

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

ALBERTVILLE

par

B. DOUDOUX, J.-C. BARFÉTY, G. VIVIER,
J.-C. CARFANTAN, G. NICLOUD, M. TARDY

ALBERTVILLE

La carte géologique à 1/50 000
ALBERTVILLE est recouverte par
la coupure ALBERTVILLE (N° 169 bis)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000



Rumilly	Anney Ugine	St-Gervais- les-Bains
Chambéry	ALBERTVILLE	Bourg-St- Maurice
Montmélian	La Rochette	Moutiers

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



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

par

**B. DOUDOUX, J.-C. BARFÉTY, G. VIVIER, J.-C. CARFANTAN,
G. NICOUD, M. TARDY**

**avec la collaboration de
G^h MONJUVENT, E^h DEBON, R^aPa MENOT, J. APRAHAMIAN**

1999

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : DOUDOUX B., BARFÉTY J.-C., VIVIER G., CARFANTAN J.-C., NICOUD G., COLLETTA B., TARDY M. (1999) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Albertville (726). Orléans : BRGM. Notice explicative par B. Doudoux, J.-C. Barféty, G. Vivier, J.-C. Carfantan, G. Nicoud, M. Tardy (1999), 119 p.

pour la notice : DOUDOUX B., BARFÉTY J.-C., VIVIER G., CARFANTAN J.-C., NICOUD G., TARDY M., avec la collaboration de MONJUVENT G., DEBON F., MENOT R.-P., APRAHAMIAN J. (1999) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Albertville (726). Orléans : BRGM, 119 p. Carte géologique par B. Doudoux, J.-C. Barféty, G. Vivier, J.-C. Carfantan, G. Nicoud, B. Colletta, M. Tardy (1999).

O BRGM, 2000. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1726-0

5056 - Les Presses du Val de Loire

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>GRANDS TRAITES DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	9
DESCRIPTION DES TERRAINS	17
<i>SOCLE ANTE-HOULLER</i>	17
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES PALÉOZOÏQUES À CÉNOZOÏQUES</i>	36
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES QUATERNAIRES</i>	66
APERÇU STRUCTURAL	80
<i>PRÉSENTATION GÉNÉRALE DES STRUCTURES</i>	80
<i>MÉTAMORPHISME ALPIN</i>	96
<i>PRINCIPALES ÉTAPES DE LA STRUCTURATION</i>	98
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	100
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	100
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	104
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	106
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	108
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	108
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	108
AUTEURS	118
ANNEXES	119
<i>ANNEXE 1 - COUPES GÉOLOGIQUES INTERPRÉTÉES</i>	
<i>ANNEXE 2 - PANORAMS DU MSSIF DES BAUGES</i>	

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Hydrographie. Bassins versants, sources et puits	8
Fig. 2 - Les glaciers würmiens des Bauges	14
Fig. 3 - Log stratigraphique : la série subalpine	(dépliant hors-texte)
Fig. 4 - Schéma structural interprété	78-79

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Schématiquement, la carte Albertville couvre deux secteurs très différents :

- au Nord-Ouest, les parties centrale et orientale du massif subalpin des Bauges qui dominant de manière abrupte (bord subalpin) les vallées de l'Isère et de l'Arly (sillon subalpin) ;
- au Sud-Est, le massif cristallin externe de Belledonne, représenté ici essentiellement par son rameau externe (chaînon Grand Arc – Roche Pourrie) mais également - au-delà d'un important accident tectonique (« Synclinal médian ») - par son rameau interne (chaînon du mont Bellacha).

Géologie

Les formations représentées dans le massif des Bauges (en dehors du Quaternaire) vont de l'Oxfordien aux molasses rouges chattiennes, ces dernières n'apparaissant toutefois que très à l'Ouest dans les synclinaux les plus externes (ici angle nord-ouest de la carte) et au-delà, au front subalpin. Vers l'Est et le Sud-Est, en contrebas du bord subalpin, apparaissent les terrains secondaires les plus anciens : d'abord Oxfordien à Aalénien, puis lambeaux de Lias et de Trias (calcaires, dolomies, cargneules) plus ou moins tectonisés, enfin tégument triasique basal (grès et en partie dolomies) collé au soubassement ancien : micaschistes anté-houillers et éventuellement houillers (ex. : Val d'Arly sur la carte voisine Annecy-Ugine).

Au-dessus du tégument triasique, la série est décollée à divers niveaux préférentiels (essentiellement cargneules « triasiques », mais aussi schistes aaléniens et oxfordiens, marnes berriasiennes,...) et agencée en plis couchés ou déversés vers l'WNW ; elle chevauche, à son front, les molasses chattiennes et miocènes de l'avant-pays jurassien.

La chaîne cristalline de Belledonne est, au moins en partie, le substratum anté-alpin de la série précédente.

Paléogéographiquement et structuralement l'ensemble appartient globalement à la **zone delphino-helvétique** (voir schéma structural), mais dans le détail, de l'Ouest à l'Est, on passe de faciès externes à affinités encore jurassiennes à des faciès internes à affinités déjà sud-helvétiques (Helvétique interne). Les premiers sont représentés essentiellement sur les feuilles voisines (Annecy–Ugine, Rumilly, Chambéry) dans le chaînon frontal Semnoz-Montagne de Bange – mont Revard-Nivolet ; les faciès les plus internes se rencontrent au bord subalpin, au Nord-Est du col de Tamié, dans le chaînon

de la Belle Étoile, prolongement sud du chaînon mont Charvin – Dent-de-Cons (feuille Annecy–Ugine).

Morphologie

De ce point de vue, les paysages sont très contrastés de part et d'autre du sillon subalpin.

– Au Nord-Ouest, le massif des Bauges apparaît comme très ordonné. Les alternances de corniches calcaires et de talus marneux y rendent relativement facile la lecture des structures.

Les corniches urgoniennes sont les plus développées. Alignées généralement N20°E, conformément aux structures, elles représentent le plus souvent les bords de synclinaux perchés à cœur de Crétacé supérieur et Nummulitique ; elles constituent ainsi la plupart des grands sommets des Bauges (pointe d'Arcalod : 2 217 m ; mont Trélod : 2 181 m ; mont Pécloz : 2 197 m ; pointe de la Sambuy : 2 198 m,...). Entre ces synclinaux, les dépressions correspondent à des combes anticlinoriales ouvertes dans les marnes du Crétacé inférieur.

L'érosion a parfois été suffisante pour dégager sous ces marnes les calcaires tithoniques, qui donnent alors de nouvelles corniches. C'est le cas très généralement au bord subalpin, mais aussi dans la bande anticlinoriale qui court du col du Frêne par le col de Chérel jusqu'au-delà de la cluse d'Annecy. Au bord oriental de cette « zone tithonique », un grand décrochement longitudinal complexe (« faille » d'Arcalod) perturbe les structures et rend les lectures morphologiques plus délicates.

À signaler enfin l'existence éventuelle d'une troisième corniche : la corniche des calcaires nummulitiques. Plus réduite que les précédentes, elle dessine magnifiquement de beaux replis dysharmoniques dans le cœur de certains synclinaux (synclinal du Trélod, synclinal d'Arclusaz au Nord du Chéran).

Le bord *subalpin* constitue, le long de la vallée de l'Isère, puis de l'Arly, un important abrupt à regard sud-est, culminant selon les transversales entre 1 000 et 2 000 m. À son pied, de forts épandages d'éboulis et cônes de déjections supportent une part des vignobles de Savoie. Les plis des Bauges (N20°) sont obliques au bord subalpin (N45°), et leur axe plonge également vers le N20°, c'est-à-dire vers l'intérieur du massif. Il résulte de ces deux faits que la crête du bord subalpin correspond, du Sud-Ouest au Nord-Est, à une série de synclinaux et anticlinaux de plus en plus orientaux, passant tous au Sud-Est « dans le ciel » au-dessus de Belledonne, et que, du point de vue lithologique, la constitution de cette crête est très variable. Le Nummulitique n'y apparaît jamais, restant toujours très en retrait, au Nord du Chéran.

Le Crétacé moyen et supérieur n'y apparaît qu'au droit du synclinal d'Arclusaz. Il y couronne une importante corniche urgonienne. C'est là que le bord subalpin est le plus complet et le plus typique, avec ses deux corniches, urgonienne et tithonique, encadrant un puissant talus marneux Crétacé inférieur. À partir de là, tant vers le Sud-Ouest que vers le Nord-Est, l'Urgonien reste bien en retrait de la crête et n'est plus visible de la vallée. N'existe plus dès lors qu'une seule corniche : la corniche tithonique, affectée de replis complexes, et la crête est formée, soit par cette corniche (Sud-Ouest de l'Arclusaz, Grand Roc, col de Tamié,...), soit par les marnes schisteuses du Crétacé inférieur dessinant une arête aiguë (pointe des Arces, pointe de Chamosseran, Belle Étoile,...).

– Au Sud-Est du bord subalpin, il n'y a plus guère de niveaux repères apparaissant nettement dans la topographie. La morphologie devient donc plus confuse. On peut cependant y distinguer trois ensembles se succédant du Nord-Ouest au Sud-Est : les collines bordières, le rameau externe, puis le rameau interne de Belledonne.

• ***Collines bordières de Belledonne***

Bande de terrain à relief mou, couverte de végétation, passant du Nord au Sud de la rive droite de l'Arly puis de l'Isère, à la rive gauche de l'Isère. Elles correspondent pour l'essentiel à des schistes siliceux ou marneux (« Terres noires » s.l.) du Jurassique moyen à supérieur. Le Bajocien, plus calcaire, tend à y demeurer quelque peu en relief entre deux dépressions relatives respectivement aalénienne et bathono-oxfordienne. C'est dans cet ensemble tendre qu'a été déblayé le sillon subalpin (dit ici Combe de Savoie, prolongement du Grésivaudan de la feuille Domène).

Rameau externe de Belledonne

Une accentuation nette de la pente marque le passage aux micaschistes de la « Série satinée » qui constitue ici la totalité du rameau externe et l'essentiel de Belledonne même.

Cette rupture de pente correspond à la fois au changement lithologique – les micaschistes sont plus indurés – et au franchissement d'accidents bordiers de Belledonne (?) le long desquels Trias et Lias sont plus ou moins laminés, voire supprimés. Une crête relativement molle (Grand Arc – Grande Lanche – Roche Pourrie) marque l'axe morphologique de ce rameau externe. Les phénomènes de fauchages, clivages, glissements sont très développés de part et d'autre de cette crête, avec nombreuses niches d'arrachement.

• ***Rameau interne de Belledonne***

Il ne couvre ici que l'angle extrême sud-est de la feuille. C'est lui qui présente le relief le plus hardi, le plus découpé. Il est en effet armé par les

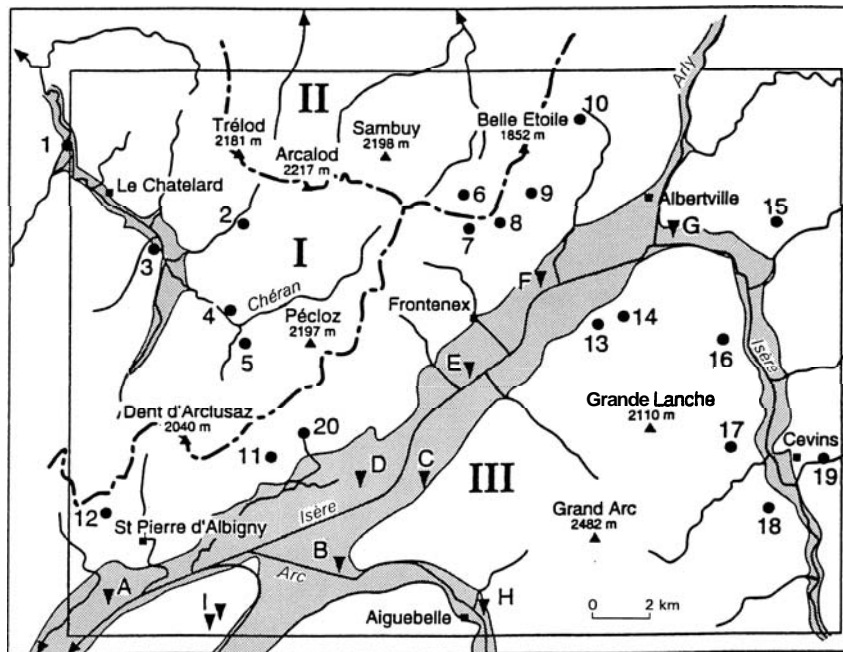


Fig. 1 - Bassins versants, sources et puits

Bassins versants :
 I - du Chéran
 II- du lac d'Annecy
 III - de l'Isère

Nappes alluviales
 des grandes vallées

Principales sources :

- 1 - le Villaret ; 2 - la Teuvière
- 3 - la Rave ; 4 - les Chaudannes
- 5 - Bellevaux ; 6 - Tamié
- 7 - Sous le Col ; 8 - Plancherine
- 9 - la Dhuy ; 10 - la Fayère
- 11 - Cayan ; 12 - Les Allues
- 13 - Grand Bois ; 14 - St-Guérin
- 15 - les Débets ; 16 - la Poyat
- 17 - les Cellières ; 18 - les îles
- 19 - la Luy ; 20 - La Buisnière

▼

- Principaux puits de forage :
- A - SIAC_St-Jean-de-la-Porte
 - B - le Publey-Alton
 - C - le Gros Chêne
 - D - Grésy-sur-Isère
 - E - Saint-Vital
 - F - Gilly-sur-Isère
 - G - Albertville
 - H - Randens
 - I - Chamousset

roches granitiques constituant le mont Bellacha, la Platière, le Plan du Col, prolongements nord de celles de la chaîne de La Lauzière (feuille La Rochette). Ces roches sont elles-mêmes encadrées par des gneiss, migmatites, amphibolites, également compactes et résistantes.

Entre rameau externe et rameau interne, court une longue et étroite dépression SW-NE passant par le col de Basmont, Rognaix, Cevins, et se poursuivant vers le col de la Bathie (feuille Bourg-Saint-Maurice). Elle correspond à un grand accident (« Synclinal médian ») le long duquel, sont coincées des formations sédimentaires plus tendres (cargneules et dolomies triasiques, schistes et calcaires liasiques, éventuellement aussi, schistes et grès houillers).

Hydrographie

Les précipitations se répartissent sur trois bassins versants apparents (fig. 1) :

– *Bassin de l'Isère* : toutes les eaux reçues par la chaîne de Belledonne sont collectées, directement ou indirectement, vers le Sud-Ouest, sur le sillon subalpin occupé par l'Isère et, au Nord d'Albertville, par son affluent l'Arly. Il en va de même des eaux issues du bord subalpin.

– *Bassin du Chéran* : le Chéran draine les eaux de l'intérieur du massif des Bauges vers le Nord-Ouest, où elles rejoignent le Fier puis par son intermédiaire le Rhône. La vallée du Chéran, transversale aux plis, est une cluse. Les torrents affluents s'écoulent par contre parallèlement aux plis, le plus souvent dans des anticlinaux éventrés (combes), parfois dans des synclinaux (vals).

– *Bassin du lac d'Annecy* : échappent au système précédent pour faire un détour vers le Nord par la cluse et le lac d'Annecy, d'une part, le torrent de la Combe d'Ire, issu du col de Chérel, d'autre part, les eaux issues du cirque de Tamié qui se rassemblent à Faverges (feuille Annecy–Ugine) pour constituer l'Eau Morte. À la sortie du lac d'Annecy, ces eaux rejoignent aussi le Fier et, par son intermédiaire, le Rhône.

GRANDS TRAITES DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Histoire anté-alpine

L'histoire protérozoïque du massif de Belledonne est mal connue ; par contre, l'histoire paléozoïque couvrant tout le cycle orogénique hercynien, du Cambrien au Carbonifère supérieur–Permien est assez bien perçue depuis les travaux de R.P. Ménot, G. Vivier, F. Debon (1987 à 1998) qui ont

permis des comparaisons avec les autres témoins de la Chaîne hercynienne (Ménot, 1988 ; Ledru, 1989).

La feuille Albertville ne recouvre qu'une petite partie de la chaîne de Belledonne où sont juxtaposés le domaine externe (« Série satinée ») et le domaine interne nord-oriental tel que défini par G. Vivier et al. (1987). Dans ce secteur, le domaine interne sud-occidental (feuilles Vizille et Domène), dont l'histoire orogénique est totalement atypique (Vivier et al., 1987 ; Ménot, 1988), n'est pas représenté.

L'évolution enregistrée par le domaine nord-oriental peut se résumer par les étapes suivantes :

– tectonique distensive du Cambrien au Silurien inférieur avec développement d'un magmatisme intracontinental dans un socle gneissique (Protérozoïque ?), futur « Complexe leptyno-amphibolique », équivalent en âge de l'océanisation qui n'apparaît que dans le domaine sud-occidental (ophiolite de Chamrousse) ;

– mise en place de nappes marquant les phases de subduction puis de collision, du Silurien supérieur au Carbonifère inférieur, et associée à un métamorphisme HP puis MP (éclogites, granulites puis amphibolites et migmatites) ;

– intrusion des granites viséens, syntectoniques (Sept-Laux, Saint-Colomban, Lauzière) à la faveur de zones cisailantes jouant en décrochements dextres et/ou sénestres ; des zones mylonitiques se développent (« Micaschistes de Feissons-sur-Isère ») dans l'encaissement gneissique. En surface, la sédimentation reprend (série des « Schistes verts », comparable à la « série des Houches » datée du Viséen ; Bellière et al., 1980) ;

– distension continentale qui permet l'individualisation de bassins limniques où la sédimentation se fait sous climat équatorial durant le Carbonifère supérieur, puis sous climat tropical et désertique au Permien ; ces lignes structurales perdureront à l'Alpin (= Accident médian, accident de Pussy).

Dans le domaine strict de la carte Albertville, le Houiller n'étant que peu ou pas représenté – au plus uniquement dans une étroite bande mylonitisée – il s'avère impossible de caractériser sa discordance basale ; il faut pour cela se reporter aux feuilles voisines (par exemple : Annecy-Ugine ou La Rochette). De même, la discordance générale antétriasique est peu visible, étant donné l'absence quasi générale de tégument triasique ; ce dernier n'apparaît plus guère qu'en bordure ouest de Belledonne : encore y est-il souvent laminé par des accidents bordiers de Belledonne ou/et couvert par les dépôts quaternaires superficiels.

La discordance antétriasique est par contre très visible plus au Nord sur les cartes voisines d'Annecy–Ugine (Trias/Houiller) et Saint-Gervais (discordance Trias/Cristallin des environs de Flumet).

Cycle alpin

Durant tout le Mésozoïque, la série sédimentaire est marine. Une distension s'instaure en effet dès le Trias au sein du supercontinent hérité du Paléozoïque (Pangée). Cette distension aboutit au cours du Jurassique à l'ouverture d'un espace océanique (océan ligure) entre deux marges continentales (européenne et apulienne). Au cours du Crétacé supérieur, le sens de mouvement entre plaques s'inversant, on assiste à la fermeture de cet océan par subduction a vergence est.

Suit, au Tertiaire, la collision des marges continentales adjacentes : les nappes, qui en résultent, progressent vers l'Ouest en incorporant des domaines de plus en plus externes. En avant d'elles, sous leur surcharge, un fléchissement bordier de l'avant-pays entraîne la formation d'un bassin de flyschs qui se comble progressivement d'Est en Ouest, et se déplace lui-même vers l'Ouest où il sera relayé dans le temps par un bassin molassique subsident de plus en plus externe (bassin molassique péri-alpin).

La région couverte par la feuille Albertville appartient totalement à la marge externe européenne de cet orogène : les effets de la compression ne s'y manifesteront donc que tardivement. L'approche des nappes internes ne se signale, à l'Oligocène inférieur et moyen, que par l'arrivée des flyschs alimentés par des reliefs internes en cours de surrection. Encore, n'y a-t-il dans ces flyschs ni olistolites, ni même conglomérats, à la différence des flyschs plus septentrionaux (feuilles Annecy–Ugine et Annecy–Bonneville par exemple). Les compressions majeures, structurant le domaine, seront postérieures (Oligocène supérieur et Néogène).

Au Trias, ce domaine appartient au « seuil vindélicien » qui n'est envahi que tardivement (Trias moyen à supérieur) et très progressivement par une mer toujours peu profonde où la sédimentation est réduite : quelques mètres à quelques dizaines de mètres de grès, dolomies, puis argilites mêlées très localement d'évaporites. De part et d'autre de ce seuil, dans les domaines germanique et alpin, les dépôts, tout en restant de caractère peu profond, sont nettement plus épais.

Au Jurassique, la distension s'accroît, mais les subsidences s'inversent : différenciation d'une « fosse » ou bassin delphino-helvétique centré sur l'ancienne zone haute triasique, et encadré à son tour par deux nouvelles zones hautes : plate-forme néritique jurassienne et hauts fonds de type

briançonnais. Dans ce bassin se déposent alors plus de 1 000 m de sédiments hémipélagiques, à dominante d'argiles, marnes ou calcaires argileux à céphalopodes, ultérieurement plus ou moins transformés en schistes. À la base, le Lias, assez calcaire, est réduit, sans doute *pro parte* tectoniquement ; au sommet, la série passe très progressivement à des calcaires fins pélagiques (faciès tithonique). Des coulées biodétritiques et « slumps », plus ou moins ravinants, dévalant du talus jurassien, commencent par ailleurs à se manifester dans le bassin.

Au Crétacé inférieur, continuent à s'accumuler d'épais dépôts (près de 1 500 m), marno-calcaires à la base, mais devenant rapidement plus siliceux puis glauconieux vers le haut (Hauterivien). Coulées biodétritiques et « slumps » continuent également à se manifester et, même, se développent. Une progradation passagère de la plate-forme jurassienne, elle-même, se marque nettement au bord ouest du bassin (chaînon externe Nivolet–Semnoz), au Berriasien supérieur – Valanginien : elle s'y traduit (feuilles Chambéry et Rumilly) par l'intercalation, dans les marnes du Crétacé inférieur, d'une puissante formation de calcaires clairs à rudistes et polypiers, de faciès déjà urgonnoïde, le tout coiffé par des calcaires roux biodétritiques du Valanginien supérieur. Ces faciès jurassiens s'amenuisent rapidement vers l'Est. Dans le domaine de la feuille Albertville, seuls persistent quelque temps les calcaires roux sommitaux : encore ne dépassent-ils guère la faille d'Arcalod.

À l'Hauterivien supérieur – Barrémien inférieur, débute une nouvelle progradation beaucoup plus importante que la précédente ; elle se généralise durant le Barrémien où elle aboutit à l'installation, sous faible tranche d'eau, de la véritable plate-forme urgonienne ; celle-ci se maintient ensuite durant la majeure partie de l'Aptien inférieur (Bédoulien). Sa limite extrême vers l'Est se situe au Nord du col de Tamié, dans le flanc ouest du chaînon Belle Étoile–Dent-de-Cons : l'Urgonien s'y amenuise en s'intriquant avec des faciès de marnes et calcaires siliceux à spicules, à tendance hémipélagique. Toute la partie occidentale de l'ex-bassin delphino-helvétique est ainsi annexée à la plate-forme jurassienne. Persiste seule, en tant que « bassin », la partie orientale qui est qualifiée d'« ultrahelvétique ». L'Urgonien n'y existe pas ou n'y est plus représenté que par quelques coulées biodétritiques lenticulaires au sein de marno-calcaires persistants (nappe inférieure de la klippe de Sulens, sur la feuille voisine Annecy–Ugine).

Un nouveau cycle sédimentaire couvre la période Aptien supérieur – Crétacé supérieur. Il est séparé du précédent par une simple surface durcie, souvent à nodules phosphatés : il n'est pas certain qu'il y ait eu des émergences véritables autres que locales à la fin de l'Urgonien. Le point reste toujours discuté. Quoi qu'il en soit, un approfondissement relatif se manifeste dès la base de l'Aptien supérieur, entraînant la mort de la plate-forme urgonienne

qui se trouve noyée à l'Aptien supérieur – Albien sous des dépôts à dominante détritique (grès calcaréo-glaucouneux). Le taux de sédimentation reste faible (épaisseur : quelques mètres à quelques dizaines de mètres), surtout à l'Albien où un régime de courants plus ou moins érosifs engendre de nombreuses discontinuités, marquées par des horizons condensés à nodules phosphatés et stromatolites et des remaniements plus ou moins polyzonaux.

Au Crétacé supérieur, l'approfondissement continue et le taux de sédimentation augmente. Progressivement, une sédimentation pélagique (calcaires fins à foraminifères planctoniques) s'établit, encore perturbée jusqu'à la base du Sénonien par des remaniements polyphasés plus ou moins ravissant. La série se termine par des calcaires siliceux fétides à spicules (couches de Wang) également plus ou moins ravissants, de nature hémipélagique. L'épaisseur de l'ensemble du Crétacé supérieur peut atteindre 250 m.

