dans le périmètre défini par vers Lard (848 m), Prêles (849 m), les Fontaines (667 m) et le Clos d'Aulph (628 m). D'affinité subbriançonnaise, ces calcaires ("série de Geblu", LOMBARD 1983) semblent cependant indépendants de la masse principale des Préalpes médianes (Pointe d'Orchez). Ils pourraient donc être rattachés à la zone de Châtillon, ce qui renforcerait encore sa ressemblance avec la Zone submédiane.

3.2.2. LA ZONE D'ARACHES

Origine du nom : terme géographique, village sis en rive gauche de l'Arve à 4.5 km à l'ESE de Cluses (Haute-Savoie).

Limites : au SE de notre région d'étude, cette zone est limitée par le hameau de Ballancy (628 m), la Pointe de Cupoire (1888 m), le pont de Leddian (1127 m), la cascade du Nant d'An (800 m), l'Ételay (707 m) et Bergin (1350 m). Elle apparaît également à l'E de St-Sigismond (les Allues, 1050 m). Large de 1 à 4 km, elle repose à l'E et au S sur le Paléogène du massif de Platé et du Rocher de Cluses (MARTINI 1968b; CHAROLLAIS, PAIRIS & ROSSET 1976); elle est bornée au NW par la zone de Morillon (3.2.3) dont elle supporte un lambeau au plateau des Saix. Elle correspond par ailleurs à la "bosse" morphologique du Grand Crêt (1.1.3.).

Caractères géologiques : la zone d'Arâches est caractérisée par l'empilement chaotique de lentilles marneuses, calcaires et gréseuses d'âge mésozoïque et tertiaire. De bas en haut, la série stratigraphique originelle et synthétique peut s'imaginer selon le schéma suivant (fig. 35 et 35bis) :

- 1. calcaires pélagiques à radiolaires et calpionelles (couches de Bémont, 2.2.6.), Kimmeridgien-Berriasien.
- 2. alternance de marnes schistoïdes et de calcaires tachetés à intercalations gréseuses et bioclastiques (couches du Nant d'An, 2.2.7.), Berriasien-Cénomanién.
- 3. calcaires sublithographiques à foraminifères planctoniques (couches du Béné, 2.2.10.), Turonien-Paléocène inférieur; le Campano-Maastrichtien n'étant pas représenté.
- 4. calcaire marneux à foraminifères planctoniques (couches de la Plaigne, 2.2.15.), Paléocène supérieur-? Oligocène, avec intercalations de :
- 5. calcaires gréso-glaucouneux à spicules (couches de Vercland, 2.2.9.), Paléocène supérieur-Eocène inférieur.
- 6. calcaires peu gréseux à spicules (couches de Wang, 2.3.11.), Paléocène supérieur-Eocène inférieur, équivalent distal ou latéral des couches de Vercland.
- 7. marnes et arkoses lithiques (couches de Samoëns, 2.2.13.), Eocène supérieur-? Oligocène.

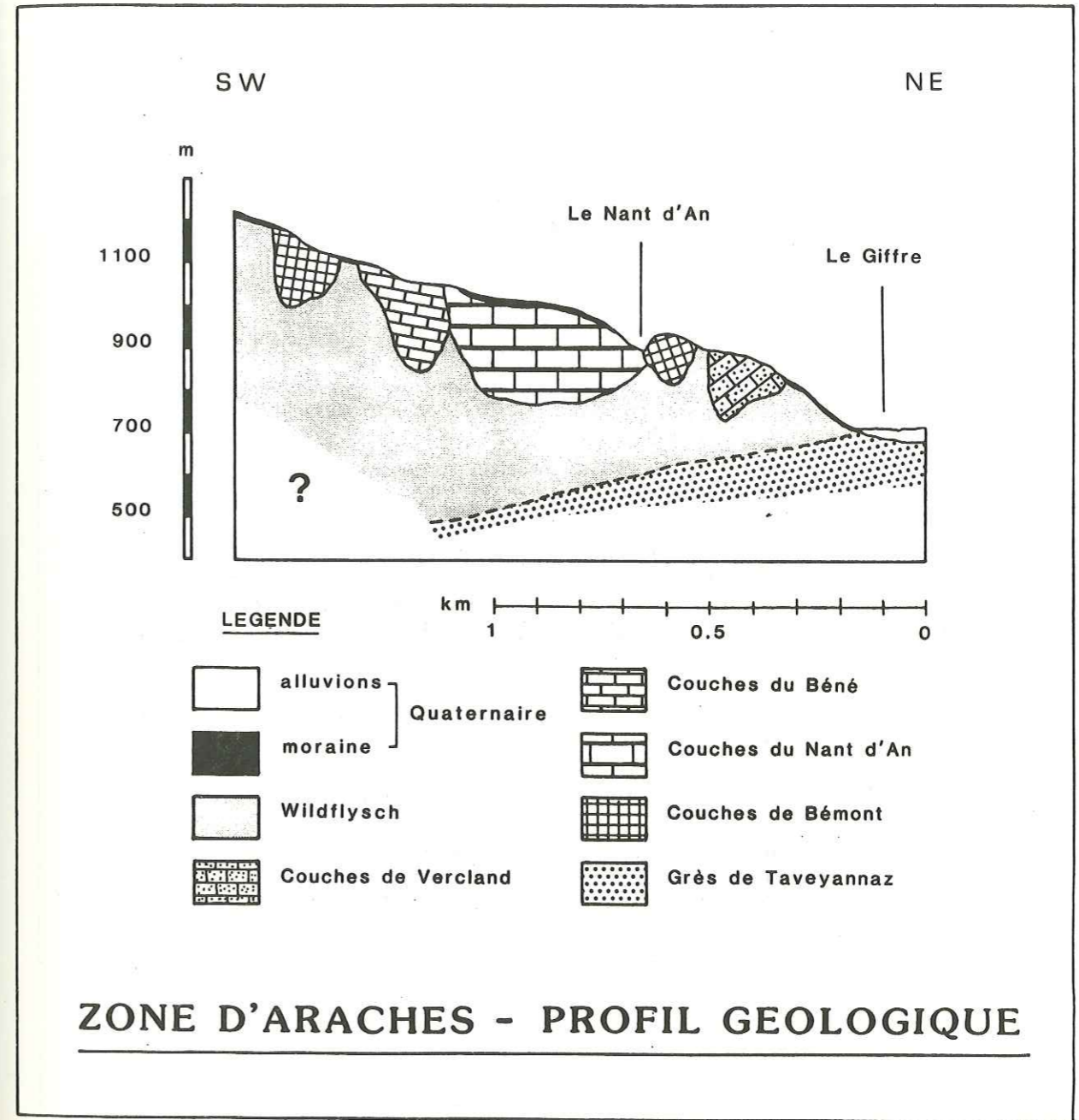
ZONE D'ARACHES - Série synthétique						
Echantillons PK	Couches	Lithologie	Fossiles	Granulo. L A R B	Age	Remarques
702	BENE				Paléocène inférieur	resédimentation grain à grain ou contourite
157						
598						
527					Turonien - Santonien	
218	NANT D'AN				Berriasien sup. - Cénomanién	turbidite slump
640						
544						
545						
573						
225						
211					Berriasien sup. - Cénomanién	turbidite
505					Kimmeridgien - Berriasien	slump
497						
348						
302						

Figure 35 : série synthétique de la zone d'Arâches.

ZONE D'ARACHES - Série synthétique (suite)						
Echantillons PK	Couches	Lithologie	Fossiles	Granulo. L A R B	Age	Remarques
156 155	WILDFLY.	[Lithologie]		[Granulo.]	Oligocène ? moyen	
162	PLAIGNE	[Lithologie]	⊗	[Granulo.]	Oligoc. inf.	
208 207 206	SAMOËNS	[Lithologie]	⊗ ⊗ N	[Granulo.]	Eocène sup.	chenaux turbidite
144	PLAIGNE	[Lithologie]	⊗	[Granulo.]	Eocène moyen	
311	WANG	[Lithologie]	⊗	[Granulo.]	Paléoc. - Eoc. inf.	turbidite ou contourite
262 108 106	VERCLAND	[Lithologie]	⊗ ⊗ ⊗	[Granulo.]	Paléocène sup - Eocène inférieur	turbidite ou contourite slump
333	PLAIGNE	[Lithologie]	⊗	[Granulo.]	Paléoc. sup.	

Figure 35 bis : série synthétique de la zone d'Arâches (suite).

- 8. complexe chaotique, Oligocène inférieur à moyen, qui renferme en lentilles toutes les unités lithologiques sous-jacentes (fig. 36).



ZONE D'ARACHES - PROFIL GEOLOGIQUE

Fig. 36 : profil géologique dans la zone d'Arâches.

Attribution paléogéographique : cette succession stratigraphique présente indiscutablement de très grandes analogies avec les séries sud- et ultrahelvétique (CHAROLLAIS & al. 1981, FERRAZZINI 1981, ANATRA 1986).

Attribution tectonique : LILLIE (1937) interprète les terrains mésozoïques de la zone d'Arâches comme le prolongement, en rive gauche du Giffre, de la nappe ultrahelvétique d'Anzeinde. Les couches tertiaires reconnues par cet auteur (grès de

Samoëns et wildflysch) sont également attribuées aux Préalpes internes. Nous avons cependant pu observer dans le ruisseau des Rots, au N d'Arâches, le contact stratigraphique entre notre unité et les grès de Taveyannaz (3.3.1., fig. 42). La zone d'Arâches se présenterait donc comme un wildflysch helvétique à éléments ultrahelvétiques. Ce mélange, analogue à celui de la Plaine-Morte (MASSON 1976), formerait ainsi le sommet de la série helvétique dans notre secteur d'étude. La révision de coupes semblables mais mieux exposées (Tête à l'Ane, Massif de Platé; MARTINI 1968b) s'avère maintenant indispensable pour confirmer cette hypothèse.

Remarque : la zone d'Arâches correspond en partie aux olistostromes définis par DE LEPINAY (1981) et DE LEPINAY & FEINBERG (1982). Elle s'en distingue par la présence exclusive de lentilles d'affinité ultrahelvétique (wildflysch homogène). La fréquente discordance de son contact basal pourrait s'expliquer par la grande différence de compétence entre le complexe chaotique et la formation des grès Taveyannaz.

3.2.3. LA ZONE DE MORILLON

Origine du nom : terme géographique, village situé en rive gauche du Giffre, à 4 km à l'W de Samoëns (Haute-Savoie).

Limites : d'orientation SE-NW, la zone de Morillon recouvre une surface considérable (6 km de longueur, 4 km de largeur) au centre de notre région. Elle s'inscrit dans le périmètre borné par le hameau de Granoux (786 m), les Choseaux (908 m), Balmotte (850 m), Cellières (650 m), L'Etelay (700 m), Bergin (1350 m), les chalets de Billaires (1700 m), La Frasse (960 m) et St-Sigismond (960 m). Limitée au NW par la zone de Châtillon (3.2.1.) et au SE par celle d'Arâches (3.2.2.), elle apparaît en outre sous la zone du Châtelard (3.2.4.). Elle constitue ainsi l'essentiel de la crête de St-Sigismond (1.1.3.) entre la Croix d'Agy et la Croix des 7 Frères.

Caractères géologiques : cette zone consiste en un ensemble très tectonisé (fig. 38) de marnes et de grès micacés d'âge Jurassique moyen qui comporte de bas en haut (fig. 37) :

- 1. les couches de St-Sigismond, argilites micacées noires à nodules siliceux, Aalénien inférieur (2.2.2.);
- 2. les couches des Saix, marnes micacées brunes à minces bancs de calcaire grésospathique, Aalénien supérieur (2.2.3.);
- 3. les couches du Taffon, alternances de marnes micacées et de calcaire bioturbé, Bajocien (2.2.4.);
- 4. les couches des Rosières, arkoses lithiques grossières riches en muscovite, Bathonien (2.2.5.);
- 5. des couches analogues à celles de St-Sigismond, mais comportant une microfaune d'âge Callovo-Oxfordien (2.2.2.).

Attribution paléogéographique : ces couches présentent des ressemblances lithologiques et sédimentologiques avec les formations contemporaines des domaines ultrahelvétique (MORNOD 1949, PUGIN 1986) et subbriançonnais (SEPTFONTAINE 1984). L'abondance de muscovite semble toutefois plus caractéristique de la province ultrahelvétique (comm. orale, SEPTFONTAINE 1985).

Attribution tectonique : reconnue par LILLIE (1937) comme la nappe du Laubhorn, la zone de Morillon correspond de nos jours à la nappe d'Arveyes (HOMEWOOD 1974, LOUP 1987). Elle pourrait constituer soit une écaïlle tectonique reposant sur la zone d'Arâches, soit un gros olistolite inclus dans celle-ci. Nous reprendrons ce problème ultérieurement (4.3.2.).

ZONE DE MORILLON - Série synthétique						
Echantillons PK	Couches	Lithologie	Fossiles	Granulo. L A R B	Age	Remarques
142	ST-SIG.				Call. - Oxf.	
629 394 393	ROSIERES				Bathonien	turbidite "grain-flow"
591 590 586	TAFFON				Bajocien supérieur	pélagite
275 265 264	SAIX				Aalénien supérieur	turbidite ou tempestite
139 137	ST-SIGISMOND				Aalénien inférieur	

Figure 37 : série synthétique de la zone de Morillon.

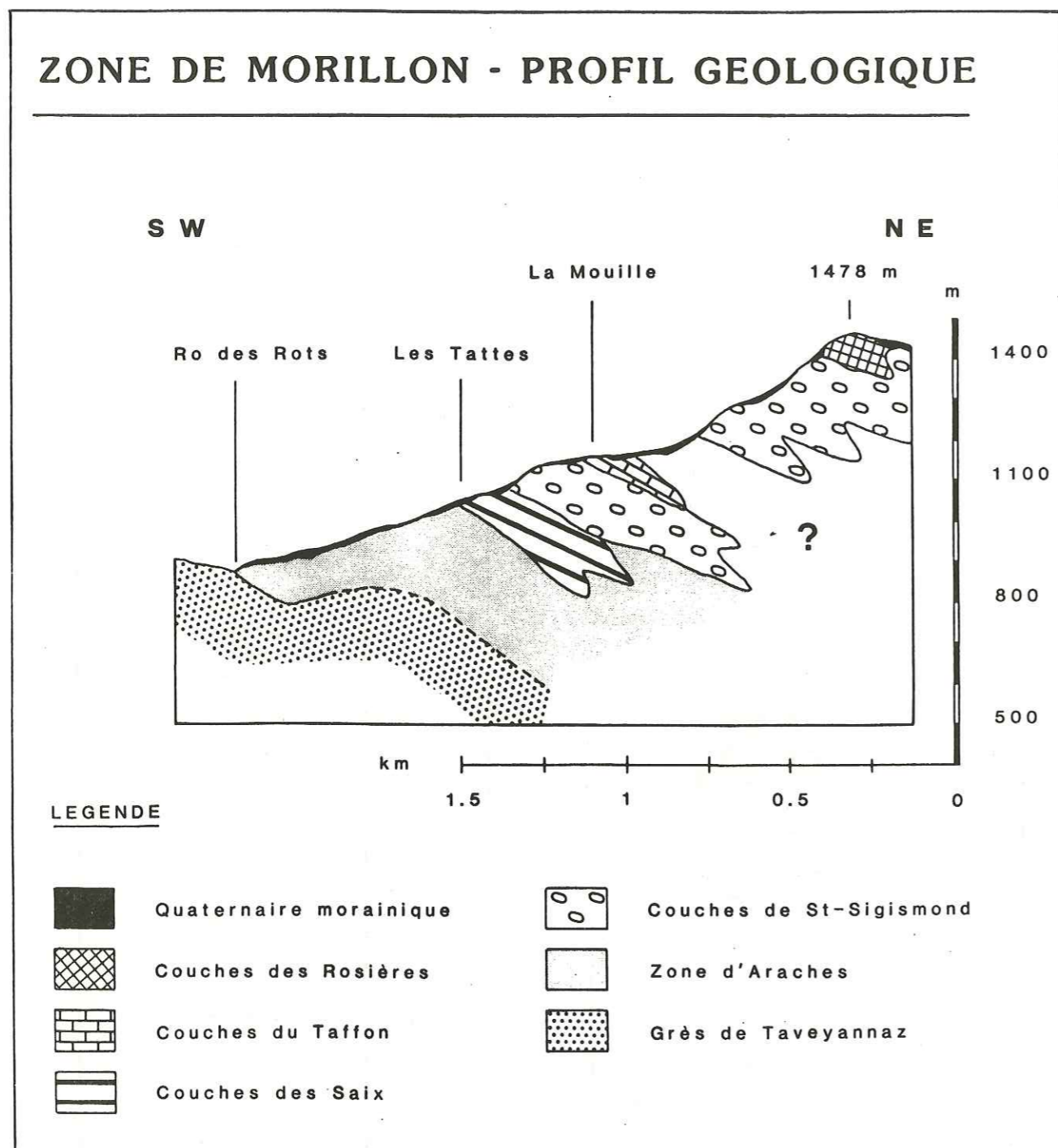


Fig. 38 : profil géologique dans la zone de Morillon.

3.2.4. LA ZONE DU CHATELARD

Origine du nom : terme géographique, hameau situé à 2.5 km à l'E de Châtillon sur Cluses (Haute-Savoie).

Constitution : la zone du Châtelard se compose de deux sous-zones, celle de Fi-Malo et celle de Rivière-Enverse.

La sous-zone de Fi-Malo

Origine du nom : terme géographique, lieu-dit situé à 1.2 km de la Frasse (Haute-Savoie).

Limites : peu importante volumétriquement, cette unité forme une bande mince entre Fi-Malo (1400 m) et la Côte (1250 m) et se retrouve à Balacrot (850 m) sur le flanc N de la crête de St-Sigismond. Elle apparaît pincée entre la zone de Morillon (3.2.3.) et la sous-zone de Rivière-Enverse.

Caractères géologiques : très chaotique, elle est constituée d'unités lithostratigraphiques disparates comprenant de bas en haut (fig. 39) :

- 1. une mégabrèche à éléments calcaires de faciès "tithonique" et ciment argileux lie-de-vin (2.4.2.);
- 2. les couches de la Turche, flysch schisto-gréseux disloqué à intercalations de calcaire blond, Eocène inférieur (2.2.14.);
- 3. un wildflysch d'attribution chronologique incertaine, à lentilles de calcaire sublithographique paléocène, de microconglomérat siliceux (faciès Verrucano, 2.3.4.), de roches cristallines (2.3.2.), de quartzites (2.3.5.) et de grès micacés à débris de plantes ("Carbonifère", 2.3.3.).

Attribution paléogéographique : l'origine de ces diverses couches est à rechercher dans les zones internes du domaine alpin. Ainsi, les quartzites, les grès micacés et les microconglomérats siliceux possèdent un cachet briançonnais (comm. orale, MARTHALER 1987) alors que la mégabrèche pourrait être rattachée à la province pré-piémontaise (bassin de la Brèche). Les couches de la Turche, d'âge tertiaire, évoquent fortement les flyschs sud-penniques crétacés . . .

Attribution tectonique : la sous-zone de Fi-Malo est analogue au mélange infra-brèche de la région de Taninges (SEPTFONTAINE & WERNLI 1972, GORIN & JAN DU CHENE 1972, WERNLI & BRÖNNIMANN 1973). Ce dernier comporte également des blocs de faciès Verrucano, de Carbonifère, de quartzite et de calcaire sublithographique. De manière plus générale, l'unité de Fi-Malo peut être considérée comme un wildflysch pennique-moyen (HOMEWOOD & CARON 1982).

La sous-zone de Rivière-Enverse

Origine du nom : terme géographique, village bordant le Giffre à 4 km au SE de Taninges (Haute-Savoie).

Limites : la sous-zone de Rivière-Enverse dessine un territoire borné par la Croix d'Agy (1267 m), les Charmettes (1350 m), le Châtelard sur Morillon (750 m) et les Montées (1000 m). Longue de 4 km et large de 2.5 km, elle apparaît au centre de notre secteur d'étude et semble superposée aux différentes zones définies ci-dessus.

Caractères géologiques : la série synthétique de cette unité comprend de bas en haut (fig. 40) :

- 1. des calcaires dolomitiques et dolomies (couches d'Agy, 2.2.1.), Trias supérieur;
- 2. des cornieules (2.3.7.), d'âge incertain (? Trias supérieur);
- 3. des calcaires bioclastiques à horizons argilo-schisteux attribués au Rhétien (2.3.8.);
- 4. des schistes sombres avec intercalations de calcaire spathique et de brèche (couches du Châtelard, 2.2.16.), ? Lias.

Attribution paléogéographique : les dolomies, les cornieules et les calcaires bioclastiques ne possèdent pas de cachet assez particulier pour être attribués à un domaine précis. Les couches du Châtelard présentent des similitudes avec les Schistes inférieurs de la Brèche (SCHROEDER 1939, DE LEPINAY 1981) que nous avons pu observer dans le ravin de Chamossière (N de Samoëns).

SOUS-ZONE DE FI-MALO - Série synthétique						
Echantillons PK	Couches	Lithologie	Fossiles	Granulo. L A R B	Age	Remarques
88 89 468	WILDFLYSCH				??	
624 564 563 626	TURCHE				? Eocène inférieur	"broken formation" turbidite gréso-calcaire
415 409	ARGILITES ROUGES & BLOCS				? Malm	? mégabrèche

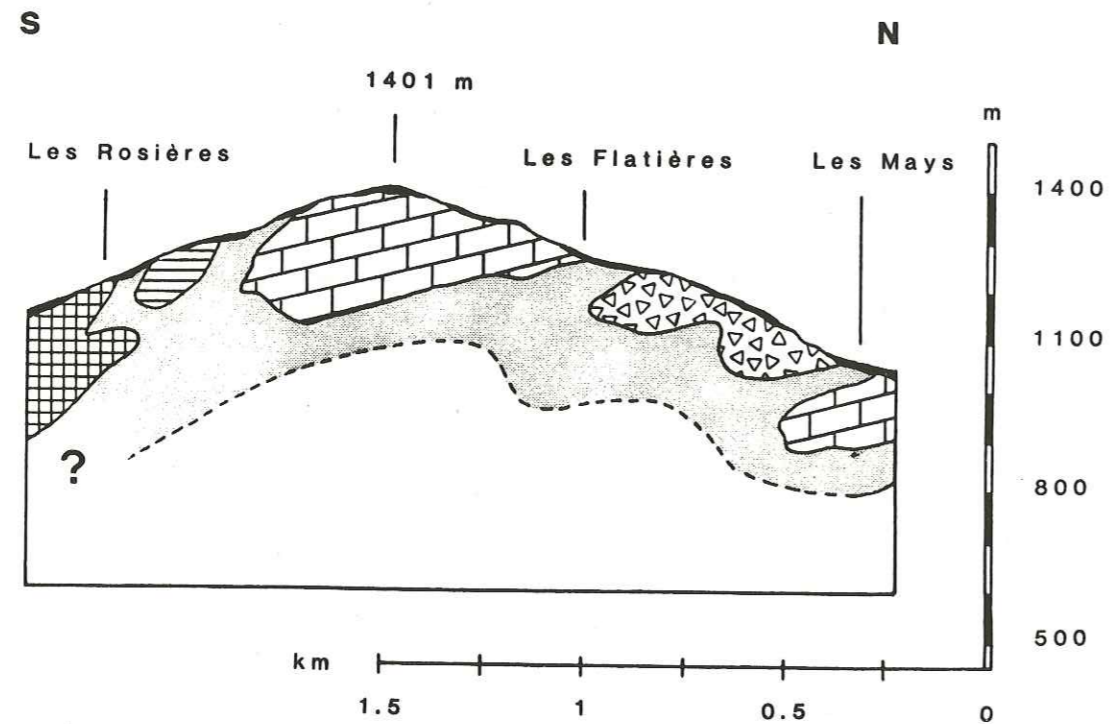
Figure 39 : série synthétique de la sous-zone de Fi-Malo.

SOUS-ZONE DE RIVIERE-ENVERSE - Série synthétique						
Echantillons PK	Couches	Lithologie	Fossiles	Granulo. L A R B	Age	Remarques
595 606 608 477	CHATELARD				Lias	resédimentation
463 462	"RHETIEN"				Rhétien	
474	CORNIEULES				?	
314 97 96	AGY				Trias supérieur	"bird's eyes"

Figure 40 : série synthétique de la sous-zone de Rivière-Enverse.

Attribution tectonique : selon les auteurs précédents (LUGEON 1896, MORET 1922, LILLIE 1937, DE LEPINAY 1981), la sous-zone de Rivière-Enverse correspond à une klippe rattachée à la nappe de la Brèche, prouvant ainsi le prolongement de cette unité au S du Giffre. LILLIE (1937, Pl. A, profil 4) la représente comme un grand lambeau isoclinal plongeant vers le N et comportant une série normale des dolomies aux Schistes inférieurs. L'existence d'un plan de chevauchement semble bien être soulignée par la présence de cornieules à la base de l'édifice.

ZONE DU CHATELARD - PROFIL GEOLOGIQUE



LEGENDE







	Quaternaire morainique		Argilites rouges & blocs
	Couches d'Agy		Wildflysch
	Couches du Châtelard		Zone de Morillon

Fig. 41 : profil géologique dans la zone du Châtelard.

Cependant, les mesures d'orientation effectuées en plusieurs endroits (la Borde, le Pornet, le Châtelard) sur les couches d'Agy nous indiquent des pendages à vergence SW. Ces résultats permettent de mettre en doute l'hypothèse d'un lambeau unique et laissent supposer, au contraire, la présence de plusieurs lentilles (fig. 41). Cette dernière idée s'accorde d'ailleurs mieux avec la discontinuité des affleurements de ce secteur et avec les observations que nous avons pu faire dans le ravin de Chamossière où des terrains correspondants affleurent de manière remarquable (BUCHS & SUCHET 1988, SUCHET 1988).

La sous-zone de Rivière-Enverse peut ainsi être réunie avec celle de Fi-Malo sous le vocable de zone du Châtelard. Cette unité apparaît comme un wildflysch d'affinité pennique-moyen, englobant des lentilles d'âge parfois très ancien et issues d'un domaine paléogéographique interne.

RUISSEAU DES ROTS				FIGURE 42		
				Coord. 932.3/124.5/948 m		
AGE	FOR.	NIV. (m)	LITHOLOGIE	ECH. PK	REMARQUES	
OLIGOCENE MOYEN ?	WILDFLYSCH	7	3.5		311	
					310	
					689	
OLIGOCENE INFÉRIEUR ?	SCHISTES A MELETTA	6	0.8		687	
		5	1		686	
		4	4.5		686	
					685	couches ondulées
					652	
					649	
					684	apparition muscovite
		3	4.8		683	pas de muscovite
					682	
					681	
		2	0.5		680	calcitisation
					679	
		1	3		306	load-casts
					307	

CHAPITRE 4.

SECTIONS FONDAMENTALES

4.1. COUPE DU RUISSEAU DES ROTS

4.1.1. LOCALISATION ET DESCRIPTION

A 300 m au NE d'Araches (Haute-Savoie), à l'intersection de la dept. 6 et du ruisseau des Rots.

Coordonnées : 932.3/124.5/948 m.

(fig. 42)

Niv. 1 : 3 m

(306,307,679) Bancs décimétriques (50-70 cm) de "grauwacke" (*) vert, finement moucheté, rares interbancs lutitiques et microarénitiques laminés. Des "load-casts" révèlent la polarité normale de la série.

(*) Litharénite feldspathique à éléments volcaniques (60 %, nature andésitique et spilitique). Quartz détritique peu représenté; rares lithoclastes sédimentaires (1 %); rares bioclastes (1 %, algues rouges, foraminifères benthiques et planctoniques). Ciment formé des constituants ci-dessus en grains fins.

Niv. 2 : 0.5 m

(680) Banc d'arénite fine (*), très dure, gris-vert à patine grise.

(*) Arkose micacée à éléments andésitiques et spilitiques peu fréquents. Rares lithoclastes sédimentaires (1 %, nature marneuse et micritique); quelques bioclastes (1 %, idem niv. 1). Ciment chloriteux presque totalement calcitisé.

Niv. 3 : 4.8 m

(681-684) Lits centimétriques de marne (*) laminée pauvre en mica. Épaisses de quelques millimètres, les lamines sont constituées d'arénite (+) fine de couleur claire.

(*) Marne ("wackestone") sombre, finement laminée, peu quartzreuse (1-2 %, taille 0.08 mm) et glauconieuse à petites globigérines pyritisées.

(+) Lithobiosparite peu quartzreuse (5 %, taille 0.2 mm) à lithoclastes micritiques, débris d'algues rouges, de bryozoaires, d'échinodermes; foraminifères benthiques et planctoniques.

Niv. 4 : 4.5 m

(649,652,685,686) Marnes identiques à celles du niv. 3 mais plus riches en muscovite et comportant quelques écailles de poissons. Légère tectonisation.

Niv. 5 : 1 m

(687) Zone argileuse noire.

Niv. 6 : 0.8 m

Idem niv. 4.

Niv. 7 : 3.5 m

(309,310,654) Zone à lentilles; de nature diverse mais surtout arénitique (*), elles mesurent quelques dm près du contact avec le niv. 5 et plusieurs m au sommet de la coupe.

(*) Arkose lithique micacée à ciment calcitique. Quartz détritique fréquent (30 %, taille 0.4 mm); lithoclastes sédimentaires et cristallins acides; débris d'algues rouges, d'échinodermes; foraminifères benthiques et planctoniques.

Tous les contacts entre les niveaux ci-dessus semblent être de nature stratigraphique.

Biostratigraphie : les niv. 3 et 4 ont pu être datés à l'aide des foraminifères planctoniques. R. WERNLI (comm. orale 1987) a en effet reconnu :

Globigerina cf. ciperoensis BOLLI

Cassigerinella sp.

Chiloguembelina sp.

Pseudohastigerina sp.

Pour autant qu'elle n'ait pas subi de remaniement important, cette association permet d'attribuer un âge Oligocène inférieur à ces horizons. De nombreuses préparations palynologiques se sont malheureusement révélées stériles.

Sédimentologie : les niv. 1 et 2 se présentent comme des dépôts turbiditiques de type C (MUTTI 1979). Outre les "load-casts", les intervalles Ta et Tb de Bouma ont été repérés.

Les niv. 3, 4 et 6 apparaissent comme des turbidites boueuses ("mud-turbidites", STOW & PIPER 1984). Les intervalles T0 à T7 de Stow ont été reconnus. Les horizons pélagiques semblent peu importants.

Le niv. 5 représente soit un olistolite, soit un épisode très confiné dans le milieu de sédimentation des marnes des niv. 3 et 4.

Le niv. 7 constitue un olistostrome dont la matrice, peu visible, paraît être formée de marnes identiques à celles des niv. 3 et 4.

4.1.2. INTERPRETATION

Le niv. 1 peut être rattaché à la formation des grès de Taveyannaz typiques (= type II, VUAGNAT 1952 & 1958; MARTINI 1968; SAWATZKI 1975) à faciès vert micromoucheté (plagioclases séricitisés, minéraux ferro-magnésiens peu transformés, absence de grandes mouchetures, MARTINI 1968b).

Le niv. 2 constitue la marge calcitisée d'un banc de "grauwacke", phénomène fréquent à proximité d'horizons marno-schisteux (MARTINI 1968, SAWATZKI 1975).

Les niv. 3, 4 et 6 sont analogues d'une part aux intervalles marno-schisteux de la formation de Taveyannaz (par ex., crête de Paraman, coord. 937.3/125.1/1625 m; PK 291) et d'autre part aux Schistes à *Meletta* des chaînes subalpines septentrionales (CHAROLLAIS & al. 1980; comm. orale, CHAROLLAIS 1985).

Les lamines sableuses de ces niveaux sont dépourvues de feldspaths ainsi que d'éléments volcaniques basiques et ne semblent pas pouvoir être assimilées aux termes fins des grès de Taveyannaz (MARTINI & VUAGNAT 1965). Elles présentent par contre de grandes similitudes avec le faciès grésocalcaire des couches de Samoëns (2.2.13.).

Si quelques doutes subsistent quant à l'attribution du niv. 5, le niv. 7 par contre peut être considéré comme l'olistostrome sommital helvétique (DE LEPINAY 1981).

Certaines lentilles arénitiques (PK 654) sont identiques au type arkosique des couches de Samoëns. Ces corps gréseux pourraient ainsi représenter soit des olistolites de ces couches dans le wildflysch sommital, soit la récurrence d'un faciès flysch au sein de la séquence olistostromique. De telles récurrences ont d'ailleurs été signalées dans les schistes à blocs sous-jacents à la nappe de l'Autapie (Ubaye, Alpes occidentales françaises, KERCKHOVE 1975). Cette deuxième hypothèse apparaît soutenue par la présence de lamines arénitiques dépourvues d'éléments volcaniques andésitiques au sein des niv. 3 et 4. Si elle se vérifiait, les couches de Samoëns devraient être rattachées au domaine helvétique et considérées comme un flysch pauvre en matériel volcanique basique, stratigraphiquement supérieur aux "grauwacke" de Taveyannaz (? grès de Massongex, VUAGNAT 1952; grès de Bonneville, DOUXAMI & DESCHAMPS 1905, RIGASSI 1957, CHAROLLAIS & al. 1975).

Conclusions : la coupe du Ruisseau des Rots se révèle intéressante car :

- 1. elle montre la nature stratigraphique du contact entre les grès de Taveyannaz et le wildflysch de manière bien plus convaincante que la coupe de Cupoire (DE LEPINAY 1981 et DE LEPINAY & FEINBERG 1982).

- 2. elle indique que la formation de Taveyannaz est très vraisemblablement incluse dans les Schistes à *Meletta* qui apparaissent à sa base (LATELTIN & MULLER 1987) et, comme nous venons de la voir, à son sommet. Cette interprétation corrobore l'hypothèse de CHAROLLAIS & al. (1987) sur l'âge des grès de Taveyannaz au front de la chaîne des Aravis (coupe du col de l'Oulette).