Une émergence accompagnée d'érosion, de karstification, de dépôts pédo-logiques et fluvio-lacustres (dont du Sidérolitique) intervient ensuite, avant un retour plus ou moins tardif de la mer au Nummulitique (Éocène à Oligocène basal) : on ne connaît nulle part de Paléocène marin.

La transgression nummulitique est au moins biphasée. Une première incursion marine se produit dès l'Yprésien supérieur – Lutétien : la mer s'avance sur une surface d'érosion peu contrastée, encroûtée et corrodée par des *Microcodium* ; les dépôts peu profonds, peu épais (quelques mètres), consistent en calcaires à grands foraminifères benthiques (nummulites,...). À l'Ouest, ils passent, vers le haut, à des calcaires lacustres à grain fin.

Un rajeunissement du relief intervient ensuite, générateur d'érosions plus poussées qui font disparaître la plupart des dépôts de l'Yprésien – Lutétien, réduisent beaucoup ceux du Crétacé supérieur, et atteignent localement l'Urgonien, voire l'Hauterivien (flanc ouest du chaînon Belle Étoile – Dent-de-Cons). Il semble bien que cette reprise de l'érosion soit due à un premier épisode compressif, accompagné de failles et même de légers plissements, en particulier dans le flanc ouest de la Dent-de-Cons (feuille voisine Annecy – Ugine).

La mer recouvre ensuite à nouveau, d'Est en Ouest, et de manière diachrone (Bartonian à Oligocène basal), l'ensemble du domaine du massif des Bauges, excepté sans doute son angle nord-ouest (chaînon du Semnoz sur la feuille Annecy – Ugine). Vers l'Ouest, la transgression est annoncée par des dépôts fluvio-lacustres et saumâtres à *Microcodium*, souvent très grossiers. Les premiers dépôts marins, toujours peu profonds, variables en épaisseur (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) et en nature (calcaires à nummulites, algues, polypiers, grès calcaireux,...) s'effectuent sur une surface déjà beaucoup moins contrastée, car les conglomérats de base sont rares,

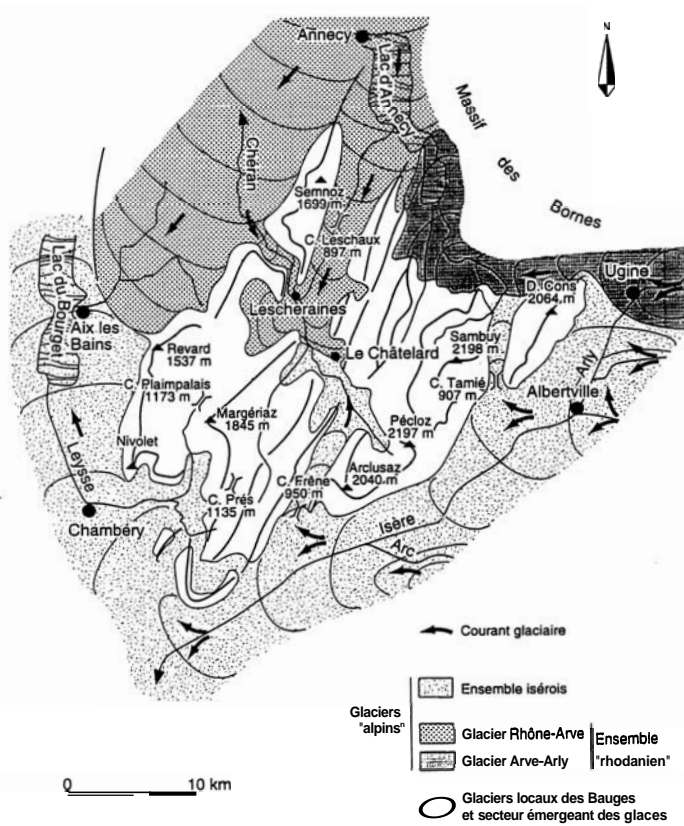


Fig. 2 - Les glaciers würmiens des Bauges (d'après G. Nicoud, B. Doudoux et A. Paillet)

peu épais et de granulométrie très modeste (microconglomérats). Ce n'est que dans le flanc ouest de la Dent-de-Cons (feuille Annecy–Ugine) qu'ils deviennent épais et à gros éléments locaux. Ils reflètent sans doute là, comme plus au Nord, au mont Charvin (feuille Annecy–Ugine), le jeu ou rejeu local, par saccades, de failles normales *anté-* à syn-nummulitiques.

Une distension s'instaure, en effet, qui va entraîner une sédimentation de bassin, plus fine, plus uniforme et plus profonde (marnes à foraminifères planctoniques). Les apports deviennent ensuite plus grossiers, et une sédimentation détritique gréséo-micacée, souvent de type flysch, conduit progressivement au comblement du bassin. À l'Ouest, elle garde d'abord à sa base un caractère fin, distal (schistes gréséo-micacés à Meletta). Dans les synclinaux les plus externes (synclinaux des Aillons, des Déserts, de Leschaux : voir schéma structural) elle passe progressivement, vers le haut, par des faciès saumâtres aux molasses rouges d'eau douce du Chattien inférieur, elles-mêmes géométriquement transgressives vers l'Ouest sur l'Urgonien du Semnoz (feuille Annecy–Ugine). Ces molasses rouges sont le dernier terme sédimentaire connu dans les Bauges avant les dépôts quaternaires qui sont largement discordants sur tous les terrains antérieurs.

C'est dire qu'aucun argument stratigraphique ne permet ici de dater de manière précise les compressions majeures qui ont conduit au plissement généralisé du massif des Bauges. On peut simplement dire qu'elles sont post-Chattien inférieur. Le front du massif (chaînon externe Nivolet-Revard–Banges–Semnoz) est, quant à lui, nettement chevauchant sur les « molasses rouges » du Chattien–Aquitainien. Un chevauchement sur les molasses marines burdigaliennes – bien que probable (vallée du Sierroz) – reste, par contre non directement démontré.

Au Quaternaire, les glaciers, sortant de leurs cirques, ont largement envahi toutes les grandes vallées :

– glaciers « alpins » dits encore « cristallins », car véhiculant beaucoup de roches cristallines. Ils se répartissent en deux ensembles (fig. 2) :

- ensemble « isérois », regroupant les glaciers descendus par les vallées de l'Arc (Maurienne) et de l'Isère (Tarentaise), auxquels il faut ajouter, au Nord-Est d'Albertville, les glaciers du Beaufortain. Le glacier résultant empruntait le sillon subalpin à l'arrière des massifs subalpins des Bauges et de la Chartreuse, émettant au passage, entre ces deux massifs, une branche vers le NNW par la cluse de Chambéry.
- ensemble « rhodanien » (glacier Rhône–Arve), peu représenté sur la carte Albertville. Issu du Nord par deux branches diffluant de part et d'autre du massif subalpin des Bornes (seuil de Megève au bord subalpin, col d'Evires au front subalpin). Ces deux branches confluaient sur la cluse d'Annecy qu'elles ont envahie par ses deux extrémités. La

branche occidentale se poursuivait aussi en direction du Sud-Ouest, au front subalpin des Bauges, à la rencontre du glacier isérois débouchant de la cluse de Chambéry.

Les glaciers alpins ont ainsi ceinturé et relativement isolé le massif des Bauges où ils n'ont guère pénétré que par quelques cols bas : par exemple, au Würm, col de Tamié, col du Frêne, col de Marocaz pour le glacier de l'Isère ; col de Leschaux pour le glacier rhodanien. Ce dernier remontait sans doute aussi quelque peu la vallée du Chéran jusque dans le bassin de Lescheraines ;

– *glaciers locaux des Bauges* dits encore « glaciers calcaires », car véhiculant uniquement les produits locaux calcaires ; ils occupaient l'essentiel de l'intérieur du massif, s'y heurtant localement à quelques diffluences « alpines » latérales et, dans la basse cluse du Chéran, au glacier rhodanien (cf. ci-dessus).

Deux glaciations ont laissé des traces :

– le Riss : lambeaux de moraines « alpines » et blocs erratiques alpins épars au-dessus de 1 100 m (et localement jusque 1 440 m) dans le massif des Bauges : ils sont très généralement considérés comme des dépôts résiduels du Riss (Combaz, 1913). Les glaciers « alpins » du Riss auraient ainsi pu franchir, en direction de l'intérieur des Bauges, un certain nombre de cols (situés entre 1 100 et 1 440 m) non atteints par les glaciers würmiens ;

– le Würm : moraine monophasée du Würm, beaucoup plus générale et plus fraîche, tapissant les pentes au-dessous de 1 100 m, et ravinant dans la vallée de l'Isère des alluvions anciennes glacio-lacustres à lacustres et fluviales de l'Interglaciaire Riss–Würm s.l. Une moraine inférieure a été récemment reconnue par sondage sous ces alluvions près de Chamousset : cette moraine du Riss est bien connue par ailleurs, en affleurements et/ou sondages, dans la même position sur les cartes voisines (Montmélian, Chambéry,...).

Chaque avancée glaciaire s'est accompagnée de surcreusements, et chaque recul a vu s'installer, dans les bassins surcreusés, des lacs qui ont ensuite été totalement comblés :

– grand lac du Grésivaudan – Combe de Savoie, postérieur à la déglaciation rissienne, de cote supérieure ou égale à 360 m (alluvions de la banquette de Châteauneuf) ; sa limite amont a pu atteindre Cevins en Tarentaise ;

– lac du Grésivaudan – Combe de Savoie, postérieur à la déglaciation würmienne, emboîté dans l'auge rissienne et de cote maximum proche de 310 m. Il a été comblé avant l'Holocène à partir des rivières Arc–Isère–Arly et leurs affluents latéraux qui ont accumulé des matériaux grossiers en deltas bien circonscrits. Un épisode fluvial d'épaisseur inférieure à 20 m termine le remplissage des grandes vallées.

Dans la vallée du Chéran, à l'aval du verrou du Châtelard, des alluvions « anciennes » glacio-lacustres à fluvio-glaciaires sont également entaillées en terrasses par le Chéran actuel. Certaines d'entre elles, au moins les plus en amont, seraient recouvertes par un mince placage morainique, surmonté lui-même par un cône de déjection ancien. Plutôt que d'alluvions interglaciaires, il s'agirait ici d'alluvions pénécontemporaines de la déglaciation würmienne.

La déglaciation würmienne n'a laissé aucun arc frontal pouvant témoigner de stades de stationnement, à l'exception des moraines frontales perchées du glacier local du Grand Arc dans Belledonne.

De nombreux glissements, décoiffements, écroulements ont accompagné et suivi la déglaciation würmienne (à partir de 35 000 ans B.P.), favorisés par la décompression des roches et leur imbibition généralisée. Ils sont particulièrement nombreux et importants dans le massif de Belledonne, mais aussi sur les pentes marneuses du bord subalpin et dans les hautes Bauges.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE ANTÉ-HOULLER

Le socle cristallin anté-houiller du massif de Belledonne occupe la partie sud-est de la carte ; il est divisé en deux ensembles (ou rameaux) par le grand accident N20-N30° dit « Accident médian » ou « Synclinal médian ».

- **Rameau externe** (ou occidental), représenté par le chaînon Grand Arc – Roche Pourrie, correspond à une formation lithologique unique : la « Série satinée », ensemble de micaschistes chloriteux et sériciteux compris entre les sédiments mésozoïques de la Combe de Savoie, à l'Ouest, et le « Synclinal médian », à l'Est. La couleur mordorée et l'éclat lustré dus au feuillage sériciteux et chloriteux l'ont fait nommer ainsi par P. et C. Bordet (1952).

- **Rameau interne** (ou oriental) est représenté par le massif du mont Bel-lacha–La Platière, extrémité nord-est du chaînon de la Lauzière (feuille La Rochette). Il est nettement plus complexe que le rameau externe et comprend plusieurs formations :

- à l'ouest, une série épizonale, les « Schistes verts », plus ou moins quartzeux ;

- à l'Est, des « Gneiss et Migmatites », à biotite et amphibole, polyphasés, dont la structuration métamorphique traduit une évolution à pression décroissante, suivie d'une anatexie et d'une reprise mylonitique en contexte

épizonal, passant à des micaschistes mylonitiques dits « Micaschistes de Feissons-sur-Isère », mésozonaux, rétromorphosés dans l'épizone ;

– des **granitoïdes** intrusifs carbonifères, syntectoniques, qui recoupent les gneiss et migmatites : les uns (granite dit du « Plan du Col ») appartiennent au pluton de Saint-Colomban, les autres à celui de la Lauzière.

À l'échelle de la chaîne de Belledonne, le rameau interne est subdivisé en compartiments losangiques par la conjugaison de décrochements multiples et d'accidents obliques dont un témoin est la bande de terrains houillers de Pussy (N20°). L'épisode mylonitique intense tardi-hercynien engendre une foliation subverticale généralisée.

La plupart de ces décrochements tardi-hercyniens rejoueront aussi en décrochements (dextres) à l'Alpin, en particulier l'Accident médian.

Formations métamorphiques paléozoïques

Rameau externe

Il est constitué par la formation lithologique dite « Série satinée » qui forme une bande d'orientation NNE-SSW du Sud de Grenoble à Megève, atteignant 7 km de largeur au droit d'Albertville. Elle est bordée partout de terrains sédimentaires souvent très tectonisés (« Syndical médian » à l'Est, « collines bordières » à l'Ouest) le long d'accidents importants.

ξξ ; Sv. Micaschistes sériciteux et chloriteux, ± albitiques ; prasinites et ovardites (« Série satinée », Paléozoïque inférieur ?)

ξξ. Micaschistes sériciteux et chloriteux, ± albitiques. Monotone en grand, la « Série satinée » est constituée d'une succession de « bancs » centimétriques à métriques de micaschistes chloriteux, sériciteux, albitiques plus ou moins ocellaires, plus rarement quartzitiques ou graphiteux. Aucune séquence lithologique ni différenciation cartographiables n'ont pu y être définies (Siméon, 1979). Les déformations intenses et successives ont conféré aux plans de schistosité un aspect « froissé » (superposition d'une crénelation sur une schistosité antérieure). Le développement parfois abondant d'ocelles millimétriques d'albite syn- à post-cinématique ajoute alors à ces surfaces un aspect granuleux.

• Description pétrographique des principaux faciès

– Les micaschistes sériciteux, de couleur gris acier, aux reflets plus ou moins mordorés et débit schisteux très marqué, représentent le faciès le plus répandu. Chlorite (pennine) et séricite sont largement dominantes. Cette dernière présente une première génération, flexueuse, disposée dans les plans de

schistosité S1 et une seconde, constituée de petites paillettes subautomorphes disposées selon une schistosité S2 sécante. L'albite est toujours présente sous forme de petits cristaux limpides dans ces faciès. Le quartz, toujours à extinction roulante, est relativement peu abondant. Il se présente sous forme de fins lits de cristaux engrenés ou de grandes amandes constituées de plages polycristallines moulées par les minéraux phylliteux de la schistosité S1. La calcite, très accessoire, est présente sous forme d'agrégats. Le leucoxène est occasionnel, la tourmaline rare et disséminée.

– *Les micaschistes quartzeux* sont assez abondants dans la Série satinée. Le quartz, dominant par rapport aux minéraux phylliteux, se présente en petits cristaux engrenés en puzzle. Il prend parfois des structures de quartz lamellaire imbriqué.

– *Les micaschistes à albite ocellaire*, parfois à aspect de gneiss leucocrates, sont caractérisés par l'abondance des cristaux millimétriques d'albite qui, moulés par les minéraux phylliteux, donnent aux plans de schistosité un aspect granuleux grisâtre. Limpides, ces cristaux sont riches en inclusions sigmoïdes d'opakes et de matière carbonatée. On observe parfois une rotation post-cristallisation témoignant de phases de déformation successives.

– *Les micaschistes chloriteux à mispickel aurifère et scheelite* de Saint-Paul-sur-Isère constituent un faciès particulier au sein de la Série satinée. Le mispickel est disposé parallèlement à la schistosité principale S1, en lits millimétriques, repris par une deuxième schistosité S2. La scheelite, associée aux niveaux à mispickel, est parfois automorphe et, comme ce dernier, renferme de nombreuses inclusions de quartz. Par ailleurs, l'albite présente deux générations, la première séricitisée, la seconde, chargée d'inclusions d'épidote et de quartz. La biotite chloritisée est beaucoup plus abondante que dans le reste de la série. La calcite, relativement abondante, a recristallisé soit dans les ombres de pression, soit entre les fragments de minéraux cassés. Pistachite et apatite sont réparties en petits granules composites ou en cristaux automorphes.

Sv. Prasinites et ovardites. Elles constituent un niveau de roches de couleur verte, orienté N20°, puissant d'une trentaine de mètres et discontinu, sur le flanc sud-est du massif du Grand Arc. Rares en surface, P. Bordet (1961) les avait retrouvées dans la galerie Isère–Arc. Affleurant au sein des micaschistes de la Série satinée, elles peuvent représenter un ou des niveaux basiques intercalés dans la série ou être très nettement postérieures au dépôt de celle-ci.

Les *prasinites* sont des roches compactes, schistosées, vert clair en patine, tachetées de nombreuses pustules millimétriques vert foncé constituées par des cristaux d'amphibole. Il s'agit de homblende verte en cristaux tordus et dilacérés, soulignant les têtes de plis. La chlorite, à dominante magnésienne, provient de l'altération des amphiboles. Le plagioclase (An 35), altéré, est

finement cristallisé. La clinozoïsite est constante, souvent présente en petits granules associés au plagioclase. Le sphène, altéré, forme des taches de couleur rouille. La magnétite y a été décrite par Y. Siméon (1979).

Les **ovardites** sont des schistes chloriteux. Sur un fond de couleur vert sombre, se détachent des cristaux millimétriques de calcite dont la dissolution provoque des trous dans les plans de schistosité. La mésostase est formée d'un fin mélange de **chlorite** magnésienne, de plagioclase et d'**épidote** en petits granules. Les cristaux grossièrement losangiques pourraient provenir du remplacement de cristaux d'amphibole. Les schistes chloriteux, magnésiens, intimement liés aux prasinites, doivent être interprétés comme des faciès dus à la mylonitisation de roches basiques.

• **Métamorphisme et origine de la « Série satinée »**. Le premier épisode métamorphique qui a affecté cette série est marqué par l'association minéralogique quartz + biotite + muscovite + albite (**An 7**), à laquelle s'ajoute parfois du grenat (Bordet, 1963). Contrairement aux micaschistes mylonitiques du rameau interne (micaschistes de Feissons-sur-Isère), auxquels la Série satinée a souvent été assimilée (Bordet, 1961), aucun silicate d'alumine n'y a été observé jusqu'à présent. Avec la déstabilisation des grenats en oxydes, une paragenèse secondaire à chlorite, muscovite et surtout albite syn-à tardi-cinématique, matérialise un stade rétomorphique estimé tardi-hercynien (Kalsbeek, 1962 ; Carme, 1978 ; Siméon, 1979).

Dans les faciès basiques que représentent les prasinites et ovardites, on observe une paragenèse primaire à hornblende verte + chlorite + oligoclase + épidote + sphène ± quartz et une paragenèse secondaire à chlorite + muscovite + actinote et plus rarement albite tardi-cinématique. Ces paragenèses témoignent des conditions transitionnelles entre les faciès amphibolites à épidote et schistes verts, et montrent que les niveaux basiques ont subi le stade rétomorphique estimé tardi-hercynien, comme les micaschistes de la Série satinée.

La Série satinée est issue d'une formation sédimentaire grésopélitique de type flysch, à rares intercalations de grauwackes et de tufs basiques (Le Fort et Ehrström, 1969 ; Carme, 1978 ; Gasquet et *al.*, 1981). L'âge du dépôt de ce protolite n'est pas connu : carbonifère inférieur (Bordet, 1963 ; Le Fort et Ehrstrom, 1969) ou briovérien (Carme, 1970a, 1978) ; il pourrait également être paléozoïque inférieur (Siméon, 1979). La Série satinée a été comparée lithologiquement et minéralogiquement, hors du domaine alpin, aux micaschistes de saint-Étienne (Carme, 1978), aux schistes des Cévennes (Siméon, 1979) ou à ceux de Villé dans les Vosges (Ménot, 1988). Ils appartiendraient ainsi aux unités structurales inférieures (ou « autochtone relatif ») des nappes de la Chaîne hercynienne méridionale.

Rameau interne

Mζδ. Paragneiss migmatitiques et amphibolites (= complexe leptyno-amphibolique = « Gneiss et Migmatites de Pussy », avec lentilles de gneiss œillés (οζ)) (Paléozoïque inférieur : Cambro-Ordovicien). Les gneiss et migmatites dits « de Pussy » (Siméon, 1979 ; Vivier et al., 1987), qui constituent le soubassement actuel du rameau interne de la chaîne de Belledonne, présentent une puissance variable en fonction du découpage tectonique amygdalaire qui les affecte.

Ces formations, prises dans leur ensemble, ont été décrites sous divers noms dans la chaîne de Belledonne : « Série verte inférieure » et « Série brune » de P. Bordet (1953, 1963), « Complexe de Belledonne » pro parte (Carne, 1970b). Elles représentent également une partie des « complexes leptyno-amphibolique » et « blasto-mylonitique » définis par Y. Gros (1974) dans le Beaufortain. Dans l'ensemble de la chaîne de Belledonne, cette série métamorphique présente un grand nombre de faciès résultant de la diversité des protolites, de l'extension plus ou moins grande de la migmatisation et des variations d'intensité de la mylonitisation pénétrative. On rencontre des faciès biotitiques et des faciès amphiboliques, chacun pouvant comporter des termes gneissiques, migmatitiques ou plus rarement mica-schisteux.

• **Gneiss à biotite et amphibole.** Ils constituent un biseau sur le flanc sud-est de la chaîne de La Lauzière. Très peu migmatitiques, ils présentent tout au plus des textures veinées. Ils sont hétérogènes, principalement à grain grossier et à foliation fruste ; ils peuvent être aussi ocellaires. La biotite, en partie décolorée, flexueuse et déchiquetée, souligne la foliation et moule, avec la séricite, les gros cristaux de hornblende verte et de plagioclase très altéré. Le quartz est peu abondant, l'épidote et l'apatite sont accessoires, tandis que le sphène est présent sous forme de cristaux millimétriques subautomorphes altérés. Au Nord du hameau de la Rochette (CD 97), des faciès grossiers sont riches en plagioclases (3-8 mm) et en hornblende verte (5-10 mm) altérée et aux formes émoussées. La biotite mordorée et flexueuse souligne la foliation des gneiss qui contiennent également du sphène et du microcline millimétriques. Au hameau de la Rochette même, affleurent des faciès migmatitiques leucocrates à amphibole.

Les gneiss à biotite et amphibole comportent deux faciès importants, des niveaux leptynitiques leucocrates et des gneiss rubanés auxquels ils passent en continuité. Les gneiss leptyniques rubanés extrêmement fins présentent une alternance millimétrique à centimétrique de lits quartzo-feldspathiques et de lits sombres à biotite et hornblende verte associées à de l'épidote et de la chlorite. Au sein de ces gneiss, de rares petits niveaux d'amphibolite massive apparaissent qu'il n'est pas possible de représenter sur la carte. Le

contact oriental de la série est souligné par des niveaux de phyllonites amphibolitiques.

Des *lentilles de gneiss œillés* ($\sigma\zeta$), à phénoclastes de feldspath alcalin et de hornblende dans une matrice gneissique essentiellement plagioclasique (An 30), apparaissent sporadiquement dans la série : Sud-Ouest de la Mouche, SSW de Pussy, Est de la Rochette. Le sphène est parfois abondant ; l'épidote et la calcite sont accessoires. Les faciès essentiellement biotitiques contiennent des phénoclastes de microcline centimétriques aux bordures granulées ou de plagioclase séricitisé dans une matrice de quartz, plagioclase, biotite et séricite.

Cet ensemble des « Gneiss et Migmatites de Pussy » se retrouve au Nord-Est, sur la feuille Bourg-Saint-Maurice dans le Beaufortain, de part et d'autre de l'accident « houiller » de Pussy, associés d'une part au granite du Plan du Col (appelé « Orthogneiss de Plan du Col » sur cette même carte) et aux leptyno-amphibolites de Y. Gros (1974), d'autre part aux « Micaschistes de Feissons-sur-Isère » (blastomylonites de Y. Gros).

• **Origine et métamorphisme des « gneiss et migmatites » s.l.**

Prises dans leur ensemble, ces séries de « gneiss et migmatites », plus ou moins mylonitisées et tectonisées du soubassement de Belledonne interne, dérivent d'une série d'origine grauwackeuse (Gasquet, 1979 ; Verjat, 1980) à sédimentation très peu mature, qui renferme des témoins de roches volcaniques basiques ou plus rarement acides.

Bien que tous les termes permettant de le prouver ne soient pas représentés sur la feuille Albertville, on peut considérer que ces gneiss et migmatites ont subi une évolution tectono-métamorphique varisque polyphasée avec trois stades successifs :

- un métamorphisme de haute pression–haute température (reliques éclogitiques présentes sur la feuille Bourg-Saint-Maurice) ;
- un métamorphisme barrovien de moyenne pression avec une migmatisation contemporaine à tardive (mieux visible dans les autres parties de la chaîne) ;
- une rétro-morphose épi- à mésozonale, tardihercynienne, accompagnée d'une mylonitisation quasi générale qui détermine la foliation isoclinal de ces formations.

M ζ my. Paragneiss migmatitiques mylonitisés (« Micaschistes de Feissons-sur-Isère ») avec mylonites de Pussy (my) (Paléozoïque inférieur). Les « Micaschistes de Feissons-sur-Isère », riches en muscovite, ont été décrits par P. Bordet (1957) et par Y. Siméon (1979). Le premier les considérait comme les équivalents internes de la Série satinée, alors que le

second les estime différents. Ils affleurent à l'angle sud-est de la carte et constituent en réalité une formation mylonitique complexe et hétérogène : elle est composée ici essentiellement de micaschistes, mais elle comprend aussi sur les feuilles voisines des gneiss et migmatites (cf. feuille Bourg-Saint-Maurice) et des conglomérats (cf. feuille La Rochette).

Les « Micaschistes de Feissons-sur-Isère » sont gris acier à verdâtres selon les proportions relatives de quartz, plagioclase, biotite, chlorite et muscovite. La structure granolépiblastique proto- à ultra-mylonitique est accentuée par le quartz recristallisé en tablettes millimétriques à partir de petits grains. La muscovite, en grandes plages enchevêtrées, souligne la schistosité. Le plagioclase est systématiquement altéré, la biotite généralement chloritisée (*pennine*) et chargée d'oxydes de fer. La tourmaline, fréquente, est disposée en cristaux automorphes disséminés. Épidote et calcite sont rares.

La texture planaire est perturbée par des quartz en amandes (5-10 cm), allongés parallèlement à la foliation, représentant des boudins ou des charnières de plis. D'importants travaux routiers récents effectués en aval de la Coulée (bordure sud de la carte), ont permis d'observer le long de l'Isère de très bons affleurements où des têtes de plis et des boudins décimétriques de gneiss acides rétomorphosés ont pu être reconnus. Au sein des « micaschistes », on reconnaît des niveaux d'extension décamétrique d'anciens matériaux porphyroïdes dont les mégacristaux de feldspath se détachent sur la matrice cataclastique schisteuse à la Coulée (CD 94).

Les quelques analyses effectuées par Y. Siméon (1979) montrent une dispersion des compositions chimiques des « Micaschistes de Feissons-sur-Isère ». Toutefois, elles sont significativement différentes des compositions des grésopélites de la Série satinée et correspondent aux compositions grauwackeuses des séries de l'Est de Belledonne et plus particulièrement des faciès mylonitiques définis par D. Gasquet et *al.* (1981).

Tout ceci permet de considérer les « Micaschistes de Feissons-sur-Isère » comme les produits de la mylonitisation des gneiss de la partie interne de la chaîne de Belledonne, représentant en cela l'équivalent des gneiss du Sauvage dans les Grandes Rousses, de Saint-Étienne-de-Cuines dans Belledonne (vallée de l'Arc) ou des Enclaves dans le Beaufortain, et non pas de termes internes de la Série satinée.

Vers l'Ouest, le contact des « Micaschistes de Feissons-sur-Isère » avec les « Gneiss et migmatites de Pussy » et les granites de Plan du Col est tectonique : l'accident est souligné par une étroite bande de Houiller. On relève également dans cet accident, à Pussy et à Feissons, des schistes phylliteux gris-beige à verts ou noirs contenant des amandes de quartz

millimétriques dans un fond de minéraux très écrasés : c'est une mylonite ou une phyllonite (my : **mylonite de Pussy**). Elle affleure soit seule, soit au contact du Houiller ; on l'observe bien dans les talus de route entre Pussy et Le Crey.

Vers le Nord-Est, sur la feuille Bourg-Saint-Maurice, « Gneiss et migmatites » et « Micaschistes de Feissons » ne sont pas différenciés à l'Est de l'accident de Pussy ; un unique ensemble de gneiss hétérogènes à biotite et/ou amphibole, plus ou moins migmatitisés et mylonitisés (« complexe blastomylonitique » de Y. Gros (1974)) est figuré. Il correspond bien, à l'origine, à une formation unique très altérée, ultérieurement, par la mylonitisation finihercynienne.

ξ. **Chloritoschistes, schistes quartzeux, schistes ocellaires = « Schistes verts » (Dinantien : Viséen ?)**. Sur la feuille Albertville, les « Schistes verts » affleurent selon une bande orientée N30°, puissante de 500 à 600 m, réduite à environ 200 m dans sa traversée de la vallée de l'Isère. Cette formation, correspondant à la « Série verte supérieure » de C. Bordet (1953), est beaucoup plus développée au Nord-Est et au Sud-Ouest respectivement sur les feuilles Bourg-Saint-Maurice et La Rochette. Les Schistes verts sont limités à l'Ouest par le « Synclinal médian » et à l'Est par une zone mylonitique qui les sépare des granites de Plan du Col.

• **Description pétrographique.** La formation des « Schistes verts » est composée, ici, de chloritoschistes verts, parfois gris ou beiges, plus ou moins quartzeux, à structure rubanée et granulométrie fine. Des niveaux graphiteux, des passées plus gréseuses et des faciès métavolcaniques apparaissent lorsque la série s'élargit à l'Ouest du mont Bellacha. Ces variations, d'échelle métrique à décamétrique, ne sont pas cartographiables. La coupe du torrent des Teppes (Rochers de la Balme), au Sud-Ouest de Rognaix, présente les faciès suivants :

– des schistes vert pâle, compacts, composés d'une matrice microcristalline de quartz, plagioclase altéré, biotite décolorée et chloritisée, accessoirement épidote et apatite. Des ocelles ou des amandes centimétriques de quartz interrompent l'homogénéité de ces roches. Certains bancs possèdent un fin litage millimétrique souligné par des lits chloriteux ;

– des schistes beiges quartzeux à muscovite, présentant sur les plans de schistosité des boursoufflures millimétriques constituées d'amandes de quartz et de plagioclase séricitisé, moulées par de la biotite et de la muscovite ;

– des schistes ocellaires, vert clair, qui possèdent une matrice de chlorite et d'amphibole (trémolite-actinote), constellée d'ocelles de plagioclase séricitisé soulignés par des queues de chlorite. À noter encore de l'épidote ocellaire, souvent zonée et de la calcite disséminée. Le quartz est accessoire dans la matrice où il forme de très fins niveaux millimétriques.

À proximité des terrains mésozoïques du « Synclinal médian », de fréquents niveaux de schistes mylonitiques apparaissent.

• **Origine des « Schistes verts »**. La formation est trop amincie et tectonisée dans cette partie de la chaîne de Belledonne pour qu'on y reconnaisse clairement les distinctions lithologiques faites dans d'autres parties de la chaîne plus au Sud. La mylonitisation a été acquise *pro parte* à la fin de l'Hercynien, lors de la mise en place des granites viséens, puis durant les mouvements décrochants tardihercyniens. Cette formation affleure en une longue bande de terrains qui se suit du col du Glandon au Sud (feuille Saint-Jean-de-Maurienne) jusqu'au massif des Aiguilles Rouges au Nord, décalée par les accidents NE-SW de Fond-de-France et de Grand-Maison. On y a distingué deux ensembles :

– le premier, d'origine sédimentaire ou volcano-sédimentaire, à caractère flyschöïde, surtout développé au Nord-Est dans le Beaufortain et tout à fait au Sud de Belledonne (groupe du Tepey-Sambuis, feuille Saint-Jean-de-Maurienne ; Verjat, 1980) est issu de shales évoluant vers des faciès de confinement. Il est représenté par des schistes chloriteux, rubanés quartzeux, plus ou moins graphiteux. La matière organique y est toujours présente, les faciès volcano-sédimentaires peu abondants (Gros, 1974 ; Verjat, 1980 ; Negga, 1984) ;

– le second, d'origine volcanique, s'interprète comme des spilites-kératophyres (Le Fort et Ehrstrom, 1969 ; Gasquet, 1979 ; Verjat, 1980 ; Negga, 1984). Les méta-acidites associées sont plus ou moins siliceuses, sodiques ou potassiques. Cet ensemble est représenté par des schistes chloriteux albitiques vert foncé, des schistes quartzeux feldspathiques à pyrite, actinote.

• **Métamorphisme et âge des « Schistes verts »**. Le métamorphisme est épizonal et polyphasé. Cette formation présente deux paragenèses et deux foliations qui traduisent les épisodes tectono-métamorphiques hercynien et tardihercynien qui l'ont affectée. Du stilpnomélane y a été décrit dans le Beaufortain (Gros, 1974). Bien que les conditions de température et pression du métamorphisme hercynien soient difficiles à cerner, cet auteur les estime à : $380^{\circ}\text{C} < T < 460^{\circ}\text{C}$ – $4\text{kb} < P < 7\text{kb}$. La présence de grenat riche en spessartine et de matière organique sous forme de graphite indiquerait une température supérieure à 400°C (Negga, 1984). Les cisaillements tardihercyniens parallélisent cette série épizonale avec la foliation des gneiss et granites adjacents, lui conférant une allure monoclinale redressée, orientée parallèlement à l'axe de la chaîne ($\text{N}20^{\circ}$ à $\text{N}40^{\circ}$). Une foliation mylonitique quasi générale s'accompagne de réactions le plus souvent rétro-morphiques.

La tectonique alpine postérieure développe des fentes de traction sécantes sur la foliation, parfois sigmoïdales, souvent sub-horizontales, et accompagnées de décolorations ou de minéralisations sulfurées.

La formation des « Schistes verts » ne porte pas de traces de la migmatitisation réputée dévonienne observée dans les formations gneissiques voisines. De plus, elle n'est jamais recoupée par les principaux granitoïdes hercyniens tardifs de la chaîne de Belledonne (Sept Laux, Lauzière). Elle a été comparée aux séries à faciès culm, lithologiquement voisines, des Aiguilles Rouges (où elles sont datées du Viséen supérieur ; Bellières, 1989), du Sud de Belledonne (série du Taillefer), du Massif central ou des Vosges méridionales (Bordet et Bordet, 1963 ; Gros, 1974 ; Carme, 1978 ; Verjat, 1980 ; Negga, 1984).

La formation des « Schistes verts » serait donc probablement d'âge dinantien, et serait autochtone, reposant en discordance sur le soubassement granito-gneissique (« fossé central » selon F. Carme, 1978) ; un âge différent, c'est-à-dire paléozoïque ancien, lui conférerait une disposition allochtone. L'histoire des « Schistes verts » n'est cependant commune avec celle des gneiss adjacents qu'à partir des mouvements cristallins à plan de mouvement vertical qui sont fini-orogéniques dans l'évolution varisque et ont engendré des mylonites (métamorphisme mylonitique).

Formations magmatiques viséennes

Sur le territoire de la feuille Albertville, ont été différenciés les granitoïdes de la Lauzière et le granite du Plan du Col (« Orthogneiss de Plan du Col », Vivier et al., 1987) qui est à rattacher au pluton de Saint-Colomban-des-Villard avec le microgranite du mont Bellacha. Le « granite de Cevins », affleurement situé en rive droite de l'Isère (cf. plus loin) ne doit plus être distingué du granite du Plan du Col.

Granitoïdes de la Lauzière (341 ± 13 Ma)

Depuis l'Ouest du hameau de Necuday jusqu'au lieu-dit la Platière (superficie : 1 km sur 3 km), des affleurements de monzotyénites et de monzogranites représentent l'extrémité septentrionale du massif granitique de la Lauzière qui constitue l'axe de la chaîne de la Lauzière sur 26 km de long et 2 km de large (feuille La Rochette). Étudiés par de nombreux auteurs [Bordet (1961) ; Blaise (1962) ; Carme (1970a et b, 1978) ; Siméon (1979) ; Poncerry (1981) ; Negga (1984)], ces granitoïdes du massif de la Lauzière ont fait l'objet d'une note de synthèse par R. Aumaitre et al. (1985) et plus récemment par F. Debon et al. (1998).

La disposition générale fruste des monzosyénites et leur découpage en panneaux hectométriques nord-sud sont obliques aux orientations des granites foliés de Saint-Colomban qu'ils jouxtent. Les contacts avec ceux-ci à l'Ouest, et avec l'encaissant à l'Est, sont nets, faillés, ou sont soulignés par des zones mylonitiques importantes.

Dans sa partie sud (feuille La Rochette), le massif s'élargit et présente des faciès équants à grain grossier.

Différents faciès (du Nord au Sud)

$\sigma\eta^M$. **Monzosyénites mésocrates (2)**. Elles sont de couleur vert foncé, isogranulaires à grain grossier et sont présentes aux deux extrémités du complexe plutonique de la Lauzière : au Nord (sur cette feuille), à l'WSW de Necuday et au Sud, à l'Ouest de Montgellafkey (feuille La Rochette). Elles contiennent en abondance de la hornblende verte pœcilitique subautomorphe, du feldspath alcalin subautomorphe perthitique (1 à 3 mm), et du plagioclase An_{11} , très séricitisé, surtout interstitiel. Le sphène, millimétrique et automorphe, y est abondant. La biotite brun verdâtre, souvent en lamelles épaisses, renferme de l'épidote et des baguettes de rutile.

$\sigma\eta^M$. **Monzosyénites à biotite et amphibole (1)**. Ce sont des roches généralement non orientées, à grain grossier (0,5-1 cm), parfois porphyroïdes. La biotite brun-vert, souvent en amas avec l'amphibole, prédomine sur la hornblende. Cette dernière présente deux *habitus* : des cristaux trapus à clivages grossiers et des individus limpides vert pâle. Le microcline perthitique, de grande taille, est très abondant (30-50 %). Les individus subautomorphes centimétriques sont zonés, pœcilitiques, parfois frangés d'albite. Le plagioclase An_{30} , interstitiel et altéré, est relativement abondant (30 %) de même que l'épidote et surtout le sphène millimétrique. La muscovite est accessoire et associée à la biotite.

γ^{3MK} . **Monzogranites à biotite**. Elles ne représentent sur la feuille Albertville qu'un seul affleurement, hectométrique, au Sud du lieu-dit la Platière. D'après F. Debon et *al.* (1998, p. 72), il s'agirait plutôt de syénogranites. Sur la feuille voisine La Rochette, ils constituent le faciès dominant du pluton de la Lauzière au Nord de l'accident de Fond-de-France. Leucocrates, équants à grain grossier, ils sont riches en feldspath alcalin légèrement perthitique subautomorphe pœcilitique (30 %). Les plagioclases (An_{5-10}) de petite taille, xénomorphes, à cœur séricitisé, sont en quantité équivalente. La biotite, peu abondante, regroupée en amas, est souvent chloritisée et chargée de sagénite. L'épidote est dispersée en petits granules. Sphène et apatite sont rares.

• **Caractères géochimiques.** Monzosyénites et monzogranites de la Lauzière possèdent des teneurs en alcalins très élevées : $Na_2O + K_2O > 8 \%$ et

surtout $K_2O > 5\%$. Ils sont également caractérisés par de fortes teneurs en Ba, Rb et surtout Sr ($> 1\ 000$ ppm) (Aumaitre et al., 1985 ; Debon et al., 1998). Les monzosyérites et les termes intermédiaires présentent de fortes teneurs en U (jusqu'à 25 ppm) et en Th (15-50 ppm), tandis que les monzogranites sont enrichis en Th (> 80 ppm) (Poncerry, 1981). Globalement, le pluton de la Lauzière représente une association magnésienne, intermédiaire entre les types alcalin et subalcalin.

Le caractère potassique originel de cette association est contrôlé par les paragenèses primaires, avec l'apparition de feldspath potassique en mégacristaux dès les termes basiques (Aumaitre et al., 1985). Le bimagmatisme acide-basique à caractère subalcalin potassique de la Lauzière ne correspond pas à l'évolution simple et continue d'une série, mais présente des discontinuités dues à des contaminations à des degrés divers ou par étapes, comme en témoignent les faciès monzogranitiques riches en enclaves basiques observées sur la feuille La Rochette (Negga, 1984 ; Aumaitre et al., 1985). Typologie des zircons, déficit en silice et richesse relative en Ca et Mg par rapport aux lignées subalcalines hercyniennes, conforteraient l'hypothèse d'une origine essentiellement mantellique du magma basique subalcalin, avec une participation crustale faible.

• **Âge de mise en place et évolution.** Le magmatisme de la Lauzière débute par l'intrusion selon un axe nord-sud de monzosyérites auxquelles succèderaient les faciès monzogranitiques leucocrates sécants (N20-N30) qui constituent la majeure partie du massif, au Nord de l'accident de Fond-de-France (feuille La Rochette). Pour F. Debon et al. (1998), il y aurait synchronisme de mise en place entre magmas acide et basique.

Par la méthode d'évaporation du plomb sur monozircon, F. Debon et al. (1998) ont obtenu un âge de 341 ± 13 Ma (Viséen inférieur) sur un monzogranite leucocrate à biotite et sphène localisé au Nord-Ouest du col de la Madeleine (feuille La Rochette).

γ^{3-4MK} . **Granite porphyroïde de Plan du Col (pluton de Saint-Colomban-des-Villards = « Orthogneiss du Plan du Col ») (343 ± 16 Ma).** Les granites porphyroïdes plus ou moins déformés et recristallisés constituent la ligne de crête de la partie septentrionale de la chaîne de la Lauzière (développée sur la feuille La Rochette). Représentés ici par le massif de Plan du Col, ils se poursuivent vers le Sud-Ouest et vers le Nord-Est. Ils font partie du complexe granitique de Saint-Colomban-des-Villards, long et étroit ruban d'environ 60 km de long sur 1 à 4 km de large, s'étendant depuis Saint-Colomban-des-Villards, au Sud (feuille Saint-Jean-de-Maurienne) jusqu'à la montagne de l'Outray, au Nord (feuille Saint-Gervais). Ils sont en contact tectonique avec la série des « Schistes verts », à l'Ouest et recoupsés par les granitoïdes de la Lauzière, au Sud-Est. Ce sont originelle-

ment des monzogranites ou des granodiorites qui passent graduellement à des gneiss granitoïdes et représentent un complexe plutonique dont les niveaux d'érosion sont différents au Nord et au Sud.

Le faciès originel dominant du granite de Plan du Col est un granite porphyroïde à biotite que l'on peut observer dans la vallée de l'Isère aux Iles (Sud de Rognaix). Il montre localement une texture moins porphyroïde à granulométrie moyenne ou grossière, contient parfois de l'amphibole (Sud-Est de Cevins) et peut être recoupé par des filons aplitiques ou basiques. Les faciès plus gneissifiés, en particulier vers le Sud-Ouest (Plan du Col – mont Bellacha), présentent une texture œillée avec tous les stades de déformation, de la simple cataclase (avec **fracturation** des mégacristaux) jusqu'à des stades microgranulés à rubans quartzeux très recristallisés et trame gneissique. Les niveaux plus leucocrates et les filons aplitiques s'expriment par des gneiss leptynitiques. Des zones mylonitiques tardives localisées donnent des phyllonites.

À l'Ouest, au contact avec les Schistes verts, des gneiss leucocrates œillés constituent sur une vingtaine de mètres un « faciès de bordure mylonitique » caractéristique passant en continuité aux granites porphyroïdes (Siméon, 1979 ; Poncerry, 1981). Sur la bordure orientale, au Nord-Est de la vallée de l'Isère, le contact est progressif et les granitoïdes hétérogènes déformés sont associés à des gneiss migmatitiques à biotite ou à amphibole qu'ils peuvent contenir en enclaves.

À Cevins, un affleurement de 2 km² dans la vallée de l'Isère, à l'aspect de « protogine », à foliation moulée autour d'yeux centimétriques de microcline et soulignée par des biotites, des amphiboles et du quartz abondant en tablettes, avait été décrit sous le terme de « granite de Cevins » par C. Bordet (1953). Contrairement aux propositions de cet auteur, il ne peut être rattaché aux faciès de la Lauzière dont il diffère chimiquement et minéralogiquement comme l'avait déjà souligné Y. Siméon (1979) qui avait insisté sur son caractère plus folié. De récents travaux dans la carrière de Luy du Four (Sud de Cevins) ont permis d'observer le passage progressif avec les granites de Plan du Col auxquels il doit être rattaché et dont il représente un faciès un peu moins porphyroïde au sein du complexe plutonique.

La minéralogie des granites porphyroïdes de Plan du Col est relativement constante. Dans une matrice quartzo-feldspathique à foliation fruste, les mégacristaux automorphes pécilitiques de microcline perthitique sont abondants (~ 21 %) et peuvent atteindre 8 cm de long. Les inclusions de plagioclase et biotite matérialisent les fronts de croissance successifs. Les mégacristaux peuvent également contenir de petits cristaux de plagioclase frangés d'albite et disposés selon un réseau orthogonal. Des fissures sont cimentées par du quartz et parfois de l'albite. Les bords des cristaux, lors-

qu'ils sont nets, sont entourés par une couronne d'albite, mais en fonction de l'intensité des mécanismes de déformation et de recristallisation, ils sont souvent granulés, persillés ou arrondis. Le quartz (~ 30 %), en grains à extinction roulante, en plages lamellaires ou en petits cristaux dans les queues de cristallisation, et le plagioclase (~ 32 %) constituent la **matrice**. L'oligoclase, généralement séricitisé, peut être sous forme de mégacristaux infracentimétriques. Dans la matrice, la biotite (~ 10 %) est parfois associée à la homblende, rarement à la muscovite. Avec cette dernière, biotite et chlorite moulent les mégacristaux de microcline dans les faciès œillés. L'allanite brun miel, parfois zonée, est fréquente. Les minéraux secondaires – calcite, chlorite, épidote, parfois sphène et quartz recristallisé en filonnets tardifs – témoignent de la rétromorphose.

$\mu\gamma^{2AL}$. **Microgranite du mont Bellacha.** Il est leucocrate, à biotite et muscovite, et affleure à 100 m au Sud-Ouest du sommet du mont Bellacha. Il s'agit d'un corps hectométrique orienté N-S, injecté dans les granites foliés de Saint-Colomban. Le plagioclase acide, presque totalement séricitisé, constitue la plus grande partie de la roche et forme un puzzle avec le quartz à extinction roulante. Le feldspath potassique est rare. La biotite, chloritisée, est présente en paillettes déchetées de petite taille. Les cristaux millimétriques et automorphes de muscovite sont régulièrement répartis. Ce microgranite, sécant sur la foliation des granites encaissants, est régulièrement diaclasé et présente un quartz protoclastique.

• **Gradient de déformation dans le granite de Saint-Colomban.** Au sein des granites à feldspaths automorphes, peu modifiés par la déformation, on reconnaît des structures d'écoulement magmatique : les limites des faciès granulométriquement différents dessinent des volutes ; certains niveaux à contours flexueux sont progressivement enrichis en biotite et d'autres, en feldspaths potassiques, forment des traînées ou des stocks de mégacristaux. Ces figures sont caractéristiques des granitoïdes porphyroïdes (Rognaix et chemin forestier de Charvet au Sud-Est de Cevins). On y observe aussi des enclaves dioritiques décimétriques et des schlieren. Sur les structures magmatiques reliques, se surimpose une foliation fruste, sécante, qui donne une trame orientée.

La déformation, lorsqu'elle croît, efface les structures primaires : les mégacristaux sont fracturés, tronçonnés, parfois décalés et moulés par les phyllosilicates. On peut aboutir à des gneiss ocellaires dont la trame est totalement mylonitique (coefficient d'aplatissement supérieur à 10). Dans les zones les plus tectonisées, les granites leucocrates et les filons aplitiques sont transformés en gneiss leptynitiques.

La foliation générale, fortement pentée à l'ESE et dirigée N20-N40°, ainsi que la schistosité de fracture qui la recoupe, affectent les divers types de granites et masquent leurs relations originelles précises.

• Caractères **géochimiques** du **granite** de **Saint-Colomban**. La présence de plagioclase et de feldspath potassique en quantité généralement équivalente permet de considérer les granites porphyroïdes comme des monzogranites (Carme, 1970, 1978 ; Gasquet, 1979 ; Poncerry, 1981). Ces monzogranites à biotite présentent des caractères aluminopotassiques selon la classification de H. de La Roche et J.-M. Stussi (1982) et sont décrits comme magnésiens et subalcalins (avec affinité calco-alcaline) par F. Debon et al. (1998). Les faciès basiques et **intermédiaires** ont un caractère subalcalin affiné. Les profils de terres rares seraient caractéristiques des produits de fusion partielle de matériel grauwackeux (Vivier et al., 1987). La mylonitisation provoque un enrichissement en Si et Na accompagné par un appauvrissement en Fe, Ca et Al. Ces variations de composition chimique en fonction de la déformation avaient été déjà observées dans le granite des Sept-Laux par D. Gasquet (1979).