- 3. elle permet d'envisager le rattachement au domaine helvétique des grès de Samoëns, placés jusqu'ici dans la province ultrahelvétique. Cette hypothèse nécessite cependant d'être étayée par d'autres observations.

4.2. COUPE DE LA CASCADE DU NANT D'AN

4.2.1. LOCALISATION ET DESCRIPTION

Ravin du Nant d'An à 1 km au SE du pont sur le Giffre (au S de Samoëns, Haute-Savoie). Matériel d'escalade indispensable.

Coordonnées : 939.5/129.1/720-920 m.

(fig. 43)

Niv. 1 : 22 m

(335,334) Complexe chaotique partiellement recouvert par les éboulis de la falaise surplombante. Matrice marno-gréseuse (*) sombre; lentilles décimétriques à métriques de nature variée : calcaire sublithographique, calcaire gréseux, grès glauconieux, microbrèches.

(*) Marne ("wackestone") quartzreuse (20 %, taille 0.1 mm) et peu glauconieuse (1-2 %) à foraminifères planctoniques (TR) et rares débris de spicules de spongiaires.

Niv. 2 : 2 m

(333) Banc conglomératique à joints onduleux (chenal). Ciment marneux peu abondant; éléments décimétriques ovoïdes de calcilutite (*) gris-foncé à patine brune.

(*) Biomicrosparite ("wackestone") recristallisée peu quartzreuse (2-3 %, taille 0.2 mm) et pyriteuse à débris d'échinodermes (F), de spongiaires (F, spicules), de mollusques (R), foraminifères benthiques (R) et planctoniques (F).

Niv. 3 : 50 m

(106,108,549) Amas chaotique de calcilutite (*) gréseuse vert-sombre à patine brun-noir. Rares passées schisteuses et bréchiques.

(*) Biomicrorite ("packstone") argileuse, quartzreuse (20 %, taille 0.15 mm) et glauconieuse (5 %) à rares lithoclastes micritiques. La fraction bioclastique de cette roche se compose de débris de spicules de spongiaires (TF), d'échinodermes (R), de foraminifères benthiques (R) et planctoniques (F).

Niv. 4 : 13 m

(548) Bancs métriques massifs de calcilutite (*) grise à reflets rosés.

(*) Biomicrorite ("wackestone") peu ferrugineuse à calpionelles (TF) et radiolaires (R); quelques veinules calcitiques et stylolites.

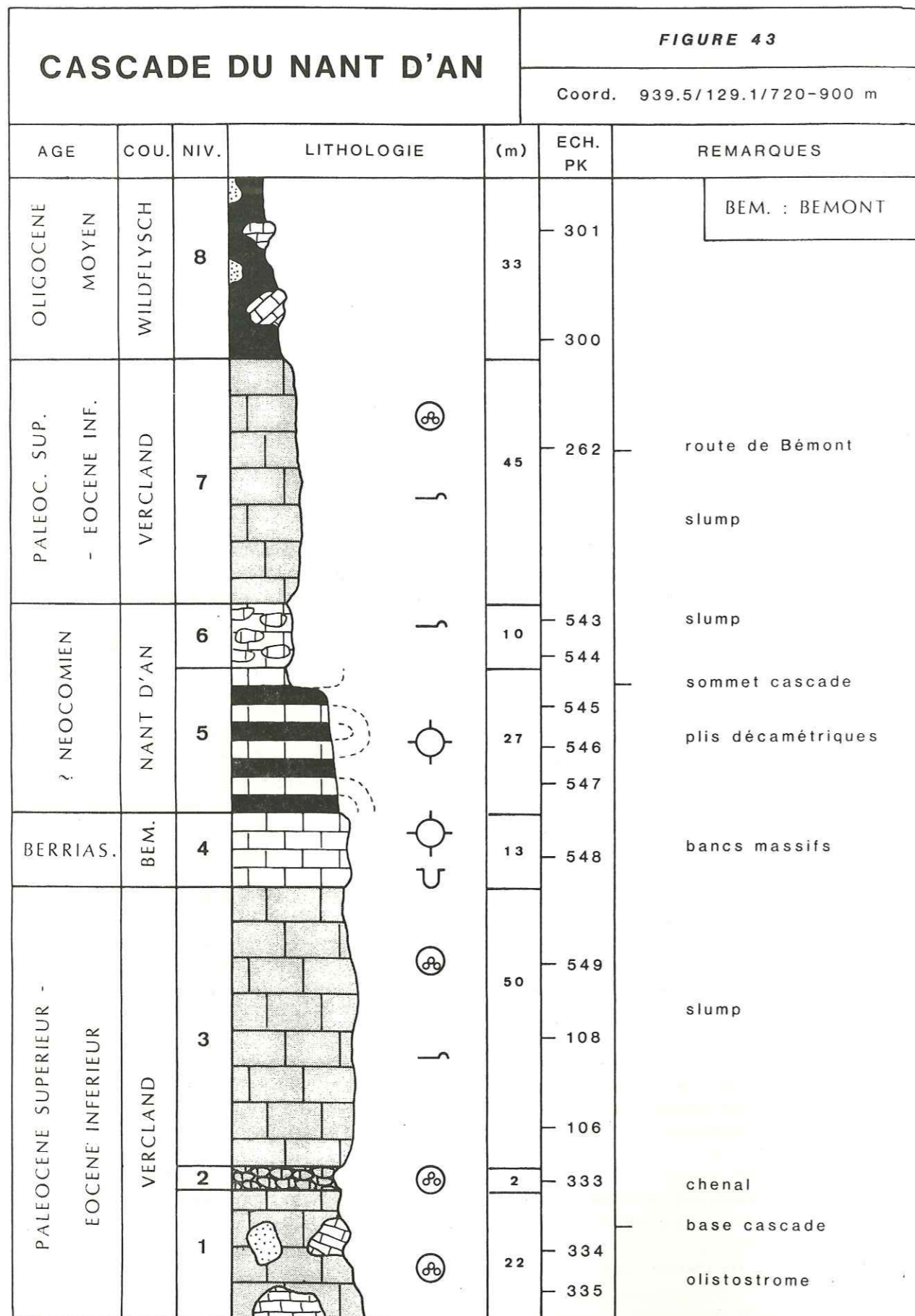
Niv. 5 : 27 m

(547-545) Alternance de bancs décimétriques de calcilutite (*) bioturbée grise à patine claire et de lits marneux bruns. Ces couches sont affectées de plis couchés décamétriques.

(*) Biomicrorite ("wackestone") à radiolaires (TF) et débris de spicules de spongiaire (R).

Niv. 6 : 10 m

(543,544) Niveau conglomératique à éléments dispersés de taille céphalique. Une matrice calcilutitique (*) sombre et un peu schisteuse englobe des blocs ellipsoïdaux



de calcaire recristallisé (+) à patine claire.

(*) Biomicrite ("wackestone") peu quartzeuse (10 %, taille 0.1 mm) et peu glauconieuse à foraminifères benthiques (F), fragments de spicules de spongiaires (F), d'échinodermes (F) et de bryozoaires (R).

(+) Biomicrosparite ("grainstone") peu quartzeuse (5 %, taille 0.1 mm) et glauconieuse à radiolaires (R), foraminifères benthiques (F), ostracodes (R) et débris d'échinodermes et de spicules de spongiaire. Cette roche comporte en outre un peu de muscovite ainsi que de l'albite authigène.

Niv. 7 : 45 m
(262) Idem niv. 3.

Niv. 8 : 33 m
(300,301) Complexe chaotique à matrice marno-schisteuse sombre et lentilles décimétriques à hectométriques de calcaire sublithographique (*).

(*) Biomicrite ("wackestone") à foraminifères planctoniques (F), radiolaires (F), pithonelles et prismes d'inocérames.

Biostratigraphie : La matrice marno-gréseuse du niv. 1 renferme d'une part une association nannopaléontologique remaniée du Crétacé moyen comprenant (communication écrite, MANIVIT 1983) :

Watznaueria barnesae BLACK
Zygodiscus cf. elegans BRAMLETTE & SULLIVAN
Lithastrinus floralis STRADNER

et d'autre part quelques foraminifères planctoniques du Paléocène supérieur-Eocène inférieur dont *Planorotalites chapmani* PARR.

Le niv. 2 peut être attribué au Paléocène moyen sur la base d'une association de foraminifères comportant (communication orale, WERNLI 1982) :

Globigerina cf. triloculinoides PLUMMER
Morozovella cf. pseudobulloides PLUMMER
Planorotalites cf. compressa PLUMMER
Planorotalites cf. chapmani PARR
Planorotalites cf. pseudomenardii BOLLI

Au sein des niv. 3 et 7, nous avons pu mettre en évidence une association de foraminifères planctoniques d'âge Paléocène supérieur à Eocène inférieur comprenant des sections de petites globigérines et globorotalidés globuleux de type *Globigerina triloculinoides*, *G. velascoensis* et *Morozovella pseudobulloides*, de *Planorotalites* aplatis des groupes *P. compressa* et *P. pseudomenardii* et enfin de formes trapézoïdales comme *Morozovella velascoensis* ou *M. rex*. Cette association est en outre accompagnée d'organismes plus anciens remaniés : bélemnites, cadosines à paroi double du Malm, nannoflore du Crétacé moyen (communication écrite, MANIVIT 1983) et globotruncanidés du Maastrichtien (communication orale, CARON 1985). Une microfaune de calpionelles constituée presque exclusivement de *Calpionella alpina* LORENZ, forme moyenne sphérique, permet d'attribuer le niv. 4 au Berriasien inférieur-moyen (zone B supérieure).

Par corrélation lithostratigraphique et en l'absence de calpionelles et de foraminifères planctoniques, les niv. 5 et 6 peuvent être placés dans l'intervalle de temps compris entre le Valanginien supérieur et l'Aptien inférieur.

La matrice marno-schisteuse du niv. 8 renferme une association de nannoflore d'âge néocomien (communication écrite, MANIVIT 1983) comprenant :

Watznaueria barnesae BLACK
Cyclagelosphaera margerelii NOEL
Diazomatolithus lehmanii NOEL
Cretarhabdus crenulatus BRAMLETTE & MARTINI

alors que les lentilles de calcaire sublithographique révèlent une population de foraminifères planctoniques du Coniacien-Santonien (Zone à *D. concavata*) constituée de :

Dicarinella primitiva DALBIEZ
Dicarinella concavata BROTZEN
Marginotruncana marginata REUSS
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Marginotruncana sinuosa PORTHAULT
Hedbergella sp.
Whiteinella sp.

Sédimentologie : les niv. 1 et 8 se présentent comme des wildflyschs homogènes. La matrice du mélange supérieur (niv. 8) semble plus ancienne que la plupart des lentilles qu'elle renferme alors que celle du complexe inférieur (niv. 1) apparaît contemporaine ou plus jeune.

Le niv. 2 ressemble par sa texture conglomératique aux niveaux basaux des faisceaux contournés (horizons à "phacoïdes", BEAUDOUIN 1977). De tels assises résultent selon cet auteur d'une fragmentation de la partie inférieure des "slumps" liée au frottement sur le fond sous-marin.

Les niv. 3 et 7 correspondent à d'épais faisceaux contournés analogues par leur puissance à ceux de la coupe de la Clue de Barles (chaînes subalpines méridionales, BEAUDOUIN 1977). L'attribution sédimentologique du niv. 2 se trouve ainsi confirmée.

Les niv. 4 et 5 représentent des sédiments pélagiques et hémipélagiques de talus ou de bassin continental. Les alternances de calcaires et de marnes du niv. 5 ne semblent pas avoir été mises en place par des courants de turbidité (BEAUDOUIN 1977). La structure homogène de ces roches suggère plutôt que leur rythmicité est liée à des fluctuations de l'environnement (variation de la production en carbonate et des apports détritiques fins, COTILLON & al 1979).

Le niv. 6 dérive vraisemblablement d'un processus sédimentaire intermédiaire entre le glissement par gravité ("slumping") et la coulée boueuse ("mud-flow"). Le matériel constitutif de cet horizon, comme celui des niv. 3 et 7, a dû se déposer originellement dans un milieu circa-littoral.

4.2.2. INTERPRETATION

Toutes les couches décrites ci-dessus peuvent se rattacher à la zone d'Arâches (3.2.2.). La coupe du Nant d'An révèle ainsi l'empilement désordonné des éléments formant cette zone puisque nous observons (de bas en haut) :

- niv. 1 à 3	couches de Vercland	Paléocène sup.-Eocène inf.
- niv. 4	couches de Bémont	Berriasien inf.-moyen
- niv. 5	couches du Nant d'An	? Valanginien sup.-Aptien inf.
- niv. 6	calc. silteux hétérochrones	? Hauterivien
- niv. 7	couches de Vercland	Paléocène sup.-Eocène inf.
- niv. 8	wildflysch	? Oligocène

Conclusions : l'étude de cette coupe soulève le problème de la matrice des complexes chaotiques. En effet, nous rencontrons ici deux mélanges dont les matrices sont respectivement plus jeune et plus ancienne que les lentilles qu'elles contiennent. Le cas du niv. 8 (matrice ancienne) est particulièrement intéressant dans la mesure où il remet en question certaines idées de KERCKHOVE (1975). Cet auteur admet que la matrice des wildflyschs de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales françaises) "provient de la remise en suspension des vases terrigènes représentant le fond continu de la sédimentation des flyschs. . ." (id, p. 199). Implicitement, ces vases doivent être contemporaines ou plus récentes que les éléments qu'elles englobent (matrices endogènes, 2.4.1.).

Nous pouvons proposer 3 hypothèses pour expliquer l'âge particulier de la matrice du niv. 8 :

1. la roche encaissante serait en fait contemporaine ou plus jeune que les lentilles mais la microfaune et la nannoflore récentes auraient été détruites par des processus diagenétiques ou n'auraient pas été retrouvées.
2. la roche encaissante serait effectivement plus vieille que les éléments; elle représenterait des boues autochtones anciennes affleurant sur le fond de la mer lors de la formation du mélange.
3. la matrice serait antérieure aux éléments mais elle ne correspondrait pas à la sédimentation pélagique autochtone du bassin ou se formait le wildflysch. Elle constituerait plutôt un assise plastique de la série primitive allochtone du complexe chaotique qui se serait désagrégée lors de sa mise en place. Elle formerait ainsi une "pseudo-matrice" entre les horizons plus compétents disloqués (matrices exogènes, 2.4.1.).

La coupe du Nant d'An constitue en outre un affleurement privilégié pour l'étude des couches de Vercland qui apparaissent sous trois faciès génétiquement liés d'olistostrome, d'horizons à "phacoïdes" et de "slump" (BEAUDOUIN 1977, NAYLOR 1981). Ces couches possèdent une histoire sédimentologique excessivement complexe comportant les étapes suivantes :

1. Hauterivien et (ou) Albien : sédimentation en milieu de rebord de plateforme.
2. ? Paléocène-Eocène inférieur : resédimentation grain par grain (LEMOINE 1967, KINDLER 1986, 2.2.9.) par suite d'un abaissement du niveau marin ou sous l'effet des courants. Cette resédimentation, qui a pu se dérouler en plusieurs étapes, permet d'expliquer le mélange paléontologique observés dans les prélèvements issus de ces niveaux.
3. ? Eocène inférieur : resédimentation en masse sous la forme de "slump" ou d'olistostrome. Cette deuxième phase est responsable des structures sédimentaires marquant ces dépôts mais ne saurait expliquer le mélange paléontologique.
4. ? Oligocène basal à moyen : ces couches glissées sont reprises en éléments dans le wildflysch.

En conséquence, les niv. 4, 5 et 6 (calcaires et marnes du Tithonique-Néocomien) encadrés par les couches de Vercland pourraient soit constituer, comme celles-ci, un élément dans le mélange oligocène, soit correspondre à un olistolite au sein même des couches de Vercland. L'état actuel de nos connaissances ne nous permet pas de résoudre ce problème mais, en tous les cas, la coupe de la cascade du Nant d'An apparaît infiniment complexe.

4.3. COUPE DU PLON DU DARD

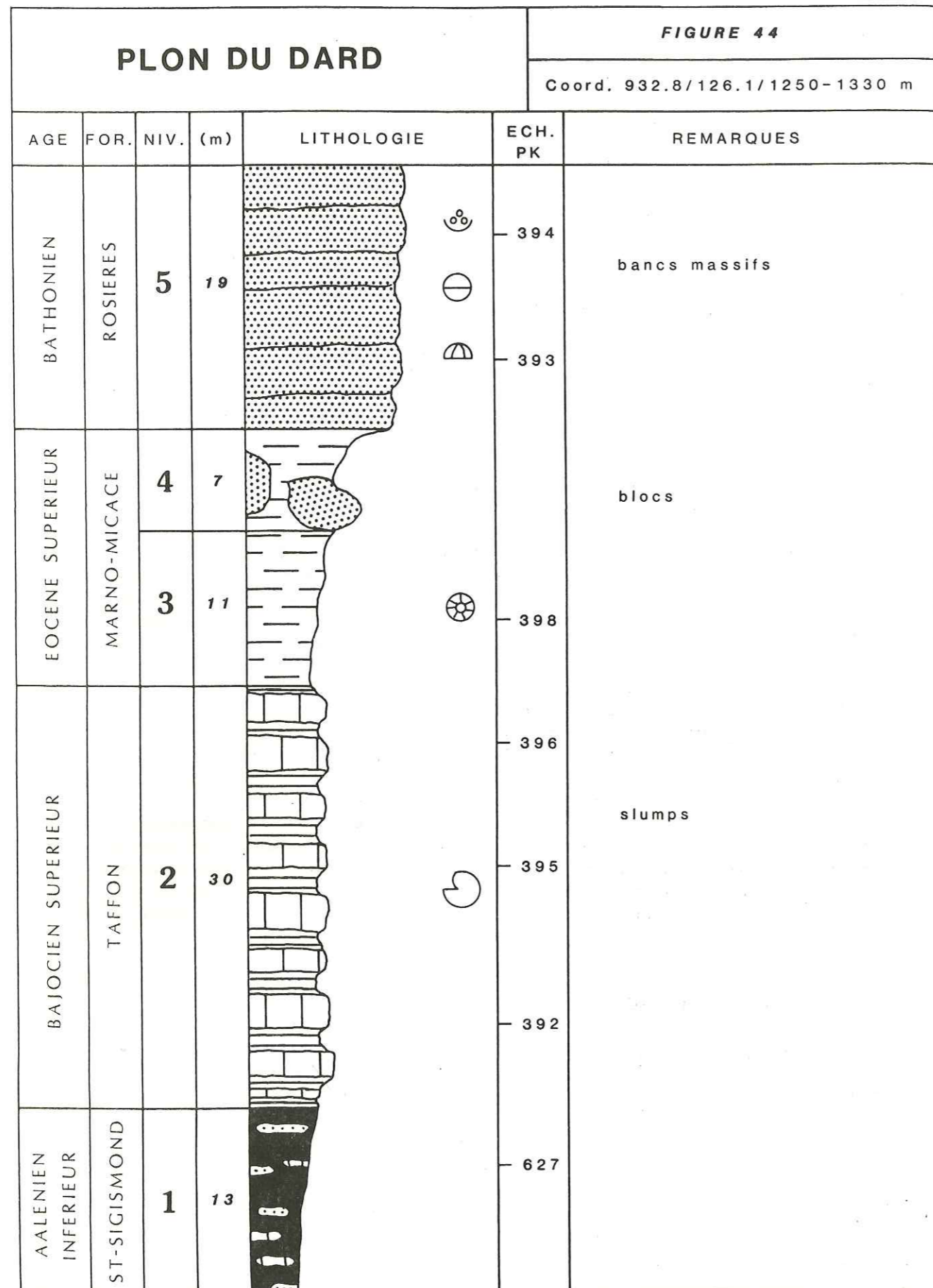
4.3.1. LOCALISATION ET DESCRIPTION

Grande niche d'arrachement à 1 km au NE de la Frasse (Haute-Savoie).
 Coordonnées : 932.8/126.1/1250-1330 m

(fig. 44)

Niv. 1 : 13 m

(627) Argilites schisteuses micacées de couleur noire à petits nodules siliceux (taille 5 à 20 cm) sombres à patine rouille.



Niv. 2 : 30 m

(392,395,396) Calcschistes micacés gris englobant des bancs lenticulaires de calcaire bioturbés (*) gris à patine claire. Nombreux *Zoophycos*.

(*) Biomicrorite ("wackestone") recristallisée à rares minéraux détritiques (8 %, quartz et muscovite) et authigènes (5%, quartz et albite); radiolaires et débris de spicules de spongiaires peu abondants.

Niv. 3 : 11 m

(398) Marnes schisteuses quartzo-micacées brunes à minces intercalations calcaréo-gréseuses.

Niv. 4 : 7 m

Marnes identiques à celles du niv. 3 renfermant en outre des blocs métriques d'arénite (*) grossière à ciment calcaire. De couleur grise à patine brun-jaune, cette roche contient localement des éléments assez gros (1 à 20 cm) d'argilite schisteuse noire à rares débris de plante.

(*) Oobiosparite ("grainstone") quartzo-feldspathique (25 %, taille max. 2 mm) et micacée (8 %) à lithoclastes sédimentaires (schistes noirs, calcaires dolmitiques et micritiques) et cristallins acides (plutoniques, métamorphiques et volcaniques). Ooïdes millimétriques très répandus. La fraction bioclastique de cette roche comprend des fragments d'échinodermes, de mollusques, de brachiopodes et des foraminifères benthiques.

Niv. 5 : 19 m

Bancs massifs plurimétriques (épaisseur max. 4 m) d'arénite grossière identique à celle du niv. 4. Quelques lamines à grande échelle.

Biostratigraphie : l'attribution des argilites à nodules du niv. 1 à l'Aalénien inférieur ne repose pas sur des critères paléontologiques mais s'appuie sur des corrélations de faciès.

Le niv. 2 a fourni une *Parkinsonia* un peu déformée de petite taille qui permet d'assimiler ces couches au Bajocien supérieur, Zone à *Parkinsoni* (communication écrite, ENAY 1985).

Les marnes micacées des niv. 3 et 4 contiennent une association de nannoflore du Paléocène-Eocène comprenant (communication orale, MANIVIT 1983) :

quelques Prinsiaceae
Coccolithus pelagicus WALLICH
Ericsonia ovalis BLACK

Les blocs arénitiques du niv. 4 ainsi que les bancs massifs du niv. 5 renferment *Archaeosepta platierensis* WERNLI. Pour autant qu'il n'ait pas subi de remaniement, cet organisme place ce faciès dans un intervalle compris entre le Bajocien supérieur et le Bathonien supérieur.

Sédimentologie : le niv. 1 représente une sédimentation fine en milieu euxinique, réducteur et proche du continent (MASSAAD 1973). Selon cet auteur, les concrétions siliceuses résultent d'une précipitation chimique pendant ou peu après le dépôt des argilites.

Les caractéristiques lithologiques du niv. 2 ainsi que l'aspect lenticulaire de ses bancs calcaires ("slumping") coïncident avec une sédimentation hémipélagique dans un environnement instable (talus continental).

Les deux horizons sus-jacents apparaissent comme un olistostrome à matrice marno-micacée (niv. 3) et éléments arénitiques (niv. 4).

Le niv. 5 correspond à un dépôt turbiditique de type A1 (MUTTI 1979) caractérisant la partie interne d'un cône sous-marin. La prédominance des sables sur les argiles est typique d'un cône à basse efficacité de transport.

4.3.2. INTERPRETATION

Les niv. 1, 2 et 5 peuvent être rapportés respectivement aux couches de St-Sigismond (2.2.2., Aalénien inférieur), du Taffon (2.2.4., Bajocien) et des Rosières (2.2.5., Bathonien) qui se rencontrent également en lentilles dans le niv. 4. Les marnes micacées entourant ces lentilles ainsi que celles du niv. 3 sont plus difficiles à interpréter. Nous pouvons formuler deux hypothèses quant à leur attribution chronostratigraphique :

1. L'âge tertiaire obtenu par l'analyse nannopaléontologique de ces roches provient d'une contamination. Ces marnes seraient en fait plus anciennes et pourraient être comparées aux couches des Saix (2.2.3., Aalénien supérieur). Dans ce cas, tous les horizons de la coupe du Plon du Dard appartiendraient à la zone de Morillon (3.2.3.) formant alors ici un empilement très tectonisé (de bas en haut) :

Niv. 1	couches de St-Sigismond	Aalénien inférieur
Niv. 2	couches du Taffon	Bajocien supérieur
Niv. 3 et 4	couches des Saix	Aalénien supérieur
Niv. 5	couches des Rosières	Bathonien.

2. Ces marnes micacées appartiennent bien au Paléocène-Eocène. Elles pourraient alors se rapprocher du "Flysch marno-micacé" des zones helvétiques et subalpines (ROSSET 1956, RIGASSI 1957, CHAROLLAIS 1962, CHAROLLAIS & ROSSET 1965). Elles constitueraient ainsi la matrice d'un olistostrome qui comprendrait en lentilles non seulement les blocs du niv. 4 mais également les roches constituant les niv. 1, 2 et 5.

Cette deuxième hypothèse semble corroborée par d'autres observations à l'intérieur du secteur entre l'Arve et le Giffre. Ainsi, à 250 m au NW du Plon du Dard, la coupe des Rosières (932,5/127.5/1270 m) montre une succession analogue (de bas en haut) :

- 1. marnes brunes micacées avec minces niveaux grésos-calcaires intercalés. Les marnes ont fourni une association nannopaléontologique du Paléocène-Eocène renfermant (PK 407; communication écrite, MANIVIT 1983) :

Coccolithus pelagicus WALLICH

quelques Prinsiaceae

Ericsonia ovalis BLACK

- 2. arénites des Rosières en bancs massifs.

En outre, un peu plus au NW, une coupe entre le Rocher de Trédon et le torrent des Allues révèle la série suivante (de bas en haut, fig. 44bis) :

- a. calcaires sublithographiques clairs à foraminifères planctoniques, Crétacé supérieur

- b. calcaires bruns à nummulites, Lutétien

- c. marnes schisteuses à globigérines, Priabonien à Oligocène inférieur

Les niveaux a à c appartiennent à l'anticlinal parautochtone du Rocher de Cluses.

- d. argilites à nodules, couches de St-Sigismond, Aalénien inférieur

- e. marnes schisteuses brunes ayant fourni de la nannoflore d'âge Eocène comprenant (PK 411; communication écrite, MANIVIT 1983) :

Coccolithus pelagicus WALLICH

quelques Prinsiaceae

Ericsonia ovalis BLACK

Braarudosphaera bigelowii GRAN & BRAARUD

Helicosphaera sp.

Ces marnes ressemblent en tous points au "Flysch marno-micacé".

- f. banc lenticulaire d'arénite micacée grise à patine brune, couches de Samoëns, ? Eocène supérieur

- g. lentilles de calcaire bioturbé à radiolaires, couches du Nant d'An, ? Valanginien supérieur-Aptien inférieur

- h. bancs de calcaire sublithographique à foraminifères planctoniques, couches du Béné, Sénonien.

Conclusions : l'étude de la coupe du Plon du Dard, des Rosières et du profil Rocher de Trédon-torrent des Allues semble confirmer que la zone de Morillon constitue en fait un empilement de blocs métriques à hectométriques, voire plus grands, englobés dans les marnes schisteuses micacées du flysch autochtone. Cette disposition rappelle tout à fait, au SW de notre région, celle de la partie W du soubassement de la klippe des Annes (ROSSET 1956, CHAROLLAIS & ROSSET 1965, CARON & al. 1967).

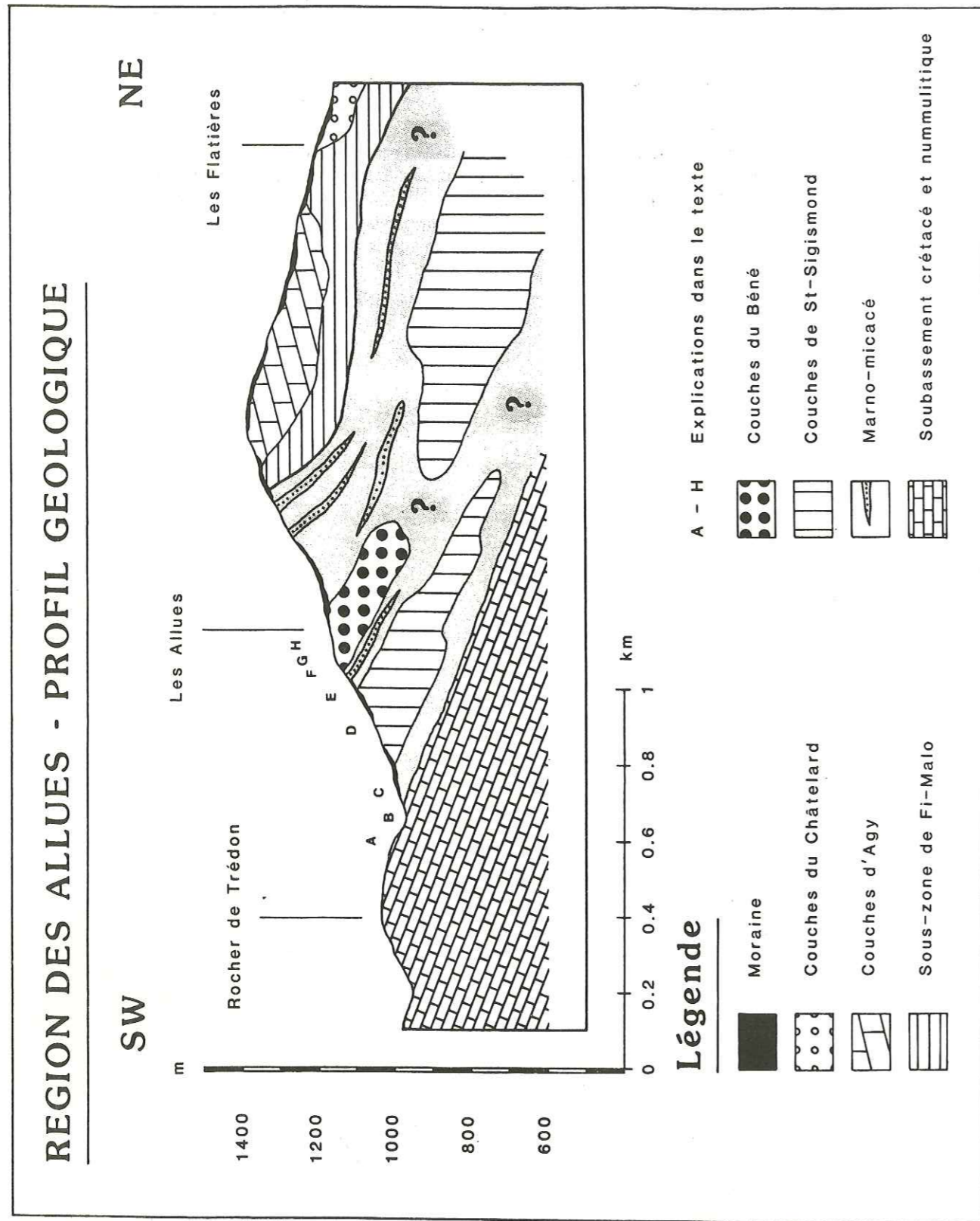


Figure 44 bis : Profil géologique dans la région des Allues.