L'âge viséen du pluton de Saint-Colomban a été établi par la méthode d'évaporation du plomb sur monozircon (Debon et al., 1998) : 343 ± 16 Ma pour un monzogranite porphyroïde très déformé à biotite (les Îles au Sud de Rognaix), 343 ± 14 Ma pour une enclave basique (monzonite quartzique à amphibole et biotite) du granite porphyroïde (Nord de Saint-Colomban-des-Villard).

Métamorphisme hercynien

L'évolution orogénique du socle est balisée par une succession de paragenèses métamorphiques marquant une baisse des conditions de pression et de température (Vivier et al., 1987 ; Ménot, 1988 ; Bogdanoff et al., 1991). Elle débute par des éclogites (dans le Beaufortain, feuille Bourg-Saint-Maurice), puis des gneiss à disthène-staurotide-grenat, anatexites et migmatites à cordiérite et s'achève par un épisode métamorphique tardihercynien qui se traduit par une déformation mylonitique pénétrative en contexte épi- à mésozonal. Ce dernier entraîne la rétro-morphose des séries gneissiques et amphiboliques, le métamorphisme des « Schistes verts », la déformation et la cristallisation des granitoïdes porphyroïdes et la génération d'une foliation à la périphérie des granites syncinématiques. Dans Belledonne, et en particulier sur la feuille Albertville, où la série métamorphique est de puissance très réduite, la foliation mylonitique représente la foliation majeure et oblitère très largement les paragenèses barroviennes.

La déformation, d'abord généralisée, se restreint ensuite aux grands accidents décrochants.

La tectogenèse s'inscrit durant une longue période depuis le Silurien supérieur jusqu'au Carbonifère : épisode de haute pression (425-395 Ma : Peucat et al., 1985 ; Paquette et al., 1989) et fin du métamorphisme mylonitique (323 ± 18 Ma ; Demeulemeester, 1982): Elle peut s'interpréter par un processus de collision puis d'hypercollision en trois stades :

– stade éclogitique impliquant des fragments de lithosphère océanique cambro-ordovicienne, en relation avec une subduction, ou associés avec de la croûte continentale dans des cisaillements crustaux profonds (reliques éclogitiques dans le Beaufortain au lac des Tempêtes, feuille Bourg-Saint-Maurice) ;

– métamorphisme barrovien, anatexie et granitisation liées à un épaissement crustal lors du stade de collision ($T = 630^\circ \text{ \& } 30^\circ\text{C}$; $4 < P < 6$ kb ; Gasquet, 1979) ;

– métamorphisme épizonal mylonitique carbonifère correspondant au fonctionnement d'une zone de décrochement, après remontée du bâti gneissique à un niveau supracrustal lors de l'hypercollision (les « Micaschistes de Feissons-sur-Isère » en sont un des témoins).

La tectonique hercynienne se termine par des décrochements ductiles très localisés recoupant la foliation régionale selon un angle faible et sur lesquels les structures antérieures viennent se raccorder tangentiellement.

La partie nord-est de Belledonne, comme la majeure partie des massifs cristallins externes, montre une évolution tout à fait similaire à celle du domaine interne de la ceinture orogénique siluro-dévonienne : « cordillère ligérienne » ou « Moldanubien » (Autran et Cogné, 1980) ou zone des « nappes cristallines internes » (Matte, 1966). Des corrélations sont ainsi possibles, à l'Ouest avec la bordure orientale du Massif central (monts du Lyonnais et Vivarais), et au Nord-Ouest avec les Vosges centrales et méridionales (Ménot, 1988 ; Ledru et al., 1989).

Magmatisme hercynien

Dans la partie interne de la chaîne de Belledonne, sur la feuille Albertville, seuls les témoins du magmatisme carbonifère sont observables.

Le magmatisme cambro-ordovicien (475-450 Ma, Paquette et al., 1989) ne subsiste qu'à l'état relictuel (métabasites et éclogites) dans les gneiss et migmatites plus ou moins mylonitisés, plus au Nord-Est, sur la feuille Bourg-Saint-Maurice. Les produits volcano-sédimentaires synchrones de ce dernier constituent les protolites des gneiss et migmatites.

Le plutonisme carbonifère est représenté par :

– des granitoïdes porphyroïdes plus ou moins déformés et recristallisés (pluton de Saint-Colomban-des-Villards), d'âge viséen inférieur, contemporains et tardifs par rapport aux phénomènes migmatitiques qui succèdent aux recristallisations métamorphiques barrowiennes. Il s'agit de granitoïdes à caractères alumino-potassiques et subalcalins, réunis en un complexe dont différents niveaux sont accessibles à l'observation grâce au découpage tectonique ultérieur ;

– le complexe *subalcalin/alcalin* de la Lauzière, intrusif dans les granites précédents, mais qui reste cependant sensiblement de même âge. Ce complexe s'est mis en place dans un environnement tectoniquement actif. L'association subalcaline potassique de la Lauzière témoignerait de contaminations à des degrés divers ou par étapes (Negga, 1984 ; Aumaitre et al., 1985) entre un magma granitique et un magma basique subalcalin, essentiellement mantellique avec une participation crustale faible ;

– un troisième grand complexe granitique *carbonifère* du massif de Belledonne, celui des Sept Laux, reste localisé plus au Sud-Ouest en dehors de la feuille Albertville. Il est cité ici pour mémoire. Il s'agit, là encore, d'un pluton syntectonique de nature subalcaline et magnésienne, d'âge viséen inférieur (335 ± 13 Ma ; Debon et al., 1998).

Le plutonisme carbonifère du secteur nord-est de Belledonne, qui succède aux événements métamorphiques barrowiens et dont certains termes précoces (granites alumino-potassiques de Saint-Colomban) montrent d'étroites relations avec l'anatexie, se manifeste au sein d'une « croûte épaissie » et marque l'évolution du contexte P.T., à partir de l'épisode HP, avec augmentation de la température et décroissance de la pression. Ces granites peuvent être considérés comme des produits de remobilisation, fusion partielle et recyclage de matériaux crustaux. Les granites de la Lauzière et des Sept Laux pourraient correspondre à la fin de cet épisode ou à une reprise de l'anatexie de la base de la croûte, associée au magmatisme basique mantellique.

Un volcano-plutonisme dinantien (?) est représenté par ailleurs par les associations spilite-kératophyre, incluses dans les « Schistes verts » dont l'autochtonie n'est pas assurée. Ces faciès volcaniques sont surtout développés vers le Sud (chaîne de la Lauzière, sur la feuille La Rochette). L'environnement sédimentaire, l'abondance des faciès volcano-détritiques et les analogies de faciès avec le volcanisme réputé contemporain de la chaîne hercynienne (Dinantien), suggèrent que des phénomènes distensifs ponctuels en domaine continental pourraient être à l'origine de ces métamagmites. Toutefois, leur caractérisation et leur signification géodynamique restent mal connues.

Tectonique hercynienne du socle

Le socle cristallin de la chaîne de Belledonne a été structuré avant le Stéphaniens (Bordet, 1953 ; Carme, 1973, 1978). Les déformations ultérieures reprennent souvent les surfaces tectoniques **anté-stéphaniennes** et découpent le socle en grands blocs rigides ou « claveaux » (Bordet, 1963). Il est souvent difficile de faire la part entre l'Alpin et l'Hercynien parmi les déformations tardives lorsque des terrains mésozoïques ne sont pas impliqués. Le « Synclinal médian » sépare les rameaux externe et interne. Ces deux compartiments diffèrent par leur lithologie, leur style tectonique et leur niveau de métamorphisme. Des accidents obliques à la chaîne contiennent des sédiments houillers, ainsi dans l'accident de Pussy.

Dans le rameau externe, la série satinée se présente dans le massif du Grand Arc comme un vaste ensemble grossièrement monoclinale à **schistosité N30-40°** pentée E50 à 60°. Des virgations apparaissent vers le Nord-Est en direction du Beaufortain. La Série satinée présente trois phases de plissements au moins. Les vestiges de plis syn-schisteux antérieurs aux phases décrites ne sont représentés que par des lentilles de quartz. Une première famille est constituée par de rares plis post-schisteux d'axe N60°, à plongement 40°SW. Ces structures sont reprises par des plis centimétriques à décimétriques à axe orienté N20° à N50°, à faible plongement axial vers le Nord. Dissymétriques et déversés vers l'Ouest, ils matérialisent une phase de déformation très importante de la Série satinée. Une schistosité fruste de plan axial est soulignée par les muscovites. Sur le flanc sud-est du massif du Grand Arc, des plis centimétriques N120° à fort plongement axial ESE ou WNW présentent des décrochements à mouvement senestre le long de failles N120°. Y. Siméon (1979) a interprété la structure de la Série satinée comme celle d'une vaste antiforme déversée vers l'Ouest ou le Nord-Ouest. La Série satinée est affectée tardivement de décrochements dextres N25° à N40° E, dont la faille de Queige-Albertville (Nord de cette feuille), est un exemple (Carme, 1978). D'importantes zones mylonitiques apparaissent de part et d'autre de l'Isère, en bordure du Synclinal médian, subparallèlement à ce dernier.

Si on fait une comparaison avec le reste de la Chaîne hercynienne méridionale et les édifices de nappes cristallines du Massif central français, la Série satinée, dépourvue de faciès métamorphiques Haute Pression peut correspondre aux « Unités inférieures des Gneiss » (Ledru et al., 1989), ou bien à « l'Autochtone relatif » (= « Unités structurales inférieures » ; Dercourt, 1997 ; Ménot et al., 1988).

Dans le rameau interne, un accident oblique N20-30°, jalonné par les mylonites de Pussy et du matériel carbonifère, sépare les « Gneiss et migmatites », à l'Ouest, des micaschistes mylonitiques de Feissons-sur-Isère, à

l'Est. Il est peu développé sur la feuille Albertville, mais il se poursuit longuement vers le Nord-Est et le Sud-Ouest sur les feuilles voisines. À l'échelle de la chaîne de Belledonne, de tels accidents, combinés à un réseau d'accidents verticaux dirigés N70° et N10°, constituent un faisceau anastomosé définissant des amygdales de grande dimension. La schistosité mylonitique, générale et tardive, recoupe les lithologies et les surfaces tectoniques qui, lorsqu'elles atteignent les bords du massif, s'accordent avec la schistosité régionale qui est elle-même parallèle aux bords du massif. Elles attestent que la chaîne de Belledonne est une zone majeure de décrochement tardif à l'échelle de la chaîne hercynienne (Carme, 1970), reprise à l'Alpin, mais de manière beaucoup moins intense.

À l'origine, les « Gneiss et Migmatites » et leurs dérivés mylonitiques, les « Micaschistes de Feissons », étaient le prolongement ou l'équivalent probable des nappes centraliennes à Haute Pression du type « Unités supérieures des Gneiss » (Ledru et al., 1989 ; Ménot, 1988 ; Vivier et al., 1987).

La série des « Schistes verts » est monoclinale, orientée N40°, pentée à 50°SE. Schistosité et stratification, lorsque cette dernière est définissable, semblent parallèles (Gros, 1974 ; Siméon, 1979). La schistosité est affectée par des microplis en chevrons aboutissant à des surfaces « froissées ». De très rares plis symétriques, centimétriques, à plan axial vertical, de direction NO° à N145° et à plongement de 30° vers le Sud, ont été observés sur le flanc nord-ouest du Plan du Col (Nord du mont Bellacha). Comme il a été dit plus haut, cette formation, sans doute carbonifère inférieure, se serait déposée pendant l'intrusion des granites viséens.

Les formations des « Gneiss et Migmatites » ainsi que les granites du Plan du Col sont recoupés par une schistosité de fracture N20 à N40° pentée de 50 à 80° vers l'Est, parallèle aux grands accidents limitrophes (décrochants dextres). De nombreuses structures lithologiques internes orientées N150° sont préservées (figures magmatiques dans les granites, rubanement dans les gneiss). Pour F. Carme (1978), la linéation d'étirement des granites est une déformation synchrone de la dernière culmination métamorphique. Expression d'une phase tectonique dans les granites, elle représenterait, pour lui, la phase de serrage tardif du bâti contre le « fossé » des « Schistes verts ». Pour G. Vivier et al. (1987), cet épisode correspondrait au métamorphisme mylonitique tardihercynien.

Les formations micaschisteuses de Feissons-sur-Isère sont très mylonitiques et présentent une schistosité moyenne N30° et un pendage assez fort (60 à 90° vers l'Est). À l'extrême sud-est de la carte, à la Coulée, on peut y observer des charnières isoclinales décimétriques, reliques témoins d'une structuration antérieure. Ces reliques structurales se présentent sous forme d'amandes disséminées dans la trame mylonitique. La microcataclase géné-

ralisée est accompagnée par une rétro-morphose synchrone d'une néocrystal-lisation d'albite, quartz, chlorite, calcite, séricite.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES PALÉOZOÏQUES À CÉNOZOÏQUES
(fig. 3 hors-texte)

Houiller

h. Grès et schistes siliceux noirs (Houiller : Stéphanien ?). On rapporte au Houiller (angle sud-est de la carte) une étroite bande de schistes et grès noirs micacés, subverticaux, pincés dans un accident N30° où ils coexistent avec des mylonites ou phyllonites (« mylonites de Pussy ») dont il n'est pas toujours facile de les distinguer.

Cette bande n'a que quelques dizaines de mètres de puissance et détermine souvent -c'est le cas en particulier sur les deux versants de la vallée de l'Isère- des ravins étroits entre deux ensembles cristallophylliens plus massifs.

Ces schistes et grès ne sont pas datés sur la feuille Albertville, mais plus au Sud, à Celliers et à l'« Homme de Beurre » (feuille La Rochette), ils ont fourni une flore du Stéphanien inférieur à moyen. Vers le Nord (feuille Bourg-Saint-Maurice), la même bande se prolonge longuement et finit par confluer avec d'autres bandes analogues où a été exploité du charbon (Arêches) et qui ont fourni (anciennes ardoisières de Cevins et de La Bathie) une flore du Stéphanien moyen.

L'attribution au Houiller (et plus précisément au Stéphanien inférieur à moyen ?) de la bande de schistes et grès noirs, sise sur la feuille Albertville, paraît donc justifiée, encore que le degré de mylonitisation ne permette pas d'exclure totalement une appartenance à des séries cristallophylliennes antérieures (Série verte supérieure ou Série satinée *s.l.* de Bordet), où sont connus aussi des schistes noirs graphiteux ou carburés ressemblant « d'une manière extraordinaire » (C. Bordet, 1961) aux schistes du Houiller.

Trias

Sur la feuille Albertville, le Trias n'affleure que de manière très limitée :
- d'une part, en bordure ouest du Cristallin de Belledonne ;
- d'autre part, sur les deux bords du « Synclinal médian » de Belledonne.

Partout ailleurs, il reste enfoui en profondeur (sous les chaînes subalpines et leurs collines bordières), ou a été érodé (sur les rameaux externe et interne de Belledonne).

• **En** bordure ouest de **Belledonne**, l'importance du revêtement quaternaire fait que les affleurements de Trias sont très discontinus. Seules quelques entailles de torrents offrent des coupes convenables (torrents des Mottes et de Fontaine Claire au-dessus de Notre-Dame-des-Millières, Nant Bruyant au Sud-Est de Sainte-Hélène-sur-Isère). Ce Trias est de type dit « germanique réduit », très semblable à celui décrit sur la feuille Annecy-Ugine. Sa puissance globale ne dépasse pas quelques dizaines de mètres et il comprend trois termes successifs : siliceux, carbonaté, puis sulfaté.

tQ. Microconglomérats et grès arkosiques (Trias). Le Trias débute par une formation détritique siliceuse épaisse d'une quinzaine de mètres reposant en discordance angulaire sur le socle (micaschistes de la Série satinée de Belledonne) et constituant, à sa surface, un tégument fortement adhérent.

La partie inférieure est faite de microconglomérats à éléments de Houiller, de Cristallin, de quartz laiteux blanc ou rose, suivis de grès grossiers arkosiques à litage entrecroisé. La partie supérieure est plus fine et mieux litée. Ces grès sont azoïques et sans doute hétérochrones. À signaler cependant la découverte au Vieux Emosson, sur le versant ouest des Aiguilles Rouges (feuille Chamonix), de nombreuses empreintes de pas de reptiles sur une dalle de grès carbonatés située au sommet de l'ensemble inférieur. Lui succèdent ici vers le haut des alternances de grès fins et d'argilites vertes et jaunes, puis des argilites rouges. Il a été reconnu dans ces empreintes une association caractéristique du **Ladinien** terminal–Carnien, dans une ambiance de plage et lagune côtière.

tD. Dolomies et lou cargneules (Trias). Les grès sont surmontés en concordance par une vingtaine de mètres de dolomies et cargneules. Les dolomies se présentent en bancs décimétriques, parfois séparés par des joints pélitiques marron ou noirs. La cassure est gris bleuté, la patine jaunâtre. Elles passent vers le haut à des cargneules monogéniques puis polygéniques renfermant alors des éléments de schistes argileux rouges ou verts (Neveau).

Les dolomies restent le plus souvent collées aux grès de base et participent donc généralement du tégument.

Les cargneules semblent par contre associées à un décollement.

tG. Gypse (Trias). Les évaporites sont très peu développées. On ne connaît actuellement qu'un seul et minime affleurement de gypse, à la base du flanc droit de la vallée de l'Arc, au Nord de Randens, au bord de la route des Durnières. Ce gisement a été autrefois exploité en galeries. Quelques bancs de dolomies sont visibles en contrebas, dans un contexte peu clair. Du gypse a aussi été signalé anciennement (in Bordet, 1961) dans un secteur proche, au-dessus de Bonvillaret.

• **Dans le « Synclinal médian »**, du fait de l'importance de la tectonisation et du recouvrement quaternaire, les terrains triasiques n'apparaissent, là encore, qu'en affleurements minuscules, coincés sur les deux bords du « Synclinal », entre le socle et les terrains liasiques.

En flanc oriental du « Synclinal », ce sont des dolomies et/ou cargneules, mêlées à des argilites jaunes ou vertes, ainsi près de Cevins et au Sud-Ouest des chalets de Basmont. Sur le bord ouest, on relève des dolomies grises (quelques mètres de puissance tout au plus) au Nord de Cevins (le Villard, le Planet). Au col de Basmont, des cargneules sont visibles de part et d'autre du Jurassique, avec du côté ouest des lames de dolomies brunes et de calcaires blancs cristallins. En limite sud de la feuille (les Platières), au contact des Schistes verts, on retrouve des dolomies et cargneules accompagnées ici d'un mince tégument de grès-quartzites clairs sériciteux.

Partout ailleurs, lorsque le contact socle-sédimentaire est visible, il s'agit d'un contact tectonique Lias contre Cristallin, lui-même parfois mylonitisé.

À noter, enfin, qu'un peu de gypse (non distingué sur la carte) a été signalé (in Bordet, 1961) accompagnant des cargneules et dolomies bréchoïdes en bord interne du synclinal, à l'Est de Cevins, en bas du versant droit du ravin de la Gruvaz.

Plus au Sud, sur la feuille voisine La Rochette, la galerie EDF Isère-Arc a traversé en profondeur, au droit du Synclinal médian, une lame d'anhydrite d'une centaine de mètres d'épaisseur.

Jurassique

Lias : calcaires et schistes calcaires

En bordure ouest de Belledonne, n'a été cartographié qu'un « Lias indifférencié ».

Dans le « Synclinal médian » de Belledonne, on a pu distinguer, à la base, un « Lias calcaire » (IC), au sommet un « Lias schisteux » (IS).

I. Formations liasiques indifférenciées (bordure externe de Belledonne). Elles n'affleurent que très sporadiquement et sans que soient clairement lisibles leurs relations avec les formations sus- et sous-jacentes (schistes siliceux à nodules de l'Aalénien, dolomies et cargneules triasiques).

Ce Lias est toujours très réduit (épaisseur inférieure à 30 m), sans doute pro parte tectoniquement :

– au Sud de l'Arc, à Miette, il ne constitue qu'une petite lame de calcaires spathiques ;

– entre Arc et Isère, dans l'entaille du Nant Bruyant, affleure sur 30 m environ une alternance régulière de bancs décimétriques à métriques de calcaires argileux fins à cassure gris-bleu et patine gris clair, et de schistes calcaires noirs. L'un de ces bancs calcaires, au sommet de la formation, est riche en grandes bélemnites tronçonnées ; il pourrait s'agir d'*Acrocoelithes* (?) du Toarcien. À noter cependant que les niveaux abondants en bélemnites sont généralement carixiens. En tout état de cause, les bancs sous-jacents doivent appartenir au Lias inférieur. Par contre, dès une trentaine de mètres à l'Ouest du banc à grandes bélemnites, J.C. Carfantan (1973) a trouvé une ammonite de l'Aalénien supérieur (*Graphoceras* sp., zone à *Concavum*). À noter encore que cette coupe du Nant Bruyant est la seule qui montre un contact –peut-être stratigraphique– entre dolomies triasiques et schistes calcaires liasiques ;

– au Sud de Grignon, en bas de pente, à l'Est de la scierie de Neveau-le-Bas, affleurent de manière clairsemée, sur quelques centaines de mètres de long et 30 m de haut, des schistes calcaires alternant avec des calcaires argileux bleutés, parfois un peu détritiques ; on y relève des passées à entroques. L'ensemble, très schistosé et sans doute en partie fauché, reste cependant compris entre des affleurements de schistes à nodules aaléniens à l'Ouest, et des lambeaux de dolomies triasiques à l'Est. Dans cet ensemble calcaire, non loin de l'Aalénien, J.C. Carfantan (1973) a recueilli un fragment d'*Aegoceras* sp. très aplati, du Carixien ;

– plus au Nord, les alluvions de l'Isère, puis de l'Arly, cachent la base du Mésozoïque. Seuls, quelques lambeaux minuscules et clairsemés de cargneules et de schistes calcaires bleutés, sans doute liasiques, apparaissent, par places, en rive gauche, dans le bas des pentes, essentiellement en face de Thénésol.

IC ; IS. Calcaires gris à niveaux schisteux noirs (Hettangien – Carixien) ; schistes argilo-calcaires noirs (Domérien – Toarcien) (« Synclinal médian de Belledonne »). Aucun fossile caractéristique n'a été trouvé dans le remplissage sédimentaire du « Synclinal médian » sur la présente feuille. Néanmoins, la comparaison avec la lithologie et les datations obtenues sur les feuilles voisines (La Rochette, Montmélian, Bourg-Saint-Maurice) permettent de l'attribuer au Lias. On peut y distinguer deux ensembles, en général superposés, et dessinant une synforme déversée à l'Ouest :

– ensemble inférieur fait de bancs calcaires décimétriques à pluridécimétriques, à cassure fine sombre et patine gris acier, séparés par de minces lits schisteux noirs ; des bélemnites sont visibles dans les bancs calcaires (le Vil-

lard au Nord de Cevins, Rocher de la Balme du Sud de Rognais). On peut observer cette formation sur les deux flancs de la structure synclinale. Elle correspond au Lias calcaire dauphinois (Hettangien à Carixien). Au contact avec le Trias, côté interne du synclinal, on a pu relever la présence d'un banc de grès bruns (Est des Platières, en limite sud de la feuille), habituellement attribué au Rhétien–base Hettangien (cf. feuille La Rochette) ;

– ensemble supérieur avec des schistes argilo-calcaires noirs devenant bruns à l'altération. De petits bancs décimétriques de calcaires noirs peuvent s'y observer ; ils sont plus fréquents à la base avec quelques rares bélemnites (col de Basmont). Cet ensemble correspond sans doute au Lias schisteux dauphinois (Domérien à Toarcien) ; il s'observe bien au Nord de Cevins, le long de la route du Planet ou au Sud-Ouest de Rognais, grâce à la route forestière des chalets de Basmont, ou encore de part et d'autre du col de Basmont.

Un peu au-delà de la limite sud de la feuille, sur la feuille voisine La Rochette, la galerie EDF Isère–Arc n'a pas rencontré le Jurassique en profondeur dans sa traversée du « Synclinal médian » (à l'aplomb de Montsapey).

l4c-j2a. Schistes argilo-siliceux (Aalénien s.l. : Toarcien supérieur – Bajocien basal) (anciennement l8-j1a). C'est une formation schisteuse monotone, profondément entaillée en rive gauche de l'Isère par les torrents descendant du massif du Grand Arc, et façonnée en talus raide en rive droite de l'Arly. Elle est constituée de schistes fins argilo-siliceux à nodules siliceux et pyriteux. Bleu nuit et un peu calcaires lorsqu'ils sont « fiais », ils deviennent bruns, parfois mordorés et irisés, et ne font plus effervescence à l'acide lorsqu'ils sont altérés. La puissance de cette série, très replissée, pourrait être de l'ordre de 300 mètres. Elle constitue, comme les cargneules et gypses du Trias, un niveau de décollement.