LITHOLOGIE

- | | | | |
|--|---------------------|--|----------------------------|
| | Roches cristallines | | Calcaire gréseux |
| | Gypse | | Calcaire spathique |
| | Cornieule | | Alt. de marnes et de calc. |
| | Dolomie | | Calcaire marneux |
| | Schistes à nodules | | Brèche à ciment calcaire |
| | Marnes | | Brèche à ciment gréseux |
| | Marnes à lentilles | | Calcaire marno-gréseux |
| | Arénite | | Marnes argileuses |
| | Calcaire | | Marnes & silts |

FOSSILES

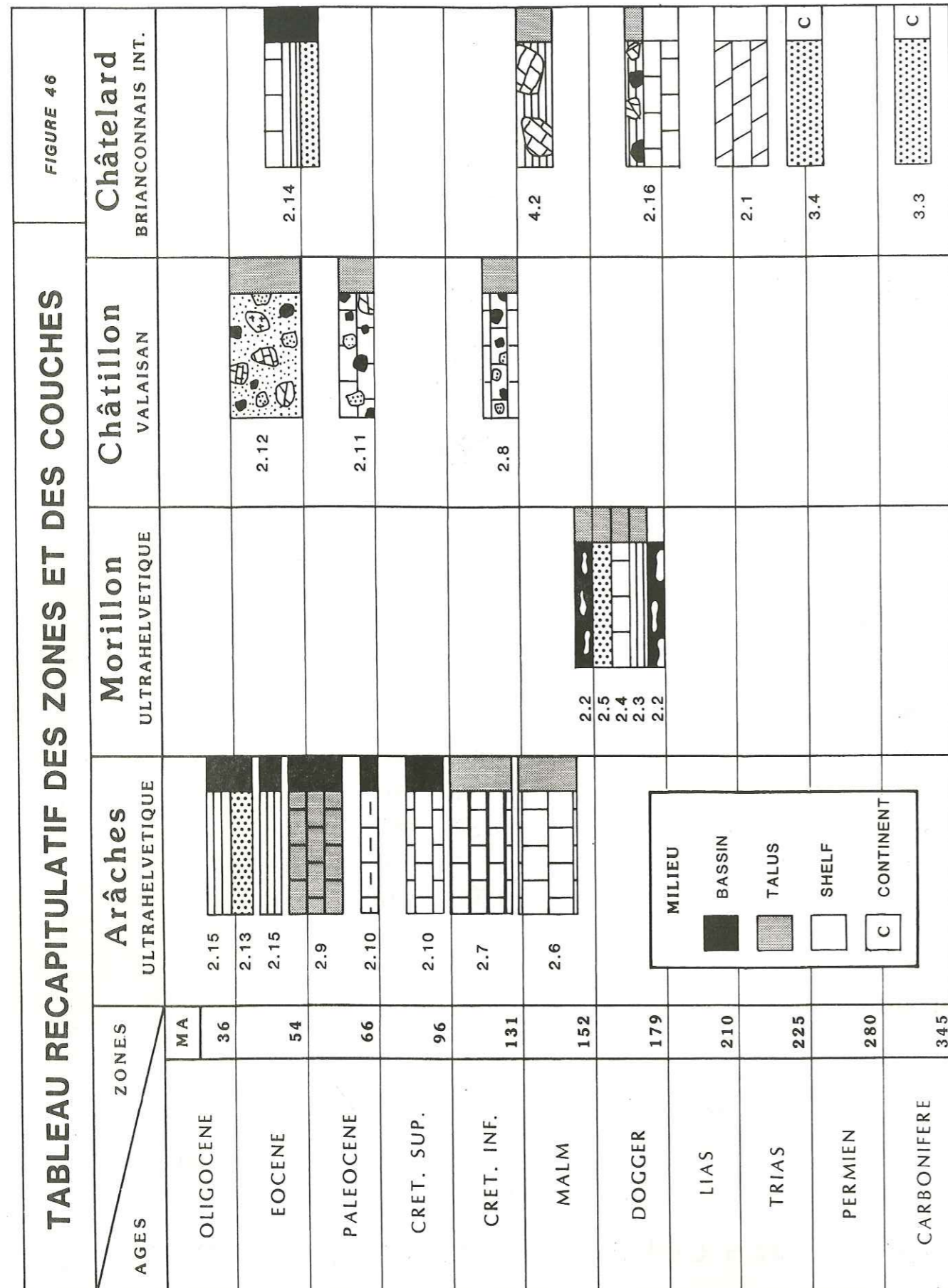
- | | | | |
|--|------------------------|--|------------------|
| | Foram. planctonique | | Foram. benthique |
| | Echinoderme | | Radiolaire |
| | Nannoflore | | Calpionelle |
| | Spongiaires (spicules) | | Algues |
| | Mollusque | | Ammonite |
| | Bélemnite | | Filament |
| | Ostracode | | Meletta |

LIMITES

- | | |
|--|----------------------|
| | Joint plan |
| | Contact érosif |
| | Lacune d'observation |

FIGURE 45

LEGENDE DES COUPES ET DES SERIES SYNTH.



CHAPITRE 5

CONCLUSIONS

5.1. RECAPITULATION DES ZONES ET DES COUCHES (fig. 46)

Cette figure résume le contenu des chapitres 2 et 3. Les couches sont représentées par de petits rectangles qui illustrent leur lithologie (partie de gauche, légende : fig. 45) et rappellent les suppositions émises quant à leur milieu de dépôt (partie de droite). Les numéros placés à gauche des rectangles renvoient aux paragraphes du chapitre 2. Ainsi, sur le tableau, 2.13 correspond aux couches de Samoëns (2.2.13.) et 3.3 se rapporte au "Carbonifère" (2.3.3.). Enfin, la hauteur du tableau présente une échelle stratigraphique sommaire permettant de situer les couches chronologiquement alors que sa base donne une indication sur leur provenance paléogéographique.

5.2. BILAN BIOSTRATIGRAPHIQUE

Les résultats micropaléontologiques nous ont permis d'une part de préciser l'âge de certaines formations définies par LILLIE (1937) dans le secteur étudié et d'autre part d'individualiser de nouvelles unités lithostratigraphiques. Indépendamment de toute attribution paléogéographique, le tableau ci-dessous illustre brièvement les précisions et les modifications chronostratigraphiques apportées par nos recherches.

CE TRAVAIL	LILLIE (1937)
Couches	Horizon
2.2.1. AGY	Trias supérieur
2.2.2. ST-SIGISMOND	Aalénien inf.
2.2.3. SAIX	Aalénien supérieur
2.2.4. TAFFON	Bajocien
2.2.5. ROSIERES	Bajocien sup.-Bathonien sup.
2.2.6. BEMONT	Kimmeridgien-Berrias. moyen
2.2.7. NANT D'AN	Berrias. moyen-Cénomanién
2.2.8. CHOSEAUX	Néocomien
2.2.9. VERCLAND	Paléocène sup.-Eocène inf.
2.2.10. BENE	Turonien-Paléocène inf.
	Campano-Maastrichtien manquant
2.2.11. CELLIERES	Paléocène inférieur
2.2.12. CHATILLON	Lutétien
2.2.13. SAMOENS	? Oligocène
2.2.14. TURCHE	Eocène inférieur
2.2.15. PLAIGNE	Paléocène moy.-Oligocène ?
2.2.16. CHATELARD	Dogger
2.3.3. "CARBONIFERE"	Westphalien A
2.3.4. VERRUCANO	Permo-trias
2.3.6. GYPSE	Trias supérieur
2.3.7. CORNIEULE	Trias supérieur
2.3.8. "RHETIEN"	Rhétien
2.3.11. WANG	Paléocène sup.-Eocène inf.

Fig. 47 : comparaisons chronostratigraphiques avec le travail de LILLIE (1937)

Les principaux changements apportés au travail de LILLIE (1937) sont :

- la découverte de
 1. grès micacés du Carbonifère,
 2. roches (calcaires et marnes) d'âge crétacé moyen,
 3. marnes tertiaires (Paléocène, Eocène moyen et Oligocène ?),
 4. flysch éocène basal.
- l'attribution au *Paléocène supérieur-Eocène inférieur* d'une partie de l'"Hauterivien" et du "Maastrichtien" de cet auteur.
- l'attribution au *Paléocène inférieur (Danien)* de certains horizons de calcaires sublithographiques considérés jusqu'ici comme néocrétacés.
- l'attribution au *Permo-Trias* (faciès Verrucano) de la fameuse "lame cristalline" de Rivière-Enverse (LILLIE 1935 & 1937).

Ces nouvelles acquisitions sont dues au prodigieux essor de la micropaléontologie qui, à l'époque de notre prédécesseur, n'en était qu'à ses balbutiements.

5.3. BILAN SEDIMENTOLOGIQUE

La sédimentologie est une science moderne et LILLIE, qui ne pouvait à cette époque interpréter les milieux de dépôt, signale toutefois le "graded-bedding" dans les grès de Samoëns (1937, p. 20) et décrit les "blocs exotiques" comme des "matériaux éboulés dans les sédiments marneux ou argileux de la mer du Wildflysch" (1937, p. 25). Ainsi, pour chacune des couches définies, nous avons tenté de préciser le paléoenvironnement et le mode de dépôt. Les principaux résultats obtenus sont résumés dans le tableau ci-dessous.

Couches	Milieu de dépôt	Mode de dépôt supposé
2.2.1. AGY	Plate-forme	Décantation
2.2.2. ST-SIGISMOND	Plate-forme	Décantation ?
2.2.3. SAIX	Plate-forme	R : courant de tempête ou
	Talus	courant de turbidité
2.2.4. TAFFON	Talus, bassin	Décantation
2.2.5. ROSIERES	Talus	R : courant de turbidité
2.2.6. BEMONT	Talus, bassin	Décantation, R : "slumping"
2.2.7. NANT D'AN	Talus, bassin	Décantation, R : "slumping"
2.2.8. CHOSEAUX	Talus, bassin	Décantation, R : "mud-flow", courant de turbidité
2.2.9. VERCLAND	Talus, bassin	R : grain par grain, "mud-flow", "slumping"
2.2.10. BENE	Talus, bassin	Décantation, R : grain/grain, courant de contour
2.2.11. CELLIERES	Talus, bassin	Décantation, R : "mud-flow"
2.2.12. CHATILLON	Canyon sous-marin	R : "debris-flow"
2.2.13. SAMOENS	Cône sous-marin	R : courant de turbidité
2.2.14. TURCHE	Bassin	R : courant de turbidité
2.2.15. PLATIGNE	Talus, bassin	Décantation, R : courant de turbidité
2.2.16. CHATELARD	Talus	Décantation, R : "mud-flow"
2.3.3. "CARBONIFERE"	Littoral	Décantation
2.3.4. VERRUCANO	Continental	Fluvial
2.3.6. GYPSE	Lagune	Précipitation
2.3.8. "RHETIEN"	Plate-forme	Décantation
2.3.11. WANG	Talus, bassin	R : grain/grain, courant de turbidité et de contour

R = resédimentation

Fig. 48 : Milieu et mode de dépôt des différentes couches du secteur entre l'Arve et le Giffre

De nombreux phénomènes de resédimentation (courants de turbidité, de contour, de tempête, coulées de débris, de boue ou encore glissement) ont imprimés leurs structures caractéristiques au sein des roches de notre région. Par contre, un des plus importants processus de dépôt n'a engendré aucune figure sédimentaire visible à l'oeil nu. En effet, la *resédimentation grain par grain* (LEMOINE 1967, MARTINI 1968a, WEIDMANN 1972) a marqué trois de nos unités lithostratigraphiques (Vercland, Béné, Wang) en y provoquant un *mélange paléontologique* détectable seulement au microscope. Ainsi, les couches de Vercland renferment-elles non seulement une association de foraminifères planctoniques du Paléocène supérieur-Eocène inférieur, mais encore des fragments de globotruncanidés (Crétacé supérieur), de la nannoflore albienne, des cadosines jurassiques ainsi que des débris d'ammonites et de bélemnites. Deux hypothèses peuvent être formulées :

- ces couches auraient subi plusieurs étapes de resédimentation par des processus "classiques" (turbidites, etc.) à des époques différentes, chaque nouvelle étape effaçant totalement les structures de la précédente.
- les sédiments non lithifiés auraient été remaniés grain par grain, en plusieurs phases peut-être, suite à un (des) abaissement(s) du niveau marin (VAIL & al. 1977, SHANMUGAM & MOIOLA 1982). Ce mécanisme reconstituerait le sédiment préexistant sans modification apparente; seul le mélange micropaléontologique formé par l'incorporation progressive d'organismes pélagiques de plus en plus jeunes permettrait de différencier le resédiment du dépôt originel.

Les convergences lithologiques qu'implique cette seconde hypothèse concordent mieux avec nos observations de terrain. Ce mimétisme est sans doute à l'origine des erreurs d'attribution des auteurs précédents qui ne disposaient que d'arguments biostratigraphiques fournis par la macropaléontologie. De plus, les connaissances micropaléontologiques étaient beaucoup moins précises qu'à l'heure actuelle.

Le tableau ci-dessus montre donc que la plupart des couches résultent d'une ou plusieurs resédimentations antérieures à leur incorporation au sein des wildflyschs. La resédimentation grain par grain précède généralement les autres processus. L'exemple le plus démonstratif est fourni par les couches de Vercland (2.2.9.) qui, après leur dépôt à l'Hauterivien ou à l'Albien, ont été reprises grain par grain jusqu'au Paléocène, glissées ("slumping") au Paléocène sup.-Eocène inf. et enfin incluses dans un wildflysch à l'Oligocène.

5.4. BILAN PALEOGEOGRAPHIQUE

LILLIE (1937) avait déjà remarqué la présence, entre Arve et Giffre, de corps rocheux issus des bassins ultrahelvétique, du Niesen, de la Zone submédiante et de la Brèche. En outre, nous avons constaté que les domaines helvétique, briançonnais et peut-être même piémontais (couches de la Turche, 2.2.14.) sont également représentés dans cette région, soit par la découverte de nouveaux affleurements, soit par l'établissement de nouvelles corrélations rendues possibles par une meilleure connaissance de la paléogéographie alpine. Ces nouveaux résultats sont regroupés dans le tableau ci-dessous (fig. 49).

Outre la découverte de lambeaux d'affinité piémontaise (couches de la Turche) et briançonnaise ("Carbonifère", Verrucano), la plus grande modification apportée à l'étude de LILLIE (1937) est l'attribution éventuelle des grès de Samoëns au domaine helvétique (qui reste cependant à confirmer !!).

5.5. BILAN STRUCTURAL (figs 50, 51, 52, 53)

Nous avons relevé au début de ce travail (1.1.2.) que les auteurs précédents appartiennent à deux écoles. D'une part les "allochtonistes" (MORET, LILLIE, MARTINI) qui rattachent le secteur entre Arve et Giffre aux Préalpes internes et

dessinent un plan de chevauchement entre la formation de Taveyannaz et le flysch à lentilles; d'autre part les "autochtonistes" (BERTRAND, LUGEON, DE LEPINAY) qui attribuent cette région à la zone delphino-helvétique. Au vu de nos résultats, l'interprétation de cette zone est plus compliquée que l'on prétendu nos prédécesseurs.

Couches	Attribution paléogéographique	
	CE TRAVAIL	LILLIE (1937)
2.2.1. AGY	Ubiquiste (? briançonnais)	UH & Brèche
2.2.2. ST-SIGISMOND	UH	UH
2.2.3. SAIX	UH (? subbriançonnais)	UH
2.2.4. TAFFON	UH (? subbriançonnais)	UH
2.2.5. ROSIERES	UH (? subbriançonnais)	UH
2.2.6. BEMONT	UH	UH
2.2.7. NANT D'AN	UH	UH
2.2.8. CHOSEAUX	Valaisan	Zone submédiane
2.2.9. VERCLAND	UH ou sud-helvétique	UH
2.2.10. BENE	UH ou sud-helvétique	UH
2.2.11. CELLIERES	Valaisan	Zone submédiane
2.2.12. CHATILLON	UH (tarin)	Niesen
2.2.13. SAMOENS	UH ou helvétique	UH
2.2.14. TURCHE	? Piémontais	Non identifié
2.2.15. PLAIGNE	UH & helvétique	Non identifié
2.2.16. CHATELARD	Pré-piémontais	Brèche
2.3.3. "CARBONIFERE"	Briançonnais	Non identifié
2.3.4. VERRUCANO	Briançonnais	Brèche
2.3.6. GYPSE	Ubiquiste (? UH)	UH & Brèche
2.3.7. CORNIEULE	Ubiquiste	UH & Brèche
2.3.8. "RHETIEN"	Ubiquiste (? briançonnais)	Non identifié
2.3.11. WANG	UH ou sud-helvétique	UH

UH = Ultrahelvétique

Fig. 49 : Tableau des attributions paléogéographiques des diverses couches du secteur entre l'Arve et le Giffre

Ainsi, les grès de Taveyannaz semblent être surmontés stratigraphiquement par un complexe chaotique (Zone d'Arâches), le contact entre ces deux unités étant observable dans la coupe du ruisseau des Rots (4.1.). La matrice de ce wildflysch, dont l'âge Oligocène inférieur est basé sur une association de foraminifères planctoniques découverte récemment (communication orale, WERNLI 1987), est formée de marnes schisteuses micacées identiques à celles du flysch marno-micacé delphino-helvétique (CHAROLLAIS & al. 1987). Cette matrice n'est que rarement visible. Elle est en outre fréquemment remplacée par une "pseudo-matrice" constituée d'argilites ou de marnes sombres provenant de la reconstitution de sédiments d'âge Aalénien ou Néocomien. De taille très variable, d'ordre centimétrique à kilométrique, les lentilles de la zone d'Arâches proviennent essentiellement du démantèlement d'une série ultrahelvétique s'étendant de l'Aalénien à l'Eocène. Les lambeaux les plus volumineux, qui sont aussi les plus anciens, forment un empilement d'étendue kilométrique en position plus externe : la zone de Morillon (= nappe du Laubhorn, LILLIE 1937). La nature stratigraphique du contact entre la zone d'Arâches et celle de Morillon est démontrée par la récurrence de schistes marno-micacés tertiaires intercalés dans des couches d'âge Jurassique moyen (voir coupe du Plon du Dard, 4.3.).

Cet édifice delphino-helvétique est recouvert d'un wildflysch pennique-moyen tectonisé (Zone du Châtelard) à éléments anciens : dolomies, cornieules et quartzites triasiques, conglomérats siliceux (faciès Verrucano), grès micacés à débris charbonneux du Carbonifère et d'origine interne (domaines briançonnais, pré-piémontais et piémontais). Le contact de ce wildflysch avec les unités sous-jacentes qui n'est jamais visible pourrait être de nature tectonique.

Un mélange nord-pennique apparaît dans le secteur du col de Châtillon (Zone de Châtillon, = Zone submédiane, LILLIE 1937). Séparant la nappe des Préalpes médianes de l'édifice delphino-helvétique, ce mélange est formé essentiellement de lentilles bréchiques d'affinité valaisanne et d'âge crétacé inférieur et tertiaire. Les limites occidentales et orientales de la Zone de Châtillon pourraient correspondre à des contacts tectoniques mais elles sont toujours recouvertes de formations superficielles.

Notre interprétation structurale du secteur entre l'Arve et le Giffre se situe ainsi à mi-chemin entre les thèses autochtonistes et allochtonistes. Au vu des connaissances actuelles et des conditions d'affleurement dans cette région, cette interprétation nous paraît comme la plus raisonnable.

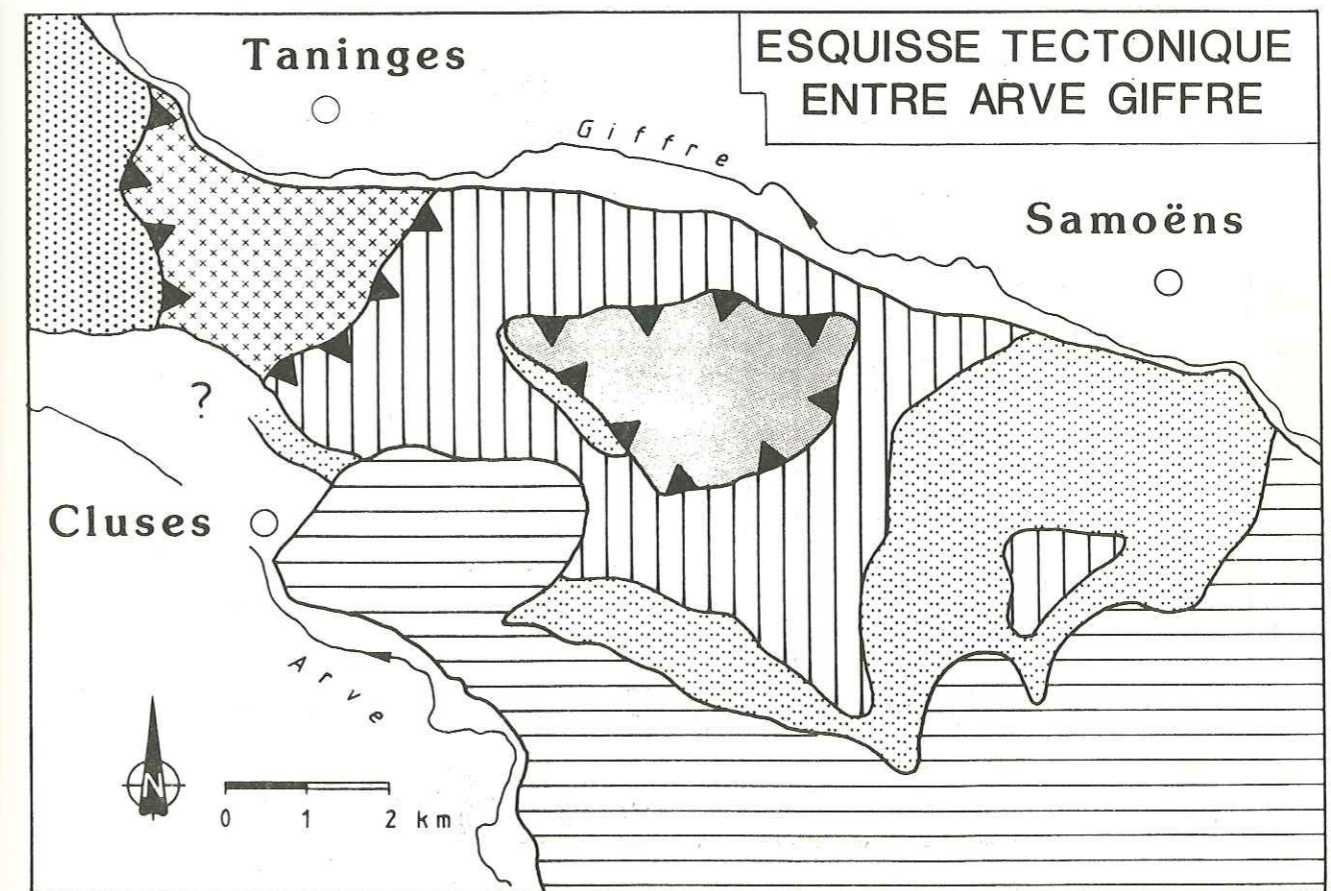
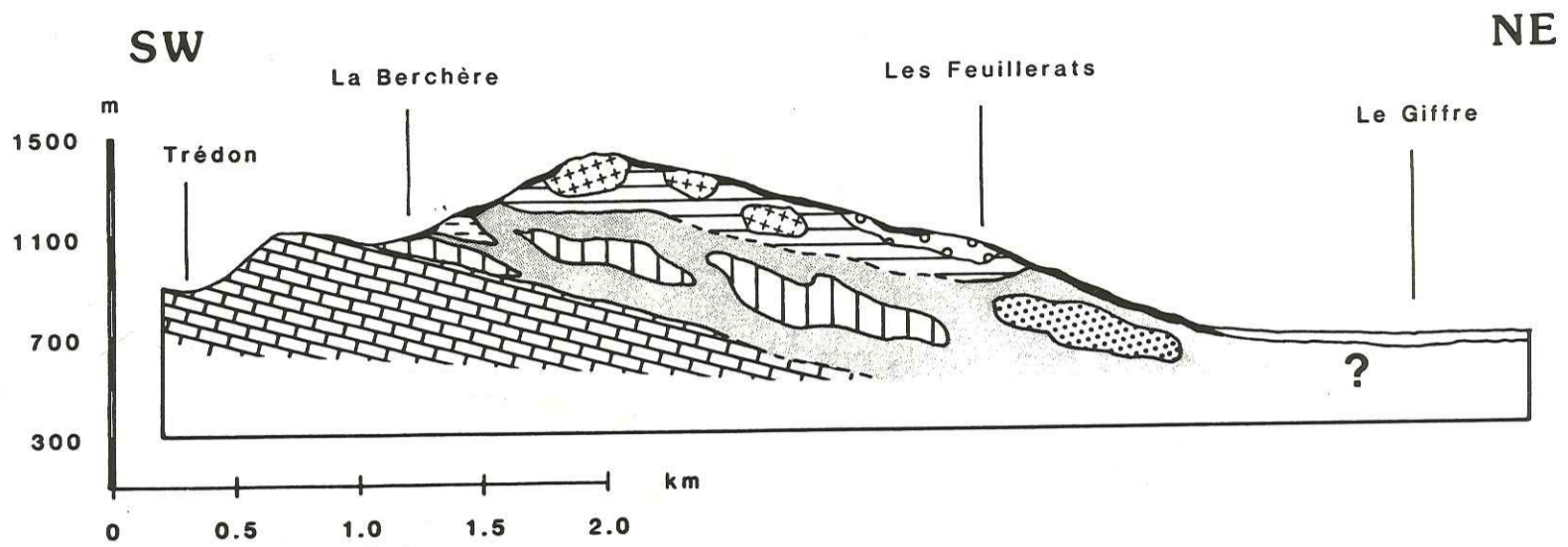
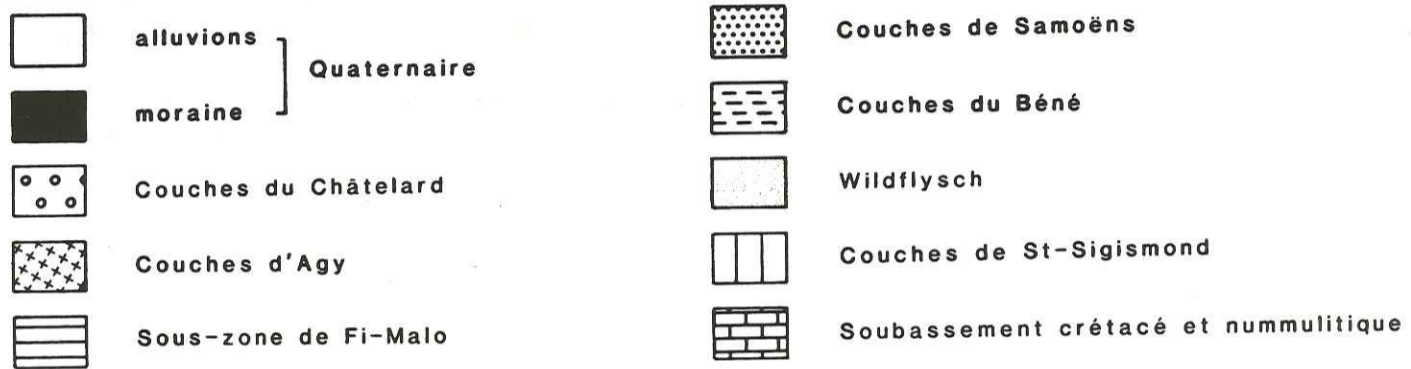


Fig. 50 : esquisse tectonique entre Arve et Giffre. Lignes horizontales = soubassement delphino-helvétique jusqu'aux grès de Taveyannaz; petits points = zone d'Arâches; lignes verticales = zone de Morillon; grisé = zone du Châtelard; croix = zone de Châtillon; gros points = nappe des Préalpes médianes; lignes barbelées = contacts tectoniques supposés.

PROFIL GEOLOGIQUE ENTRE ARVE ET GIFFRE

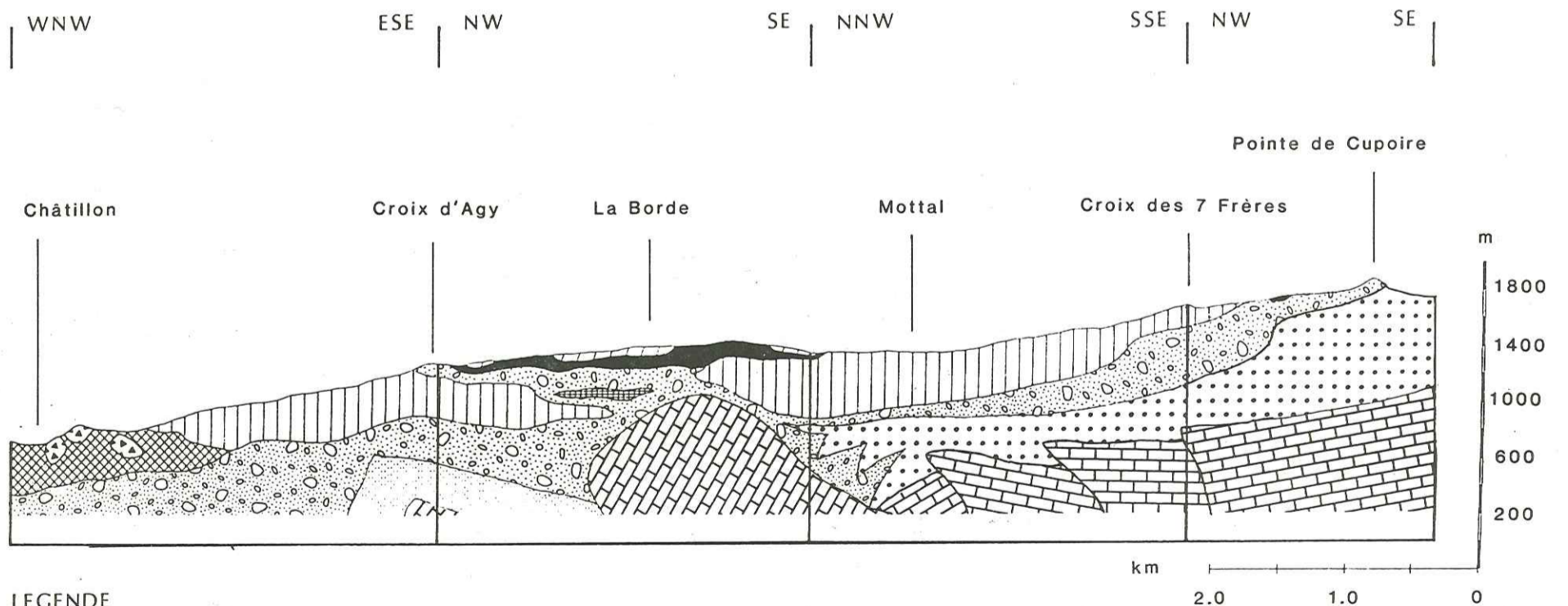


Légende



116

PROFIL GEOLOGIQUE ENTRE LA POINTE DE CUPOIRE ET LE COL DE CHATILLON



LEGENDE



FIGURE 52

117

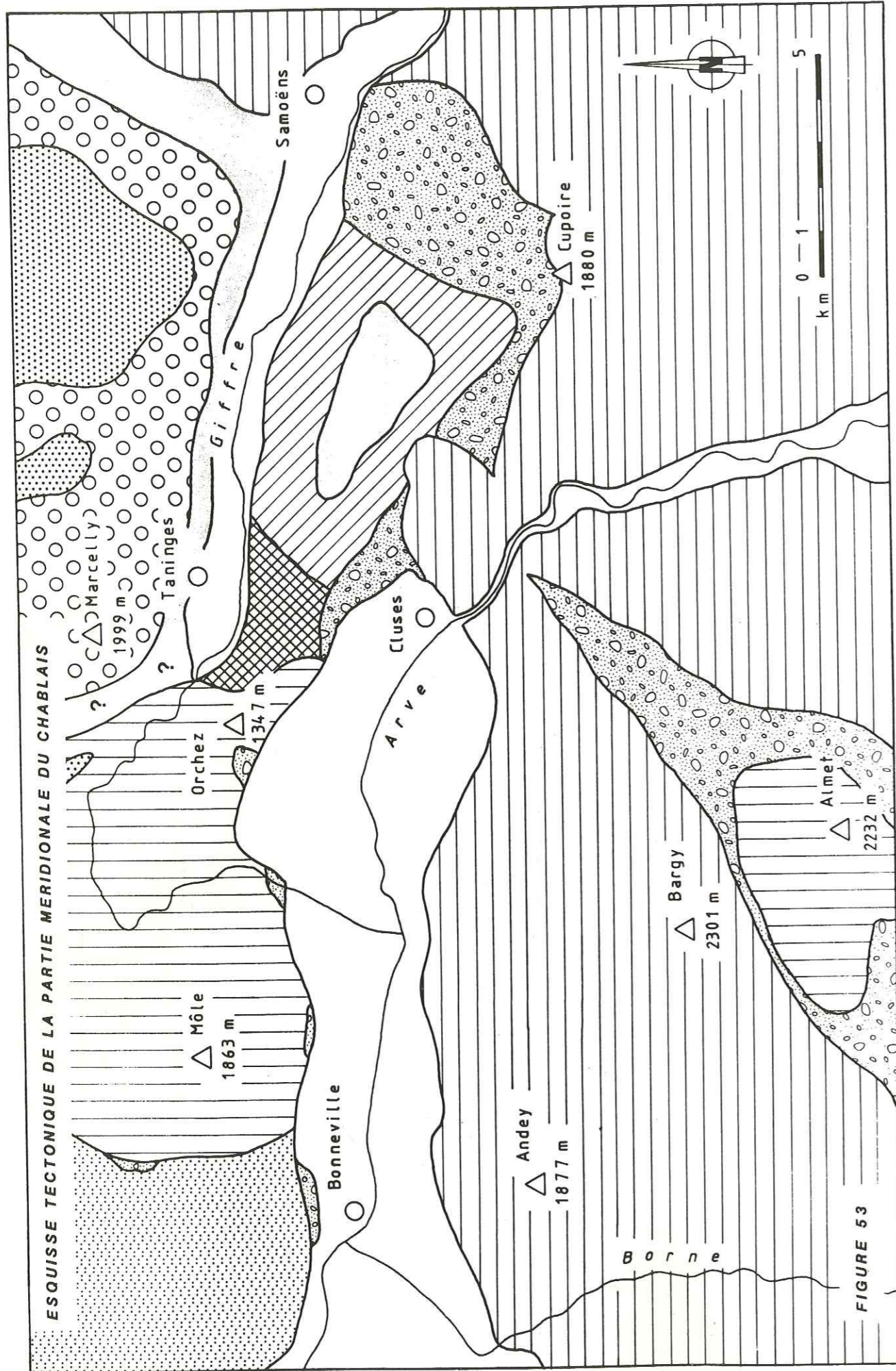


FIGURE 53

LEGENDE DE LA FIGURE 53

- 1. Quaternaire et molasse
- 2. Zone subalpine et helvétique
- 3. Zone d'Arâches : wildflys sch supra-helvétique, marno-micacé
- 4. Zone de Morillon
- 5. Zone du Châtelard : wildflys sch infra-brèche
- 6. Zone de Châtillon : wildflys sch nord-pennique
- 7. Nappe de la Brèche
- 8. Nappes préalpines supérieures
- 9. Nappe des Préalpes médianes
- 10. Ultrahelvétique, Préalpes externes

5.6. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES (fig. 53)

A l'issue de ce travail, nous avons cherché à replacer notre région dans un contexte structural plus large et cette démarche aboutit à plusieurs réflexions :

1. La Zone du Châtelard (wildflysch pennique-moyen) se prolonge en rive droite du Giffre. Nous avons pu en effet observer des roches similaires dans le Foron de Taninges (SEPTFONTAINE & WERNLI 1972, GORIN & JAN DU CHENE 1972) et dans le torrent de Chamossière, au N de Samoëns, dès l'altitude de 1230 m (SUCHET 1988).
2. La Zone de Châtillon (mélange nord-pennique) semble se continuer entre Brèche et Médiannes au NW de Taninges et correspondre à la Zone de Geblu (LOMBARD 1983). Une vérification sur le terrain reste à faire.
3. La Zone d'Arâches se retrouve d'une part à l'W, dans le soubassement du Môle et de la Pointe d'Orchez (VERNIORY 1939 *a* et *b*, 1940 & 1942, LOMBARD 1983), d'autre part au SW, dans le grand synclinal Thônes-Reposoir, constituant le substratum des "klippes préalpines" de Sulens et des Annes (ROSSET 1956, CARON & al. 1967, CHAROLLAIS & al. 1987). Cependant, sous cette dernière unité, le wildflysch s'enrichit en lentilles d'origine briançonnaise (Couches Rouges) qui ne se rencontrent pas entre Arve et Giffre.
Selon CHAROLLAIS & al. (1987), la montagne des Annes apparaît davantage comme un méga-olistolite que comme une klippe tectonique. Des recherches complémentaires sur le terrain semblent nécessaires pour vérifier si le Môle et la Pointe d'Orchez ne pourraient pas également constituer d'énormes lentilles dans un wildflysch helvétique.
4. En tous les cas, les notions de "Préalpes internes" et de "nappes ultrahelvétiques" ne semblent pas pouvoir s'appliquer au rebord méridional des Préalpes chablaisiennes. Cette idée n'est d'ailleurs pas nouvelle : en 1896 déjà, M. LUGEON (p. 274) considérait que la Zone des Cols ne se poursuivait pas au SW du Rhône !

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

La liste ci-dessous ne mentionne que les ouvrages cités dans le texte

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., SAGRI M. (1981): An approach to olistostrome interpretation. --*IAS 2nd eur. reg. Meet.*, Exc. guide-book, p. 165-185, Bologna.
- ACKERMANN A. (1986a): Le flysch de la nappe du Niesen. --*Thèse Univ. Fribourg*, 172 p., (inédit).
- ACKERMANN A. (1986b): Le flysch de la nappe du Niesen. --*Eclogae geol. Helv.*, 73/3, p. 641-684, Bâle.
- AMBERGER G. (1960): L'autochtone de la partie Nord-Ouest du Massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais). --*Thèse Univ. Genève*, 93 p., (inédit).
- ANATRA S. (1986): Les faciès pélagiques de l'Ultrahelvétique entre Arve et Simme. --*Thèse Univ. Fribourg*, 206 p., (inédit).
- ANATRA S., ACKERMANN T. & HOMEWOOD P. (1980): Les faciès de l'Ultrahelvétique du Montsalvens (Préalpes externes) et de la région d'Anzeinde (Préalpes internes). --*Eclogae geol. Helv.*, 73/1, p. 283-292, Bâle.
- ANTOINE P. (1972): Le domaine pennique externe entre Bourg-St-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse. (Bilan des connaissances actuelles sur ce secteur de la zone des Brèches de Tarentaise). --*Géol. alp.*, 48, p. 5-40, Grenoble.
- ANTOINE P. & BARBIER R. (1978a): La terminaison méridionale de la zone des Brèches de Tarentaise au Sud de Moûtiers (Savoie). --*C.R. Acad. Sci. (Paris)*, 286, p. 1849-1851, Paris.
- ANTOINE P. & BARBIER R. (1978b): Idées nouvelles sur la structure de la région de Moûtiers (Savoie). --*Géol. alp.*, 54, p. 5-14, Grenoble.
- BADOUX H. (1945): La géologie de la zone des cols entre la Sarine et le Hahnenmoos. --*Matér. Carte géol. Suisse (n.s.)*, 84, p. 1-70, Berne.
- BADOUX H. (1960): Notice explicative de la feuille Monthey. --*Atlas géol. de la Suisse au 1:25000*, Berne.
- BADOUX H. (1963): Les unités ultrahelvétiques de la Zone des cols. --*Eclogae geol. helv.*, 56/1, p. 1-13, Bâle.
- BADOUX H. (1965a): Notice explicative de la feuille Montreux. --*Atlas géol. de la Suisse au 1:25000*, p. 4-13, Berne.
- BADOUX H. (1965b): Notice explicative de la feuille Thonon-Châtel au 1:50000. --*Serv. Carte géol. France*, XXXV-28, Paris
- BADOUX H. (1967): De quelques phénomènes sédimentaires et gravifiques liés aux orogènes. --*Eclogae geol. Helv.*, 60/2, p. 399-406, Bâle.
- BADOUX H. (1975): L'Urgonien détritique du village des Diablerets. --*Eclogae geol. Helv.*, 68/2, p. 281-284, Bâle.
- BADOUX H. & HOMEWOOD P. (1978): Le soubassement de la nappe du Niesen dans la région du Sépey (Alpes vaudoises). --*Bull. Lab. Géol. etc. Mus. Géol. Univ. Lausanne*, 228, p. 15-23, Lausanne.
- BALMER F. & OLMARI F. (1983): Géologie des Brasses (Chablais, Haute-Savoie). --*Diplôme Univ. Genève*, 93 p., (inédit).
- BALTASSAT J.-M. (1987): Synthèse géologique du massif de la Tournette, partie SW du massif des Bornes (Haute-Savoie, France). --*Diplôme Univ. Genève*, 58 p., (inédit).
- BARBIER R. (1948): Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. --*Mém. Serv. Carte géol. France*, p. 1-291, Paris.
- BARFETY J.-C., DEBELMAS J. & MOUTERDE R. (1972): Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures W et SE du massif de Belledonne (Isère). --*Géol. alp.*, 48, p. 61-86, Grenoble.

- BAYER A. (1982): Untersuchungen im Habkern-Melange ("Wildflysch") zwischen Aare und Rhein. -- *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich*, 240, 327 p., Zürich.
- BEAUDOUIN B. (1977): Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le Jurassique terminal-Berriasien des Chaînes subalpines méridionales. -- *Thèse Univ. Caen*, 127 p., (inédit).
- BERTRAND M. (1892): Le Môle et les collines du Faucigny (Haute-Savoie). -- *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 32/IV, p. 345-393, Paris.
- BOLLER K. (1963): Stratigraphische und Mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (Ostlich der Rhone). -- *Eclogae geol. Helv.*, 56/1, s. 14-102, Bâle.
- BUCHS M. & SUCHET G. (1988): Cartographie de la région de Samoëns-Pointe de Nant Golon (Haute-Savoie, France). -- *Diplôme Univ. Genève (première partie)*, 28 p., (inédit).
- BULUNDWE M. (1980): Etude pétrographique des éléments cristallins du conglomérat du Bouchet (Haute-Savoie, France). -- *Diplôme Univ. Genève*, 35 p., (inédit).
- CARFANTAN J-C. (1973): La bordure sédimentaire du massif de Belledonne entre la vallée de l'Arc et Albertville. Caractères stratigraphiques et structuraux. -- *Ann. Cent. Univ. Savoie*, I, p. 119-124, Chambéry.
- CARON C. (1963): Etude géologique des flyschs préalpins entre les Dranses du Chablais. -- *Thèse Univ. Paris*, 130 p., (inédit).
- CARON C. (1966): Sédimentation et tectonique dans les Préalpes, "flysch à lentilles" et autres complexes chaotiques. -- *Eclogae geol. Helv.*, 59/2, p. 950-957, Bâle.
- CARON C. (1972): La nappe Supérieure des Préalpes : subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. -- *Eclogae geol. Helv.*, 65/1, p. 57-73, Bâle.
- CARON C. (1976): La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. -- *Eclogae geol. Helv.*, 69/2, p. 297-308, Bâle.
- CARON C., CHAROLLAIS J. & ROSSET J. (1967): Eléments autochtones et éléments allochtones du soubassement des klippen des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). -- *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci (Univ.) Grenoble*, 43, p. 47-62, Grenoble.
- CARON C., HOMEWOOD P. & VAN STUIJVENBERG J. (1979): Les flyschs préalpins. -- In : HOMEWOOD P. (Ed.) : *Sédimentation détritique - documents complémentaires*, 25 p., Fribourg.
- CARON C., HOMEWOOD P., MOREL R. & VAN STUIJVENBERG J. (1980): Témoins de la nappe du Gurnigel sur les Préalpes médianes : une confirmation de son origine ultrabriançonnaise. -- *Bull. Soc. fribourg Sci nat.*, 69 (1), p. 64-79, Fribourg.
- CARON C., WEIDMANN M. (1967): Sur les flyschs de la région des Gets (Haute-Savoie). -- *Eclogae geol. Helv.*, 60/2, p. 357-398, Bâle.
- CASTANO R. (1975): Etude pétrographique du conglomérat de la colline du Bouchet (Serraval, Haute-Savoie). -- *Diplôme Univ. Genève*, 69 p., (inédit).
- CHAROLLAIS J. (1962): Recherches stratigraphiques dans l'E du Massif des Bornes (Haute-Savoie). -- *Arch. Sci. (Genève)*, 15/4, p. 631-732, Genève.
- CHAROLLAIS J., BUSNARDO R., CARDIN M., CLAVEL B., DECROUEZ D., DELAMETTE M., GORIN G., LEPILLER M., MONDAIN P.H., ROSSET J. & VILLARS F. (1987): Notice explicative de la feuille Annecy-Bonneville. - (en préparation).
- CHAROLLAIS J., CHATEAUNEUF J-J., MANIVIT H., ROSSET J., STEEN D. & TOUMARKINE M. (1978): Sur un flysch "ultrahelvétique" de la klippe de Sulens (Haute-Savoie). -- *Bull. Bur. Rech. géol. min. (Sect. I-IV)*, 4, p. 289-304, Paris.
- CHAROLLAIS J., HOCHULI P., OERTLI H., PERCH-NIELSEN K., TOUMARKINE M., RÖGL F. & PAIRIS J-L. (1980): Les Marnes à foraminifères et les Schistes à Meletta des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). -- *Eclogae geol. Helv.*, 73/1, p. 9-69, Bâle.

- CHAROLLAIS J., JAN DU CHENE R., LOMBARD A. & VAN STUIJVENBERG J. (1975): Contribution à l'étude des flyschs des environs de Bonneville (Haute-Savoie, France). -- *Géol. alp.*, 51, p. 25-34, Grenoble.
- CHAROLLAIS J., JAN DU CHENE R. & VAN STUIJVENBERG J. (1981): Introduction à la géologie des Voirons et description des affleurements. -- *Sér. Guide géol.*, 2, Univ. Genève, p. 1-46, Genève.
- CHAROLLAIS J., MANIVIT H., MOULLADE M., ROSSET J. & TOUMARKINE M. (1975): Sur les transgressions éocènes dans la nappe inférieure de la klippe de Sulens (Haute-Savoie, France). -- *Géol. alp.*, 51, p. 35-40, Grenoble.
- CHAROLLAIS J., PAIRIS J-L. & ROSSET J. (1976): Livret guide de l'excursion géologique en Haute-Savoie de la SGS, 10-11 octobre 1976. -- *Sér. Livret guide*, Univ. Genève, 94 p., Genève.
- CHAROLLAIS J. & ROSSET J. (1965): Observations sur les séries marno-micacées du synclinal du Reposoir (Haute-Savoie). -- *Bull. Soc. géol. France*, (7)/ VII, p. 64-79, Paris.
- CHAROLLAIS J., ROSSET J. & BUSNARDO R. (1970): Le Crétacé de la nappe inférieure de la klippe de Sulens. -- *Géobios*, 3/2, p. 7-40, Lyon.
- CHAROLLAIS J., ROSSET J., BUSNARDO R., MANIVIT H. & REMANE J. (1981): Stratigraphie du Crétacé en relation avec les formations qui l'encadrent dans l'unité de Nantbellet (nappe inférieure sensu lato de la klippe de Sulens) Haute-Savoie, France. -- *Géol. alp.*, 57, p. 15-91, Grenoble.
- CHESEX R. (1959): La géologie de la Haute-vallée d'Abondance (Haute-Savoie, France). -- *Eclogae geol. Helv.*, 52/1, p. 296-400, Bâle.
- COLLET L.W. (1910): Les Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône. -- *Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 36/4, p. 411-586, Genève.
- COLLET L.W. (1937): Nouveaux profils de la vallée de l'Arve, entre le col de Châtillon et Passy, et de la Tour Sallière. -- *Eclogae geol. Helv.*, 30/2, p. 293-300, Bâle.
- COLLET L.W., GAGNEBIN E., LILLIE A., LOMBARD A., OULIANOFF N. & VERNIORY R. (1937): C.R. de l'excursion géologique dans les Préalpes externes et internes, entre les vallées de l'Arve et du Giffre (Haute-Savoie, France) et dans les Hautes-Alpes calcaires (Nappe de Morcles). -- *Eclogae geol. Helv.*, 30/2, p. 305-316, Bâle.
- COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E, LATREILLE G. & RIO M. (1979): A la recherche des facteurs oscillants de la sédimentation marine ancienne par l'étude des alternances marno-calcaires. -- *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, 289, p. 1121-1124, Paris.
- DE LEPINAY B. (1981): Etude géologique de la région des Gets et de Samoëns (Haute-Savoie). Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gets) et les unités delphino-helvétiques. -- *Thèse Univ. Pierre et Marie Curie*, Paris, 203 p., (inédit).
- DE LEPINAY B. & FEINBERG H. (1982): L'olistostrome sommital des grès delphino-helvétiques dans la partie nord-occidentale du massif de Platé-Haut-Giffre (Haute-Savoie, Alpes occidentales) : nature, âge et implications structurales. -- *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, 294/II, p. 1279-1284, Paris.
- DEBELMAS J. & KERCKHOVE C. (1980): Les Alpes franco-italiennes. -- *Géol. alp.*, 56, p. 21-58, Grenoble.
- DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1964): La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. -- *Inform. sci.*, 1, p. 1-33, Paris.
- DETRAZ H., MÜLLER A., MÜLLER D. & VILLARS F. (1986): Etude préliminaire de la stratigraphie et de la sédimentologie de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie, France; Domaine delphino-helvétique). -- *Arch. Sci. (Genève)*, 39/3, p. 365-376, Genève.

- DETRAZ H., CHAROLLAIS J. & REMANE J. (1987): Le Jurassique supérieur-Valanginien des chaînes subalpines septentrionales (massif des Bornes et de Platé, Haute-Savoie) : analyse des résédimentations, architecture du bassin et influence des bordures. --*Eclogae geol. Helv.*, 80/1, p. 69-108, Bâle.
- DOUXAMI M. H. (1906): Le désert de Platé et les montagnes entre l'Arve et le Giffre (Haute-Savoie). --*Conférence faite à la Soc. Géogr. de Lille*.
- DOUXAMI M. H. & DESCHAMPS J. (1905): La Molasse de Bonneville et ses Fossiles. --*Rev. Savoisienne*, 4, p. 167-184, Annecy.
- EKDALE A.A., BROMLEY R.G., PEMBERTON S.G. (1984): Ichnology, Trace fossils in sedimentology and stratigraphy. --*Short course Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 15, 317 p., Tulsa.
- ENAY R. & ELMIS S. (1962): Découverte de la faune à Ludwigella et âge des Calcaires à Cancellophycus dans le Jura méridional. --*C.R. Acad. Sci. (Paris)*, 254, p. 1463-1464, Paris.
- FAVRE A. (1867): Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. --MASSON (Ed.), Tome I-III, Genève.
- FERRAZZINI B. (1981): Zur geologie des Ultrahelvetikums zwischen Adelboden und Lenk, Berner oberland. --*Thèse Univ. Bern*, 161 p., (inédit).
- FEUILLEE P. (1982): Réflexions sur la signification paléo-océanographique et paléo-structurale des flyschs. --*Mem. géol. Univ. Dijon*, 7, p. 337-346, Dijon.
- FROIDEVAUX R. (1976): Application de méthodes statistiques à l'étude paléosédimentologique de l'Hauterivien (Haute-Savoie, France). --*Thèse Univ. Genève*, texte résumé, 10 p., (inédit).
- FURRER H. (1950): Die Tithon-Berriabreccien vom Hahnenmoospass SW Adelboden (Berner oberland), Ultrahelvetikum der Sattelzone. --*Eclogae geol. Helv.*, 43/2, p. 161-166, Bâle.
- FURRER U. (1979): Faciès de bassin et de plate-forme (domaine subbriançonnais - briançonnais) au Dogger dans les Préalpes Médiannes orientales (Suisse). --*Symp. jurass. W-europ., ASF Publ. spéc.*, 1, p. 145-153, Luxembourg.
- GABUS J. (1958): L'Ultrahelvétique entre Derborence et Bex (Alpes vaudoises). --*Matér. Carte géol. Suisse (n.s.)*, 106, p. 1-147, Berne.
- GAGNEBIN E. (1928): Les Préalpes internes dans la région de Champéry (Valais). --*Eclogae geol. Helv.*, 21/2, p. 351-356, Bâle.
- GISIGER M. (1967): Géologie de la région Lac Noir-Kaiseregg-Schafberg (Préalpes Médiannes plastiques fribourgeoises et bernoises). --*Eclogae geol. Helv.*, 60/1, p.237-249, Bâle.
- 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, Berne.
- GORIN G. & JAN DU CHENE R. (1972): Le Carbonifère de Taninges (Haute-Savoie, France). --*Arch. Sci. (Genève)*, 25/1, p. 129-148, Genève.
- GUILLAUME H. (1957): Géologie du Montsalvens. --*Matér. Carte géol. Suisse (n.s.)*, 104, p. 1-170, Berne.
- GUILLAUME M. (1986) : Révision stratigraphique des Couches Rouges de la nappe des Préalpes médianes romandes. --*Thèse Univ. Fribourg*, 154 p., (inédit).
- HERB R. (1962): Geologie von Amden. --*Matér. Carte géol. Suisse (n.s.)*, 114, p. 1-130, Berne.
- HERB R. (1975): Helveticum. --Cours donné au Geol. Inst. Univ. Bern, (inédit).
- HOMEWOOD P. (1974): Le flysch du Meilleret (Préalpes Romandes) et ses relations avec les unités l'encadrant. --*Eclogae geol. Helv.*, 67/2, p. 349-401, Bâle.
- HOMEWOOD P. (1976): Sur les faciès des flyschs ultrahelvétiques dans les Préalpes internes romandes. --*Eclogae geol. Helv.*, 69/2, p. 281-295, Bâle.
- HOMEWOOD P. (1977): Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps : a general account. --*Eclogae geol. Helv.*, 70/3, p. 627-641, Bâle.
- HOMEWOOD P. (1983): Palaeogeography of alpine flyschs. --*Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 44, p. 169-184, Amsterdam.

- HOMEWOOD P., ACKERMANN T., ANTOINE P. & BARBIER R. (1984): Sur l'origine de la nappe du Niesen et la limite entre les zones ultrahelvétiques et valaisannes. --*C.R. Acad. Sci. (Paris)*, 299/15, p. 1055-1059, Paris
- HOMEWOOD P. & CARON C. (1982): Flysch of the Western Alps. --In HSÜ K.J. (Ed.) : *Mountain building processes*, p. 157-168, Academic Press, London
- HSÜ K.J. (1974): Melanges and their distinction from olistostromes. --In DOTT & SHAVER : *Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, p. 321-333, Tulsa.
- JAN DU CHENE R., GORIN G. & VAN STUIJVENBERG J. (1975): Etude géologique et stratigraphique (palynologie et nannoflore calcaire) des Grès des Voirons (Paléogène de Haute-Savoie, France). --*Géol. alp.*, 51, p. 51-78, Grenoble.
- JEANBOURQUIN P. (1985): Les cornieules du versant sud de l'Argentera : fracturation hydraulique et phénomènes associés. --*Eclogae geol. Helv.*, 78/3, p. 517-535, Bâle.
- 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*, 206 p., (inédit).
- KERCKHOVE C. (1964): Mise en évidence d'une série à caractère d'"olistostrome" au sommet des grès d'Annot (Nummulitique autochtone) sur le pourtour des nappes de l'Ubaye (Alpes franco-italiennes : Basses Alpes, Alpes maritimes, province de Cuneo). --*C.R. Acad. Sci. (Paris)*, 259/9, p. 4742-4745, Paris.
- KERCKHOVE C. (1975): Sédimentation chaotique et tectogenèse : les olistostromes des nappes de l'Embrunnais-Ubaye (Alpes occidentales françaises). --*9^{ème} Congr. Int. Sédimentol.*, Nice, Thème 4, p. 195-203.
- KINDLER P. (1986): Découverte du Paléocène supérieur-Eocène inférieur dans l'Ultrahelvétique savoyard (Préalpes chablaisiennes, France). Conséquences sédimentologiques et paléogéographiques. --*C.R. Acad. Sci. (Paris)*, 303/19, p. 1725-1730, Paris.
- 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)*, 304/19, p.1201-1204, Paris.
- LANDRY P. (1978): Données nouvelles sur la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes au S du Mont-Blanc. --*Géol. alp.*, 54, p. 83-112, Grenoble.
- LATELTIN O. & MULLER D. (1987): Evolution paléogéographique du bassin des Grès de Taveyannaz dans les Aravis (Haute-Savoie) à la fin du Paléogène. --*Eclogae geol. Helv.*, 80/1, p. 127-140, Bâle.
- LEEDER M.R. (1982): *Sedimentology, Process and Product* --George Allen & Unwin, London.
- LEFEVRE R. (1966): Les formations détritiques versicolores du Néopermien de la bande d'Acceglio-Longet (Alpes cottiennes franco-italiennes). --*Atti del symp. sul Verrucano*, p. 136-142, Pisa.
- LEMOINE M. (1967): Brèches sédimentaires marines à la frontières entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. --*Geol. Rdsch.*, 56, p. 320-335, Stuttgart.
- LILLIE A. (1935): Les nappes de la Tour d'Anzeindé et du Laubhorn dans les Préalpes internes entre Arve et Giffre. --*C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 52/3, p. 239-241, Genève.
- LILLIE A. (1935): Lames de Cristallin dans les Préalpes internes entre Arve et Giffre. --*C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 52/3, p. 241-243, Genève.
- LILLIE A. (1937): Les Préalpes internes entre Arve et Giffre. --*Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 9/3, p. 233-298, Paris.
- LOMBARD A. (1974): Principaux résultats obtenus au Môle et à la Pointe d'Orchez (Haute-Savoie). --*C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève (n.s.)*, 9, p. 51-76, Genève.

- LOMBARD A. (1983): Géologie du Môle et de la Pointe d'Orchez (vallée du Giffre, Haute-Savoie, France). --*Publ. Dépt. géol. paléont. Univ. Genève*, 3, 134 p.
- LOMBARD A. & WERNLI R. (1977): Stratigraphie et microfaciès du Trias supérieur et du Lias à Champ-Fleuri (Môle), Préalpes médianes (Haute-Savoie, France). --*Arch. Sci. (Genève)*, 30/2, p. 137-148, Genève.
- LOMBARD Aug. (1971): La nappe du Niesen et son flysch. --*Matér. Carte géol. Suisse (n.s.)*, 141, p. 1-252, Berne.
- LOUP B. (1987): Géologie du Haut Val d'Illicz sur la transversale de Champéry. --*Diplôme Univ. Fribourg*, 145 p., (inédit).
- LUGEON M. (1896): La région de la Brèche du Chablais. --*Bull. Serv. Carte géol. France*, 7/49, p. 337-646, Paris.
- LUGEON M. (1943): Une nouvelle hypothèse tectonique : la diverticulation (Note préliminaire). --*Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, 62/260, p. 301-303.
- LUGEON M. & GAGNEBIN E. (1941): Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. --*Bull. Lab. Géol. etc Mus. géol. Univ. Lausanne*, 72, p. 1-90, Lausanne.
- LUTERBACHER H.P. & PREMOLI SILVA I. (1962): Note préliminaire sur une révision du profil de Gubbio, Italie. --*Riv. ital. Paleont.*, LXVIII/2, p. 253-288, Milano.
- LUTERBACHER H.P. & PREMOLI SILVA I. (1964): Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terzario nell'Appennino Centrale. --*Riv. ital. Paleont.*, LXX/1, p. 67-128, Milano.
- MAILLARD G. (1889): Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville et de la région comprise entre le Buet et Sallanches, Haute-Savoie. --*Bull. Serv. Carte géol. France*, 6, p. 1-63, Paris.
- MARTINI J. (1968a): Etude de l'Eocène inférieur et moyen des chaînes subalpines savoyardes. --*Arch. Sci. (Genève)*, 21/1, p. 35-70, Genève.
- MARTINI J. (1968b): Etude pétrographique des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). --*Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.*, 48/2, p. 535-654, Zurich.
- MARTINI J. & VUAGNAT M. (1965): Essai de distinction minéralogique entre les termes fins du Flysch helvétique. --*Arch. Sci. (Genève)*, 18/1, p. 114-120, Genève.
- MASSAAD M. (1973): Les concrétions de l'"Aalénien". --*Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.*, 53, p. 405-459, Zürich.
- MASSON H. (1972): Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. --*Eclogae geol. Helv.*, 65/1, p. 27-41, Bâle.
- MASSON H. (1976): Sur le wildflysch et l'Ultrasch helvétique liés à la nappe de Morcles. - Résumé. --*Eclogae geol. Helv.*, 69/2, p. 279, Bâle.
- MC CONNELL R.B. (1951): La nappe du Niesen et ses abords entre les Ormonts et la Sarine. --*Matér. Carte géol. Suisse (n.s.)*, 95, p. 1-34, Berne.
- MC CONNELL R.B. & DE RAAF M. (1929): Communication préliminaire sur la géologie de la Nappe du Niesen entre le Sépey et la Lenk et sur la Zone submédiane. --*Eclogae geol. Helv.*, 22/2, p. 95-112, Bâle.
- MC ILREATH I.A. & JAMES N.P. (1984): Carbonates slopes. --In : R.G. WALKER (Ed.), *Facies models*, p. 245-257, Geoscience, Hamilton (Canada).
- MIGLIETTI Y. (1986): Géologie du soubassement de la klippe de Sulens, Colline du Bouchet, Ecailles inférieures de Nantbellet (Synclinal de Thônes, Haute-Savoie, France). --*Diplôme Univ. Genève*, 57 p., (inédit).
- MOREL R. (1976): Le contact Préalpes médianes - Préalpes externes entre Epagny et les Paccots (canton de Fribourg). --*Eclogae geol. Helv.*, 69/2, p. 473-480, Bâle.
- MOREL R. (1980): Géologie du Massif du Niremont (Préalpes romandes) et de ses abords. --*Bull. Soc. fribourg Sci. nat.*, 69/2, p. 99-207, Fribourg.
- MORET L. (1922): Observations nouvelles sur la région des klippes du Plateau de Châtillon (Haute-Savoie). --*C.R. Soc. géol. France*, p. 142-144, Paris.
- MORET L. (1924): Révision de la feuille d'Annecy au 80.000^{ème}. --*Bull. Carte géol. France*, 155/XXVIII, p. 1-7, Paris.

- MORET L. (1928): Notice explicative d'une carte géologique de la Savoie et des régions avoisinantes au 1:200.000^{ème}. --Grenoble.
- MORNOD L. (1949): Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère). Molasse et bord alpin. --*Matér. Carte géol. Suisse (n.s.)*, 91, p. 1-119, Berne.
- MOUSERDE R. & ROSSET J. (1967): La nappe supérieure des klippes de Savoie. Stratigraphie du Rhétien et du Lias. --*Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. (Univ.) Grenoble*, 43, p. 129-137, Grenoble.
- MUTTI E. (1979): Turbidites et cônes sous-marins profonds. --In P. HOMEWOOD (Ed.): *Sédimentation détritique*, p. 353-419, Fribourg.
- NAYLOR M.A. (1981): Debris-flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin : the Palombini limestone-shale sequence of Northern Apennines. --*Sedimentology*, 28, p. 837-852, Oxford.
- NYALIHAMA J.M. (1973): Etude géologique du Massif de la Tournette (Haute-Savoie, France). --*Diplôme Univ. Genève*, 34 p., (inédit).
- OBERHANSLI H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation (Oberkreide, Helvetische Decken der Schweizer Alpen). --*Matér. Carte géol. Suisse (n.s.)*, 150, p. 1-83, Berne.
- PAIRIS B. & PAIRIS J.-L. (1978): Mécanisme de déformation dans le massif de Platé (Haute-Savoie). --*Ann. Cent. Univ. Savoie*, III, p. 37-52, Chambéry.
- PAPILLON R. (1980): Géologie du flanc W de la Pointe de Miribel (Chablais, Haute-Savoie, France). --*Diplôme Univ. Genève*, 97 p., (inédit).
- PUGIN A. (1986): Etude géologique de la région de Bulle. --*Diplôme Univ. Fribourg*, 131 p., (inédit).
- PUGIN L. (1951): Les Préalpes médianes entre le Moléson et Gruyères (Préalpes fribourgeoises). --*Eclogae geol. Helv.*, 44/2, p. 209-297, Bâle.
- READ J. F. (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) continental margin : types, characteristics and evolution. --*Tectonophysics*, 81, p. 195-212, Amsterdam.
- REINECK H.-E. & SINGH I.B. (1980): *Depositional Sedimentary Environments*. --Springer, 549 p., Berlin.
- REMANE J. (1974): Les Calpionelles. --In : III^{ème} cycle romand en Sci. de la Terre, Univ. Genève, 58 p., (inédit).
- RICOUR J. & LIENHARDT G. (1954): Les zones ultrahelvétiques du pourtour de la nappe de la Brèche. --*Bull. Serv. Carte géol. France*, LII/241, p. 212-223, Paris.
- RIGASSI D. (1957): Le Tertiaire de la Région Genevoise et Savoisiennne. --*Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.*, 24/66, p. 19-34, Zürich.
- RIVANO-GARCIA S. (1978): Contribution à l'étude géologique du SE du Massif des Bornes : la partie méridionale de la chaîne des Aravis et la cluse de Favergue-Ugine (Haute-Savoie, France). --*Thèse 3^{ème} cycle Univ. Pierre et Marie Curie*, Paris, 195 p., (inédit).
- ROSSET J. (1956): Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie). --*Bull. Serv. Carte géol. France*, LIII/247, p. 1-138, Paris.
- ROSSET J., CHAROLLAIS J., TOUMARKINE M., MANIVIT H., CHATEAUNEUF J.-J. & SCHAUB H. (1976): Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie). --*Eclogae geol. Helv.*, 69/2, p. 359-402, Bâle.
- SAWATZKI G. (1975): Etude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France); Grès de Taveyanne et grès du Val d'Illicz. --*Arch. Sci. (Genève)*, 28/3, p. 265-368, Genève.
- SCHROEDER W. (1939): La brèche du Chablais entre Giffre et Dranse et les roches éruptives des Gets. --*Arch. Sci. (Genève)*, 21, p. 10-138, Genève.
- SEPTFONTAINE M. (1976a): Microfaciès et diagenèse de quelques niveaux jurassiques des Préalpes médianes du Chablais occidental (Haute-Savoie, France). --*Eclogae geol. Helv.*, 69/1, p. 39-61, Bâle.

- SEPTFONTAINE M. (1976b): Nouvelle interprétation tectonique du massif de la Haute-Pointe, région de Mieussy (Haute-Savoie, France). --*Arch. Sci. (Genève)*, 29/3, p. 273-286, Genève.
- SEPTFONTAINE M. (1978): Présence d'*A. platierensis* WERNLI dans le Jurassique Briançonnais des Préalpes. Importance stratigraphique : relation avec le microfaciès et la paléogéographie. --*Notes Lab. Paléont. Univ. Genève*, 2/1, p. 1-6, Genève.
- SEPTFONTAINE M. (1984): Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. --*Mém. Soc. helv. Sci. nat.*, 97, 121 p., Bâle.
- SEPTFONTAINE M. & WERNLI R. (1972): Contribution à la géologie des environs de Taninges (Haute-Savoie, France). --*Arch. Sci. (Genève)*, 25/1, p. 113-128, Genève.
- SHANMUGAM G. & MOIOLA R.S. (1982): Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. --*Geology*, 10, p. 231-235, Boulder.
- SHANMUGAM G. & MOIOLA R.S. (1983): Reply on eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. --*Geology*, 12, p. 57-60, Boulder.
- SMIT J. (1982): Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. --*Spec. Pap. geol. Soc. Amer.*, 190, p. 329-352, New-York.
- STACHER P. (1980): Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropalaeontologie der Wang-Formation (Helvetische Oberkreide der Schweizer Alpen). --*Matér. Carte géol. Suisse (n.s.)*, 152, p. 1-105, Berne.
- STOW D.A.V. & PIPER D.J.V. (1984): Deep-water fine-grained sediments : facies model. --In : STOW & PIPER (Ed.) : *Fine-grained sediments : deep-water processes and facies*, Blackwell Scientific Publications, 659 p., Oxford.
- SUCHET G. (1988): Les wildflyschs au Nord de Samoëns (torrents des Chavannes et de Chamossière; Haute-Savoie, France). --*Diplôme Univ. Genève*, 39 p., (inédit).
- TERCIER J. (1928): Nouvelles observations géologiques dans la partie médiane de la chaîne du Gurnigel (Préalpes externes). --*Eclogae geol. Helv.*, 21/2, p. 17-21, Bâle.
- TOURY A. (1984): Etude géologique de la Haute vallée de la Valloirette entre Valloire, le col du Galibier et les Aiguilles d'Arves (Alpes Occidentales, Savoie). --*Thèse Univ. de Savoie*, 171 p., (inédit), Chambéry.
- TRÜMPY R. (1951): Sur les racines helvétiques et les "Schistes lustrés" entre le Rhône et la Vallée de Bagne (Région de la Pierre Avoi). --*Eclogae geol. Helv.*, 44/2, p. 338-347, Bâle.
- TRÜMPY R. (1966): Considérations générales sur le "Verrucano" des Alpes suisses. --*Atti del Symp. sul Verrucano*, p. 212-232, Pisa.
- TRÜMPY R. (1980): *Geology of Switzerland, a guide-book*. --Vol. A, 104 p., Wepf & Co, Basel.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. Jr. & THOMPSON III S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes in sea-level. In : PAYTON C.E. (Ed.) : *Seismic stratigraphy : application to hydrocarbon exploration*. --Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol., 26, p. 49-212, Tulsa.
- VAN STUIJVENBERG J. (1980): Stratigraphie et structure de la nappe du Gurnigel aux Voirons (Haute-Savoie). --*Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.*, 69/1, p. 80-96, Fribourg.
- VERNIORY R. (1935): Sur la tectonique des Collines du Faucigny (Préalpes externes). --*C.R. Sci. Phys. Hist. nat. Genève*, 52/3, p. 278-282, Genève.
- VERNIORY R. (1935): Le Mésozoïque des Collines du Faucigny (Préalpes externes). --*C.R. Sci. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 52/1, p. 39-43, Genève.
- VERNIORY R. (1937): La géologie des Collines du Faucigny (Préalpes externes) Haute-Savoie. --*Bull. Inst. Nat. Genevois*, LI-A/III, p. 41-83, Genève.
- VERNIORY R. (1939a): Remarques sur la tectonique de la région de Marignier (Haute-Savoie). --*C.R. Sci. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 56/2, p. 83-86, Genève.