On a tenté jadis d'exploiter ces schistes comme ardoises à l'Est de Notre-Dame-des-Millières : là, ont été découvertes quelques ammonites que « M. Kilian a reconnu comme caractéristiques de la zone à *Lioceras opalinum* » (in Révil, 1911). Un *Graphoceras* sp. (zone à *Concavum*) a été recueilli dans l'entaille du Nant Bruyant (x = 911,95 ; y = 73,45). Des schistes semblables près d'Alleverd et La Rochette (feuille La Rochette) et près de Flumet et au mont d'Arbois (feuille Saint-Gervais), ont fourni des ammonites montrant que les trois zones de l'Aalénien sont représentées dans cette formation, mais qu'elle débute dans le Toarcien supérieur et se termine dans le Bajocien basal (zone à *Discites*).

j2b. Calcaires et schistes gréseux (Bajocien moyen-supérieur) (anciennement j1b). Puissant de 250 mètres, il est constitué de bancs décimétriques à métriques de calcaires schistosés sablo-argileux gris-noir, à

patine gris clair et taches ocre ou rosées, alternant avec des schistes calcaires sableux sombres, généralement moins épais que les niveaux calcaires. Cette formation, assez résistante, détermine les versants raides de la vallée de l'Arc à l'entrée de la Maurienne et les abrupts boisés qui bordent la plaine alluviale en rive gauche de l'Isère jusqu'à Sainte-Hélène. Plus au Nord, l'ensemble des « collines bordières » passant en rive droite de l'Isère, puis de l'Arly, les calcaires schisteux du Bajocien se retrouvent au pied des Bauges, encadrés par les schistes argileux de l'Aalénien et les « Terres noires » du Bathono-Oxfordien ; ils y forment des talus ou collines disposés selon quatre alignements. Leur « décalage » ne paraît pas dû à des failles décrochantes mais à des plis plongeants.

Dans l'entaille du ruisseau de Fournieux, vers le milieu de la formation, a été récolté un stephanoceratidé d'âge probable Bajocien moyen. Les autres points de datation les plus proches sont la Giétaz (feuille Saint-Gervais) et divers points de la feuille Domène (Froges, Tencin,...).

j3-5a. « **Terres noires** » = **schistes marneux (Bathonien – Oxfordien inférieur)** (anciennement j2-4). Les « Terres noires » déterminent au pied des Bauges un replat entre les collines bajociennes et la falaise « tithonique », mais elles y restent souvent masquées par des dépôts éluviaux ou morainiques argileux et, au pied des falaises calcaires, par un manteau d'éboulis plus ou moins glissés. À partir de là, elles remontent parfois haut dans les pentes, formant le cœur de grands plis couchés de la barre tithonique : c'est le cas en particulier dans le grand pli complexe « Grand Roc – mont d'Orchair » où des schistes noirs fossilifères à nodules se retrouvent en position renversée subhorizontale et subsynclinal dans la synforme des chalets d'Orisan (1 753 m).

Le passage Bajocien – « Terres noires » est progressif. Il se fait par diminution de l'épaisseur des bancs calcaires qui perdent aussi peu à peu leurs quartz détritiques. Cette zone de transition, épaisse d'environ 40 m, a été datée du Bathonien et du Callovien par ammonites sur la feuille voisine Annecy–Ugine.

Au-dessus, viennent les classiques « Terres noires » à posidonomyes. Il s'agit de schistes calcaires tendres, bleu nuit, lisses et brillants. Certains niveaux sont cependant purement argilo-siliceux. Vers le haut, ils renferment des miches et de nombreux petits nodules noirs siliceux et/ou pyriteux très durs, centimétriques à pluricentimétriques, qui fournissent un peu partout une riche faune d'ammonites couvrant l'Oxfordien inférieur et la partie basale de l'Oxfordien moyen. Parmi elles, *Sowerbyceras tortisulcatum* est particulièrement abondante. À citer aussi : *Holcophylloceras mediterraneum*, *Lissoceras (Lissoceratoides) gr. erato*, *Protophites christoli*, *Hecticoceras (Lublunuloceras) cf. bonarellii*, *Properisphinctes sp.* et *Properis-*

phinctes cf. *bernensis*, Taramelliceras baccatum, *Campylites delmontana*, Parawedekindia sp., Trimarginites sp., Perisphinctes (*Orthosphinctes*) sp., Lytoceras sp., Phylloceras sp., Taramelliceras sp.. *Cardioceras cordatum* a été reconnue une seule fois (in Revil, 1911, p. 422 et p. 425), sous le col de Tamié, aux environs de Plancherine (hameau des Piffets). À noter enfin que quelques bancs centimétriques à décimétriques de calcaires noirs très durs peuvent s'intercaler dans ces schistes à nodules.

On attribue généralement à ces « Terres noires » une épaisseur de plusieurs centaines de mètres (jusqu'à 700 m), mais cette épaisseur est sans doute surestimée. Du fait des nombreux plissements qui les affectent, leur épaisseur réelle pourrait ne pas dépasser 300 m.

Les « Terres noires », très plastiques, constituent un important niveau de décollement. Cette plasticité apparaît bien dans l'intérieur du massif des Bauges où les schistes noirs à nodules giclent un peu partout le long de la faille d'Arcalod, depuis la vallée de l'Isère jusqu'à la cluse d'Annecy (feuille Annecy–Ugine). Ils s'injectent également dans les failles satellites et le cœur des replis serrés qui affectent le Jurassique supérieur à l'Ouest immédiat de la faille d'Arcalod. Ce sont certainement les « Terres noires » qui constituent aussi le soubassement direct de la combe « Sainte Reine – École – la Compote ».

Elles représentent, en tout cas, le terrain le plus ancien qui affleure dans le massif des Bauges.

j5b-7 (j5b-6a, j6b-7). **Calcaires marneux et calcaires lithographiques à céphalopodes (Oxfordien moyen – Tithonien)** (anciennement j5-9 (j5-8a, j8b-9). Cet ensemble, épais de 200 à 300 m, affleure :

– d'une part, à la base du bord subalpin (« corniche tithonique » *s.l.* des auteurs) ;

– d'autre part, à l'intérieur même du massif des Bauges où il forme l'ossature d'une longue bande anticlinoriale N30° qui court à l'Ouest de la faille d'Arcalod depuis la vallée de l'Isère, au Sud, jusqu'au-delà de la cluse d'Annecy, au Nord.

Il est daté, à sa base, Oxfordien moyen par des ammonites des zones à *Transversarium* et *Plicatilis* (sous-zone à *Antecedens*) ; au sommet, du Tithonique supérieur au Berriasien basal, par des calpionelles des zones A et B (*Crassicolaria*, *Calpionella alpina*) et quelques ammonites de la zone à *Jacobi*.

Lithologiquement :

– la série débute, au-dessus des schistes à nodules du sommet des « Terres noires », par des alternances de bancs de calcaires argileux de 20 à 30 cm, noirs, fétides, à patine roussâtre, et de lits de marnes. Progressivement, les lits de marnes diminuent, les bancs de calcaires argileux deviennent de plus en plus épais (jusqu'à 50 cm) et de plus en plus calcaires pour passer à la formation suivante. C'est cet ensemble basal marno-calcaire qui a été daté de l'Oxfordien moyen. Son épaisseur est de l'ordre de 60 m. Morphologiquement, il forme un talus raide en marches d'escalier à la base de la falaise du Jurassique supérieur ;

– au-dessus, vient un second ensemble, d'abord calcaire formant nettement falaise, puis passant vers le haut à un talus plus ou moins marqué, par dérive de la sédimentation vers un pôle à nouveau plus marneux.

Ce sont ces deux premiers ensembles qui ont généralement été distingués cartographiquement sous la notation j5b-6a (Oxfordien moyen – **Kimméridgien** inférieur). Régionalement (*cf.* notice de la feuille Montmélian en particulier), on a pu y reconnaître une faune d'ammonites allant de l'Oxfordien moyen au Kimméridgien inférieur (zones à *Hypselocyclum* et *Divisum*) et même au Kimméridgien supérieur basal (zone à *Acanthicum*). Sur la feuille même d'Albertville, ont été récoltées dans la formation marno-calcaire de base, les ammonites suivantes : *Sowerbyceras tortisulcatum* et *Sowerbyceras* sp., *Mirosphinctes frickensis*, *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *cf. antecedens*, *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *gr. luciaeformis*, *Ochetoceras canaliculatum*, *Holcophylloceras mediterraneum*, *Tarmelliceras* sp., *Phylloceras* sp. et des bélemnites : *Hibolites* sp., *Hibolites cf. hastatus*, *Duvalia* sp., *Duvalia cf. didayanus*, *Duvalia* sp. *gr. montsalvensis*.

Plus haut, dans la formation calcaire, on trouve encore quelques ammonites dont *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatus* et *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp.

Le tout est intensément plissotté dans les zones anticlinoriales, ce qui rend souvent difficile l'appréciation de l'épaisseur ; il semble bien cependant que celle-ci augmente beaucoup – tout comme celle des « Terres noires » – vers le Sud-Ouest, sur les feuilles voisines, le long du bord subalpin, c'est-à-dire vers l'extérieur du bassin.

La série se termine par un troisième ensemble, à nouveau calcaire, daté à son sommet : il a été la plupart du temps distingué sous la notation j6b-7 (**Kimméridgien** supérieur – Tithonique). Il forme souvent, au sommet de la corniche jurassique, une barre relativement massive, à cassure toujours sombre, mais à patine d'un blanc plus vif que celle des terrains sous-jacents. Il est également moins plissotté qu'eux.

La faune des calcaires est en général pauvre : quelques ammonites, *Aptychus* et bélemnites ; des protoglobigerines et saccocomidés, puis, à l'extrême sommet, des calpionelles ; accessoirement, des radiolaires, spicules d'éponges, ostracodes, calcisphaerulidés, Globochaete. Des silex noirs accidentent épisodiquement certains bancs, surtout vers le sommet de la série.

Enfin, depuis longtemps, ont été signalés dans ces ensembles, des niveaux de « pseudobrèches ou brèches intraformationnelles » et des intercalations biodétritiques lenticulaires à microfossiles de plate-forme : foraminifères (miliolés,...), algues dasycladacées (*Clypeina jurassica*,...), bryozoaires, débris de polypiers, etc.. Il s'agit là de slumps à différents stades et coulées de débris plus ou moins turbiditiques et ravinantes, dévalant du talus externe jurassien pour se resédimer parfois très loin de leur origine jusqu'au-delà du futur bord subalpin.

Rares dans les niveaux inférieurs oxfordiens, ces glissements sous-marins deviennent plus fréquents au Kimméridgien–Tithonique et se poursuivent dans le Crétacé en passant par un maximum au Berriasien inférieur et moyen. Ils sont en grande partie responsables de la lacune fréquente – surtout vers l'Ouest – du Tithonique supérieur, voire du Tithonique dans son entier et même d'une partie du Kimméridgien supérieur, qui ne se retrouvent plus alors qu'à l'état resédimenté jusque dans les couches du Berriasien inférieur et moyen. Ces perturbations sédimentaires sont en grande partie liées (Detraz et Steinhäuser, 1988) à une activité tectonique distensive au niveau du talus jurassien durant la période Kimméridgien–Berriasien moyen. L'un de ces slumps, de la base du Berriasien, est particulièrement bien exposé dans le premier virage de la route qui descend du col du Frêne vers Saint-Pierre-d'Albigny.

Crétacé inférieur

n1-2 ; n2b. **Marnes et calcaires marneux sombres à ammonites et calpionelles (Berriasien–Valanginien) ; calcaires roux et bicolores à échinodermes et marnes rouges (Valanginien supérieur).** De nature globalement marneuse, ils forment très généralement un net replat au-dessus de la corniche tithonique. Leur épaisseur est de l'ordre de 250 à 400 m au maximum dont une centaine de mètres pour le Berriasien.

Dans le détail, le **Berriasien** (n1), encore assez carbonaté, est représenté par des alternances de calcaire argileux et marnes, souvent slumpées, avec intercalations de « crachées » biodétritiques à fossiles de plate-forme.

Arrivées bioclastiques et slumps sont plus fréquents et plus conséquents vers l'ouest, aux approches du talus jurassien. Ils diminuent par ailleurs

dans le temps : la sédimentation du Berriasien supérieur est plus calme et également plus argileuse. Le Berriasien est daté par calpionelles et ammonites.

Le **Valanginien** (n2) est représenté essentiellement par des marnes sombres ou même franchement noires vers l'Est, quartzueuses, pyriteuses et plus argileuses que les marnes berriasiennes. Les calpionelles se limitent au Valanginien basal. Plus haut, les datations doivent se faire uniquement par ammonites.

À la base, se rencontre fréquemment un niveau à ammonites pyriteuses. Au-dessus, les marnes s'enrichissent progressivement en petits bancs de calcaires quartzeux microcristallins faiblement biodétritiques, à spicules et petits foraminifères benthiques.

Au sommet enfin, les marnes sont souvent coiffées par des calcaires roux faiblement glauconieux, grossièrement biodétritiques à nombreux débris de crinoïdes ; ils alternent eux-mêmes avec des marnes rousses qui restent toutefois subordonnées. Cette formation atteint une épaisseur de quelques dizaines de mètres à l'Ouest, ou elle a été distinguée sur la carte sous la notation n2b. Elle se réduit vers l'Est : dans cette direction, ses derniers affleurements cartographiables ont été repérés dans le flanc oriental du synclinal « Charbon-Trélod » et au pied de la Dent d'Arclusaz. Au-delà, vers le bord subalpin, elle passe à des calcaires argilo-siliceux microbiodétritiques sombres qui ne se distinguent plus guère des calcaires siliceux de l'Hauterivien sus-jacent que par leur patine plus blanchâtre.

Inversement, très à l'Ouest, hors du domaine de la carte Albertville (cf. cartes Chambéry, Rumilly et Annecy-Ugine), le chaînon externe des Bauges (Nivolet-Revard-Montagne de Bange-Sernnoz) voit se développer au Berriasien-Valanginien des calcaires de plate-forme de type jurassien. On peut distinguer là (cf. notice Annecy-Ugine), schématiquement, de bas en haut, trois épaisses formations :

- une formation marneuse (300 m), encore de type subalpin, à ammonites et calpionelles, correspondant au Berriasien inférieur et, pro *parte*, moyen ;
- une formation de calcaires clairs biodétritiques et zoogènes, à rudistes, formant une puissante falaise (150 m) ; elle traduit, du Berriasien moyen-supérieur au Valanginien basal, une progradation vers l'Est de la plate-forme jurassienne ;
- enfin, une formation essentiellement biodétritique de calcaires roux et bicolores à chailles, correspondant au Valanginien (100 m).

Ces trois formations ont été dénommées : n1a, n1b-na et n2b. Les deux premières n'affleurent pas dans le domaine de la carte Albertville : elles ne

s'y retrouveraient qu'en profondeur dans l'angle nord-ouest (synclinal molassique de Leschaux). Mais il en est question ici car elles figurent sur la planche de coupes annexée à la présente notice (coupe AB, intéressant tout le massif des Bauges jusqu'au front subalpin).

n3. Marnes et marno-calcaires à miches. céphalopodes. **spatanges**. **huîtres**, calcaires siliceux à spicules (**Hauterivien**). Ensemble bien lité, à dominance de marnes silto-gréseuses sombres, souvent à miches, et calcaires siliceux très durs à cassure bleu-noir et patine brunâtre, rappelant alors beaucoup le « Kieselkalk » des nappes helvétiques. À l'Ouest, marnes et marno-calcaires dominent ; vers l'Est, à partir du flanc oriental du synclinal du Trélod, se développent des calcaires siliceux plus profonds, souvent laminitiques. Les lamines élémentaires se regroupent elles-mêmes souvent en bandes décimétriques sombres ou claires, plus siliceuses ou plus calcaires, avec parfois des **anastomoses** entre **bandes**. L'érosion différentielle entre **bandes** confère à ces niveaux, sur le terrain, un aspect caractéristique. C'est dans la partie moyenne de l'Hauterivien que ces **faciès** profonds **rubanés-laminés** sont le plus répandus.

L'épaisseur de l'Hauterivien, à l'inverse de celles du Berriasien-Valanginien, augmente considérablement vers l'Est, passant de 130 m dans le chaînon externe des Bauges (Semnoz) à près de 1 000 m au bord subalpin.

Morphologiquement, l'Hauterivien correspond à la majeure partie du grand talus crétacé inférieur dominé par la falaise urgonienne. À l'Est, il forme aussi les arêtes **aigües** qui couronnent le bord subalpin, de la pointe des Arlicots à la pointe de Chamosseran, en passant par la pointe des Arces et le mont d'Armenaz ; également au Nord du col de Tamié, l'arête Belle Étoile-Dent-de-Cons qui s'abaisse vers la cluse d'Annecy.

Spicules de spongiaires et radiolaires abondent. En dehors d'eux, on ne rencontre généralement comme microfaune que de rares petits foraminifères benthiques et quelques fragments d'échinodermes. Quelques **passées** bioclastiques plus riches ont cependant été signalées. Des **spatanges** (*Toxaster*) se rencontrent de manière dispersée dans toute la série, mais de manière beaucoup plus abondante au sommet – surtout vers l'Ouest (marnes à spatanges) – où ils sont souvent accompagnés d'**huîtres** (*Exogyra couloni*).

À la base, se rencontre fréquemment **dans les plis externes**, comme dans le Jura, un niveau glauconieux, parfois phosphaté, très fossilifère, à ammonites de la zone à **Radiatus** (*Acanthodiscus radiatus*, *Leopoldia leopoldi*, *L. castellanensis*,...). C'est le cas dans le chaînon Nivolet-Revard – Bange-Semnoz et le chaînon du Margériaz (feuilles Annecy-Ugine, Rumilly et Chambéry). Mais d'autres niveaux très glauconieux phosphatés fossilifères peuvent également se rencontrer.

Au sommet, le passage à l'Urgonien se fait par des « couches de transition » de faciès et d'épaisseur très variable (15 à 80 m). Des marnes ou marno-calcaires siliceux, à spicules et *Toxaster* y alternent plus ou moins régulièrement avec des niveaux ou lentilles de calcaires bioclastiques à entroques, bryozoaires et foraminifères benthiques, annonçant les calcaires urgoniens véritables. Des silex noirs s'y rencontrent en abondance dans les faciès les plus orientaux (flanc occidental de la Belle Étoile et de la Dent-de-Cons). Des slumps ou coulées bioclastiques y sont fréquents. Le plus net se rencontre un peu à l'Ouest des limites de la carte, sur le chemin menant du col de la Fullie au col de la Cochette (feuille Chambéry). S'intercalent là, dans des marnes à spatangues, des coulées chaotiques de « sables » bioclastiques enrobant des blocs plurimétriques d'Urgonien à tubes de serpules.

L'âge des couches de transition est encore discuté. Des études fondées sur les ammonites et échinides (*Toxaster retusus*, *T. gibbus*, *T. seynensis*,...) ont conduit à l'idée qu'elles étaient diachrones, essentiellement Hauterivien supérieur dans le chaînon externe des Bauges, pour s'élever dans le Barrémien inférieur vers l'intérieur (bord subalpin). L'installation franche de la plate-forme urgonienne paraît ainsi de plus en plus tardive vers l'ESE. Les couches de transition n'ont pas été cartographiées séparément : elles ont été partagées cartographiquement entre Hauterivien et Urgonien.

n4-sa. **Calcaires urgoniens (Barrémien – Aptien inférieur)** (anciennement n4-5). Complexe de calcaires massifs, parfois à silex ; leur cassure, claire à l'Ouest, devient sombre vers l'Est. La patine est toujours claire. Il s'agit pour l'essentiel de calcaires bioclastiques, graveleux ou oolitiques, mais on y trouve aussi des calcaires fins. La faune est riche : rudistes, algues encroûtantes et dasycladacées, bryozoaires, brachiopodes, oursins, nombreux foraminifères benthiques (miliolles, orbitolines,...). Des polypiers s'y rencontrent, surtout vers la base, associés à des dolomies beiges à toucher sableux, mais ils restent toujours subordonnés. Des charophytes peuvent également être présents épisodiquement et localement vers l'Ouest, associés ou non à la faune marine. Cet Urgonien couronne généralement, au-dessus du grand talus marneux crétacé inférieur, la plupart des grands sommets subalpins. Il donne lieu à de hautes falaises blanches souvent mal litées et à des dalles lapiazées parsemées de gouffres et dolines.

On y a distingué classiquement une masse urgonienne inférieure principale et une masse supérieure beaucoup plus réduite. Entre les deux, des « Couches à Orbitolines », très hétérogènes et mieux litées, donnent **fié-queusement** une vire dans la falaise (puissance 10 à 20 m) ; elles sont bien individualisées à l'Ouest, où elles sont toujours vivement colorées : calcaires gréseux roux, rougeâtres ou bicolores, parfois bréchiques, alternant avec des marnes rousses ou grises, ou verdâtres. Elles sont généralement très

riches en faune : gastéropodes (*Pterocera pelagi*), lamellibranches (dont rudistes), brachiopodes, oursins (*Heteraster oblongus*, *Pygaulus desmoulini*,...), nombreuses orbitolines. Sur des feuilles voisines, elles ont livré deux ammonites : *Deshayesites* gr. *weissi* au mont Veyrier, sur la feuille Annecy–Bonnevillle, et *Ancyloceras* cf. *matheronianum* dans le cirque de Saint-Même, sur la feuille Montmélian. L'ensemble de leur faune, en particulier leur ammoniti-faune, les font généralement rapporter dans la région à l'intervalle Barrémien terminal – Bédoulien moyen) ; vers l'Est, elles sont moins marquées et se distinguent mal de la masse urgonienne. Ces « couches » n'ont pu être suivies en continuité, et n'ont donc pas été cartographiées séparément.

Les céphalopodes (ammonites et bélemnites) sont rarissimes dans l'Urgonien, qui reste avant tout daté par les orbitolinidés, et par encadrement. On lui attribue généralement dans la région un âge barrémien–aptien inférieur. Sa base serait cependant quelque peu diachrone (intra-Hauterivien supérieur dans la partie ouest des Bauges, intra-Barrémien inférieur, voire Barrémien supérieur à l'Est), du fait de la progradation de son dépôt du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Vers le haut, la plate-forme urgonienne cesse d'exister dès la fin du Bédoulien moyen (Clavel et al., 1995).

L'épaisseur est généralement de 200 à 300 m. Elle est cependant moindre vers l'ESE ; c'est au Nord du col de Tamié, dans le flanc occidental du chaînon Belle Étoile–Dent-de-Cons, qu'elle atteint son minimum (80 m environ) : l'Urgonien y est morphologiquement très discret, particulièrement dans la Dent-de-Cons (carte Annecy–Ugine) où il se montre constitué, sous le Crétacé moyen, d'une alternance de barres calcaires sombres d'une dizaine de mètres d'épaisseur et de marnes gréseuses d'épaisseur équivalente. Encore, la plupart des barres calcaires sont-elles constituées essentiellement de calcaires à spicules. Seules deux d'entre elles, plus claires, peu avant le Sommet, présentent franchement les faciès biodétritiques de l'Urgonien. Des silex noirs sont par ailleurs abondants dans les couches basales. Il semble bien qu'on atteigne, là, la limite orientale de la plate-forme urgonienne, au voisinage immédiat du domaine ultrahelvétique : les faciès hémipélagiques à débris d'échinodermes et spicules de type « Drüsberg » s'y substituent de plus en plus par la base aux faciès biodétritiques urgoniens de plate-forme.

Crétacé « moyen et supérieur »

Il correspond à un nouveau cycle sédimentaire. Après une lacune (au moins partielle) du Bédoulien supérieur et du Gargasien (surface durcie tarudée, à croûte silico-ferrugineuse plus ou moins phosphatée), la plate-forme urgonienne est noyée à l'Aptien supérieur–Albien sous une sédimen-

tation essentiellement grésoglaucconieuse, à organismes d'abord benthiques (Aptien supérieur), puis à céphalopodes (Albien).

Durant l'Albien, un régime de courants plus ou moins érosifs engendre de nombreuses discontinuités marquées par des horizons condensés à phosphorites et stromatolites, et des remaniements plus ou moins polyzonaux.

Au Cénomanién (parfois dès l'Albien terminal), s'établit progressivement une sédimentation pélagique, encore réduite, de calcaires lithographiques à foraminifères planctoniques et calcisphères. Les apports gréseux, la glaucconie, les phosphorites diminuent corrélativement.

La sédimentation reste réduite et perturbée jusqu'au Coniacien, voire Santonien, par d'importants remaniements polyphasés plus ou moins ravinants, reprenant les sédiments antérieurs encore meubles (Aptien supérieur à Sénonien inférieur) : les mélanges résultants peuvent reposer localement jusque sur l'Urgonien. Le taux de sédimentation augmente ensuite beaucoup au Sénonien supérieur. Au Maastrichtien supérieur, se développent des faciès de calcaires siliceux fétides à spicules, plus ou moins diachrones « Couches de Wang », à très fort taux de sédimentation, dont la signification reste discutée.

n5b-6. Calcaires biodétritiques grésoglaucconieux et grès glaucconieux verts ou noirs, à horizons de phosphorites (Aptien supérieur – Albien) (anciennement n6-7).