- VERNIORY R. (1939b): Découverte d'un lambeau des nappes ultrahelvétiques à Marignier (Haute-Savoie). --*C.R. Sci. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 56/2, p. 79-83, Genève.
- VERNIORY R. (1940): Découverte d'un lambeau des Nappes ultrahelvétiques à la base du Môle, entre St-Jean de Tholome et la Tour (Haute-Savoie). --*C.R. Sci. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 57/4, p. 274-277, Genève.
- VERNIORY R. (1942): Découverte d'un lambeau des Nappes ultrahelvétiques à la base du Môle, entre Ayse et Marignier (Haute-Savoie). --*C.R. Sci. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 59/1, p. 93-94, Genève.
- VILLARS F. (en prép.): Etude du Crétacé supérieur delphino-helvétique entre le lac d'Annecy et le Rhône. --*Thèse Univ. Genève*.
- VON DER WEID J. (1960): Géologie des Préalpes médianes au SW du Moléson (Préalpes fribourgeoises). --*Eclogae geol. Helv.*, 53/2, p. 521-624, Bâle.
- VUAGNAT M. (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nord-helvétique. --*Matér. Carte géol. Suisse (n.s.)*, 97, p. 1-103, Berne.
- VUAGNAT M. (1958): Note préliminaire sur la composition de quelques grès du Flysch de Haute-Savoie. --*Arch. Sci. (Genève)*, 11/1, p. 136-140, Genève.
- VUAGNAT M. (1983): Les grès de Taveyane et roches similaires : vestiges d'une activité magmatique tardi-alpine. --*Mem. Soc. geol. Ital.*, 26, p. 39-53, Rome.
- WALKER R.G. (1979): Turbidites and associated coarse clastic deposits. --In : R.G. WALKER (Ed.), *Facies Models*, p. 91-102, Geoscience, Hamilton (Canada).
- WEIDMANN M. (1972): Le front de la Brèche du Chablais dans le secteur de St-Jean d'Aulph (Haute-Savoie). --*Géol. alp.*, 48, p. 229-24, Grenoble.
- WEIDMANN M. (1985): Géologie des Pléiades. --*Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, 367/77, p. 195-204, Lausanne.
- WEIDMANN M., HOMEWOOD P., CARON C. & BAUD A. (1976): Réhabilitation de la "Zone submédiane" des Préalpes. --*Eclogae geol. Helv.*, 69/2, p. 265-277, Bâle.
- WEIDMANN M., HOMEWOOD P. & FASEL J.M. (1982): Sur les terrains subalpins et le Wildflysch entre Bulle et Montreux. --*Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, 362/76, p. 151-183, Lausanne.
- WERNLI R. (1970): *Archaeosepta platierensis* WERNLI, n. gen., n. sp., un nouveau foraminifère du Dogger du Jura méridional. --*C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 5/1, p. 87-93, Genève.
- WERNLI R. (1971): *Planinivoluta carinata* LEISCHNER, 1961 (foraminifère) dans l'Aalénien supérieur du Jura méridional. --*Arch. Sci. (Genève)*, 24/2, p. 219-226, Genève.
- WERNLI R. & BRÖNNIMANN P. (1973): Le Verrucano et le Trias de Taninges (Haute-Savoie, France). Lithologie et micropaléontologie. --*Arch. Sci. (Genève)*, 26/1, p. 79-92, Genève.
- WERNLI R. & KINDLER P. (1986): Les "Protoglobigérines" du Callovo-Oxfordien de Châtillon-sur-Cluses (Préalpes internes, Haute-Savoie, France). --*Eclogae geol. Helv.*, 79/1, p. 137-147, Bâle.
- WILDI W. (1987): Marges "actives" et "passives" comme régions source du matériel terrigène dans les flyschs alpins. --*Géol. alp. (Mém. h.s.)*, 13, p. 379-388, Grenoble.
- WINKLER W. (1984): Palaeocurrents and petrography of the Gurnigel-Schlieren Flysch : a basin analysis. --*Sedimentary geology*, 40, p. 169-189, Amsterdam.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. (1981): Subsidence and sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps, Italy. --*Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 65/3, p. 394-421, Tulsa.
- ZANINETTI L. (1977): Etude paléontologique du Trias supérieur et du Lias à Champ-Fleuri (Môle), Préalpes Médianes (Haute-Savoie, France). --*Arch. Sci. (Genève)*, 30/2, p. 149-160, Genève.

LISTE DES FIGURES

- Fig. 1 - Situation géographique du secteur étudié....6
- Fig. 2 - Schéma oro-hydrographique.....8
- Fig. 3 - Situation géologique du secteur étudié.....10
- Fig. 4a - Le secteur Arve et Giffre selon MAILLARD...12
- Fig. 4b - Le secteur Arve et Giffre selon LILLIE.....12
- Fig. 5 - Caractérisation des mélanges.....15
- Fig. 6 - Les couches d'Agy au S de Mindiou.....19
- Fig. 7 - Les couches des Saix dans le Nant Taffon...22
- Fig. 8 - Les couches du Taffon, coupe-type.....24
- Fig. 9 - *Archaeosepta platierensis* WERNLI.....26
- Fig. 10 - Tableau comparatif entre les couches des Rosières et l'unité C de la formation du Staldengraben (Préalpes médianes).....27
- Fig. 11 - Les couches de Bémont au Béné.....29
- Fig. 12 - Marqueurs biostratigraphiques des couches du Nant d'An.....31
- Fig. 13 - Les calcaires silteux hétérochrones dans le Nant d'An, figures de "slumping".....34
- Fig. 14 - Les couches des Choseaux, coupe-type.....37
- Fig. 15 - Inventaire des éléments des termes bréchiques et microbréchiques des couches des Choseaux.....38
- Fig. 16 - Schéma de la cascade du Nant d'An.....41
- Fig. 17 - Associations micropaléontologiques du microfaciès A des couches du Béné.....44
- Fig. 18 - Inventaire des foraminifères planctoniques crétacés du microfaciès B des couches du Béné.....45
- Fig. 19 - Inventaire des foraminifères planctoniques paléocènes du microfaciès B des couches du Béné.....47
- Fig. 20 - Les couches de Cellières, coupe-type.....50
- Fig. 21 - Inventaire des éléments des brèches des couches de Cellières.....51

- Fig. 22 - Inventaire des foraminifères planctoniques crétacés des couches de Cellières.....52
- Fig. 23 - Les couches de Châtillon, coupe-type.....54
- Fig. 24 - Tableau comparatif entre les couches de Châtillon et le flysch du Meilleret (Préalpes romandes).....55
- Fig. 25 - Les couches de Samoëns, dessin de la coupe-type.....57
- Fig. 26 - Coupe stratigraphique et sédimentologique de l'affleurement-type des couches de Samoëns.....58
- Fig. 27 - Inventaire des lithoclastes des couches de Samoëns.....60
- Fig. 28 - Coupe-type des couches de la Plaigne.....65
- Fig. 29 - Affleurement de gypse dans le Nant Taffon..69
- Fig. 29b - Wildflysch dans le torrent du Verney.....74
- Fig. 30 - Tableau comparatif des diagrammes de minéraux argileux des couches de St-Sigismond et de la matrice argileuse noire du wildflysch.....75
- Fig. 31 - Carte géologique entre Arve et Giffre.....79
- Fig. 32 - Esquisse géologique entre Arve et Giffre...81
- Fig. 33 - Série synthétique de la zone de Châtillon..82
- Fig. 34 - Profil géologique dans la zone de Châtillon.....83
- Fig. 35 - Série synthétique de la zone d'Arâches.....85
- Fig. 35b - Série synthétique de la zone d'Arâches (suite).....86
- Fig. 36 - Profil géologique dans la zone d'Arâches...87
- Fig. 37 - Série synthétique de la zone de Morillon...89
- Fig. 38 - Profil géologique dans la zone de Morillon.....90
- Fig. 39 - Série synthétique de la sous-zone de Fi-Malo (zone du Châtelard).....92
- Fig. 40 - Série synthétique de la sous-zone de Rivière-Enverse (zone du Châtelard).....93
- Fig. 41 - Profil géologique dans la zone du Châtelard.....94

Fig. 42 - Coupe du ruisseau des Rots.....	96
Fig. 43 - Coupe de la cascade du Nant d'An.....	100
Fig. 44 - Coupe du Plon du Dard.....	104
Fig. 44b - Profil géologique dans la région des Allues.....	108
Fig. 45 - Légende des coupes et des séries synthétiques.....	109
Fig. 46 - Tableau récapitulatif des zones et des couches.....	110
Fig. 47 - Comparaisons chronostratigraphiques avec le travail de LILLIE.....	111
Fig. 48 - Milieu et mode de dépôt des différentes couches du secteur entre Arve et Giffre.....	112
Fig. 49 - Tableau des attributions paléogéographiques des différentes couches du secteur entre Arve et Giffre.....	114
Fig. 50 - Esquisse tectonique entre Arve et Giffre..	115
Fig. 51 - Profil géologique entre Arve et Giffre....	116
Fig. 52 - Profil géologique entre la Pointe de Cupoire et le Col de Châtillon.....	117
Fig. 53 - Esquisse tectonique de la partie méridionale du Chablais.....	118

TABLE DES MATIERES

RESUME.....	1
ABSTRACT.....	3
REMERCIEMENTS.....	5
CHAP. 1 : INTRODUCTION.....	7
1.1. SITUATION GEOGRAPHIQUE.....	7
1.1.1. Limites.....	7
1.1.2. Orographie et hydrographie.....	7
1.1.3. Morphologie.....	7
1.2. SITUATION GEOLOGIQUE.....	7
1.2.1. Contexte tectonique.....	7
1.2.2. Historique géologique.....	9
1.2.3. Rappels sédimentologiques.....	13
CHAP. 2 : OBSERVATIONS LITHOLOGIQUES.....	17
2.1. REMARQUES PRELIMINAIRES.....	17
2.2. LENTILLES IMPORTANTES VOLUMETRIQUEMENT.....	17
2.2.1. Les couches d'Agy.....	17
2.2.2. Les couches de St-Sigismond.....	19
2.2.3. Les couches des Saix.....	21
2.2.4. Les couches du Taffon.....	23
2.2.5. Les couches des Rosières.....	25
2.2.6. Les couches de Bémont.....	28
2.2.7. Les couches du Nant d'An.....	30
2.2.7.1. Les calcaires silteux hétérochrones.....	33
2.2.7.2. Les calcaires bioclastiques.....	35
2.2.8. Les couches des Choseaux.....	36
2.2.9. Les couches de Vercland.....	39
2.2.10. Les couches du Béné.....	42
2.2.11. Les couches de Cellières.....	49
2.2.12. Les couches de Châtillon.....	53
2.2.13. Les couches de Samoëns.....	56
2.2.14. Les couches de la Turche.....	61
2.2.15. Les couches de la Plaigne.....	63
2.2.16. Les couches du Châtelard.....	65
2.3. LENTILLES PEU IMPORTANTES VOLUMETRIQUEMENT.....	67
2.3.1. Introduction.....	67
2.3.2. Les roches cristallines.....	67
2.3.3. Le "Carbonifère".....	67
2.3.4. Le Verrucano.....	67
2.3.5. Les "quartzites".....	68
2.3.6. Le gypse.....	68
2.3.7. Les cornieules.....	68
2.3.8. Le "Rhétien".....	69
2.3.9. Les calcaires spathiques.....	70
2.3.10. Les brèches polygéniques.....	71
2.3.11. Les couches de Wang.....	71
2.3.12. Les grès de Taveyannaz.....	72

2.4. DESCRIPTION DES MATRICES ENCAISSANTES.....	72
2.4.1. Remarques liminaires.....	72
2.4.2. Les argilites lie-de-vin.....	73
2.4.3. Les argilites noires.....	73
2.4.4. Les marnes sombres.....	74
2.4.5. Le marno-micacé.....	76
CHAP. 3 : OBSERVATION DE TERRAIN.....	77
3.1. CARTE GEOLOGIQUE.....	77
3.2. ESQUISSE GEOLOGIQUE.....	77
3.2.1. La zone de Châtillon.....	77
3.2.2. La zone d'Arâches.....	84
3.2.3. La zone de Morillon.....	88
3.2.5. La zone du Châtelard.....	90
CHAP. 4 : SECTIONS FONDAMENTALES.....	97
4.1. LA COUPE DU RUISSEAU DES ROTS.....	97
4.1.1. Localisation et description.....	97
4.1.2. Interprétation.....	98
4.2. LA COUPE DE LA CASCADE DU NANT D'AN.....	99
4.2.1. Localisation et description.....	99
4.2.2. Interprétation.....	102
4.3. LA COUPE DU PLON-DU-DARD.....	103
4.3.1. Localisation et description.....	103
4.3.2. Interprétation.....	106
CHAP. 5 : CONCLUSIONS.....	111
5.1. RECAPITULATION DES ZONES ET DES COUCHES.....	111
5.2. BILAN BIOSTRATIGRAPHIQUE.....	111
5.3. BILAN SEDIMENTOLOGIQUE.....	112
5.4. BILAN PALEOGEOGRAPHIQUE.....	113
5.5. BILAN STRUCTURAL.....	113
5.6. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	120
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	121
LISTE DES FIGURES.....	130
TABLE DES MATIERES.....	133
ANNEXE	

ANNEXE

PLANCHE 1

- A. Situation géologique du secteur entre Arve et Giffre. Vue prise vers le NW depuis la station supérieure du télécabine des Carroz. Second plan de gauche à droite (SW-NE) : Rocher de Cluses (C, subalpin), massif entre Arve et Giffre (G). Troisième plan : Pointe d'Orchez (O, Préalpes médianes). Quatrième plan : Môle (M, Préalpes médianes), Pic Marcelly (Y, Brèche). Arrière plan : Jura.
- B. Couches d'Agy; coupe au-dessus de Morillon (935.0/129.2/780)
Bancs disloqués de dolomies.
- C. Couches d'Agy; coupe de la Borde; lame PK 466
Intradolosparite (x 45).
- D. Couches d'Agy; coupe au-dessus de Morillon; lame PK 314
Biodolomicrite à foraminifères benthiques : *Glomospira* sp. (x 50).
- E. "Rhétien"; coupe du Pernet; lame PK 463
Biosparite à algues vertes, débris de mollusques et d'échinodermes (x 25).
- F. Couches de St-Sigismond; coupe de St-Sigismond (930.8/127.8/960)
Schistes noirs micacés à concrétions siliceuses allongées.
- G. Couches de St-Sigismond; coupe à l'W de St-Sigismond; lame PK 137
Concrétion silicatée à quartz, pyrite framboïdale et débris de spicules de spongiaires (x 350).
- H. Couches de St-Sigismond; coupe à l'E des Hauts-Choseaux; lame PK 142
Concrétion carbonatée à structure laminée, quartz, radiolaires et protoglobigérines (x 20).

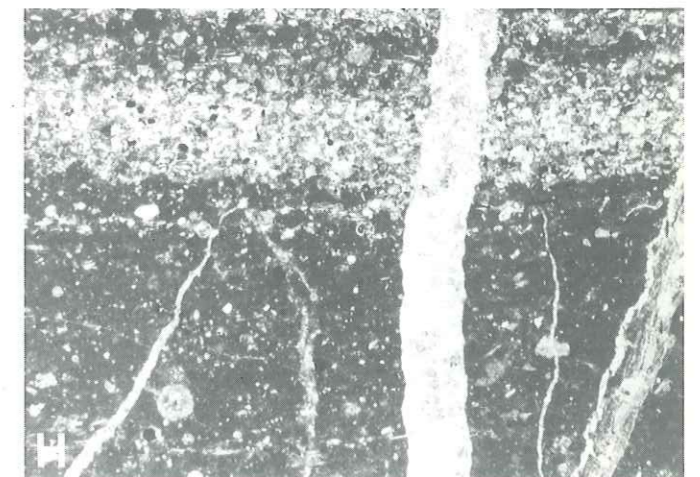
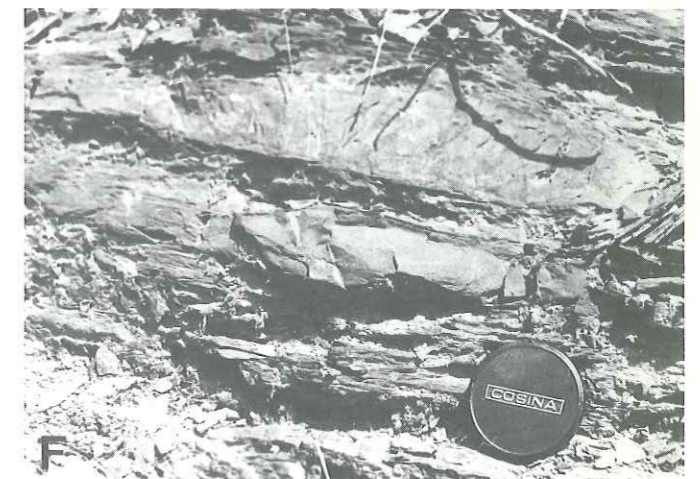
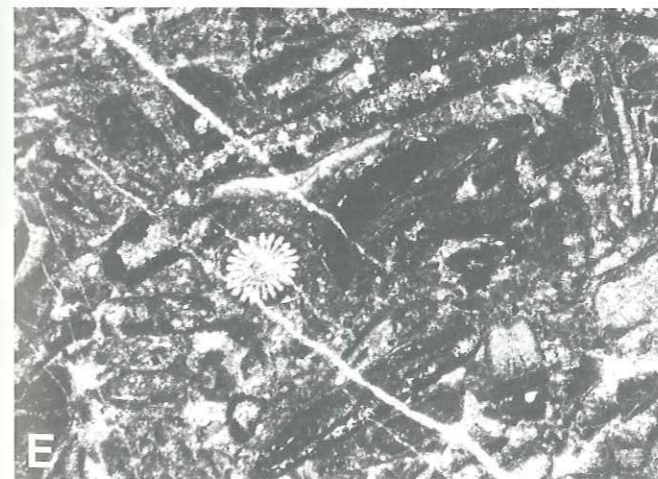
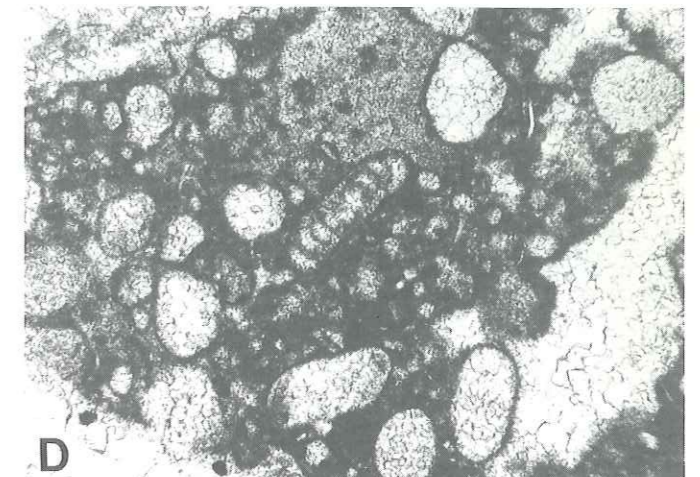
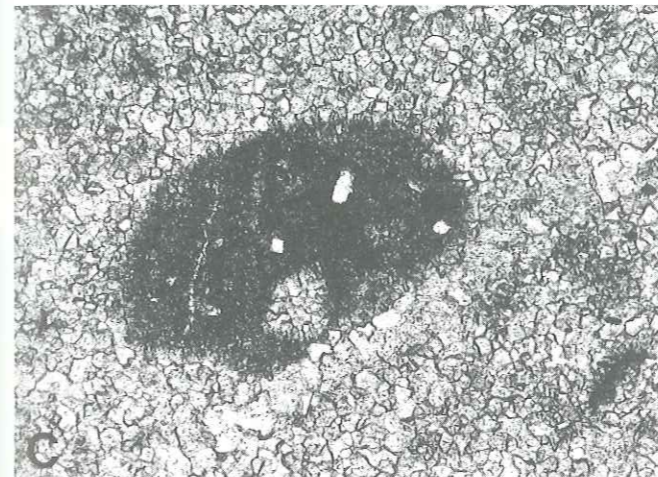
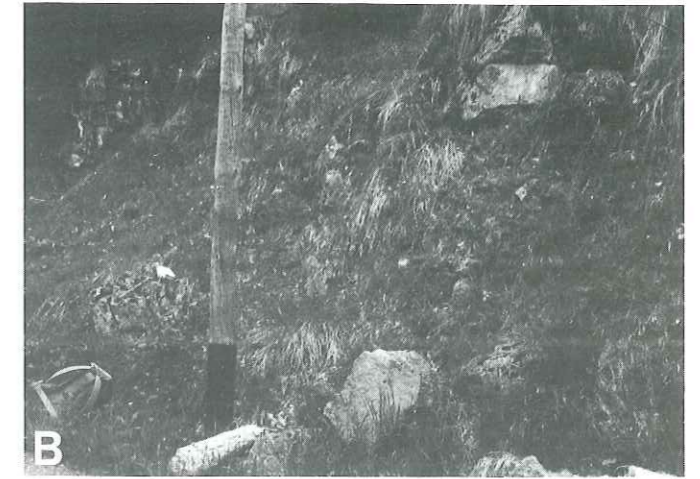
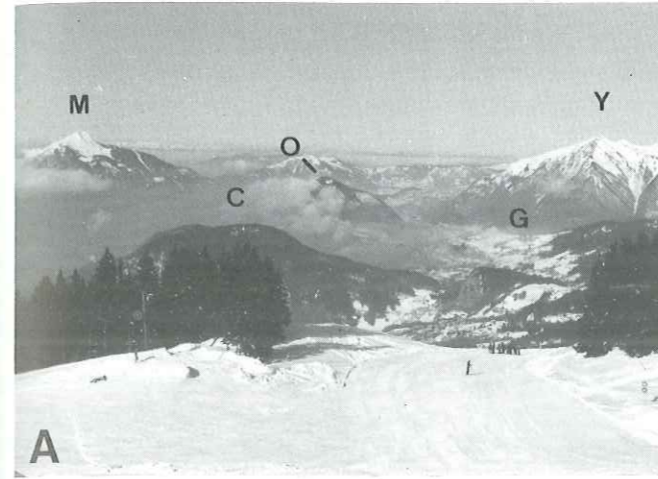


PLANCHE 2

- A. Couches de St-Sigismond; coupe à l'E des Hauts-Choseaux; lame PK 142
Sections de protoglobigérines silicifiées indéterminées (x 450).
- B. Couches des Saix; coupe des Saix (937.2/126.1/1610)
Marnes schisteuses micacées à lits de calcaire spathique gréseux se débitant en grandes dalles.
- C. Couches des Saix; coupe du Grand-Pré; lame PK 491
Biosparite quartzo-spathique à foraminifères benthiques : *Ophthalmidium* sp. (x 60).
- D. Couches des Saix; coupe du Grand-Pré; lame PK 491
Planinivoluta carinata LEISCHNER (section tangentielle) supportée par un fragment de mollusque (x 380).
- E. Couches du Taffon; coupe du Taffon (935.1/125.3/1315); lame PK 586
Biomicrite recristallisée à radiolaires et filaments (x 240).
- F. Couches des Saix; coupe du Codex; lame PK 400
Tubes calcitiques (section axiale et perpendiculaire), ? algues vertes (x 200).
- G. Couches des Rosières; coupe du Plon du Dard
Bancs (épaisseur 4 m) d'arkose lithique à ciment calcitique (couches des Rosières) reposant sur des marnes micacées.
- H. Couches des Rosières; coupe du Châtelard; lame PK 201
Oolithobiosparite quartzo-feldspathique à foraminifères benthiques : *Archaeosepta platierensis* WERNLI (x 100).

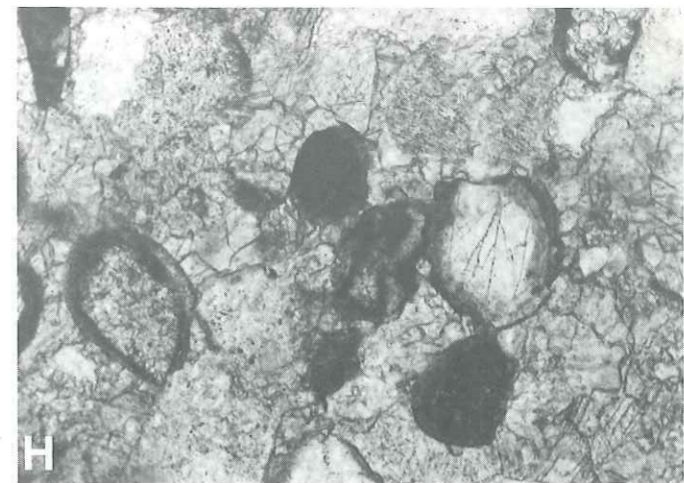
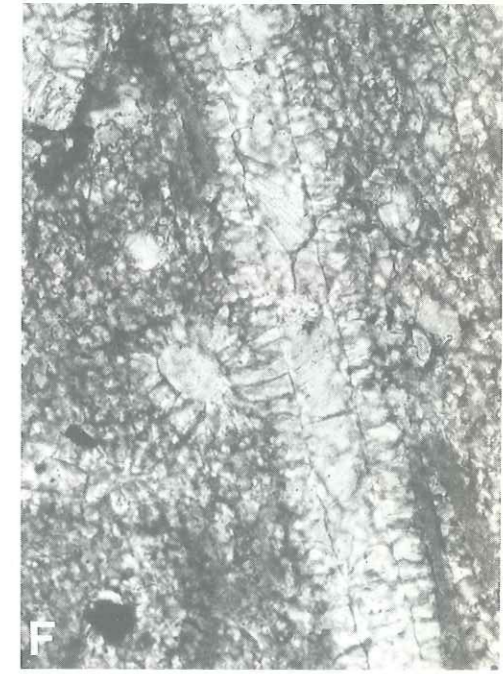
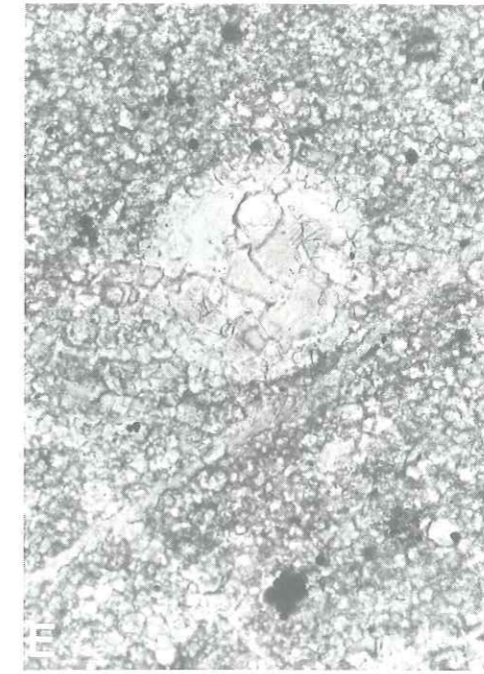
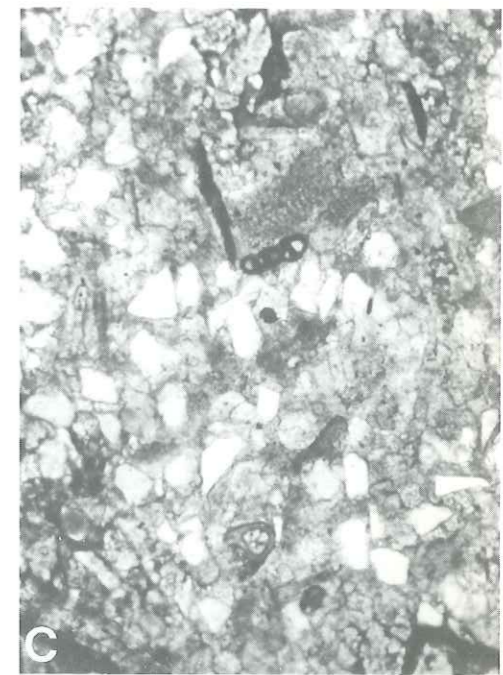
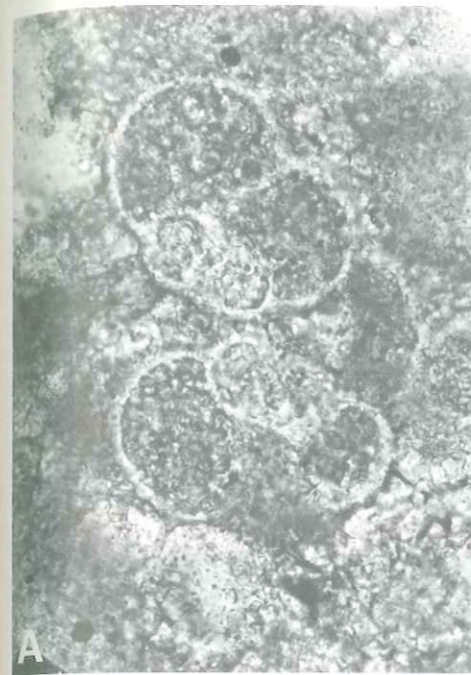


PLANCHE 3

- A. Couches de Bémont; vue générale de la coupe-type : colline de Revet (coord. : 939.3/128.7/890).
- B. Couches de Bémont; coupe de Revet
Banc décimétrique de calcilutite grise à patine grise.
- C. Couches de Bémont; coupe de Revet; lame PK 302
Biomicrite ("wackestone") à radiolaires et Saccocomidae (x 50).
- D. Couches de Bémont; coupe de Revet; lame PK 347
Biomicrite à embryon d'ammonite (x 50).
- E. Couches de Bémont; coupe du Grand-Crêt; lame PK 558
Biomicrite à *Globochaete alpina* LOMBARD (x 300).
- F. Couches de Bémont; coupe des Champs; lame PK 205
Biomicrite à protoglobigérines (x 80).
- G. Couches de Bémont; coupe des Saix; lame PK 233
Biomicrite à *Cadosina* sp. et feldspath authigène (x 330).
- H. Couches de Bémont; coupe du Nant d'An; lame PK 497
Biomicrite à calpionelles : *Calpionella alpina* LORENZ (x 200).

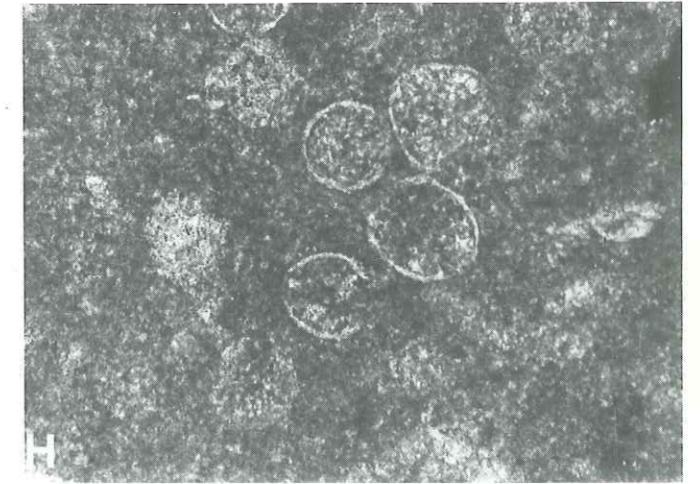
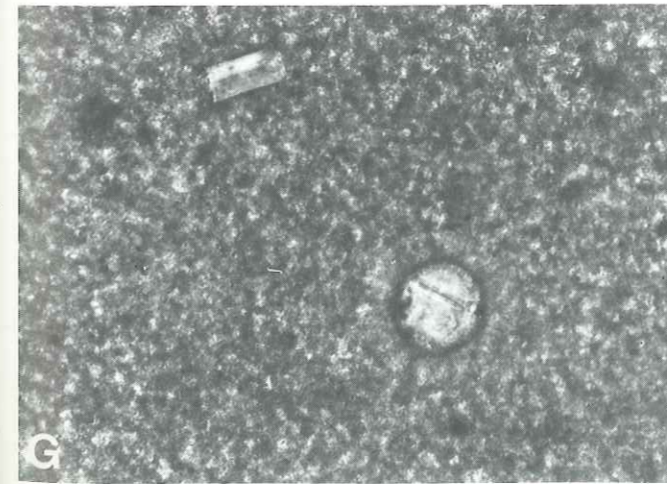
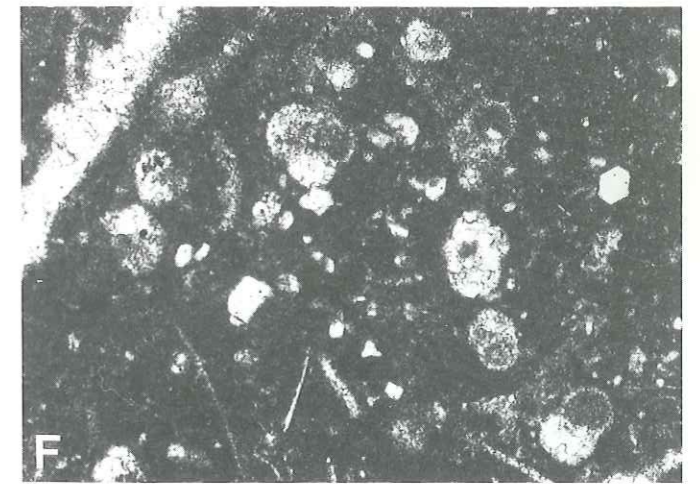
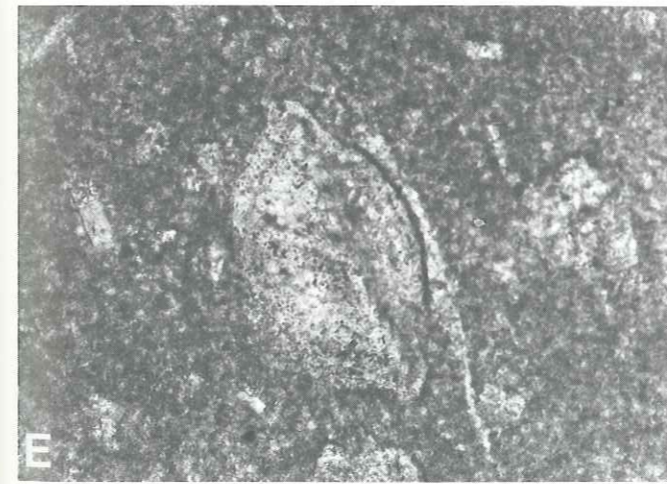
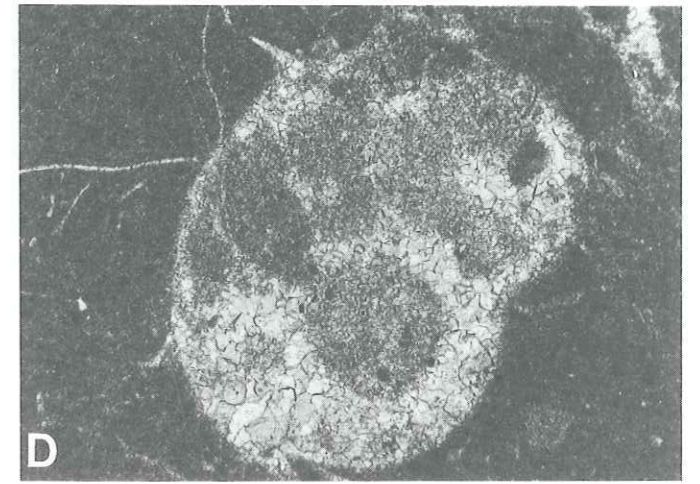
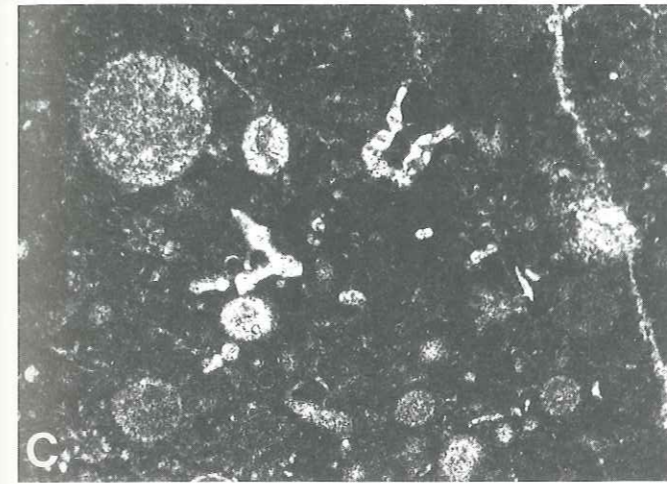


PLANCHE 4

- A. Couches du Nant d'An; coupe du Nant d'An (900 m)
Alternances de bancs calcaires à joints onduleux et de marnes schistoïdes.
- B. Couches du Nant d'An; coupe du Nant d'An; lame PK 547
Biomicrite ("wackestone") à radiolaires (x 50).
- C. Couches du Nant d'An; coupe du Nant d'An; lame PK 499
Calpionellopsis simplex COLOM (x 400).
- D. Couches du Nant d'An; coupe du Nant d'An; lame PK 499
Tintinnopsella longa COLOM (x 400).
- E. Couches du Nant d'An; coupe des Saix; lame PK 230
Pithonella cf. *trejoï* BONNET (x 250).
- F. Couches du Nant d'An; coupe des Allues; lame PK 421
Planomalina buxtorfi GANDOLFI (x 250).
- G. Couches du Nant d'An; coupe des Saix; lame PK 249
Biomicrite ("wackestone") à radiolaires et *Schackoïna cenomana* (x 60).
- H. Couches du Nant d'An; coupe des Allues; lame PK 421
Rotalipora appennica RENZ (x 240).

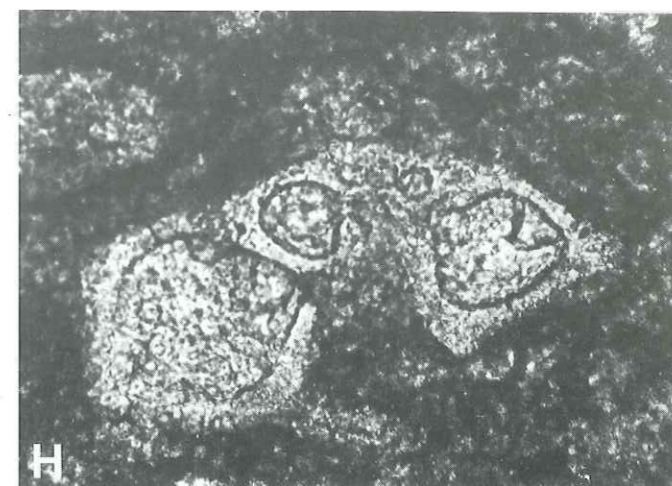
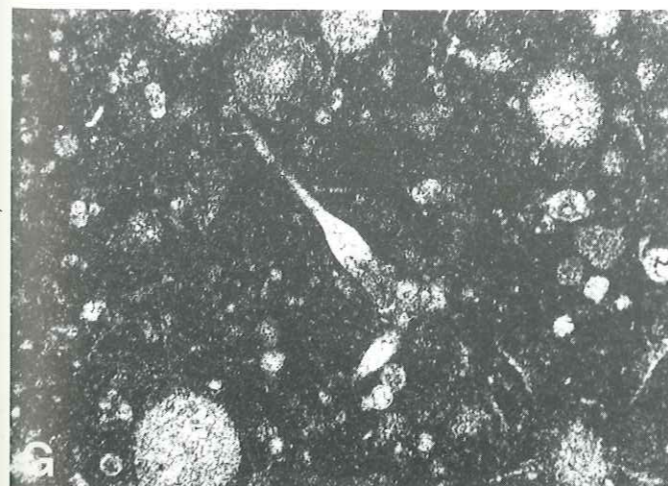
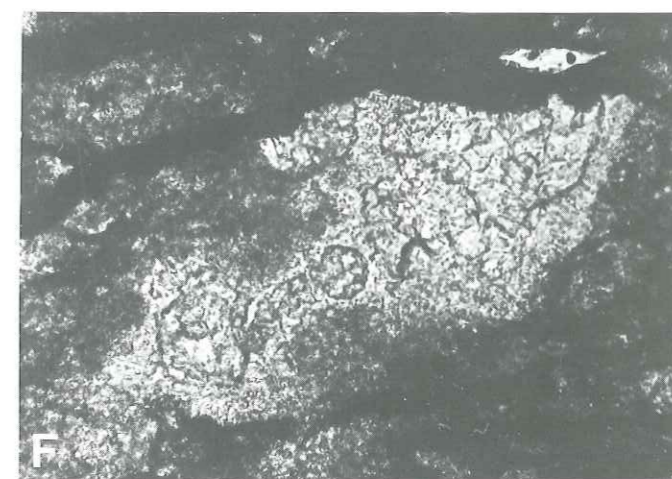
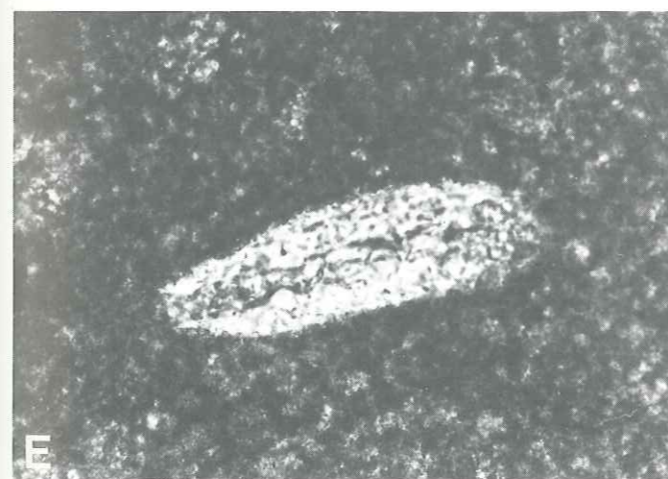
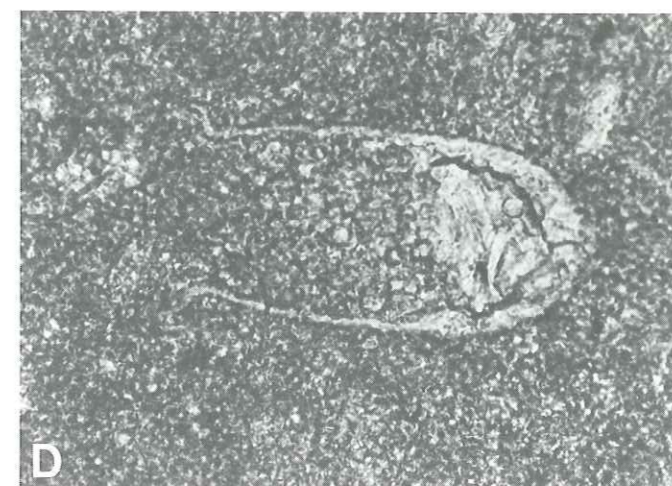
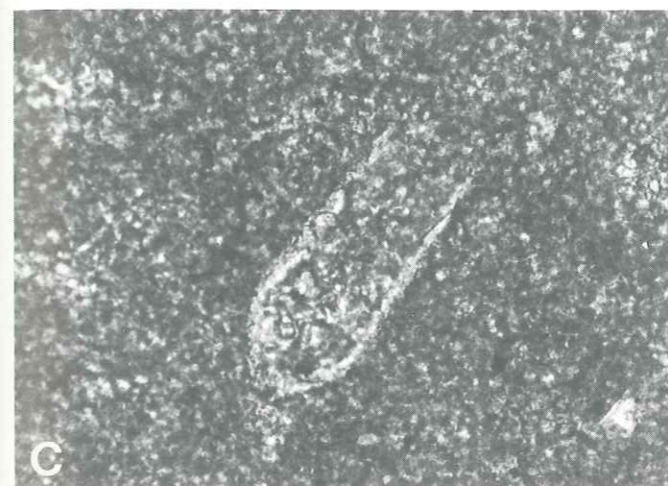
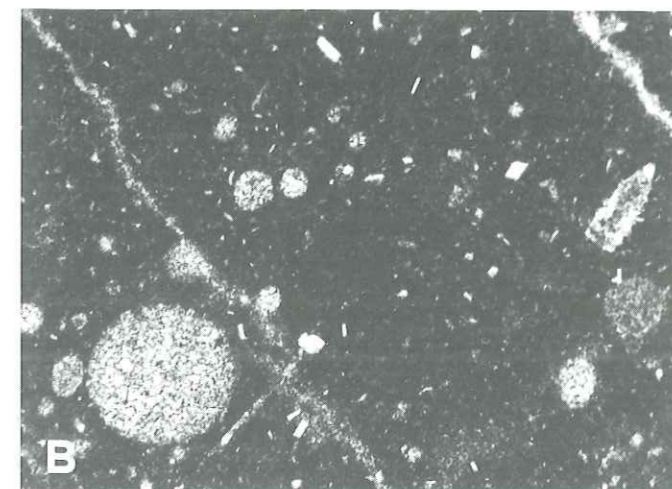


PLANCHE 5

- A. Calcaires gréseux hétérochrones; coupe du Nant d'An (830 m)
Bancs contournés de calcaire recristallisé dans une matrice de calcilutite sombre (échelle = casque de montagne).
- B. Calcaires gréseux hétérochrones; coupe des Plans; lame PK 640
Biomicrorite ("wackestone") peu quartzreuse à radiolaires et débris de spicules de spongiaires (x 65).
- C. a. Couches du Nant d'An; coupe des Saix; lame PK 217 Biomicrorite ("mudstone") à calpionelles : *Tintinnopsella* sp. (t); b. Calcaires gréseux hétérochrones; coupe des Saix; lame PK 217 Biomicrorite ("wackestone") à débris de spongiaires et d'échinodermes (x55).
- D. Calcaires bioclastiques; coupe des Saix; lame PK 573
Biomicrosparite quartzo-glaucconieuse à débris d'échinodermes et foraminifères benthiques : Miliolidae (x 65).
- E. Calcaires bioclastiques; coupe des Saix; lame PK 573
Fragment d'orbitoline (x 65).
- F. Couches des Choseaux; extrémité NW de la coupe-type
1. calcschistes micacés (couches des Saix)
2. schistes à nodules (couches de St-Sigismond)
3. alternances de marnes et de calcaires à horizons microbréchiques (couches des Choseaux).
- G. Couches des Choseaux; coupe de Bois; lame LILLIE 61
a. biomicrorite à radiolaires et calpionelles
b. biopelsparite à fragments micritiques
c. microbrèche polygénique (x 55).

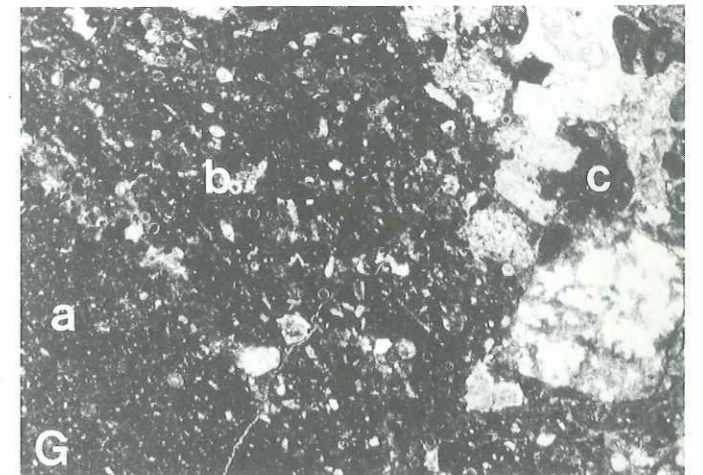
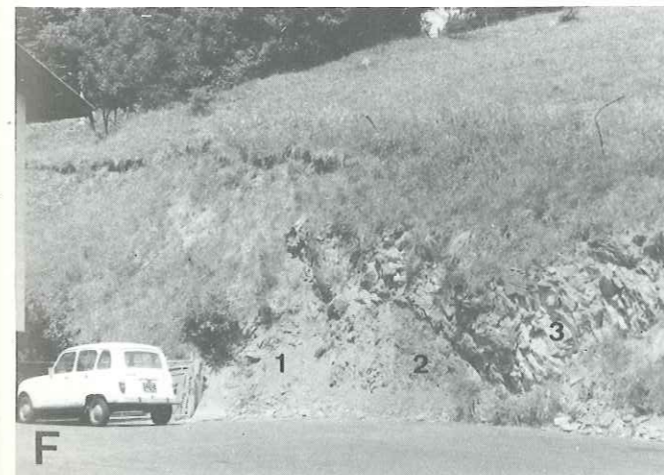
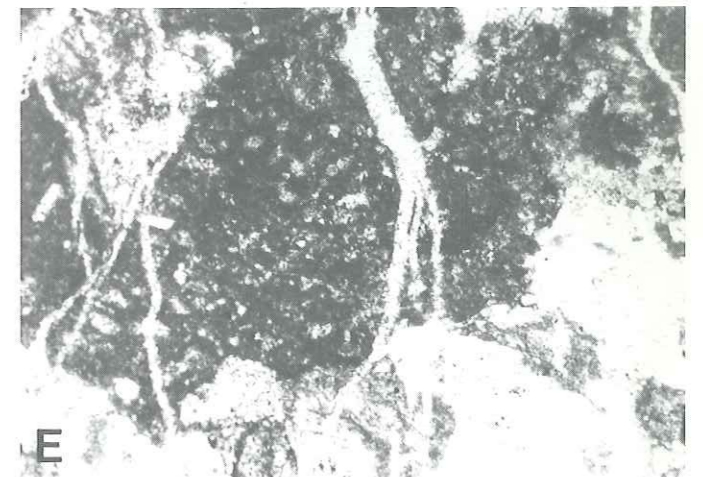
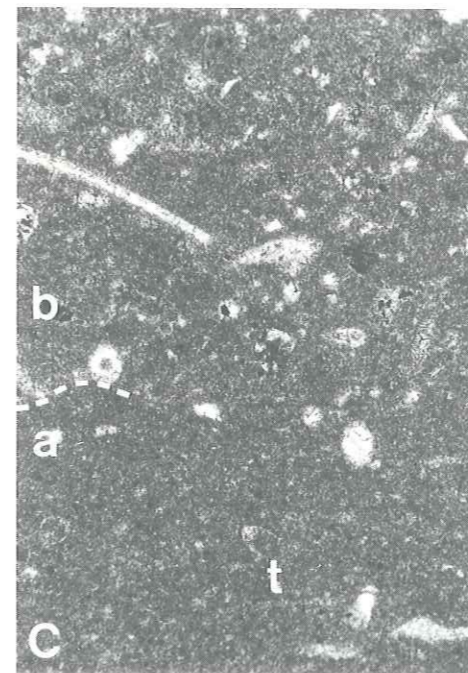
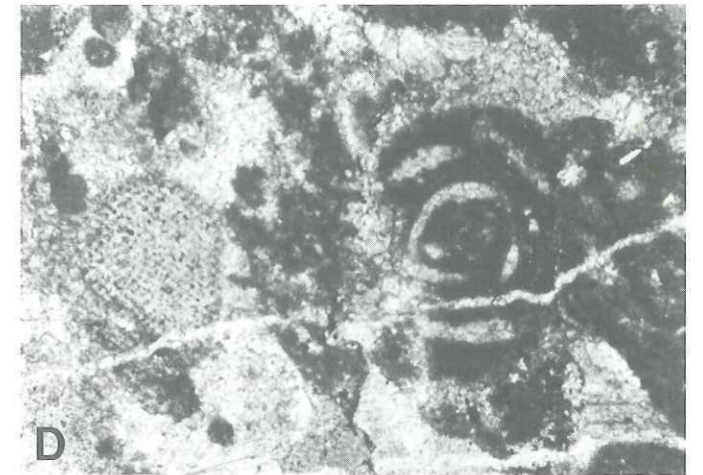
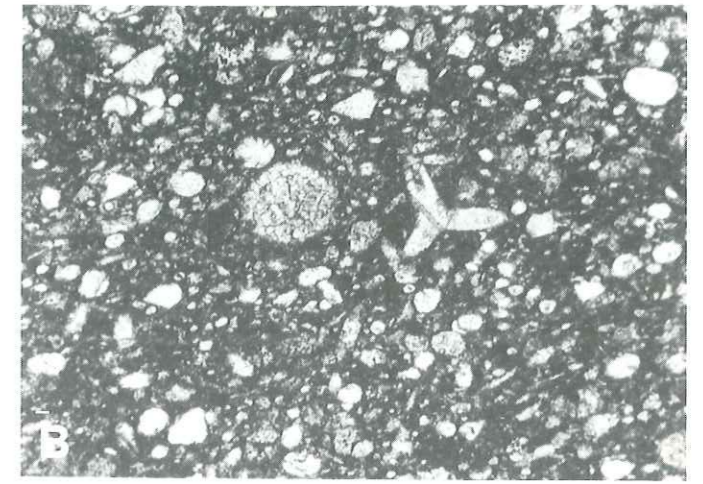
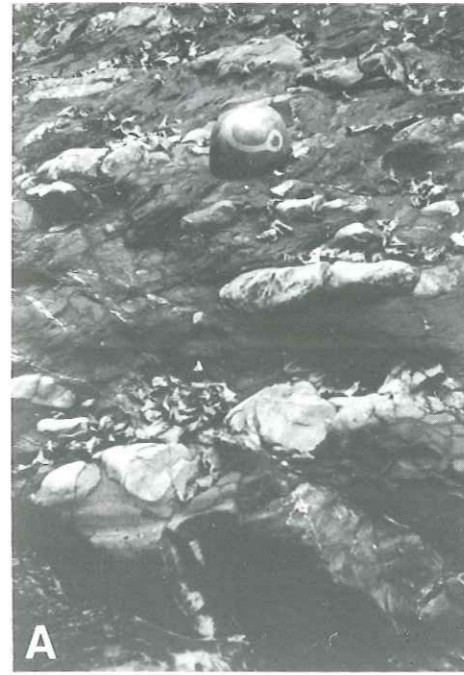


PLANCHE 6

- A. Couches des Choseaux; coupe de Bois; lame PK 614
Pelsparite à *Calpionella* cf. *alpina* LORENZ (x 250).
- B. Couches des Choseaux; coupe de Bois; lame PK 613
Microbrèche polygénique à lithoclastes dolomitiques (d), biomicritiques (m) et oolithiques (o) (x 25).
- C. Couches de Vercland; coupe-type
Amas chaotique de calcaire grésno-glaucieux.
- D. Couches de Vercland; coupe du Nant d'An; lame PK 549
Biomicrite argileuse à quartz (q), glauconie (g) et débris de spicules de spongiaires (s) (x 100).
- E. Couches de Vercland; coupe-type; lame PK 262
Morozovella cf. *rex* MARTIN - Eocène inférieur-moyen (x 325).
- F. Couches de Vercland; coupe du Nant d'An; lame PK 106
Morozovella cf. *pseudobulloides* PLUMMER - Paléocène inférieur-moyen (x 350).
- G. Formation grésno-glaucieuse (CHAROLLAIS & al. 1981); coupe du chemin de Saint-Ferréol à Nantbellet (klippe de Sulens); lame JC 2908b
Globigerina cf. *velascoensis* CUSHMAN - Paléocène supérieur-Eocène inférieur (x 500).
- H. Hauterivien marneux (LILLIE 1937); coupe du torrent du Verney; lame AL 8
Planorotalites cf. *compressa* PLUMMER - Paléocène moyen-supérieur (x 400).

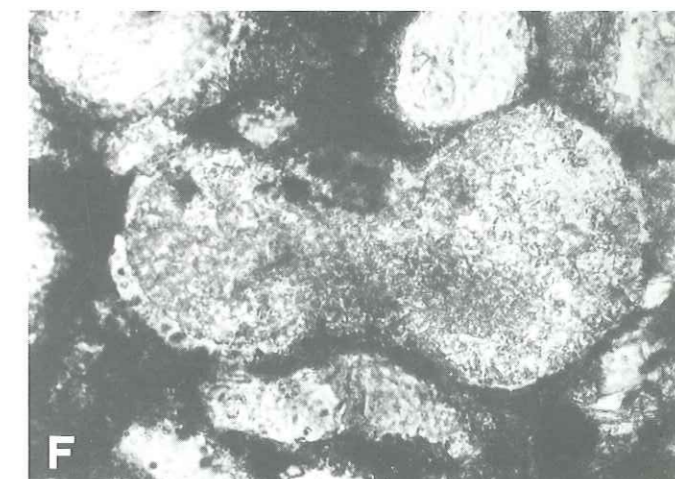
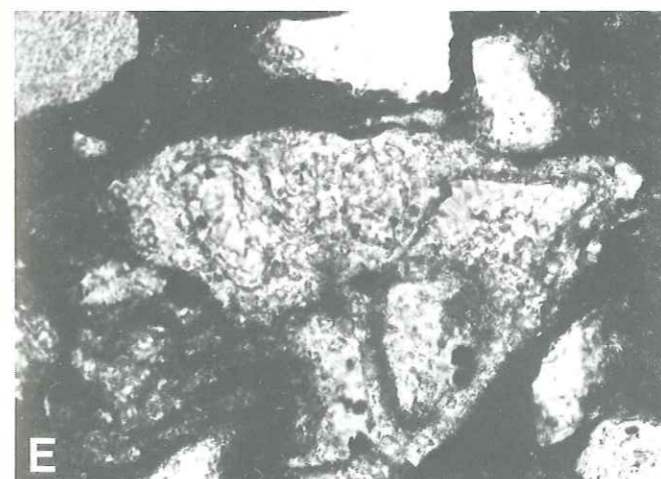
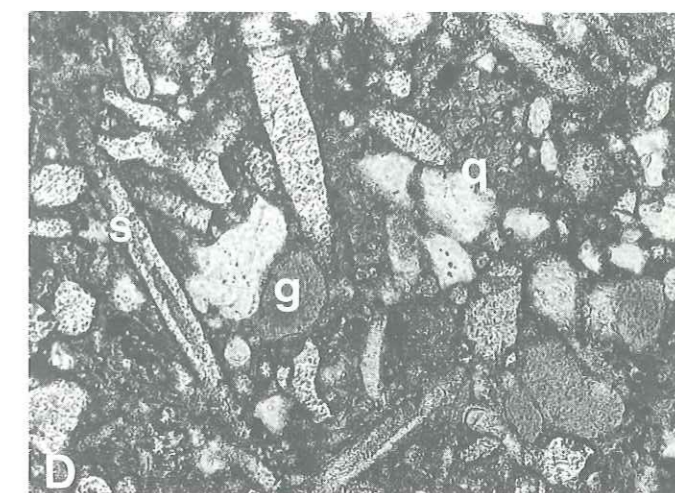
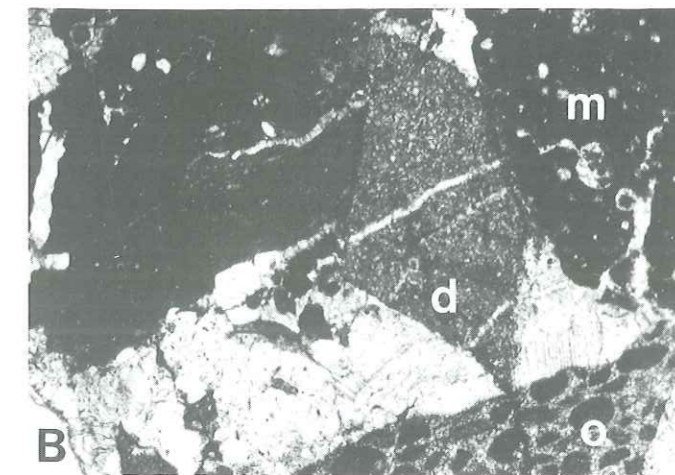


PLANCHE 7

- A. Couches du Béné; coupe-type
Bancs décimétrique de calcilutite à foraminifères planctoniques.
- B. Couches du Béné, microfaciès A; coupe-type; lame PK 241
Biomicrorite ("wackestone") à radiolaires (r), pithonelles (p) et foraminifères planctoniques - *Marginotruncana coronata* REUSS - (x 100).
- C. Couches du Béné, microfaciès A; coupe de Cupoire; lame PK 598
Whiteinella cf. *paradubia* SIGAL, Cénomanién supérieur-Turonien supérieur, (x 220).
- D. Couches du Béné, microfaciès A; coupe de Paraman; lame PK 278
Praeglobotruncana turbinata REICHEL, (x 100).
- E. Couches du Béné, microfaciès A; coupe du Verney; lame PK 538
Helvetotruncana helvetica BOLLI, Turonien moyen, (x 160).
- F. Couches du Béné, microfaciès A; coupe de Cupoire; lame PK 598
Dicarinella primitiva DALBIEZ, Coniacien, (x 220).
- G. Couches du Béné, microfaciès A; coupe du Nant d'An; lame PK 297
Dicarinella concavata BROTZEN, Coniacien-Santonien, (x 100).

Toutes les déterminations sont dues à M. CARON.

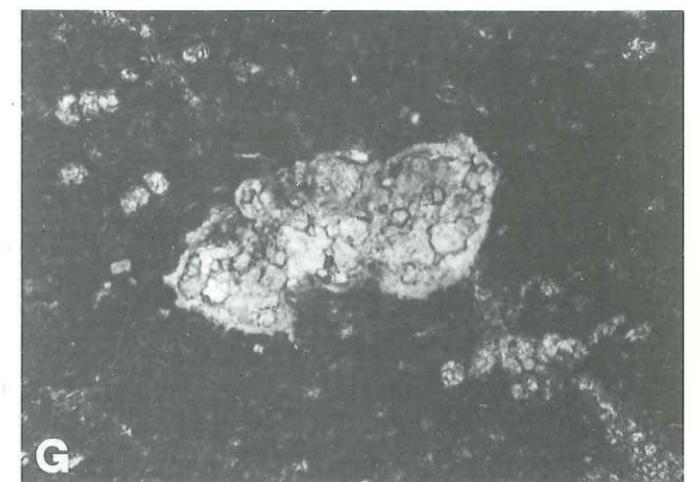
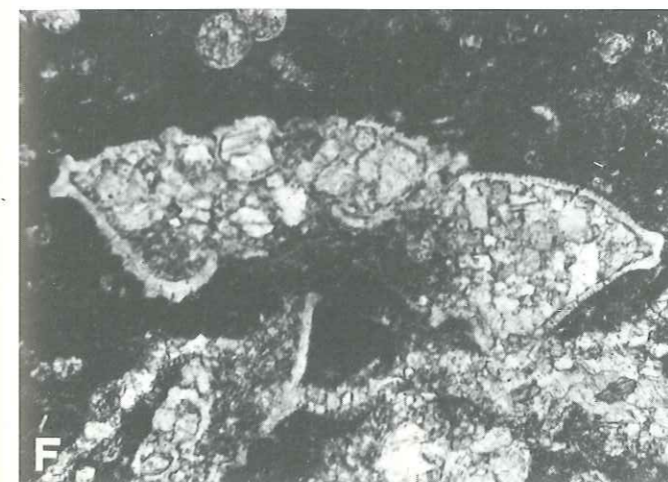
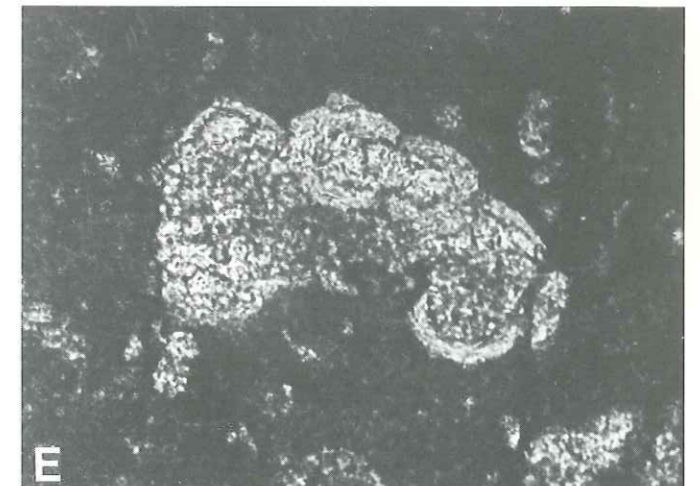
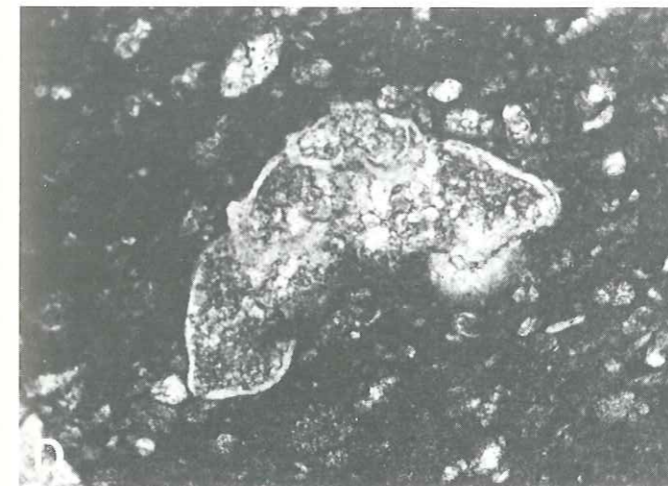
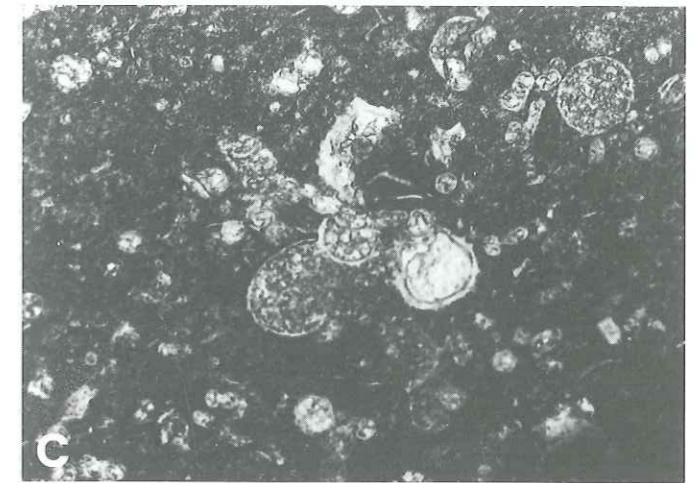
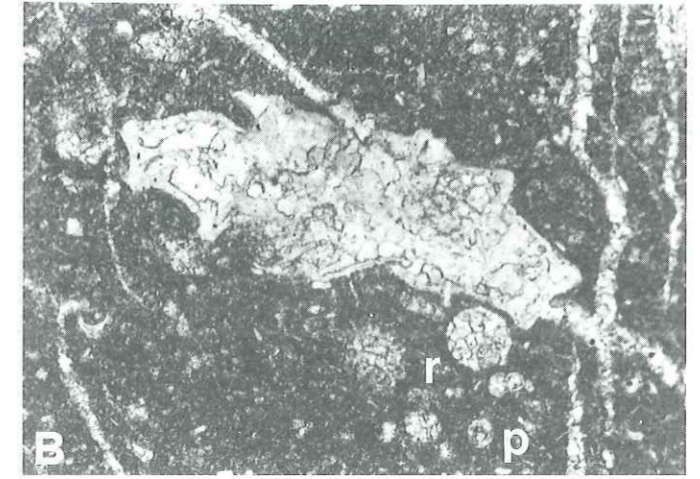


PLANCHE 8

- A. Couches du Béné, microfaciès A; coupe de l'Ally; lame PK 174
Dicarinella asymetrica SIGAL, Santonien, (x 150).
- B. Couches du Béné, microfaciès A; coupe du Nant d'An; lame PK 350
Biomicrite ("wackestone") à foraminifères planctoniques (*Hedbergella flandrini* PORTHAULT, Coniacien-Santonien) et prismes d'inocerames (x 100).
- C. Couches du Béné, microfaciès B; coupe du Taffon; lame PK 592
Biomicrite ("wackestone") à foraminifères planctoniques crétacés (*Globotruncana arca* CUSHMAN, Campano-Maastrichtien) et tertiaires (e, *Eoglobigerina* spp., Paléocène inf.), quartz (q), glauconie (g) et débris de spicules de spongiaires (s), (x 90).
- D. Calcaires marneux sous-jacents aux couches de Wang; coupe du Charvin, lame FV 761
Biomicrite ("wackestone") à foraminifères planctoniques crétacés (*Globotruncana linneiana* D'ORBIGNY, Campano-Maastrichtien) et tertiaires (e, *Eoglobigerina* spp., Paléocène inférieur), quartz (q), pyrite et débris de spicules de spongiaires (s), (x 90).
- E. Couches du Béné, microfaciès B; coupe de Balmotte; lame PK 200
Biomicrite ("wackestone") légèrement quartzo-glauconieuse à terriers de vers et foraminifères planctoniques (x65).
- F. Couches du Béné, microfaciès B; coupe de l'Ally; lame PK 375
Globotruncana ventricosa WHITE, Campano-Maastrichtien, (x 135).
- G. Couches du Béné, microfaciès B; coupe de l'Ally, lame PK 385
Rugoglobigerina rotundata BRÖNNIMANN, Maastrichtien moyen-sup., (x 75).
- H. Couches du Béné, microfaciès B; coupe de Châtillon; lame PK 439
Globotruncana esnehensis NAKKADY, Maastrichtien, (x 90).
- I. Couches du Béné, microfaciès B; coupe de l'Ally, lame PK 385
Rugoglobigerina milamensis SMITH & PESSAGNO, Maastrichtien moyen-supérieur, (x 80).