• **Calcaires biodétritiques** (« lumachelle » des auteurs).

Il s'agit de calcaires spathiques grésoglaucconieux verdâtres à patine rousse, à débris d'échinodermes et bryozoaires. Ils sont bien développés dans la partie occidentale du massif des Bauges où ils peuvent atteindre 10 m d'épaisseur (flanc est du Semnoz, et synclinal des Aillons : feuilles Annecy–Ugine, Rumilly, Chambéry). Également plus au Nord, dans l'angle sud-ouest du massif des Bornes (montagne de Veyrier, roc de Chères, synclinal du Lindion : feuille Annecy–Ugine). Également plus au Sud, en Chartreuse et en Vercors. Dans le domaine plus oriental de la feuille Albertville, ils ne se rencontrent qu'en lambeaux dans le petit synclinal du Colombier, à la limite ouest de la feuille.

Cette « lumachelle » fait corps morphologiquement avec l'Urgonien, dont elle est cependant toujours séparée par une surface durcie parfois phosphatée. On attribue à cette « lumachelle » un âge aptien supérieur (Clansayésien).

• **Grès glauconieux verts ou noirs**

– Les sables et grès verts. Ils sont localisés dans la partie ouest du massif, comme la « lumachelle », mais moins étroitement qu'elle : c'est ainsi que dans les Bauges leur limite orientale est reportée plus à l'Est, entre synclinal Charbon–Trélod et faille d'Arcalod.

Ils sont en discontinuité très nette à la fois avec l'Urgonien et la « lumachelle », quand celle-ci existe.

. Leur teinte varie du vert sombre ou noirâtre au blanc pointillé de vert, localement à l'ocre rouge (synclinal du Colombier). La base de la formation est souvent très sombre et très fine (silts et grès silteux). Les sables blancs, quand ils existent, sont plus grossiers et sommitaux ; ils présentent des stratifications obliques et manifestent des influences éoliennes : ils correspondent sans doute à des dunes littorales.

L'épaisseur de l'ensemble varie de 1 à 40 m, le plus souvent de quelques mètres à 10 m. C'est dans le petit synclinal du Colombier qu'elle est maximale ; c'est là aussi que se trouvent les meilleures coupes, en particulier au Nord immédiat du col de Rossane (point coté 1 782 m).

Ces sables et grès, souvent peu consolidés, donnent dans la morphologie une vire ou dépression humide entre les ensembles calcaires qui les encadrent.

Ils sont généralement azoïques et, de ce fait, ne peuvent être datés directement. Quelques minces bétons phosphatés gris jaunâtre fossilifères à très fossilifères qui leur sont liés, permettent cependant de leur attribuer un âge albo-cénomaniens (voire turonien inférieur). C'est ainsi qu'au Sud-Est de mont Devant (synclinal du Chatelard-Entrevernes, feuille Annecy–Ugine), sur une nouvelle route forestière, un béton phosphaté fossilifère de 20 cm d'épaisseur surmonte 8 m de silts noirs et supporte lui-même 8 m de grès verts. Il a fourni des ammonites de l'Albien inférieur et moyen.

Sur la feuille voisine Rumilly, au pont d'Entrèves, en flanc est du Sernnoz, un célèbre béton phosphaté, à la base des sables verts, a fourni, entre autres, de nombreuses ammonites mêlant toutes les zones de l'Albien inférieur, moyen et supérieur. Sur la feuille même d'Albertville, la coupe citée au Nord du col de Rossane montre, à 5-6 m au-dessus de la base de la formation, un béton phosphaté qui a fourni, outre des ammonites de l'Albien inférieur et moyen supérieur (*Leymeriella tardefurcata*, *Beudanticeras* cf. *newtoni*, *Oxytropidoceras* sp., *Brancoceras* sp.), des bélemnites (*Néohibolites* sp.), bivalves (*Idonearca glabra*, *Grammatodon carinatum*), gastéropodes (*Semisolarium breistrofferi*, *Leptomaria* sp.), échinides (*Discoidea* sp.),... Au-dessus viennent encore 13 m de grès et sables sombres glauconieux et phosphatés, puis 17 m de sables blancs. Les trois bétons cités pourraient constituer un unique

horizon polyzonal de l'Albien terminal (Delamette, 1988). Les sables et grès sus-jacents appartiendraient au Cénomaniens, voire au Cénomano-Turonien.

M. Lugeon (1900) cite par ailleurs, à l'Est du hameau de la Frénière (angle nord-ouest de la feuille), sur le chemin montant au mont Chabert : *Acanthoceras mamillare*, *Acanthoceras milleti*, *Inoceramus concentricus*, *Terebratula dutemplei*. Il ne précise pas si ces fossiles ont été trouvés ou non dans un béton phosphaté.

À noter, enfin, qu'ont été récoltés dans le synclinal des Aillons (feuille Chambéry) : *Turritiles* cf. *costatus*, le madréporaire *Aspidiscus cristatus* et l'oursin *Discoidea cylindrica*. Ces fossiles n'étaient malheureusement pas en place, mais leur présence en divers points de ce synclinal montre que le Cénomaniens y existe ou y a existé.

– *Les silts* et grès noirs (puissance 0 à 50 m) prennent vers l'Est et le Nord-Est le relais des grès verts et de la « lumachelle », couvrant ainsi la partie orientale du massif des Bauges, à l'Est de la faille d'Arcalod, et tout le massif des Bornes (sauf montagne de Veyrier, roc de Chères et synclinal du Lindion).

À leur base, à Borderan, à l'angle nord-est de la feuille voisine Annecy–Ugine, un mince horizon conglomératique à nodules phosphatés a livré (Delamette, 1988 et 1994) une faune d'ammonites (*Epicheloniceras* cf. *martinioïdes* et *Colombiceras*) indiquant la base de l'Aptien supérieur. Puis viennent des silts schisteux ne renfermant guère que de grands lamelli-branches (Lima) ; ils sont suivis de grès à nodules calcaréo-gréseux, riches en macrofaune benthique partiellement silicifiée (bryozoaires, brachiopodes, huîtres, serpules,...). L'ensemble est daté de l'Aptien supérieur par quelques fragments d'ammonites (*Acanthohoplitidés*) (Delamette, 1994) et par encadrement.

Au-dessus, apparaît une nouvelle discontinuité, plus ou moins érosive, surmontée de dépôts réduits décimétriques à plurimétriques, à horizons condensés et/ou remaniés, plus ou moins polyzonaux, riches en phosphatites noires et stromatolites. Une riche faune d'ammonites, et vers le haut, quelques foraminifères planctoniques, indiquent l'Albien. Du fait de sa discontinuité ravinante basale, cet Albien peut localement reposer jusque sur l'Urgonien.

Morphologiquement, les silts schisteux de base forment au-dessus de la falaise urgonienne une bande déprimée humide caractéristique. Au-dessus, les grès noirs et bétons phosphatés s'intègrent par contre à la base de la falaise des calcaires du Crétacé supérieur.

ci-6. **Calcaires lithographiques clairs à foraminifères planctoniques (Cénomaniens – Maastrichtiens)** (anciennement ci-7). Leur partie inférieure remanie généralement, et de manière polyphasée, tout ou partie des couches sous-jacentes en les « intégrant » plus ou moins, parfois jusqu'au toit des calcaires urgoniens. Ainsi, se constituent de véritables mélanges : lithoclastes phosphatés ou non, traînées sablo-glaucוניeuses se diluant progressivement dans une matrice lithographique plus jeune, le tout parfois compliqué de slumps. Les remaniements se situent généralement dans l'intervalle Cénomaniens–Coniacien basal, mais ils peuvent localement débiter dès l'Albien terminal et se poursuivre plus haut dans le Sénonien inférieur. Ces pseudo-conglomérats grés-glaucוניeux peuvent reposer sur tous les niveaux des grès verts ou noirs et même directement sur un Urganien plus ou moins corrodé dont ils infiltrent alors les joints et remplissent les cavités de dissolution, formant de véritables « cheminées » qui peuvent atteindre une profondeur de 3 m (Delamette, 1988). Tel est le cas dans le flanc ouest du synclinal d'Arclusaz, aux pointes amont des chevrons qu'y décrit le Crétacé supérieur (Est de la Dent d'Arclusaz, et flanc sud de « Combe aux Chevaux »). Dans le synclinal d'Arcalod, qui prolonge au Nord le synclinal d'Arclusaz, la formation des grès noirs ou verts est aussi généralement absente ; mais dans ce synclinal très étiré et très pincé, le contact direct Urganien–Crétacé supérieur est certainement – au moins pro parte – tectonique.

On passe ensuite à des bancs de calcaires fins homogènes à silex noirs, puis à des calcaires plus argileux en plaquettes (« marmo-calcaires » et « craie marneuse » des auteurs).

Au sommet, apparaissent épisodiquement vers l'Ouest de nouveaux bancs plus compacts blancs ou gris, à silex clairs ou sombres, parfois zonés, et à spicules, où les microfaunes deviennent rares.

Localement enfin, comme dans le massif des Bornes, des teintes rouges ou rosées (« couches rouges ») apparaissent dans les calcaires lithographiques (synclinal d'Arclosan–Arcalod–Arclusaz) au sommet des bancs inférieurs à silex, à une vingtaine de mètres de la base. Selon F. Villars (1991), elles appartiendraient partout au Santonien.

La macrofaune est presque toujours rare : quelques ammonites et bélemnites, inocerames, oursins. Les anciennes carrières de Sévrier (flanc est du Sernnoz : feuille Annecy–Ugine) ont fourni dans les calcaires argileux une faune à cachet Sénonien supérieur (Pachydiscus cf. neubergicus, *Belemnite* cf. *mucronata*, *Inoceramus cripsi*, *Micraster coranguinum* et *Micraster brongniarti*). Dans le synclinal des Aillons (feuille Chambéry), ont été aussi trouvés *Inoceramus* pteroides, *Ostrea* (Pycnodonta) vesicularis, et les ammonites *Pachydiscus* gr. *colligatus*, *Phylloceras* cf. *surya*, *Epiphyloceras* et *Damesites*.

Foraminifères planctoniques et nannoflore sont par contre abondants, particulièrement dans les couches rouges qui correspondent sans doute à une sédimentation condensée.

Le Cénomaniens non remanié existe sans doute sous forme sablo-gréseuse dans le domaine externe des « grès verts », au-dessus du béton phosphaté de l'Albien supérieur. Dans le domaine plus interne des grès noirs, il est représenté par des calcaires fins ou spathiques de moins en moins grésoglaucוניeux et phosphatés vers le haut, mais seulement localement sur la feuille Annecy-Ugine autour de Faverges et au Nord du col des Aravis ; plus largement dans le Nord des Bornes-Aravis, et au-delà vers le Nord-Est, où il a fourni de nombreuses ammonites (dont *Mariella bergeri* et *Schloenbachia varians*). Il est toujours d'épaisseur très faible (0,5 m en moyenne, 3,5 m maximum).

Ailleurs, il peut n'être représenté que par quelques microfossiles (*Rotalipora cushmani*,...) piégés dans des croûtes stromatolitiques millimétriques à centimétriques, au toit des formations albiennes.

Mais, le plus souvent, le Cénomaniens est absent ou n'est représenté que par des microfaunes remaniées dans les mélanges de base des calcaires lithographiques. L'installation franche de la sédimentation des calcaires lithographiques ne se fait généralement qu'au Turonien plus ou moins élevé, voire, dans le Sud-Ouest des Bauges, qu'au Sénonien inférieur ou même Campanien, pour se poursuivre jusqu'au Maastrichtien.

A noter, enfin, que dans le domaine des grès et sables verts, les remaniements, signalés dans la base des calcaires lithographiques, conduisent parfois à des redoublements apparents des sables et grès verts au sein de ces mêmes calcaires (par exemple, sur le chemin menant de la Frenière au mont Chabert). Il s'agit en réalité de « grès verts albiens ou albo-cénomaniens » régénérés dans les calcaires lithographiques. L. Feugueur et P. Marie (1952) avaient déjà signalé un tel « redoublement » dans le synclinal Charbon-Trélod près des chalets de la Combe (feuille Annecy-Ugine).

Calcaires argileux à spicules : « Couches de Wang » (1). Les « Couches de Wang », définies en Suisse où elles sont connues dans les nappes sudhelvétiques et ultrahelvétiques, sont typiquement représentées dans le massif des Bauges, à l'Est de la faille d'Arcalod (synclinal Arcalod-Arclusaz et synclinorium Tamié-Sambuy), et dans le Sud-Est du massif des Bornes (mont Charvin et synclinal d'Arclosan). Il s'agit de bancs de calcaires argilo-siliceux noirs, pyriteux, souvent finement laminés, fétides, quelque peu glaucוניeux et quartzeux, parfois à silex, alternant avec de minces lits de marnes schisteuses, le tout rappelant le « Kieselkalk » hauterivien.

En dehors des spicules de spongiaires, toujours abondants, et d'empreintes attribuées à des annélides tubicoles (*Jereminnella pfenderae*), très abondantes à la surface de certains bancs, macrofaune, microfaune et nanoplankton deviennent rares et concentrés essentiellement dans les interlits marneux.

En **Suisse**, les « Couches de Wang » sont décrites tantôt comme prolongeant sans lacune la sédimentation antérieure (Suisse orientale), tantôt (Suisse occidentale) comme discordantes au-dessus d'une lacune d'érosion sous-marine avec souvent à leur base une brèche importante. La macrofaune est rare et peu exploitable : fragments et traces d'ammonites (dont *Pachydiscus robustus*), bélemnites, lamelibranches (dont *Inoceramus*), gastéropodes, brachiopodes, oursins,... Des foraminifères benthiques (*Lituola grandis*) et surtout planctoniques (globotruncanidés, hétérohélicidés,...) ont permis d'attribuer à ces couches un âge campanien supérieur–maastrichtien à l'Est, purement maastrichtien à l'Ouest.

Une discontinuité les sépare toujours du Tertiaire, correspondant vers l'Est à une simple interruption de la sédimentation sous-marine, mais à l'Ouest, à une transgression véritable après une phase d'érosion aérienne.

En France, des travaux récents (Villars 1988 et 1991) ont montré que, dès leur base, elles contiennent des microfaunes du Maastrichtien terminal (base de la zone à *Abathomphalus mayaroensis*).

Dans les parties plus externes du massif des Bauges (synclinaux du Tré-lod, du Chatelard, du Colombier, et même plus au Sud-Est, synclinal des Aillons sur la feuille Chambéry), existent aussi épisodiquement, au sommet de la formation des calcaires lithographiques, des calcaires à spicules, parfois à silex zonés : ils présentent un microfaciès très voisin de celui des « Couches de Wang » ; il en va de même des calcaires sommitaux de Chartreuse orientale. L'ensemble représente sans doute l'amorce des « Couches de Wang » : F. Villars (opus cité) a montré qu'elles sont un peu plus précoces (sommet de la zone à *Gansserina gansseri* du Maastrichtien supérieur). Le macrofaciès étant cependant assez différent (en particulier, couleur beaucoup plus claire et Jéréminelles absentes), ces couches ont été maintenues cartographiquement dans la formation des calcaires lithographiques.

La nature exacte de la relation des « Couches de Wang » avec la formation des calcaires lithographiques reste discutée (continuité verticale et, *pro parte*, latérale ou discontinuité ?). Selon F. Villars, une discontinuité érosive majeure sépare les deux formations et la Formation de Wang *prograde* vers le Nord-Est, en direction des zones internes sur cette surface d'érosion sous-marine. À l'appui, dans le synclinal de la Sambuy, les calcaires lithogra-

phiques sont pratiquement inexistantes et les « Couches de Wang » (zone à Mayaroensis) reposent directement, ou quasi directement, sur les grès noirs albiens ou leur béton sommital. À l'ENE immédiat de la station intermédiaire du télésiège de la Sambuy, entre les cotes 1 550 et 1 650 m, il semble même que les « Couches de Wang », avec à leur base des pseudoconglomérats – en réalité un slump – reposent directement sur l'Urgonien.

La signification des « Couches de Wang » a été beaucoup discutée. La plupart des auteurs avaient admis jusqu'ici qu'il s'agissait de faciès euxiniques de confinement. Selon les travaux les plus récents (Villars, 1988 et 1991 ; Gorin et Monteil, 1990), il s'agirait au contraire de faciès de plate-forme externe hémipélagique de mer ouverte.

Quoiqu'il en soit, une émergence généralisée intervient à la fin du Crétacé supérieur : les dépôts nummulitiques tronquent les couches sous-jacentes jusqu'à atteindre localement l'Hauterivien (flanc ouest du chaînon Belle Étoile – pointe de la Deuva – Dent-de-Cons). De ce fait, la puissance conservée du Crétacé supérieur est très variable : 0 à 250 m (dont 50 m au maximum pour les « Couches de Wang »). Généralement, cependant, dans le domaine de la feuille Albertville, l'érosion anténummulitique reste plus modérée, le Nummulitique reposant seulement sur les « Couches de Wang » ou les calcaires lithographiques.

La meilleure coupe d'ensemble des calcaires lithographiques et des « Couches de Wang » (coupe non encore étudiée) se trouve sur une route forestière récemment ouverte sur le flanc nord-ouest du mont Pecloz, dans la haute vallée du Chéran.

Tertiaire

Dans le domaine de la feuille Albertville, le Tertiaire n'est conservé qu'au Nord du Chéran.

Dans l'angle nord-ouest, il s'agit de la « Molasse rouge » d'eau douce du synclinal de Leschaux (Bauges externes).

Ailleurs, on entre dans le domaine du Nummulitique marin. Ce dernier est conservé essentiellement dans les synclinaux du Châtelard–Entrevernes, du Trélod-Charbon et d'Arclusaz. C'est dans le synclinal Trélod-Charbon, du fait de l'absence quasi générale de couvert forestier, que ce Nummulitique est le mieux exposé ; il y forme, au cœur du grand synclinal crétacé, des replis dysharmoniques (deux synclinaux et un anticlinal), le tout déversé à l'Ouest. Dans le synclinal très pincé d'Arcalod – qui prolonge au Nord le synclinal d'Arclusaz – ne persistent que trois minuscules lambeaux de calcaires nummulitiques perchés dans trois petits cols. Les deux plus méridio-

naux butent contre l'Urgonien du flanc ouest du synclinal, le long d'une des branches de la faille d'Arcalod. Dans le « synclinorium » Sambuy–Tamié, ne sont conservés également que des lambeaux restreints de calcaires nummulitiques (synclinal de la Sambuy proprement dit) ou de flysch (flanc ouest du chaînon Belle Étoile – Dent-de-Cons).

Le Tertiaire débute par une émergence, génératrice d'érosions, avant l'arrivée des mers nummulitiques, mais dans le domaine de la carte, aucun dépôt continental ou fluvio-lacustre n'est attribuable de manière certaine à cette première période d'émergence, à l'exception d'encroûtements fréquents de Microcodium, corrodant et bréchifiant per descensum le Crétacé supérieur jusqu'à 10 m de sa surface, sous l'Yprésien–Lutétien marin (par exemple à 500 m au Nord-Est de la Dent des Portes, dans l'anticlinal nummulitique médian). On peut aussi rapporter à cette période des dépôts sidérolithiques (argile et grès décalcifiés limoniteux) remplissant des fissures et poches des calcaires urgoniens dans le massif de la Sambuy où ils ont été anciennement exploités en puits et galeries comme minerais de fer. Le Sidérolithique est beaucoup plus fréquent à l'Ouest, hors du domaine de la présente feuille, dans les Bauges externes et le Jura.

Une incursion marine se produit dès l'**Yprésien** supérieur – **Lutétien** (Martini, 1961) ; elle se termine à l'Ouest par un épisode lacustre.

Une deuxième transgression – plus générale – se réalise de manière diachrone (plus tardive à l'Ouest), au Bartonien–Priabonien–Stampien ; à l'Ouest, elle est précédée par un complexe ravinant de formations continentales, fluvio-lacustres puis saumâtres, à Microcodium, sans doute elles aussi diachrones. Au-dessus, vient schématiquement la classique trilogie marine : Nummulitique calcaire, puis marneux, puis gréseux, ce dernier présentant un caractère flysch. Ce Nummulitique marin a atteint le chaînon externe des Bauges au Sud du Chéran (Nivolet–Revard) mais l'a épargné au Nord du Chéran (Semnoz).

Dans les synclinaux les plus externes (synclinaux des Déserts, des Aillons) – peut-être aussi dans le flanc oriental du synclinal de Leschaux – le « flysch » passe progressivement aux Molasses rouges d'eau douce du **Chattien** inférieur, qui représentent les derniers terrains tertiaires connus sur la feuille.

Le Sidérolithique, du fait de son mode de gisement (remplissage d'un ancien karst), n'a pu être cartographié comme affleurement, mais seulement indiqué en « exploitation souterraine abandonnée ». Sur la carte IGN 1/25 000 Albertville, figurent toujours deux « mines de fer » correspondant aux deux secteurs anciennement exploités ; l'une en flanc oriental de la Petite Sambuy, l'autre à 1,5 km plus à l'Est, à l'Est du chalet de la Bouchasse.

Le Sidérolithique des Bauges n'est pas daté. Il pourrait couvrir en principe toute la période comprise entre l'émergence de la fin du Crétacé supérieur et la transgression nummulitique, elle-même diachrone. En fait, partout où l'on a pu le dater dans le Jura ou le Delphino-Helvétique, il a fourni un âge lutétien à ludien, mais surtout bartonien.

C'est le cas par exemple au Nord, en Suisse, où le Sidérolithique a fourni (Weidmann, 1984a et b), dans l'autochtone chablaisien et au pied du Jura, des restes de mammifères (essentiellement des dents) du Bartonien et même du Ludien ; c'est le cas aussi, plus au Sud, aux Échelles, au front de la Chartreuse, où une ancienne exploitation de sables et argiles réfractaires a livré une mâchoire de *Lophiodon tapirotherium* (= *larteti*) attribué d'abord à l'Éocène inférieur puis, actuellement, au Bartonien inférieur (Auversien).

e4-5. Calcaires à grandes nummulites, calcaires lacustres (Yprésien supérieur – Lutétien). Il s'agit de la première transgression évoquée ci-dessus. Elle est en réalité biphasée (Martini, 1967 et 1968). Une discontinuité ravinante sépare en effet une formation yprésienne, réduite à quelques lambeaux, d'une formation lutétienne plus largement conservée. Le Lutétien a été reconnu dans les synclinaux du Trélod–Charbon et du Châtelard–Entrevernes, et (sur la feuille voisine Chambéry) dans le flanc oriental du synclinal des Aillons. L'Yprésien n'a été signalé que dans le synclinal Charbon–Trélod et le synclinal des Aillons.

L'ensemble, étant donné sa minceur, n'a pu être cartographiquement divisé. Une coupe d'ensemble claire et bien accessible se trouve dans le flanc ouest du synclinal du Trélod, un peu à l'amont du sentier menant de la Dent des Portes aux chalets du Charbonnet, 100 m avant que ce sentier atteigne la ligne de crête.

L'Yprésien du synclinal du Trélod affleure en bordure ouest du synclinal nummulitique occidental, en bande quelque peu discontinue, depuis 300 m environ au Nord-Est de la Dent des Portes, jusqu'à 300 m au Sud du Passage du Charbonnet (coupes n° 14 à 19, Martini, 1970, p. 227). J. Martini a aussi signalé deux autres minuscules affleurements (épaisseurs de 2 m et 1 m), l'un dans l'anticlinal médian, à la base d'une falaise Est-Ouest de Lutétien, à 500 m environ au Sud des chalets du Charbonnet (coupe n° 20 de Martini), l'autre, sans Lutétien associé, au bord oriental du synclinal oriental, à 500 m au Nord du Bonnet de Tirebras (point coté 1893, coupe n° 26 de Martini).

Lithologiquement l'Yprésien est constitué, à la base, de calcaires gréseux beiges à passées mamo-gréseuses, riches en petites nummulites et au Sommet en petites alvéolines ; viennent ensuite des grès verts glauconieux riches en assilines, operculines, petites nummulites et discocyclines, envahies par

de la silice jaune et de ce fait en relief sur la roche. L'épaisseur totale ne dépasse jamais 3,5 m ; et il n'y a pas de conglomérat de base.

L'ensemble appartient à la base de l'Yprésien supérieur (zone à *Nummulites planulatus* et *Alveolina oblonga*). Les autres zones de l'Yprésien supérieur n'ont pu être caractérisées : elles correspondent vraisemblablement ici à une lacune ; il n'y a pas cependant de dépôts lacustres ou continentaux correspondants. Autres fossiles cités : *Nummulites atacicus* s.l., *Assilina placenta*, *Alveolina (Glomalveolina) minutula*,...