Les foraminifères planctoniques crétacés ont été déterminés par M. CARON.

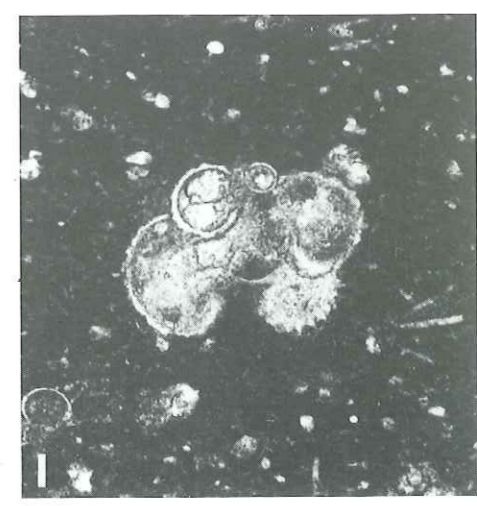
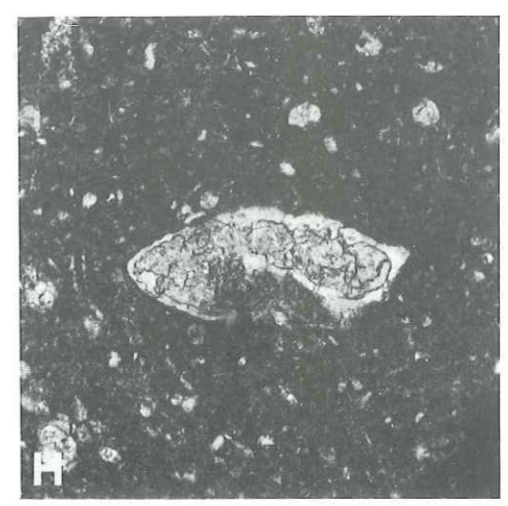
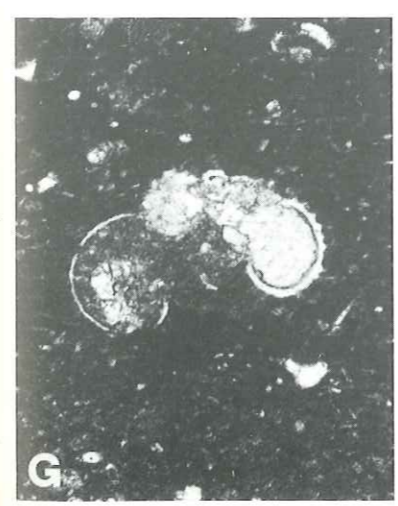
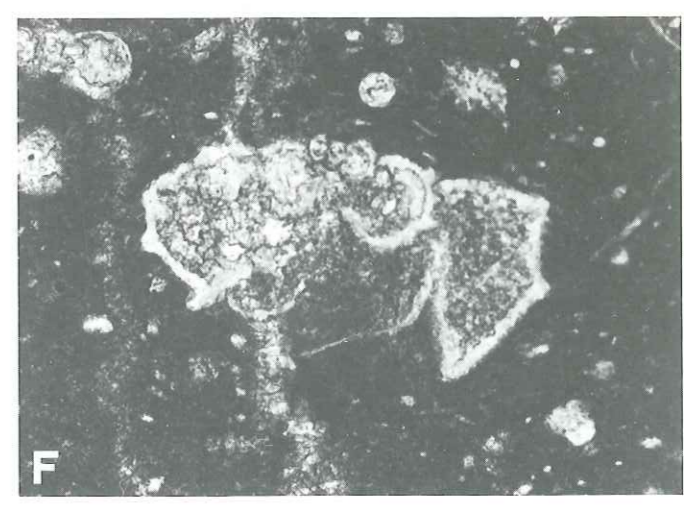
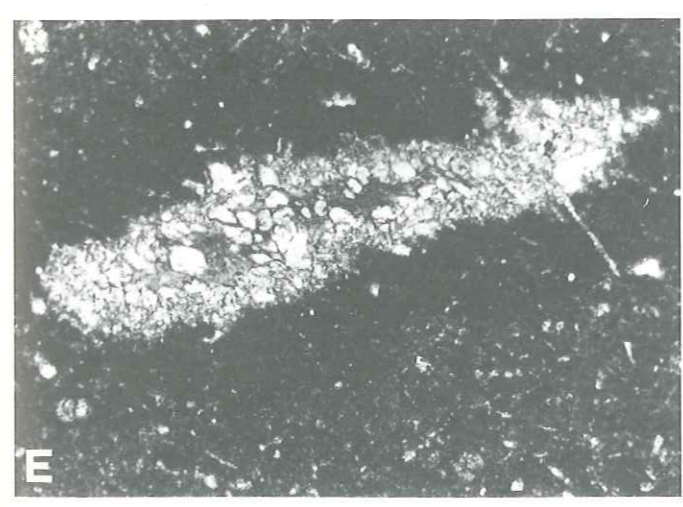
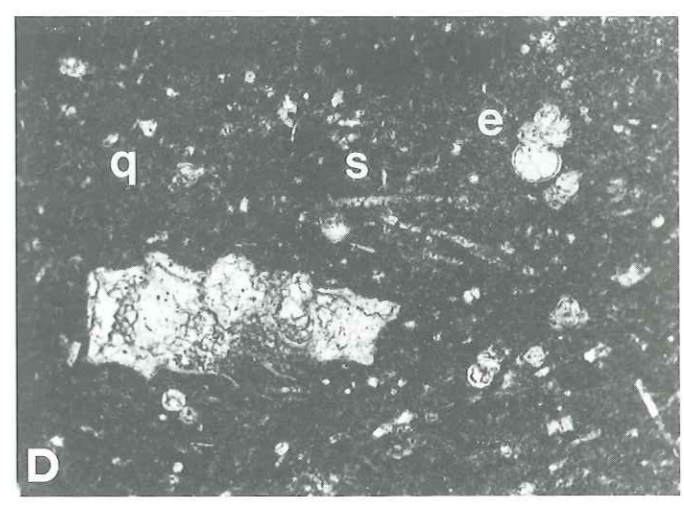
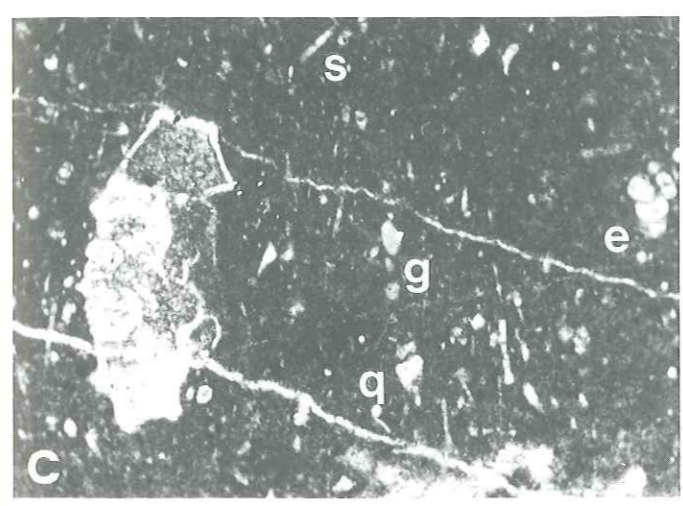
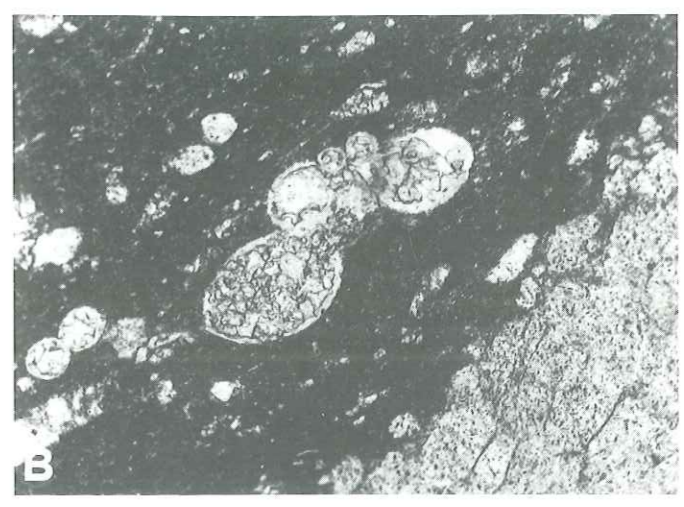
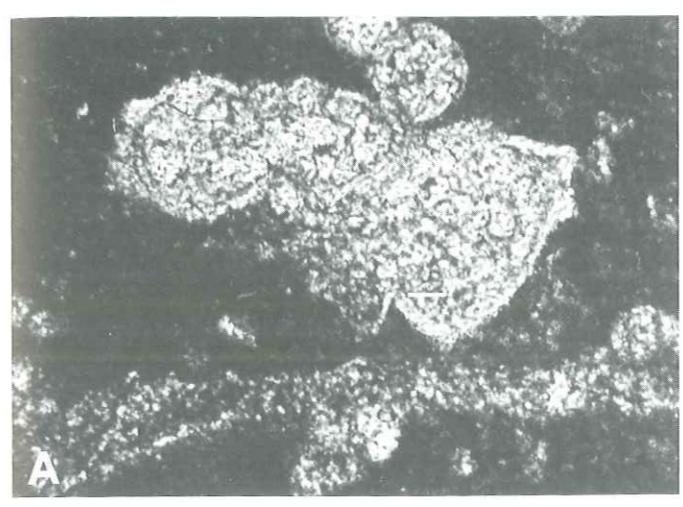


PLANCHE 9

- A. Couches du Béné, microfaciès B; coupe de Châtillon; lame PK 439
Rosita contusa CUSHMAN, Maastrichtien moyen-supérieur, (x 85).
- B. Couches du Béné, microfaciès B; coupe de Châtillon; lame PK 439
Gansserina gansseri BOLLI, Maastrichtien moyen-supérieur, (x 135).
- C. Calcaires marneux sous-jacents aux couches de Wang; coupe d'Arclosan; lame JMB 143
Globotruncanella havanensis VOORWIJK, Maastrichtien, (x 145).
- D. Couches du Béné, microfaciès B; coupe de Châtillon; lame PK 439
Globotruncanella pschadae KELLER, Maastrichtien moyen-supérieur, (x 150).
- E. Couches du Béné, microfaciès B; coupe de Châtillon; lame PK 439
Globotruncana aegyptiaca NAKKADY, Maastrichtien, (x 90).
- F. Couches du Béné, microfaciès B; coupe du Taffon; lame PK 592
Abathomphalus mayaroensis BOLLI, Maastrichtien supérieur, (x 85).
- G. Couches du Béné, microfaciès B; coupe des Saix; lame PK 260
Globotruncana falsostuarti SIGAL, Maastrichtien, et *Gumbelitra cretacea* CUSHMAN (section perpendiculaire), Maastrichtien supérieur-Paléocène inférieur, (x 100).
- H. Calcaires marneux sous-jacents aux couches de Wang; coupe d'Arclosan; lame JMB 143
Guembelitra cretacea CUSHMAN (section axiale), Maastrichtien supérieur-Paléocène inférieur, (x 350).
- I. Calcaires marneux sous-jacents aux couches de Wang; coupe d'Arclosan; lame JMB 104
Globigerina cf. *anconitana* LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, Paléocène inférieur, (x 550).

Les foraminifères planctoniques crétacés ont été déterminés par M. CARON.

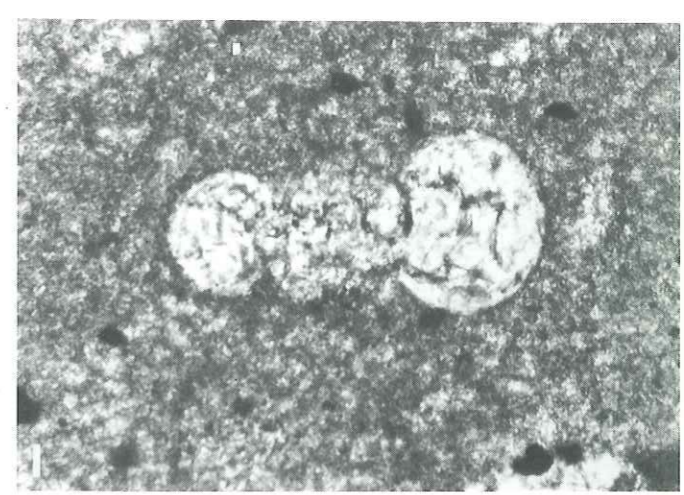
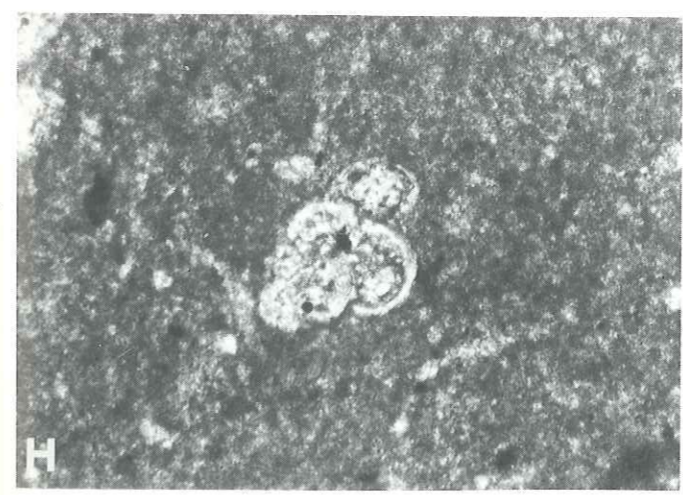
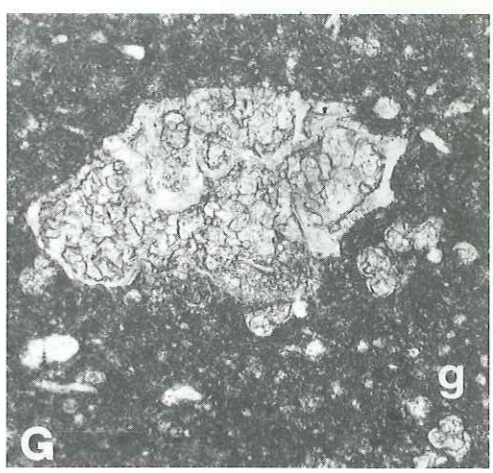
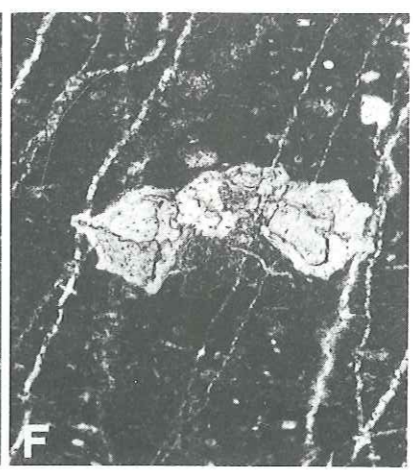
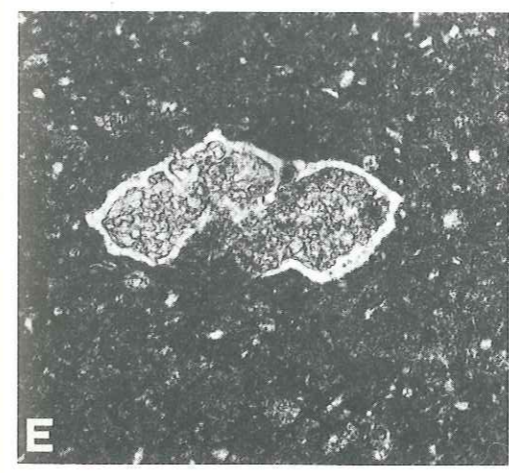
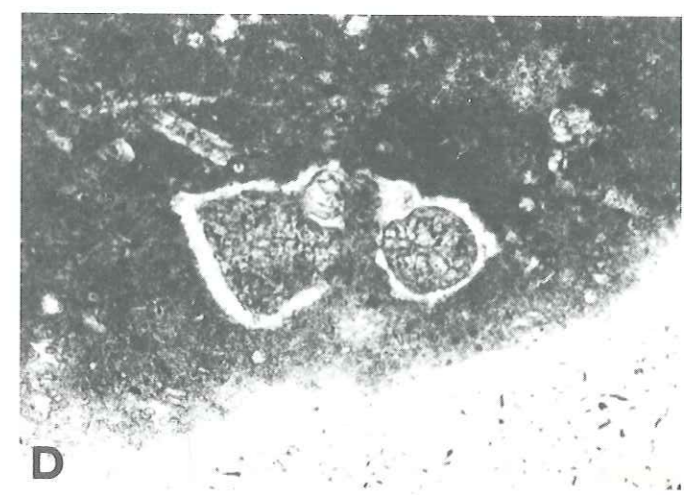
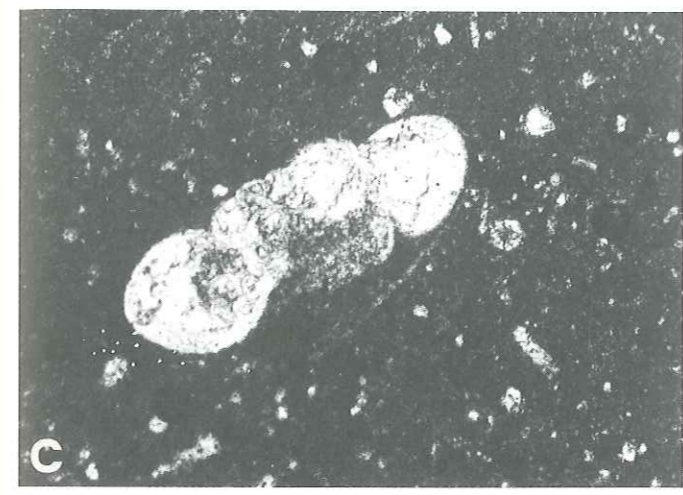
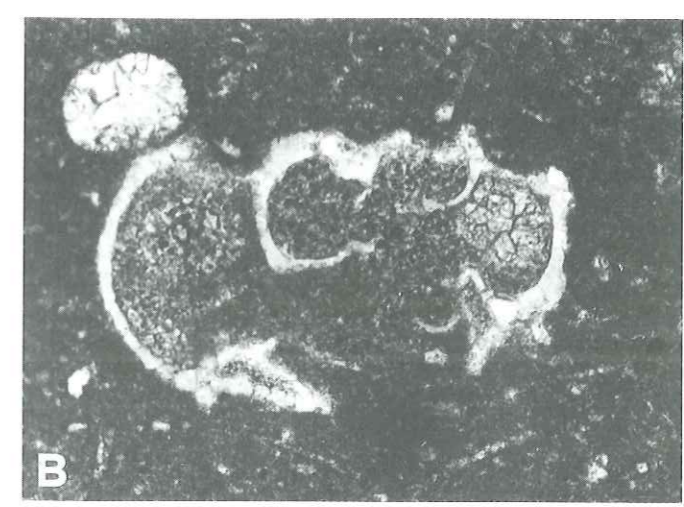
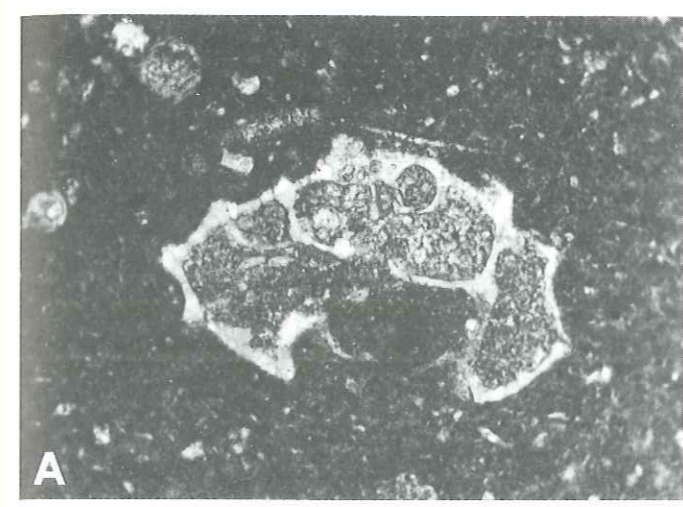


PLANCHE 10

- A. "Calcaires sublithographiques"; coupe du Mont (Sulens); lame YM 156
Globigerina cf. eugubina LUTERBACHER & PREMOLI SILVA (x 300),
Paléocène inférieur.
- B. "Calcaires sublithographiques"; coupe du Mont (Sulens); lame YM 156
Globigerina cf. triloculinoïdes PLUMMER (x 200), Paléocène inférieur.
- C. "Calcaires marneux sous-jacents aux couches de Wang"; coupe d'Arclosan (Bornes);
lame JMB 143
Morozovella pseudobulloïdes PLUMMER (x 230), Paléocène inférieur à
moyen.
- D. "Calcaires marneux sous-jacents aux couches de Wang"; coupe d'Arclosan (Bornes);
lame JMB 143
Biomicroite à radiolaires et foraminifères planctoniques : *Globotruncanella cf.*
caravacaensis SMIT, Paléocène inférieur (x 250).
- E. Couches de Cellières, faciès calcaire; coupe de Pernollet; lame PK 197
Biomicroite à foraminifères planctoniques crétacés : *Globotruncana* sp. (c) et
tertiaires *Eoglobigerina* spp. (t) (x 60).
- F. Couches de Cellières, faciès bréchique; coupe de Châtillon; lame PK 481
Brèche polygénique à ciment micritique (x 70).
- G. Couches de Cellières, faciès calcaire; coupe de Pernollet; lame PK 197
Biomicroite à radiolaires et foraminifères planctoniques : *Globigerina cf.*
minutula LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, Paléocène inférieur (x 200).
- H. Couches de Cellières, faciès calcaire; coupe de Châtillon; lame PK 484
Globigerina sp. (x 200).

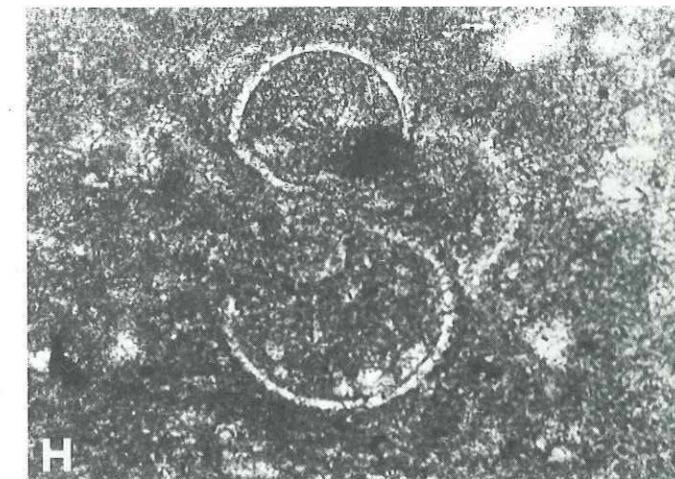
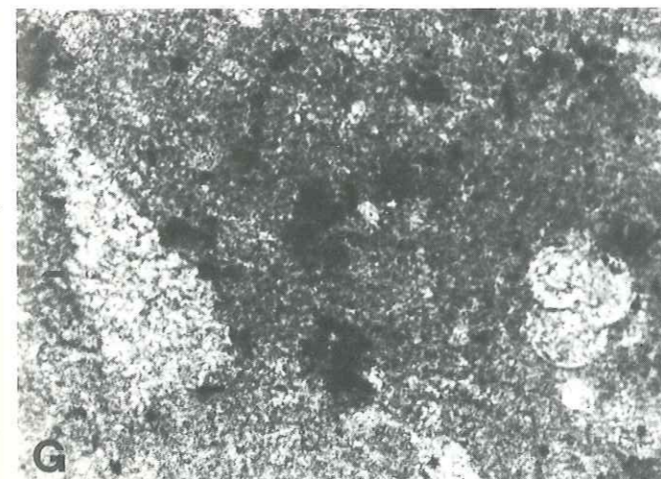
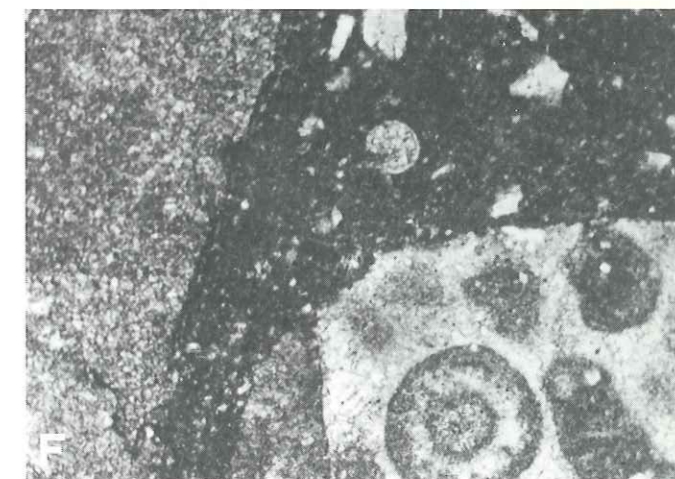
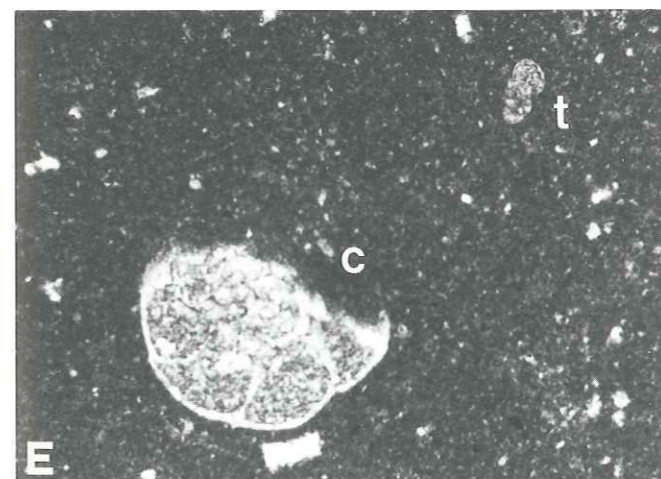
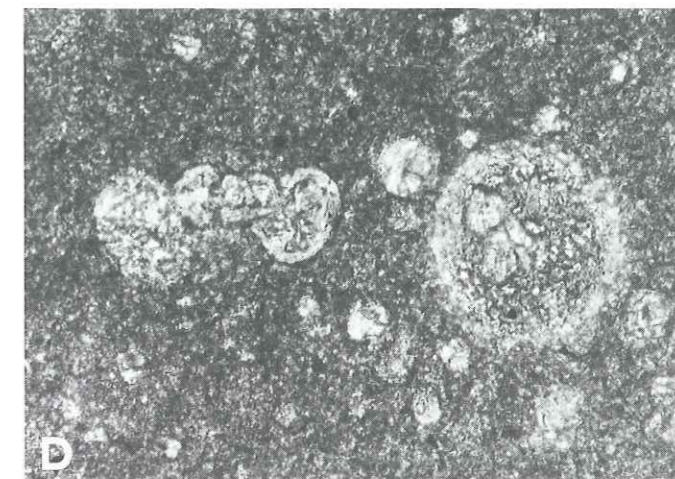
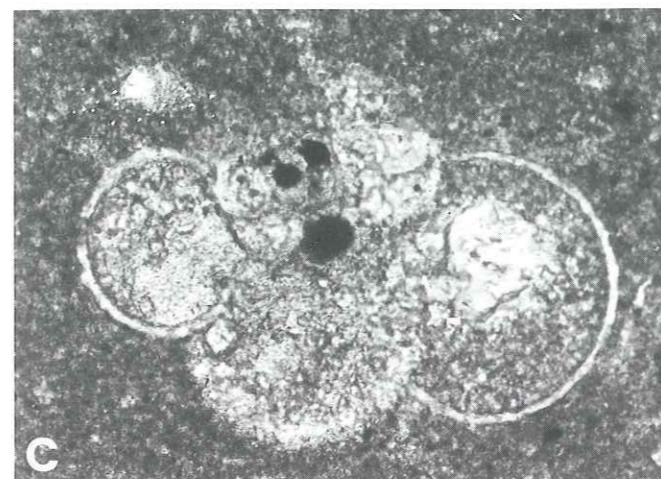
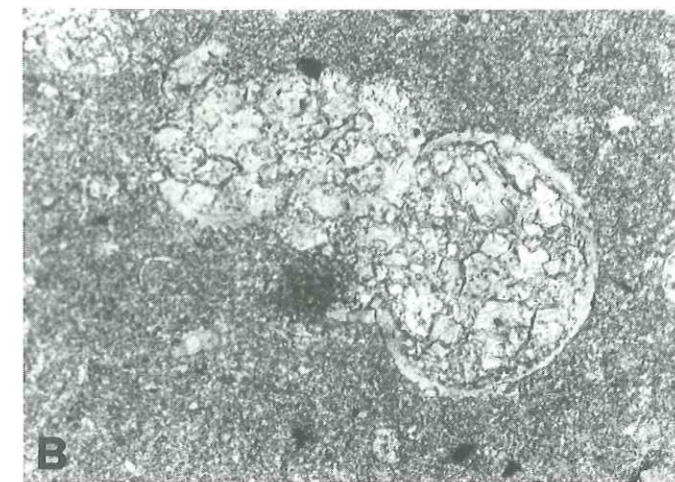
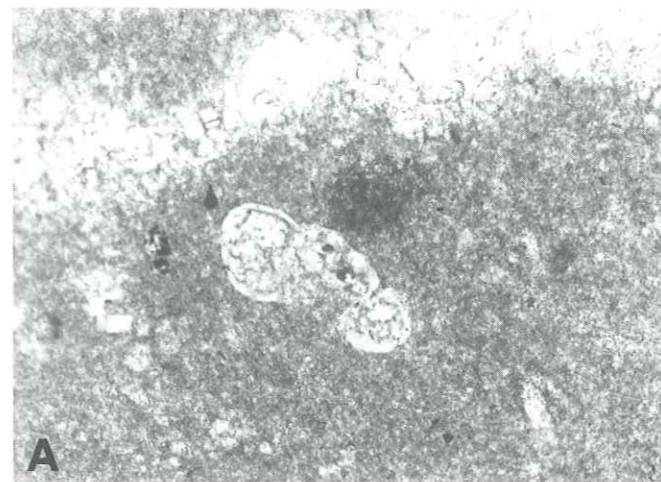


PLANCHE 11

- A. Couches de Châtillon; coupe de Châtillon
Banc décimétrique de brèche polygénique mal classée à ciment arénitique.
- B. Couches de Châtillon; coupe du Clos d'Aulph
Mégabrèche polygénique; (c) élément calcaire fin, (g) élément granitique vert.
- C. Couches de Châtillon; coupe du Clos d'Aulph
Banc métrique de brèche polygénique correspondant au remplissage d'un chenal principal.
- D. Couches de Châtillon; coupe du Clos d'Aulph
Banc décimétrique à base ravinante montrant une granograduation grossière et correspondant au remplissage d'un chenal secondaire.
- E. Couches de Châtillon; coupe de Châtillon; lame PK 62
Brèche polygénique à élément dolomitique (d), quartz polycristallin, fragment d'algue rouge; ciment calcitique (x 55).
- F. Couches de Châtillon; coupe de Châtillon; lame PK 73
Élément volcanique acide (LP, x 70).
- G. Couches de Châtillon; coupe de Châtillon; lame PK 66
Fragment d'algue rouge (a) et de bryozoaire (x 80).
- H. Couches de Châtillon; coupe de Châtillon; lame PK 73
Fragment de schiste cristallin (s) et d'Orbitoididae (x 80).

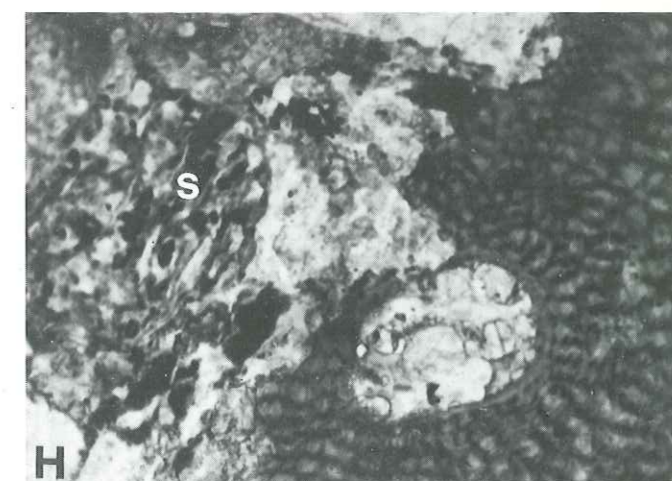
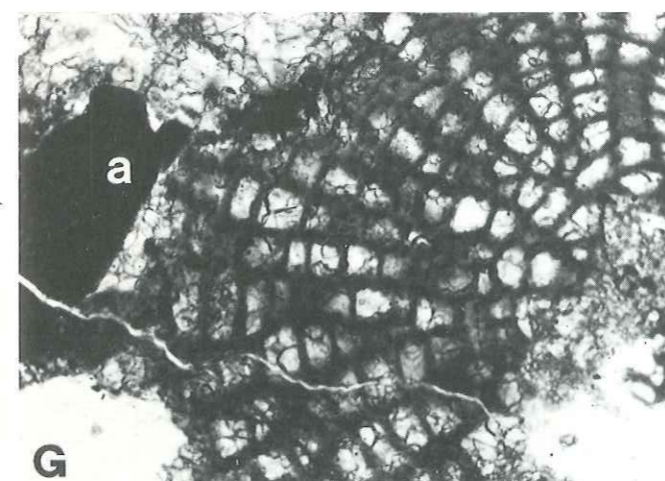
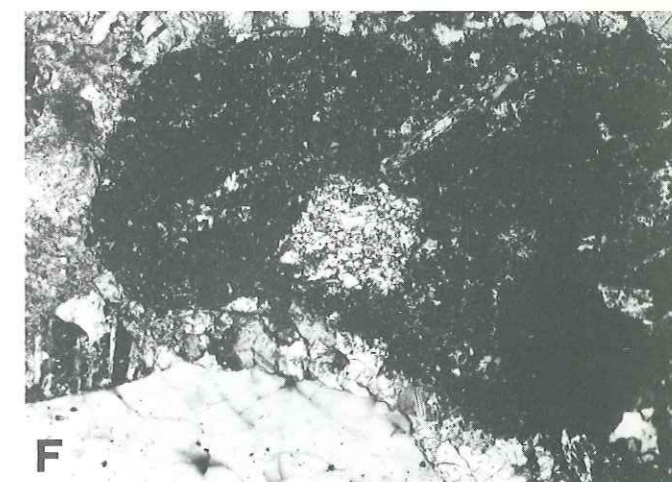
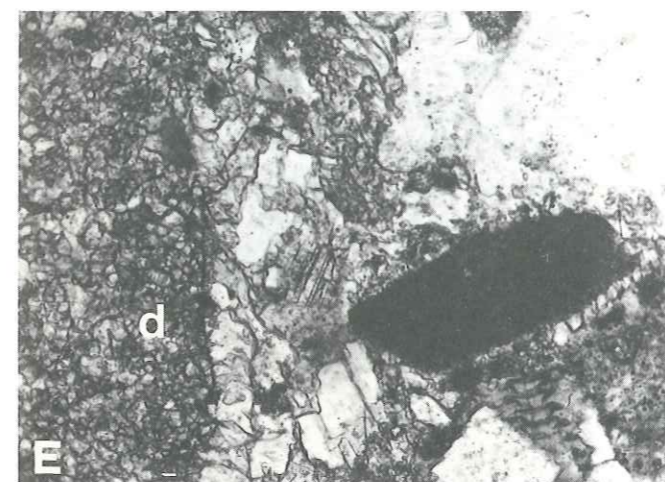
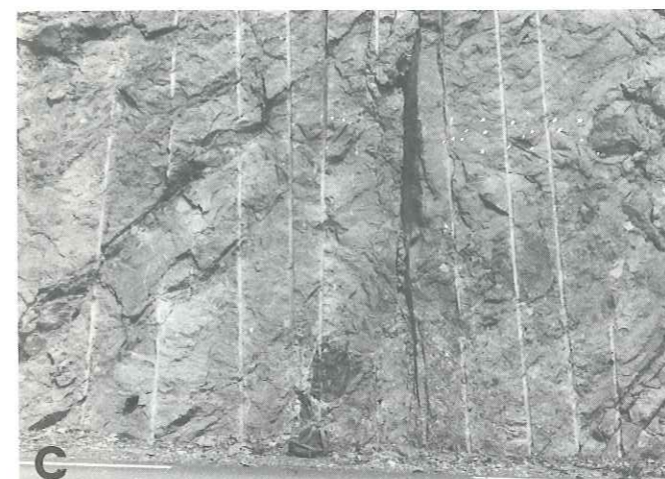
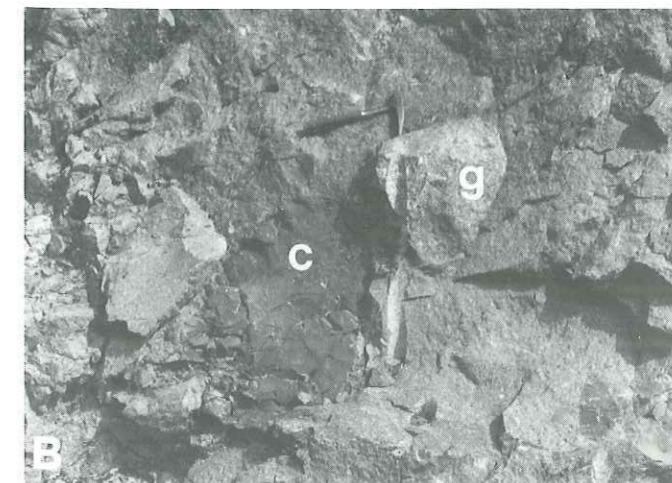


PLANCHE 12

- A. Couches de Samoëns; coupe-type
Alternance de bancs marneux et arkosiques; les bancs arkosiques épais montrent une structure chenalisée.
- B. Couches de Samoëns; coupe-type
Faille synsédimentaire dans les alternances de marnes et d'arkoses.
- C. Couches de Samoëns; coupe-type
Banc arkosique à lamines planes-parallèles (faciès E, MUTTI 1979).
- D. Couches de Samoëns; coupe-type
"Flute-casts" à la base d'un bloc éboulé; la flèche indique le sens du paléocourant.
- E. Couches de Samoëns; coupe-type; lame PK 207
Microfaciès arkosique grossier; quartz, fragment d'algue rouge, lithoclaste biomicritique à pithonelles et foraminifères planctoniques; ciment calcitique (x 65).
- F. Couches de Samoëns; coupe de l'Ally; lame PK 164
Microfaciès grésocalcaire; a = fragment d'algue rouge, m = muscovite, p = foraminifère planctonique (*Globigerina* sp., x 100).
- G. Couches de Samoëns; coupe-type; lame PK 103
Microfaciès grésoglaucconieux à foraminifères planctoniques (*Globorotalia* sp.); g = grain de glauconie; ciment calcitique peu abondant (x 100).

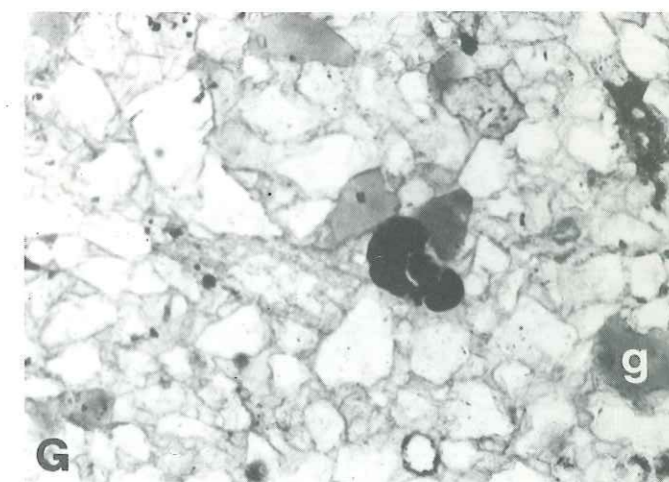
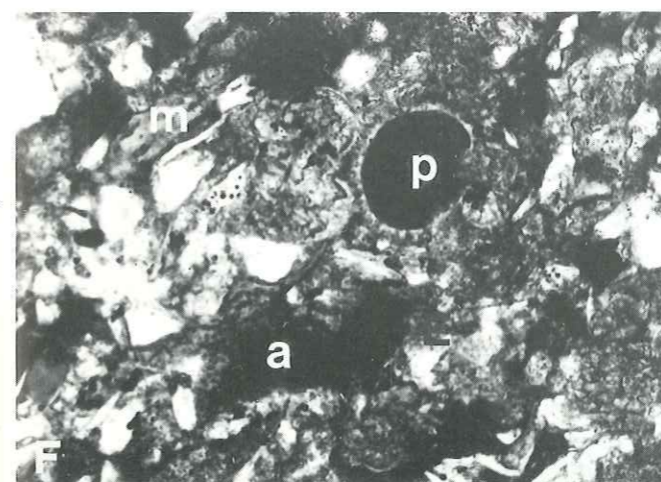
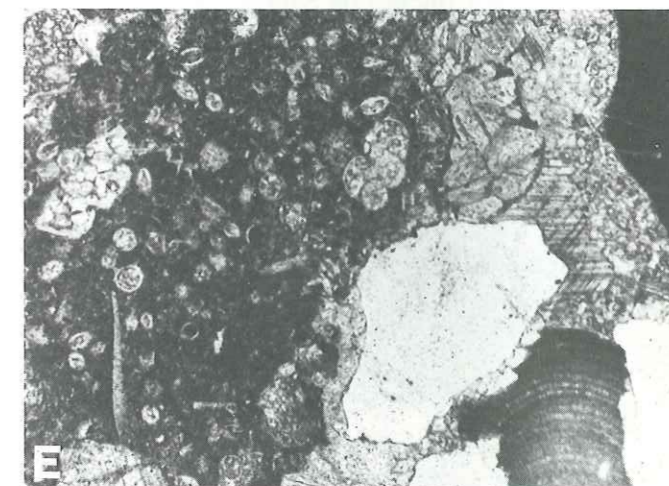
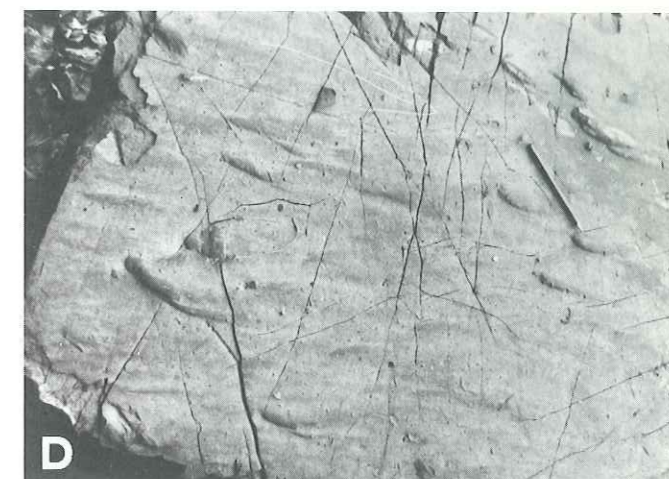
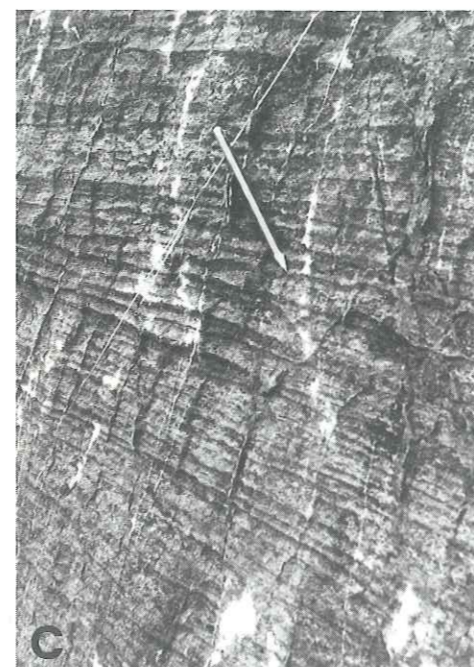
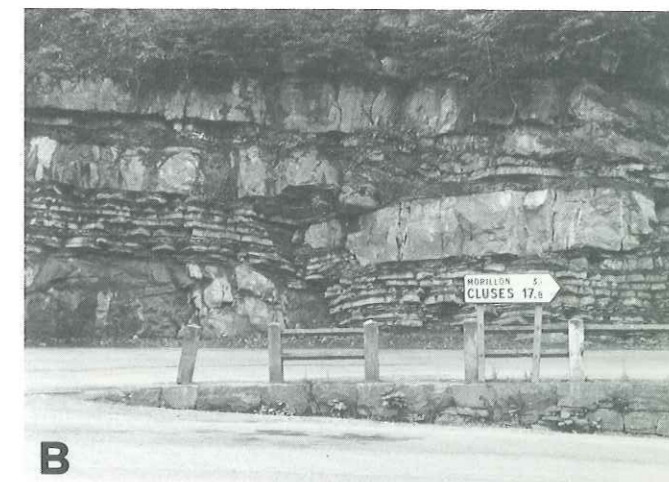
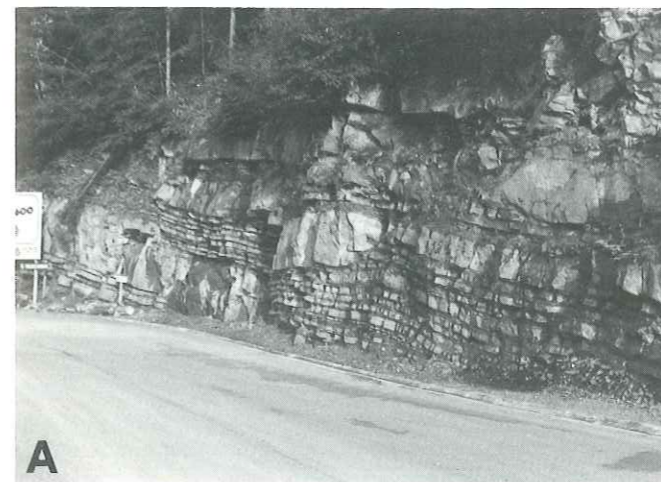


PLANCHE 13

- A. Couches de Samoëns; coupe de la Grangette; lame PK 171
Microfaciès arkosique; *Discocyclus* sp., Paléocène-Eocène (x 65).
- B. Couches de Samoëns; coupe de Vercland; lame PK 210
Microfaciès arkosique; fragment de nummulite (x 65).
- C. Couches de Samoëns; coupe de la Combe; lame PK 177
Microfaciès arkosique; lithoclaste diabasique à structure intersertale grossière (LP, x 100).
- D. Couches de Samoëns; coupe de la Combe; lame PK 177
Microfaciès arkosique; lithoclaste andésitique à structure porphyrique-felsitique (LP, x 100).
- E. Couches de Samoëns; coupe de Vercland; lame PK 210
Microfaciès arkosique; élément biomicritique à débris de spicules de spongiaires (couches de Wang, x 100).
- F. Couches de Samoëns; coupe des Allues; lame PK 422
Microfaciès grésocalcaire à foraminifères planctoniques : *Globigerina* sp. déformée (x 260).
- G. Couches de Samoëns; coupe du Codex; lame PK 367
Microfaciès grésocalcaire à foraminifères planctoniques : *Turborotalia* du groupe *T. cocoaensis* CUSHMAN, Eocène supérieur (x 185).
- H. Couches de Samoëns; coupe de l'Ally; lame PK 377
Microfaciès grésocalcaire à foraminifères planctoniques : ? *Globigerina* cf. *ouachitaensis* HOWE & WALLACE, Eocène supérieur-Oligocène inférieur (x 250).

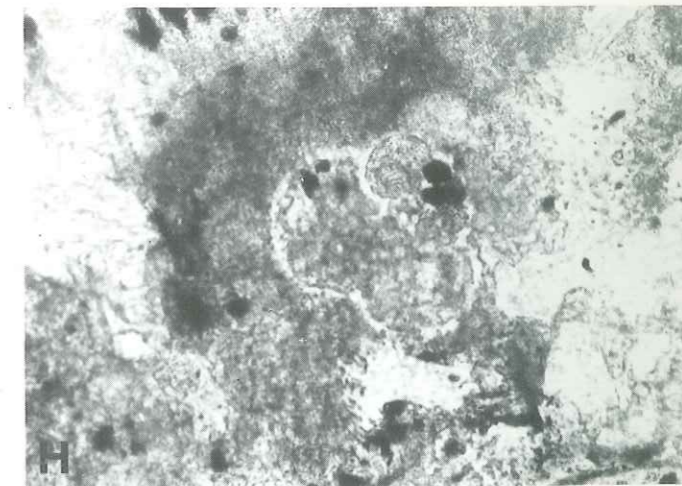
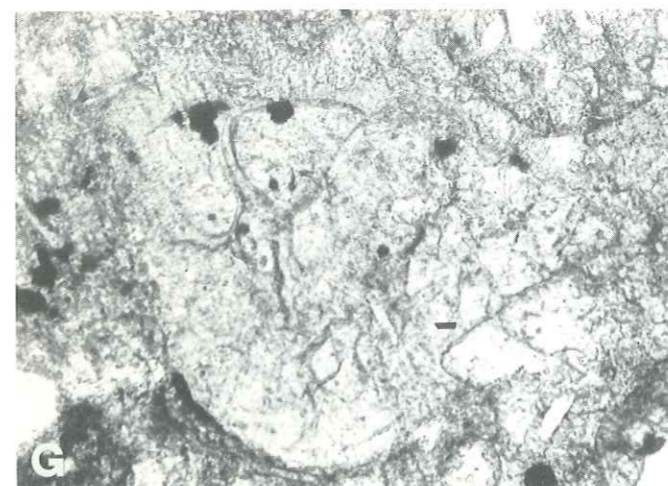
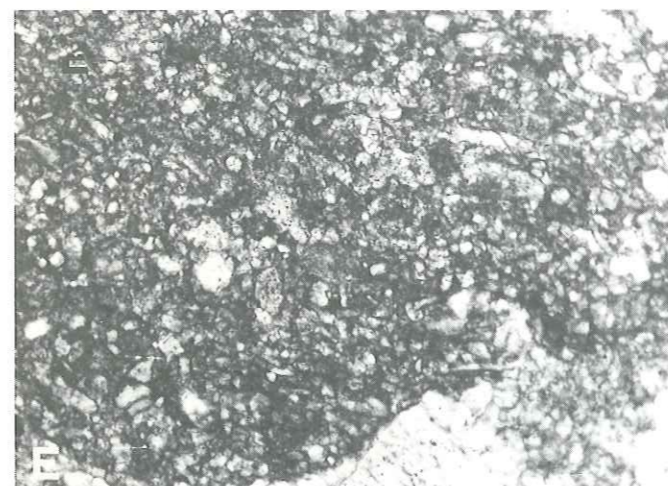
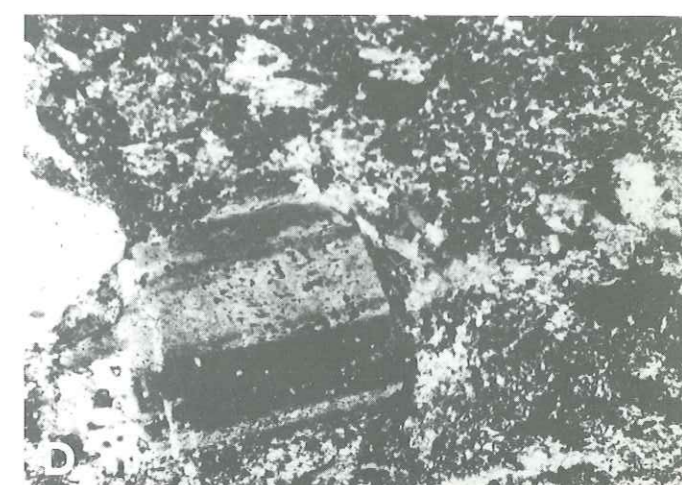
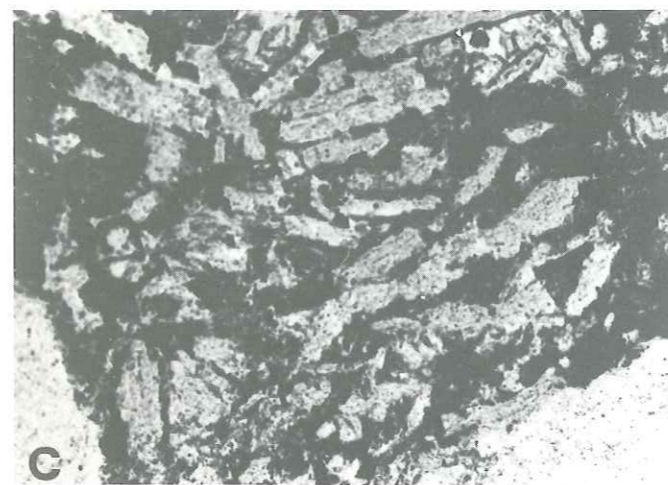
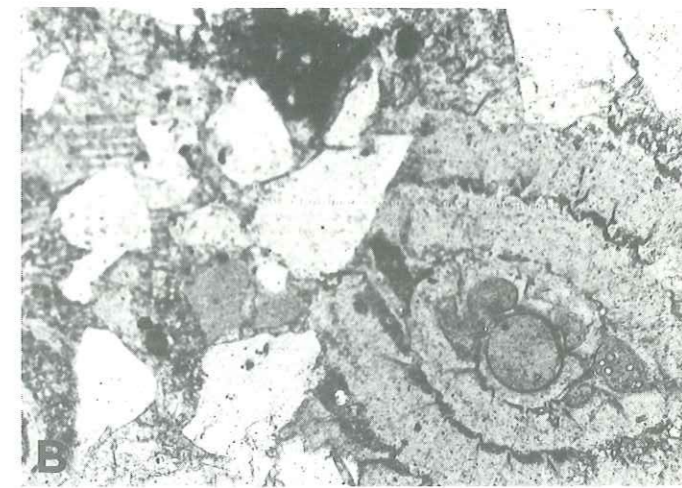
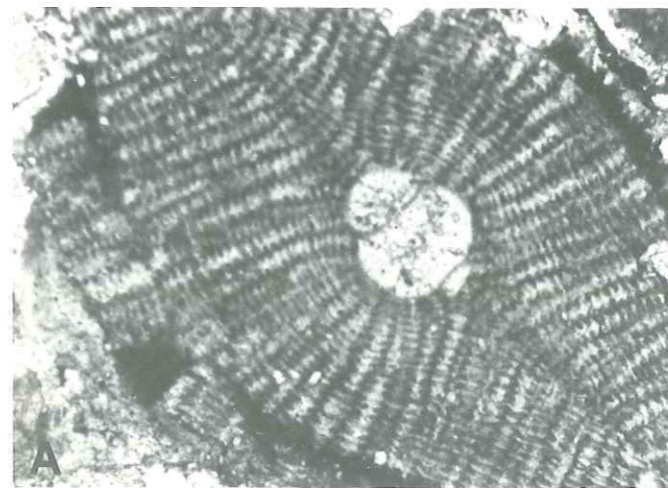


PLANCHE 14

- A. Couches de Wang; coupe de l'Ally; coord. 933.0/125.2/950 m
Bancs recouverts de calcilutite à patine claire
- B. Couches de Wang; coupe du Taffon; lame PK 594
Biomicroite recristallisée peu quartzreuse à foraminifères planctoniques et débris de spicules de spongiaires (x 100).
- C. Couches de Wang; coupe du Nant d'An; lame PK 333
Globigerina cf. *triloculinoides* PLUMMER, Paléocène (x 180).
- D. Couches de Wang; coupe du Nant d'An; lame PK 333
Planorotalites cf. *chapmani* PARR, Paléocène supérieur-Eocène inférieur (x 200).
- E. Couches de la Turche; coupe de la Turche; lame PK 564
Biolithosparite quartzo-micacée à foraminifères planctoniques (x 100).
- F. Couches du Châtelard; coupe des Feuillerats; lame PK 595
Brèche polygénique à éléments dolomitiques (d) et lithosparitique (l); ciment marno-schisteux peu abondant (x 65).
- G. Couches de la Plaigne; coupe de Châtillon
Lits marno-schisteux disloqués.
- H. Couches de la Plaigne; coupe du Verney; lame LILLIE 84
Biomicroite marneuse à foraminifères planctoniques : *Planorotalites pseudomenardii* BOLLI, Paléocène moyen-supérieur (x 100).

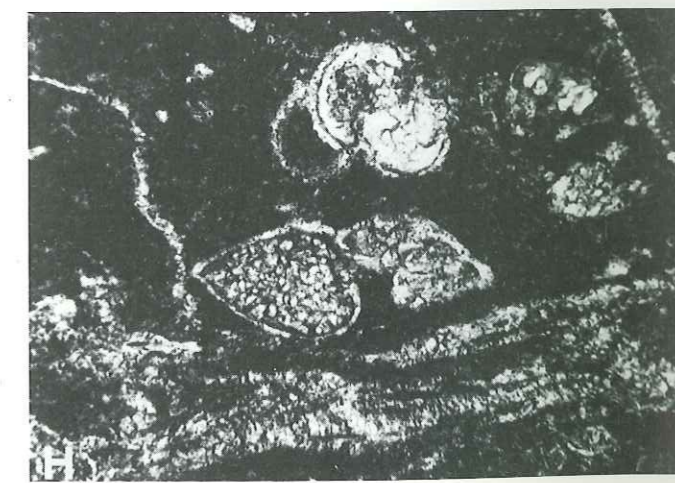
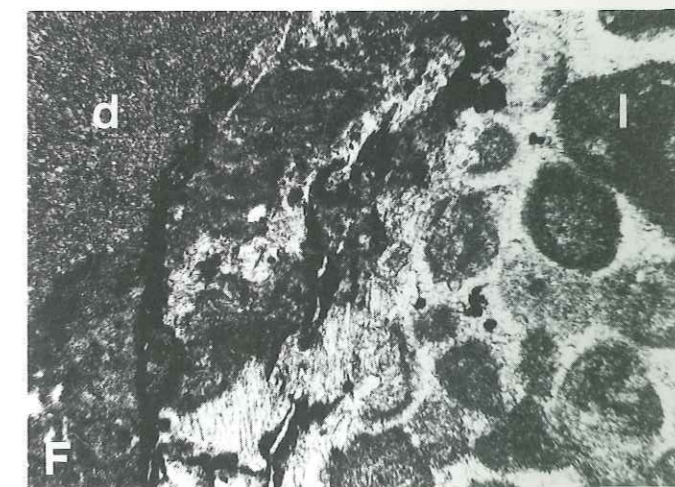
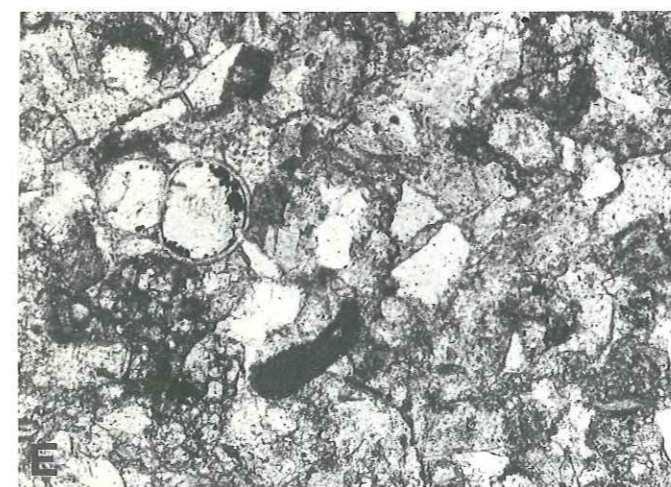
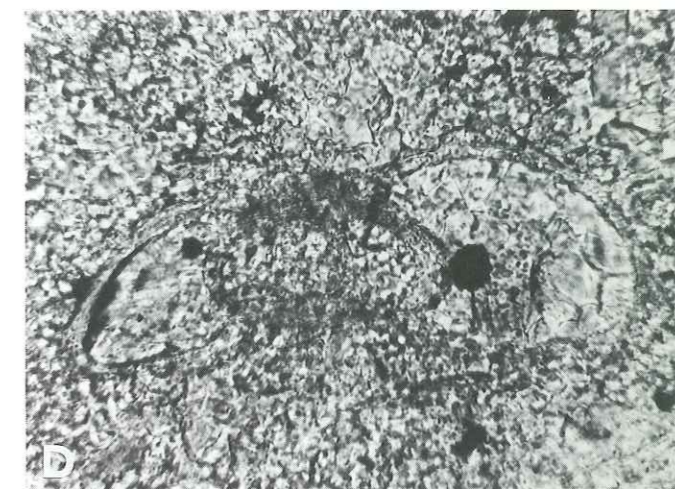
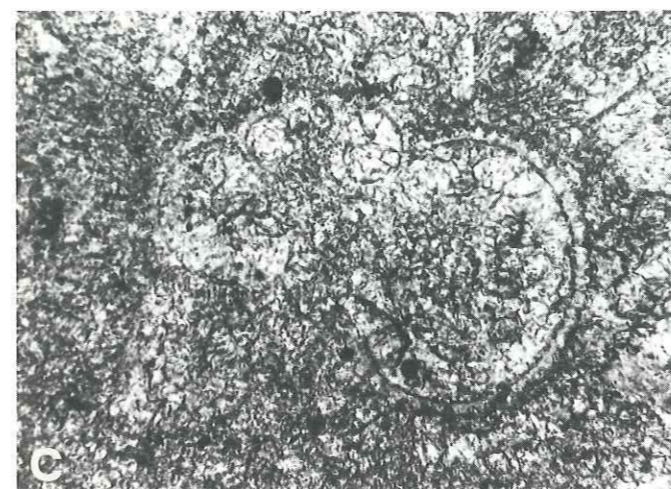
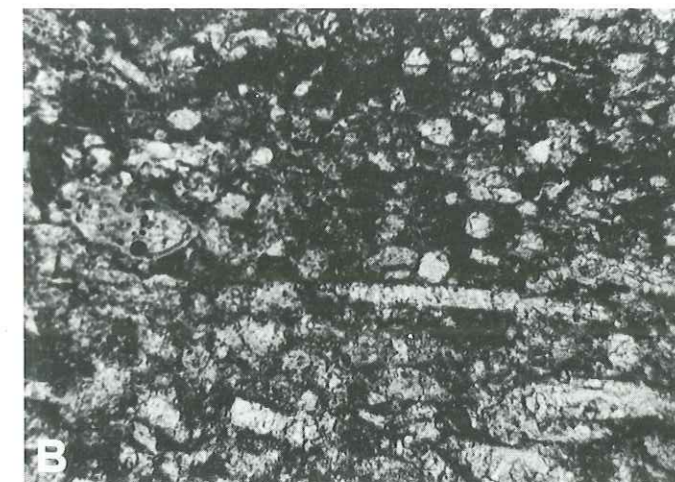


PLANCHE 15

- A. Couches de la Plaigne; coupe des Saix; lame PK 263
Truncorotaloides topilensis CUSHMAN, Eocène moyen (x 120).
- B. Couches de la Plaigne; coupe de l'Ally; lame PK 382
Acarinina cf. *spinuloinflata* BANDY, Eocène moyen (x 180).
- C. Couches de la Plaigne; coupe de l'Ally; lame PK 162
Globigerina cf. *ouachitaensis* HOWE & WALLACE, Eocène supérieur-Oligocène inférieur (x 200).
- D. Couches de la Plaigne; coupe de l'Ally; lame PK 162
Globigerina cf. *opima nana* BOLLI, Oligocène inférieur-moyen (x 170).
- E. Wildflysch (zone d'Arâches); coupe de l'Ally; 932.3/124.8/950 m
Vue générale de l'affleurement en direction de l'W.
- F. Wildflysch (zone d'Arâches); coupe de l'Ally
Extrémité occidentale de l'affleurement montrant une lentille métrique des calcaires sublithographiques du Béné (partie claire).
- G. Wildflysch (zone d'Arâches); coupe de Paraman
Lentilles décimétriques de calcaire sublithographique clair (c) et de grès (a) dans une matrice schisteuse noire très tectonisée.
- H. Wildflysch (zone d'Arâches); coupe des Saix (le Béné)
Olistolite hectométrique de calcilutite claire d'âge Jurassique supérieur dans une matrice schisteuse noire.