Le Lutétien du synclinal du Trélod, affleure – comme l'Yprésien – selon une bande nord-sud, au bord ouest du synclinal nummulitique occidental, depuis l'ENE de la Dent des Portes jusqu'à l'aval nord-ouest de la pointe 1937. Mais il est aussi bien observable dans l'anticlinal médian, au Sud-Est des chalets et du passage du Charbonnet, où il encadre le cœur anticlinal de Crétacé supérieur. Il forme là, en particulier, la majeure partie de la falaise est-ouest à base yprésienne déjà signalée. Plus au Nord, il disparaît en tunnel sous des couches plus récentes, pour se dégager à nouveau à l'ENE de la Dent des Portes, en rive droite du ruisseau descendu de cette dernière ; il est affecté là de failles et replis secondaires (Doudoux et al., 1975). Le Lutétien semble par contre absent du synclinal oriental, si l'on excepte le Sommet d'une petite falaise sise au fond du cirque du Charbonnet, 500 m au Sud du Bonnet de Tirebras.

Dans le synclinal du Châtelard, le Lutétien est présent de manière continue au Sud du col du Plane. Au Nord, il disparaît et ne se retrouve – très réduit – qu'aux approches nord et sud du col de la Frasse, et seulement en flanc oriental du synclinal devenu ici synclinal d'Entrevernes (feuille Annecy-Ugine).

Du point de vue lithologique, le Lutétien débute généralement par un conglomérat ravinant, peu puissant, à galets de Crétacé supérieur et, plus rarement d'Yprésien. On y note aussi de nombreux galets de silex clairs, verdis à leur périphérie. Succèdent, en continuité à ce conglomérat, des calcaires lités grésoglaucieux qui passent rapidement à des calcaires massifs, blancs, rosés ou verdâtres, souvent pseudobréchiques, lesquels se terminent par des calcaires fins, blancs ou crème, à cyanophycées, et des mammo-calcaires noduleux blancs, rosés ou verdâtres, le tout parfois encroûté par des *Microcodium*. Des *Microcodium* peuvent d'ailleurs se rencontrer dans toute la formation – Yprésien compris – soit à l'état remanié à partir de niveaux sous-jacents, soit par infiltration in situ per descensum à partir des formations supérieures lacustres ou continentales. La bréchification intraformationnelle, limitée le plus souvent aux calcaires massifs, peut aussi affecter toute la formation.

Les grands foraminifères pullulent dans les couches de base (grandes nummulites, assilines, discocyclines, puis un peu plus haut, grandes alvéolines) ; ils se raréfient ensuite rapidement dans les calcaires massifs. Les couches supérieures ont livré des fossiles d'eau douce (planorbes, limnées, charophytes,...) dans le synclinal Châtelard – Entrevernes ; ce Lutétien lacustre n'a par contre pas été reconnu dans le synclinal Charbon–Trélod. La puissance de l'ensemble ne dépasse pas 12 m (quelques mètres pour le Lutétien marin).

Fossiles cités : Nummulites *perforatus-aturicus* (variété *allobrogeneris*), Nummulites *atacicus* s.l., Alveolina gigantea,... Selon J. Martini (1968), l'ensemble de la microfaune marine aurait un cachet Lutétien inférieur. Les couches lacustres ne sont datées que par encadrement (Lutétien supérieur ?).

e-gL. Complexe fluvio-lacustre et saumâtre à *Microcodium* (Bartonnien – Stampien). Dans le domaine de la feuille Albertville, ce complexe est très généralement présent à la base de la deuxième transgression marine, dans le synclinal Charbon–Trélod et le synclinal du Châtelard. Il y ravine par ses différents termes les couches sous-jacentes du Crétacé supérieur.

Sur des feuilles voisines, plus à l'extérieur (feuilles Chambéry, Annecy–Ugine, Rumilly), il peut reposer jusque sur l'Urgonien inférieur.

Il varie beaucoup et très vite, latéralement et verticalement, en puissance (0 à 50 m) et en nature. Les couches inférieures sont généralement détritiques à très détritiques : les conglomérats sont fréquents, souvent à gros blocs, toujours à éléments purement locaux (Urgonien, Crétacé supérieur, Lutétien). Les grandes nummulites remaniées y abondent, parfois au point de rendre alors la distinction difficile avec le Lutétien marin.

Il est certain qu'un sérieux rajeunissement du relief est survenu ici entre le dépôt du Lutétien marin et lacustre et le dépôt de ce nouveau complexe : des dépressions se sont créées, lacustres puis saumâtres, qui ont été ensuite envahies et débordées, le plus souvent en continuité, par la mer éocène supérieur–oligocène ; dans un certain nombre de cas cependant, les calcaires marins e-gC tronquent aussi le complexe fluvio-lacustre.

Outre les conglomérats, surtout développés dans la partie inférieure, les couches *fluvio-lacustres* comprennent aussi des grès grossiers blancs ou verts ou roux (ex. : synclinal du Châtelard–Entrevernes), des calcaires blancs, crème ou bruns, parfois à oncoïdes, des marnes ou calcarénites blanches souvent noduleuses ou à concrétions pédologiques. Les teintes rouges sont peu fréquentes ; elles n'ont été signalées (Doudoux et al., 1975, p. 81-82) qu'à la pointe sud du synclinal oriental, au Sud-Ouest du mont

Trélod ; des marnes bigarrées et des grès lie-de-vin sont là associés à des lambeaux de conglomérats à galets rouillés.

Faune et flore sont rares et souvent peu significatives : gastéropodes d'eau douce (*Helix*, limnées, planorbes,...), ostracodes, cyanophycées, charophytes,... Dans le synclinal Charbon–Trélod, spécialement sur le flanc oriental de Lanche-Close et au Nord des chalets du Rosay (feuille Annecy–Ugine), mais aussi au Sud des chalets du Charbonnet sur la présente feuille, des marnes blanches ont cependant fourni quelques restes de reptiles, de poissons et une faune de mammifères (*Anoplotherium*, *Pterodon*, *Dichobune leporina*, *Paleotherium medium*, *Plagiolophus minor*, *Amphiperatherium exile*, et divers rongeurs gliridés,...) permettant de les rapporter à l'Eocène tout à fait supérieur (Martini, 1962 ; Herb et al., 1984).

Au-dessus, les couches saumâtres (« couches des Diablerets ») sont constituées pour l'essentiel de marnes sombres à niveaux lumachelliques (huîtres, cyrènes, cérithes,...), avec aussi, parfois, quelques grès.

La meilleure coupe d'ensemble se situe à l'Est de Lanche-Close, sur le flanc est du synclinal oriental du Charbon, mais de bonnes coupes partielles se rencontrent aussi à partir des chalets du Charbonnet, vers le Sud, dans le synclinal occidental et l'anticlinal médian.

Des lignites, en lentilles centimétriques à métriques, se rencontrent assez fréquemment, le plus souvent dans les couches saumâtres, parfois aussi dans les couches fluvio-lacustres. Ils ont été jadis exploités dans le synclinal d'Entrevernes au-dessus de Saury (feuille Annecy–Ugine).

Des *Microcodium* peuvent se rencontrer dans toute la formation, mais surtout dans les couches inférieures (conglomérats et, dans une moindre mesure, « marnes blanches ») ; dans les couches saumâtres sommitales, ils ne sont présents qu'à l'état remanié.

Morphologiquement, l'ensemble, surtout les couches saumâtres – essentiellement marneuses – forment très généralement un couloir, un talus ou un replat, à la base de la falaise des « calcaires à petites Nummulites ».

À signaler enfin que les « marnes blanches », très développées dans le synclinal Charbon–Trélod, se montrent particulièrement réceptives à la schistosité. Une forte schistosité de plan axial, pentée 60 à 70° vers l'Est, y efface presque complètement la stratification. Des alignements de nodules rognonneux, voire des pseudo-bancs lenticulaires, s'y remarquent, disposés dans les plans de schistosité.

e-gC. **Calcaires gréseux et grès à petites nummulites (Bartonnien – Stampien)**. Il s'agit d'un ensemble de faciès de plate-forme, très variables dans le détail, mais à dominante de calcaires grossiers plus ou moins gréseux et glauconieux, à algues corallinacées, petites nummulites, discocyclines, huîtres, pectinidés, échinidés,... Fréquemment, à la base, des calcaires argileux à nombreux petits polypiers font la transition avec les « couches des Diablerets » sous-jacentes. Ces couches à polypiers peuvent être remplacées et/ou surmontées par des grès à nummulites. Des conglomérats à éléments purement locaux peuvent exister à la base, mais ils sont très discrets dans les Bauges, sauf (feuille Annecy–Ugine) dans le flanc de la Dent-de-Cons où ils atteignent une dizaine de mètres d'épaisseur et comportent des « blocs » métriques à décamétriques : ils arrivent à remplacer ici latéralement la totalité des calcaires. La teinte des calcaires est claire vers l'Ouest (blanche à crème ou beige), de plus en plus sombre à l'Est (grise à noire) ; la patine est toujours blanchâtre.

Cette formation se trouve dans tous les synclinaux des Bauges. Sa puissance, très variable dans le détail (quelques mètres à quelques dizaines de mètres), diminue cependant d'une manière générale vers l'Ouest où la transgression marine ne paraît pas avoir atteint le Semnoz (feuille Annecy–Ugine). Elle repose le plus souvent sur les formations tertiaires précédemment décrites ou sur le Crétacé supérieur, plus rarement (feuilles Chambéry et Annecy–Ugine) sur le Crétacé moyen ou l'Urgonien. Dans le flanc de la Dent-de-Cons (Annecy–Ugine), elle atteint même l'Hauterivien : elle tronque là, avec forts conglomérats, une structure plissée (et sans doute faillée) post-crétacée.

Du point de vue morphologique, les calcaires à petites nummulites forment, au cœur des synclinaux, une petite falaise continue qui rend très lisibles les structures. À noter cependant que les plis du Tertiaire sont souvent plus nombreux que les plis de l'Urgonien. L'adaptation entre les deux structures se réalise au niveau des calcaires argileux du Crétacé supérieur qui sont affectés de nombreux plissements dysharmoniques.

Tel est le cas dans le synclinal renversé d'Arclusaz, au Nord du Chéran : les calcaires nummulitiques s'y montrent affectés, tant dans le flanc inverse que dans le flanc direct, de nombreux petits replis déversés à l'Ouest en plis failles ou plis faillés. L'enveloppe générale des replis reste cependant conforme à la grande structure.

Tel est le cas aussi dans le synclinal renversé Trélod–Charbon : au cœur de la grande structure crétacée, les calcaires à petites nummulites se montrent structurés en deux synclinaux et un anticlinal médian, le tout déversé ou renversé à l'Ouest. Ces structures sont très visibles entre les chalets du Charbonnet et le Bonnet de Tirebras. Plus au Sud, les calcaires à petites nummulites sont enlevés par érosion dans le cirque du Charbonnet, et les

structures deviennent, de ce fait, momentanément moins visibles. Ils réapparaissent ensuite à l'aplomb du mont Trélod mais ne dessinent plus là qu'un synclinal : il s'agit du synclinal oriental – affecté en son fond d'un petit repli annexe supplémentaire. L'anticlinal médian et le synclinal occidental ont à ce niveau déjà « échappé dans le ciel » plus à l'Ouest.

L'âge de la formation **e-gC** n'a pu être jusqu'ici déterminée partout de manière précise. Il semble bien cependant qu'elle soit diachrone : Bartonien (voire Lutétien terminal) à Priabonien à l'Est (flanc de la Dent-de-Cons, « synclinorium » Sambuy–Tamié), avec discocyclines et nummulites (*Nummulites chavannesi*, *N. garnieri*, *N. aff. fabianii*, *N. striatus*, *Fabiania cassis*,...) ; elle reste priabonienne avec toujours *N. fabianii* et lumachelles à discocyclines dans le synclinal d'Arclusaz, mais est déjà de la limite Eocène–Oligocène dans le synclinal Charbon–Trélod (Herb et al., 1984). Plus à l'extérieur encore, dans le synclinal des Déserts (feuille Chambéry), des sables et calcaires gréseux à pectinidés, *Natica crassatina*, oursins de type Scutelles et dents de squales, ont fourni une faune de mammifères stampienne (*Anthracotherium*, *Aceratherium filholi*, *Halitherium*). À l'appui, on peut aussi noter la disparition vers l'Ouest (dès le Charbon–Trélod) des discocyclines de l'Éocène et l'apparition concomitante d'une macrofaune marine oligocène : *Natica crassatina* (dès le synclinal du Châtelard), et scutelles (dans le synclinal des Déserts et plus au Nord au front du massif des Bornes, au mont Veyrier).

e-gM. Marnes à foraminifères, schistes à Meletta (Bartonien – Stampien). Succèdent rapidement aux calcaires précédents des calcaires argileux schistoïdes, puis des marnes bleues à altération blanchâtre riches en foraminifères, d'abord surtout benthiques, puis de plus en plus planctoniques. Puissance : 10 à 70 m. Ce changement de sédimentation correspond à un approfondissement qui a dû se faire par saccades : de nombreuses avalanches sous-marines ont en effet été signalées dans ces marnes, par exemple, en ce qui concerne le massif des Bauges, dans tout le cœur du synclinal Charbon–Trélod, depuis le Nord des chalets du Rosay, sous Lanche-Close (feuille Anney–Ugine), jusqu'aux chalets de Pleuven, sous le mont Trélod ; elles remanient de manière chaotique des éléments de calcaires nummulitiques mais aussi de Crétacé supérieur et même, parfois, d'Urgonien.

Sur la feuille voisine Anney–Ugine, au mont Charvin (chaîne des Aravis), un jeu de faille synsédimentaire est certain : il a déterminé dans le compartiment sud affaissé une avalanche catastrophique de blocs de toutes tailles (jusqu'à décamétriques et même hectométriques) et de nature variée quoique toujours locale (Urgonien, Crétacé supérieur, Nummulitique). La brèche grossière résultante remplace ici latéralement les marnes, d'abord totalement, pour finir plus au Sud par s'intriquer avec elles et s'y effiloche.

Plus au Sud encore, dans les Bauges cette fois, en flanc ouest de la Dent-de-Cons, se rencontre une brèche analogue, mais, ici, elle remplace en outre plus ou moins totalement les calcaires de base ; et des marnes à globigérines épineuses paraissent se rétablir assez vite vers l'Ouest dans le bas du ravin sis au Sud de Frontenex, où elles présentent vers la base des intercalations de microbrèches à petites nummulites et discocyclines. Le jeu d'une faille synsédimentaire est ici encore probable, mais moins bien localisé et quelque peu plus précoce.

Des schistes à écailles de poissons (*Meletta*) succèdent en continuité aux marnes à foraminifères. Ils sont de teinte plus foncée, à altération brune. Puissance 10 à 50 m. Ils se caractérisent avant tout par un accroissement du détritisme argileux et surtout quartzo-micacé, ainsi que par un accroissement de la matière organique (débris de plantes, voire passées ligniteuses) ; corrélativement, la microfaune diminue et ne comprend plus que de rares petits foraminifères planctoniques.

Ces schistes à *Meletta* n'ont été rencontrés que dans les synclinaux externes du massif des Bauges, à partir du synclinal d'Arcalod compris. Ils doivent y représenter l'équivalent latéral distal des premiers flyschs marno-grésos-micacés qui se déposent alors plus à l'Est. Cartographiquement, ils ont cependant, pour des raisons de commodité, été groupés avec les marnes à foraminifères.

L'âge de la formation e-gM a été établi de manière précise dans les parties externes du massif voisin des Bornes (Charollais et al., 1980) : Oligocène inférieur pour l'ensemble et même parfois affinités Oligocène moyen pour les schistes à *Meletta*.

O. Lateltin et D. Muller (1987) ont montré par la suite que, dans les parties internes de ce même massif (chaîne des Aravis), la base des marnes à foraminifères restait cependant Éocène supérieur : une certaine diachronie apparaît donc à la base de la formation, à l'échelle du massif.

Il en va de même dans le massif des Bauges :

- dans ses parties internes (ravin de Frontenex, à la base du flanc ouest du chaînon Belle Étoile-Dent-de-Cons), J. Martini (1962) décrit dans les marnes à foraminifères, à 50 m de leur base, une microfaune planctonique encore de l'Éocène supérieur ; les microbrèches intercalées dans la base de ces marnes ont même fourni ici une microfaune (remaniée ?) bartonienne ;
- dans la partie la plus externe des Bauges (synclinal des Déserts, feuille Chambéry), la formation a fourni, par contre, dès sa base, une microfaune planctonique de l'Oligocène « moyen » (*Globorotalia opima opima*, *Globigerina* cf. *ampliapertura*,...).

e-gF. Flysch **marno-grésomiacé (Bartonien – Stampien)**

Localisation. Dans le domaine de la carte, le flysch est conservé essentiellement dans le synclinal Châtelard–Entrevernes. Il a été complètement érodé dans le synclinal Trélod–Charbon. Il n'en subsiste que quelques débris non cartographiables dans le synclinal d'kclusaz. Dans le synclinal de la Sambuy, un seul et minuscule lambeau a pu être cartographié, coincé par faille contre des calcaires nummulitiques, le long de la route menant au télésiège de la Sambuy, une centaine de mètres à l'aval de la gare de départ de ce dernier, près d'un groupe de petites sources ; des plaquettes de grès du flysch traînent par ailleurs, de-ci de-là, à l'amont de la route jusque vers la cote 1 300 m, mais dans des conditions assez ambiguës par rapport au substratum : elles semblent plutôt être incluses dans des produits éluviaux et/ou morainiques, mêlées à des éléments d'âge crétacé moyen et supérieur et même urgonien. On retrouve le flysch plus à l'Est, au Nord-Est des Combes, en particulier dans le talweg du ruisseau des Combes, à la base du flanc ouest du chaînon Belle Étoile – Roc Rouge – Dent-de-Cons ; il repose là directement sur l'Hauterivien par un contact sans doute stratigraphique, quoique quelque peu frictionné ; ce flysch, dit « Flysch de Cons » se développe davantage plus au Nord, à l'aplomb de la Dent-de-Cons (feuille Annecy–Ugine) où il est supporté à sa base par des conglomérats très grossiers à éléments locaux.

Nature et âge. Dans l'autochtone relatif du massif voisin des Bornes-Aravis, G.G. Sawatzki (1975) a pu distinguer schématiquement dans le flysch trois formations qui se succèdent d'Est en Ouest et de bas en haut :

- formation à « **Grès intermédiaires** » (GI) (au sens d'intermédiaires avec les grès ultrahelvétiques), bien représentés au mont Charvin ;
- formation à « **Grès de Taveyannaz** » (GT), en position centrale ;
- formation à « **Grès du Val d'Iliez** » (GVI), plus à l'Ouest. Les GT se caractérisent avant tout par une proportion élevée (60 à 80 %) de débris volcaniques andésitiques frais. Ce pourcentage diminue vite vers le haut et latéralement dans les formations encadrantes (GI et GVI) pour devenir nul encore plus à l'Est (« Grès ultrahelvétiques »), et plus à l'Ouest en bordure externe du massif (« Grès de Naves » et « Grès de Bonneville »).

Dans le massif des Bauges, GVI et GI se retrouvent les premiers dans le synclinal Châtelard–Entrevernes, les seconds dans le flysch de Cons (Sawatzki, 1975). Le domaine des GVI devait sans doute s'étendre aux synclinaux du Trélod et d'kclusaz, puisqu'on y retrouve les Marnes à *Meletta* qui leur sont généralement associées. Le petit affleurement de flysch, quelque peu dissocié, signalé dans le synclinal de la Sambuy, paraît par contre appartenir à des GT. Cet affleurement avait déjà été signalé par M. Lugeon (1900, p. 78) mais attribué alors à un Gault « à l'état de grès durs

verts rappelant le grès de Taveyannaz non moucheté ». Dans la partie la plus externe des Bauges (feuille Chambéry), les « Grès du Val d'Illiez » se poursuivent vers le haut par une formation saumâtre, d'abord essentiellement marno-micacée, puis de plus en plus gréseuse, à petits lamellibranches blanchâtres (*Corbulomya*, *Nucula*, *Cyrena*, *Corbula*,...) et petits lits discontinus de lignite. Il s'agit là des « Grès des Déserts et des Aillons », équivalent des « Grès de Naves, de Bonneville, de **Vaulruz**,... », qui se rencontrent plus au Nord, en bordure du front subalpin. Cette formation passe elle-même tranquillement vers le haut à la Molasse rouge lacustre chattienne. Nulle part dans les Bauges, on ne trouve dans le flysch d'olistostromes, de conglomérats ou de schistes à blocs exotiques qui puissent être mis en rapport avec un comblement tectono-sédimentaire du bassin à l'approche de nappes plus internes. Les avalanches synsédimentaires décrites dans les marnes à foraminifères sont précoces, en rapport avec l'ouverture du bassin plutôt qu'avec sa fermeture.

La puissance de la formation e-gF est très variable (0 à 100 m). C'est le flysch de Cons qui est le plus épais ; vers l'Ouest, les « Grès des Déserts » ne dépassent pas 20 m d'épaisseur.

Micro et nannoplancton – en dépit des remaniements – indiquent un certain diachronisme de la base de la formation, qui irait de l'Oligocène inférieur à l'Est, à l'Oligocène « moyen » à l'Ouest (« Grès des Déserts »).

g2a. Molasse rouge d'eau douce (Chattien inférieur) (anciennement **g3a**). Elle consiste en une alternance irrégulière de grès grossiers verts ou rougeâtres et de marnes bigarrées à concrétions calcaires (nodules de caliche). Elle n'est représentée que dans les synclinaux les plus externes des Bauges : synclinaux des Déserts et des Aillons (feuille Chambéry) et de Leschaux (feuille Anney-Ugine) ; elle existe par ailleurs au front des Bauges et des Bornes.

Au flanc ouest du synclinal de Leschaux, elle **surmonte** directement un complexe fluvio-lacustre (calcaires, conglomérats, grès et marnes bigarrées noduleuses) sans interposition de Nummulitique marin. Ce complexe n'est pas daté : il a été cartographié comme fluvio-lacustre anténummulitique, mais il n'est pas exclu qu'il s'agisse d'un complexe de base de la Molasse rouge.

Dans la partie orientale du synclinal, seule représentée – et de manière très limitée – sur la présente feuille, un accident cisailant sépare certainement les Molasses rouges de la retombée en flanc inverse de l'anticlinal de La Motte-en-Bauges ; ce flanc inverse, très laminé, comporte du Nummulitique marin, mais ce dernier n'est visible que sur les feuilles voisines plus au Nord et plus au Sud.

La puissance conservée de la Molasse rouge est inconnue et certainement très variable ; elle pourrait atteindre 1 000 m dans le synclinal de Leschaux pour se réduire à 0 m dans les parties sud des synclinaux des Déserts et des Aillons. Elle a fourni des débris de végétaux supérieurs (*Sabal lamano-nis*, ...), des charophytes, des dents de rongeurs, reptiles, poissons, de petits gastéropodes d'eau douce, des ostracodes. Son âge est **chattien** inférieur pour l'essentiel, avec début dans l'oligocène « moyen » (communication orale M. Weidmann).

g2-m1. Chattien-Aquitainien (anciennement **g3-m1a**) ; **ma-4. Burdigalien- Serravallien** (anciennement **m1 b-na**). **Les formations correspondantes n'affleurent pas** (sauf 92 pro parte) **dans le domaine de la feuille Albertville**, mais seulement plus à l'Ouest, au front subalpin (feuille Chambéry). Il en est cependant question ici car elles figurent sur la planche de coupes annexée à la présente notice (coupe AB intéressant tout le massif des Bauges jusqu'au front subalpin). **g2-m1** représente, de manière indifférenciée, la « Molasse d'eau douce inférieure » ; **m2-4**, la « Molasse marine supérieure » des auteurs. Le massif des Bauges chevauche d'une manière générale la première et, vers le Sud, sans doute aussi plus ou moins directement, la seconde.

FORMATIONS SUPERFICIELLES QUATERNAIRES

Pour l'histoire des glaciations dans la région, on se reportera aussi au chapitre introductif « Grands traits de l'histoire géologique ».

Fx-y. Alluvions anciennes inframorainiques. Elles affleurent, d'une part, dans la basse vallée de l'Isère à l'aval de Bourgneuf, d'autre part, dans la basse vallée du Chéran à l'aval du verrou du Châtelard.

Alluvions anciennes de la basse vallée de l'Isère. Masquées le plus souvent par la moraine de fond würmienne, elles apparaissent en banquette dominant de plus de 100 m la vallée de l'Isère, en rive gauche de cette dernière, de Chamousset à Châteauneuf et au-delà vers le Sud-Ouest sur les feuilles voisines. À partir de Montmélian, on les retrouve tantôt d'un côté, tantôt de l'autre de la vallée de l'Isère, jusqu'à Grenoble ; également dans toute la cluse de Chambéry, jusqu'au lac du Bourget. On ne les retrouve pas par contre – du moins en affleurements – à l'amont du confluent Arc-Isère. Au Sud de Chamousset, la banquette s'appuie sur et contre les calcaires schisteux du Bajocien.

La formation débute par des argiles et silts bleus finement laminés, présentant un faible pendage vers le Sud-Ouest. Ils ont été échancrés au Nord de Châteauneuf sous la ferme de la Tour par la A 43, et retrouvés sous l'église

de Chamousset et par divers sondages au SSW de Chamousset, jusqu'à une cote maximale de 305-310 m. Au-dessus, viennent plus de 20 m de sables fins (Maltaverne) qui s'enrichissent ensuite progressivement en graviers et galets, d'abord inclinés vers le Sud-Ouest, puis subhorizontaux vers le sommet.

Cette succession résulte du comblement du vaste lac post-glaciaire rissien du Grésivaudan-Combe de Savoie. Les sédiments, ici épargnés par l'érosion glaciaire, sont homologues de ceux qui, plus à l'aval, sur la feuille Montmélian, se situent sous les lignites de La Gache, rapportés eux-mêmes à l'interglaciaire Riss-Würm *s.l.* (Émien à Saint-Germain II). La moraine du Riss n'affleure pas mais a été reconnue sous ces alluvions, par sondage, à 1 km au Sud-Ouest de Chamousset, entre 25 et 30 m de profondeur, directement sur substratum rocheux.

Alluvions anciennes de la basse vallée du Chéran. Elles déterminent, à l'aval du verrou du Châtelard, deux banquettes de part et d'autre du plan alluvial actuel du Chéran : banquette d'Atilly en rive gauche, banquette de La Motte en rive droite. Ces alluvions résultent du remplissage d'un ancien lac de retrait glaciaire par des matériaux transportés par le Chéran à partir du Sud-Est. L'essentiel des dépôts est constitué par une quarantaine de mètres de sables et galets principalement locaux (Urgonien, Valanginien bicolore, Tithonique bleuté,...), avec rares roches « alpines » (micaschistes, quartzites, amphibolites,...). Inclinés vers l'aval au débouché du verrou du Châtelard, ils deviennent subhorizontaux, sans ravinement, au Nord-Ouest vers le centre du bassin ; en même temps ils passent, dans cette direction, à des sables et silts plus ou moins lités, à crachées de galets striés. Cette formation, de type fluvio- à glacio-lacustre, se termine par des lits caillouteux souvent indurés, surmontés eux-mêmes par une mince moraine à éléments presque exclusivement locaux. À la base de cet ensemble, il semble bien que l'on ait, selon les cas, une assise de galets enrobés d'argile, des lits argilo-sableux à galets encore striés, voire (localement, dans le lit même du Chéran) des argiles litées sans galets. Les affleurements sont trop réduits et discontinus pour qu'on puisse vraiment se prononcer sur leur signification : il est probable qu'il s'agit là du complexe morainique würmien principal ou du glacio-lacustre immédiatement sus-jacent à ce dernier. Les alluvions précédentes, tout en restant infra-morainiques, ne seraient pas en ce cas homologues des formations infra-morainiques de la vallée de l'Isère. Elles seraient en réalité des alluvions plus jeunes, correspondant à un petit interstade local. La minceur de la moraine supérieure plaide en ce sens : elle témoignerait simplement d'une petite réavancée glaciaire locale, inscrite dans la grande régression fini-würmienne.

Gy. Moraines würmiennes à post-würmiennes. Elles sont constituées de blocs et cailloux hétérométriques et généralement polygéniques, noyés

dans une matrice sablo-argileuse plus ou moins abondante. Les éléments calcaires sont striés. Il s'agit le plus souvent d'une moraine de fond compactée, plus rarement de moraines supérieures ou de moraines latérales alignées en cordons contre les versants. L'épaisseur est généralement faible (disposition en tapis), métrique à plurimétrique, sauf dans les cordons où elle peut devenir décamétrique.

Dans les Bauges (fig. 2), il est classique de distinguer, comme on l'a déjà dit, les « moraines alpines ou cristallines » et les « moraines locales ou moraines calcaires ». Les premières, riches en éléments exotiques (en particulier granites, gneiss, micaschistes, amphibolites, quartzites, brèches du flysch de Tarentaise, etc.), sont issues des grands glaciers alpins descendus des vallées de l'Isère et de l'Arc, et qui ont « débordé » dans la vallée du Chéran par les cols méridionaux de Tamié et du Frêne. Ils s'y heurtaient, à l'aval du Châtelard, à une branche d'un autre glacier cristallin (glacier rhodanien) issue du Nord par le col de Leschaux, et, à l'amont, aux glaciers locaux descendus des cirques du haut Chéran. On retrouve les moraines de ces glaciers cristallins würmiens jusqu'à 1 100-1 150 m d'altitude, où elles deviennent très riches en éléments locaux. Au-dessus, et jusqu'à la cote 1 440 m, on considère que les lambeaux de moraines cristallines rencontrés, réduits le plus souvent à l'état de blocs erratiques, proviennent d'une glaciation antérieure (Riss ?). Le glaciaire local, quant à lui, se cantonne essentiellement dans la haute vallée du Chéran et en rive droite de ce dernier, jusqu'au Châtelard où il a été repoussé par le glacier « alpin » issu du col du Frêne. Sur la carte, moraines cristallines et moraines locales n'ont pas été distinguées.

Des cordons de moraines cristallines (*drumlins*) soulignent, dans la vallée issue du col du Frêne, le courant glaciaire isérois. À noter aussi, à l'Est du mont Colombier, de fortes accumulations morainiques dans la vallée du Nant de Rossane qui représentait un cul-de-sac par rapport à l'écoulement principal suivant le Chéran. Le cœur du haut synclinal d'Arclusaz est occupé, quant à lui, par une pseudo-moraine locale à gros blocs, sans grande matrice, plus proche d'écroulements que d'une véritable moraine. Aucun arc frontal ne témoigne dans les Bauges d'un stationnement ou d'une réavancée glaciaire notable au cours de la déglaciation.

Dans le sillon *subalpin et Belledonne*, les moraines alpines des grandes vallées revêtent aussi les versants jusqu'à une altitude s'élevant progressivement à l'amont à 1 200-1 300 m, mais elles ne sont conservées que de manière discontinue sur des replats protégés (par exemple, replats de Pussy, de Cevins-le-Villard, dans Belledonne) et surtout dans les dépressions aalénienne et callovo-oxfordienne (« Terres noires ») du sillon subalpin.

Les moraines locales sont peu étendues et localisées près des crêtes. Il devient, ici, plus difficile de les distinguer des précédentes car toutes les deux contiennent du Cristallin. Les moraines locales sont simplement moins polygéniques, voire monogéniques.

Des vallums importants ne se rencontrent que sur la banquette de Châteauneuf–Chamousset, alignés parallèlement à la vallée. D'autres, plus restreints, en rive gauche de l'Isère, de part et d'autre du Nant Bruyant, correspondent sans doute à une réavancée locale du glacier du cirque nord du Grand Arc, aujourd'hui disparu. Des arcs frontaux sont bien marqués au-dessus de La Léchère.

Quelques restes de « rock-glaciers » (glaciers rocheux) sont visibles dans la partie supérieure de quelques cirques, au pied de l'arête Grand Arc – Grande Lanche, essentiellement en flanc ouest. Ils se présentent comme des amas localisés de blocs et cailloutis anguleux de roches locales, à ciment sablo-graveleux peu abondant, voire absent, le tout organisé en bourrelets sinueux et emboîtés ; ils sont dus à un glissement lent d'éboulis et moraines dont les blocs sont soudés en profondeur par un film de glace qui rend l'ensemble plastique. Ils forment ici de petits appareils maintenant inactifs et trop restreints (d'ordre hectométrique à plurihectométrique) pour avoir pu être cartographiés.

FJz ; FJy. Cônes de déjection. Deux générations de cônes sont observées :

– **des cônes de déjection de retrait würmien (terrasses marginales) (FJy).** Ils sont édifiés en bordure du glacier würmien isérois en régression rapide, par des cours d'eaux latéraux, en liaison sans doute parfois avec de petits lacs également latéraux. Les dépôts sont de type fluvio-glaciaire à glacio-lacustre, généralement grossiers (graviers, galets, petits blocs,...), à matrice sablo-graveleuse plus ou moins boueuse et litage fruste. Ces cônes sont maintenant perchés à une centaine de mètres au-dessus de la plaine alluviale de l'Isère ou de l'Arly.

Le principal est le cône Césarches–Venthon en rive gauche de l'Arly, édifié sans doute par un ancien Doron, et maintenant perché sur un épaulement cristallin. À l'Ouest immédiat du Grand Village (lieu-dit « le Creux »), une dépression fermée ovale de 120 x 200 m ne paraît pouvoir s'expliquer que par la fonte tardive d'un culot de glace morte enfermé sous ou dans les alluvions de ce cône.

Un autre cône perché occupe, au moins pro parte, en rive gauche de l'Isère, en Tarentaise, le replat glaciaire d'Esserts-Blay, sur épaulement cristallin.

Des alluvions perchées ont aussi été reconnues par places, toujours en rive gauche de l'Isère, à l'aval d'Albertville, en particulier autour de La Perrière, au-dessus de Sainte-Hélène-sur-Isère, mais elles n'ont pu être cartographiées. Elles reposent, là, sur les schistes aaléniens.

Plus à l'aval encore, à l'Ouest immédiat de Chamousset, un petit cône à stratification très pentée vers la vallée (25° vers le SSW) est perché sur la banquette interglaciaire et glaciaire de Chamousset. Quelques blocs démesurés, sans doute apportés par des radeaux de glace, s'y intercalent. L'ancien chenal associé à ce cône est encore lisible dans la morphologie.

À signaler enfin, à la limite nord-ouest de la carte, en rive gauche du Chéran, le cône d'Attilly, également perché sur des alluvions anciennes et des moraines et édifié par le torrent des Aillons.

– **des cônes de déjection ou d'épandages post-würmiens (FJz).** Beaucoup plus nombreux, ils sont aujourd'hui peu actifs du fait des reboisements naturels ou artificiels. Ils sont particulièrement bien représentés et imposants en rive droite de la vallée de l'Isère, au pied du contrefort des Bauges. Ils sont étrangement réduits, voire absents, en rive gauche, le long du massif de Belledonne et de sa bordure sédimentaire. Une interprétation néotectonique de cette anomalie sera avancée dans le chapitre («Aperçu structural»).

Certains sont apparemment démesurés par rapport à leur bassin versant : tel est le cas en particulier du cône de Saint-Pierre-d'Albigny, également de ceux de Grésy-sur-Isère et de Tours-en-Savoie. Il est probable qu'en fait, leur morphologie en cônes très réguliers masque un substratum relativement proche : substratum rocheux, ou cordon morainique, voire des restes de banquettes d'alluvions anciennes comme il en existe en rive gauche de l'Isère (banquette Châteauneuf-Chamousset), ou des écroulements anciens, et que l'épandage torrentiel se contente d'empâter les irrégularités de ce substratum. Il est probable que des coulées boueuses ont aussi participé à l'édification de ces cônes.

C'est ainsi qu'à Chevillard, dans le cône de Saint-Pierre-d'Albigny se remarque un abrupt énigmatique allongé parallèlement à la vallée, qui perturbe la régularité des épandages du cône. Nous l'avons interprété comme un cordon morainique ; mais il pourrait aussi bien s'agir d'une prolongation de la croupe tithonique déjà signalée à l'aval de Miolanet, ou encore d'un bord de banquette d'alluvions interglaciaires (Lugeon, 1900, p. 22). Les cônes de Grésy et de Tours pourraient, eux, être sous-tendus par des écroulements (?)

Ces cônes s'intriquent à l'aval avec les alluvions fluviales de l'Isère, comme les deltas sous-jacents avec le remplissage du lac de retrait würmien. Au droit des cônes, l'épaisseur des matériaux grossiers est ainsi considérable (jusqu'à 60 m à Saint-Jean-de-la-Porte, Saint-Vital, Gilly-sur-Isère,...). Plus à l'aval, les matériaux grossiers deviennent rapidement moins épais, réduits aux seules alluvions fluviales de l'Isère, elles-mêmes très irrégulières en puissance et qualité.

A l'intérieur du massif des Bauges, les cônes de déjection FJz sont également bien développés dans le synclinal de Tamié et la vallée du Chéran. Quelques cônes très récents, encore actifs, y sont emboîtés dans de plus anciens (La Compôte, Etre,...), ces derniers étant sans doute liés, au moins en partie, à l'écroulement du Roc de Poyez et à la retenue qui s'est ensuivie dans la plaine d'École.

Fz. Alluvions récentes de fonds de vallées. Sous ce vocable, on a désigné les plans alluviaux du fond des grandes vallées : alluvions lacustres de comblement des lacs de retrait würmien, surmontées d'alluvions fluviales. Les alluvions lacustres sont représentées généralement, de bas en haut, par des argiles glacio-lacustres laminées, puis des silts et des sables.

Dans la vallée de l'*Isère*, ces matériaux fins peuvent dépasser 100 m d'épaisseur. Près des affluents torrentiels, axiaux ou latéraux, les sédiments lacustres s'enrichissent en apports grossiers : deltas grossiers de Saint-Jean-de-la-Porte, de Grésy-sur-Isère, de Frontenex, de Gilly-sur-Isère, tous surmontés par des cônes de déjection, delta grossier de l'Arly à Albertville. Ces deltas font l'objet aujourd'hui d'une reconnaissance systématique pour la recherche d'eau potable ou l'exploitation de granulats. Les alluvions fluviales grossières, quant à elles, comblent d'anciens chenaux de divagation des cours d'eau, creusés à même les sédiments lacustres fins sableux ou les éléments grossiers des deltas. La présence assez systématique à leur base, vers 15-18 m de profondeur, de troncs d'arbres flottés datés de 12 000 BP environ, donne un âge anté-holocène (*Dryas* moyen à ancien) à l'encaissement de ces cours d'eau. À l'amont de Frontenex, les alluvions fluviales ravinent directement les éléments grossiers des deltas.

La basse vallée du *Gelon* est essentiellement limoneuse, avec en particulier un recouvrement final argilo-tourbeux tapissant quelques mètres d'alluvions grossières de l'*Arc* et du cône de Chamoux (secteur de Bourgneuf).

Dans le massif des Bauges, la plaine alluviale du Chéran, à École – La Compôte, résulte du remplissage d'un ombilic, à l'amont du verrou rocheux du Châtelard, par les alluvions du Chéran et de ses affluents très turbulents. Les sédiments sont essentiellement grossiers, sauf dans la vallée latérale d'École au Villard, comblée de limons argilo-sableux apportés par le seul

ruisseau des Grands Prés qui lessive surtout des moraines argileuses. Un nouvel ombilic, là aussi comblé en plan alluvial, commence à se dessiner à l'aval du verrou du Châtelard : il se développe sur la feuille voisine (feuille Chambéry).

L'exploitation intensive des granulats, en rivière ou à proximité, jointe à une régulation artificielle des débits et à une rectification des cours, se traduit par un enfoncement sévère des rivières, que la construction de seuils tente de freiner.

Loupes de glissement (figuré particulier). Les glissements proprement dits intéressent tout ou partie de la couverture meuble (colluvions, éboulis, moraines) au-dessus d'un substratum plus imperméable (marnes, mica-schistes,...), dès que la couverture devient un peu épaisse et les pentes un peu fortes. Le décollement de cette couverture donne naissance à une topographie moutonnée caractéristique. Ils peuvent, quand ils sont importants, entraîner la partie superficielle du substratum, surtout si ce dernier a un pendage conforme à la pente ou a déjà été plus ou moins disloqué par fauchage préalable.

Ils se produisent le plus souvent à l'issue de fortes précipitations ou de fonte rapide des neiges.

Le glissement, une fois déclenché, s'auto-entretient en quelque sorte du fait de la mise sous pression en son sein de circulations souterraines qui ne trouvent plus d'issues, et de l'infiltration accrue d'eaux de ruissellement dans les crevasses de la masse en mouvement. D'où des ruptures brutales, partielles, en coulées boueuses successives. Les coulées boueuses, ou « laves » boueuses, peuvent aussi se produire à la suite de glissements relativement minimes, par simple barrage d'un ruisseau entraînant débâcles et embâcles successives avec affouillement des rives à l'aval.

Dans la chaîne de Belledonne, on connaît des cas de glissements, bien localisés à Venthon, Queige, Saint-Paul-sur-Isère, Esserts-Blay,...

Les coulées de boues ou laves boueuses, sont relativement fréquentes et dévastatrices : coulées de Notre-Dame-des-Millières, Sainte-Hélène-sur-Isère, Saint-Paul-sur-Isère, Esserts-Blay, en rive gauche de l'Isère et à Tours, Cevins en rive droite. Là, le ravin de la Gruvaz, régulièrement obstrué par des éboulements le long de ses rives encaissées, est sujet à de fréquentes débâcles. La plus importante coulée de lave boueuse enregistrée récemment a eu lieu à Randens, près d'Aiguebelle, à l'entrée de la vallée de l'Arc, le 9 avril 1983. Un barrage naturel sur le Nant Brun, créé par des glissements de terrain vers l'altitude 1 200 m, au moment de la fonte du manteau neigeux, a cédé brutalement, libérant une masse considérable de matériaux boueux mêlés à des arbres enchevêtrés (accumulés aussi par l'avalanche de 1978) ; la boue s'est étalée sur toute la surface du cône de déjection, occa-

sionnant d'importants dégâts aux lotissements, routes et ponts, jusqu'à l'Arc. La tradition populaire relate que déjà, à une époque reculée, un village avait été totalement enseveli en ce lieu.

Dans le *massif* des Bauges, il faut citer le glissement et les coulées boueuses du Châtelard. Le glissement a affecté, au cœur du synclinal du Châtelard, une épaisse couverture colluviale ébouleuse et morainique, sur substratum imperméable de flysch mammo-gréso-micacé nummulitique. Il y avait là, à l'origine, dans des alpages, une série de hameaux étagés entre 1 100 et 1 345 m d'altitude, entre les Garins et le col du Plane, dans le bassin de réception du petit torrent de la Mellessine. Le phénomène a débuté lentement dès l'automne 1930, avec l'ouverture de crevasses où se sont perdus progressivement les ruisselets. Après une accalmie hivernale, le glissement s'accroissait en mars 1931 pour aboutir à un décrochage brutal (12 mars) de toute la partie nord du cirque (superficie 40 à 50 ha, volume en mouvement évalué à six millions de m³). Un hameau était emporté, l'ensemble des hameaux définitivement abandonné.

La masse se bloquait à l'aval au passage d'une gorge étroite dans l'Urgonien du flanc ouest du synclinal, y barrant le cours du torrent. Finalement, après délayage par l'eau de ce dernier, elle se résolvait en multiples coulées boueuses qui s'épalaient en « patte d'oie » à l'aval de la gorge, menaçant La Motte-en-Bauges et Le Châtelard, coupant la route nationale et encerclant le hameau des Granges avant de rejoindre, *pro parte*, le Chéran. Les coulées, qui s'étaient succédé pendant trois jours, avaient charrié, au sein d'une « lave » épaisse, des blocs pouvant atteindre 10 à 100 m³ et un poids de 200 tonnes. Leur vitesse avait atteint 150 m/heure. Une stabilisation spontanée intervenait au bout de trois jours. Mais le phénomène devait se répéter au même endroit en 1944, puis plus au Sud en décembre 1971, portant alors la surface totale affectée à près de 100 ha.

Un phénomène analogue dans les mêmes terrains, sur même substratum, s'est produit aussi, au printemps 1969, au cœur du synclinal d'Arclusaz, au Nord du Chéran. La masse en mouvement s'est bloquée aussi à l'aval dans une gorge étroite (entaillée ici dans les calcaires nummulitiques) où elle a barré un torrent (ruisseau de l'Enfer ou de Plan Molard) avant de se résoudre en coulée boueuse qui a ravagé la haute vallée du Chéran à l'aval, depuis Rière-Bellevaux jusqu'à École.

Écroulements (figuré particulier). Dans les Bauges, ils restent d'envergure relativement restreinte : ils affectent les corniches calcaires tithoniques et surtout urgoniennes, au pied desquelles ils s'arrêtent généralement assez vite. Parfois, cependant, ils se sont étalés plus largement par glissement sur des marnes du substratum ou sur des glaciers résiduels : ils apparaissent

alors largement décollés du versant, dont ils sont souvent séparés par une dépression vide de blocs.

Nous citerons :

– l'éroulement dit de « Leyat » ou encore du Roc de Poyez, en rive gauche du Chéran, à l'amont du Châtelard. Il s'agit avant tout d'un grand clivage dans les mammo-calcaires siliceux de l'Hauterivien qui dessinent ici un cœur synclinal plongeant au Nord conformément à la pente. L'Urgonien n'est concerné que d'une manière modeste. Cet éroulement a barré la vallée du Chéran en venant buter en rive droite contre le verrou rocheux du Châtelard, et a ainsi contribué à la retenue d'un ancien lac, maintenant comblé, d'École à La Compôte ;

– le petit éroulement du Plan du Tour à l'ESE de la Grande Sambuy, à blocs énormes également hauteriviens et urgoniens ; il a barré de la même manière le ruisseau du Bar, déterminant là aussi à son amont un petit plan alluvial. Il s'agit sans doute, en fait, d'un décoiffement issu des environs des chalets de la Bouchasse et qui a accompagné le retrait glaciaire avant de se fragmenter en fin de parcours.

Nous rangerons, en tous cas, parmi les éroulements sur glaciers de cirque résiduels :

– l'éroulement de l'Urgonien du flanc ouest de la Sambuy. Les blocs, qui en sont issus, ne se retrouvent que, d'une part loin à l'aval, en coulée, dans le flanc droit du Vallon de Montriond, d'autre part en « îlot » coiffant bizarrement la butte qui supporte les chalets de l'Aup de Seythenex. Entre cette butte et la Sambuy, tout le cirque est vide de blocs ;

– les divers éroulements sis dans le haut synclinal déversé d'Arclusaz. Ils sont issus tant du flanc occidental direct, que du flanc oriental inverse ; également de la pointe sud qui se relève « dans le ciel ». Au Sud et à l'Ouest, il s'agit avant tout de grands clivages dans les dalles conformes à la pente de l'Urgonien et/ou du Crétacé moyen-supérieur. À l'Est, il s'agit d'un éroulement frontal d'une falaise verticale composite. Tous ces éroulements se sont étalés à l'aval et y ont conflué en une pseudo-moraine grossière occupant le fond du vallon ;

– l'éroulement du flanc oriental de la pointe d'Arcalod. Là encore, il y a eu clivage dans un Urgonien conforme à la pente. Les blocs qui en sont issus ont été étalés en coulée vers le Nord, dans l'axe du synclinal d'Arcalod, ici très étroit. Une autre partie a franchi tout le synclinal pour s'étaler en direction des chalets d'Orgeval. On retrouve même, loin à l'aval, une lentille décimétrique d'Urgonien en flanc gauche du vallon d'Orgeval, à l'Ouest de la maison forestière de Coutarse ;

– à signaler encore, au Nord-Est du col de la Fullie, un amas de gros blocs urgoniens, appuyés bizarrement contre l'arête tithonique mont Chardonnet–

bois de la Fullie. Il ne peut guère s'agir là que des restes d'un ancien écoulement issu du mont Colombier, mais qui a dû glisser longuement sur un replat glaciaire pour parvenir à son emplacement actuel.

Le long du bord *subalpin*, les écroulements en masse sont à ce jour peu nombreux. Ils y sont provoqués par des tassements frontaux de la falaise tithonique sur les marnes et marno-calcaires oxfordiens.

À citer ainsi, au-dessus de Grésy-sur-Isère, un tassement général d'un « coin » tithonique-berriasien qui a engendré un véritable écoulement dans sa partie orientale.

De Grésy à Fréterive, un réseau de fractures fortement pentées SE découpe la falaise tithonique parallèlement à la vallée. Cette disposition favorise plutôt de petits éboulements locaux partiels que des écroulements en masse.

Au Sud-Ouest du Bourget, en bordure de vallée, se développe, en direction de Saint-Pierre-d'Albigny, une longue croupe ou des calcaires « tithoniques » à pendage NW ont été exploités jadis pour alimenter des fours à chaux. La carrière est maintenant remblayée et, seuls, quelques minimes affleurements signalent encore ici et là, la présence des calcaires. Pour M. Lugeon (1900), ces calcaires correspondent à un pan de la falaise tithonique tassé par faille parallèle à la vallée et butant maintenant à l'amont contre les Terres noires ; mais d'autres interprétations, plus proprement tectoniques, sont possibles, par exemple pli ou pli-faille à tête plongeant à l'Ouest, ou redoublement par cisaillement plat, ou décrochement N45°E,...

Au-dessus de Saint-Jean-de-la-Porte, un autre tassement a déjà provoqué la déchirure de la falaise tithonique et la séparation de deux îlots rocheux importants, au surplus très plissottés : ce tassement risque un jour de dégénérer en écroulements.

Dans la chaîne de Belledonne, de multiples et importants écroulements ont été indiqués. En réalité ils correspondent rarement à des accidents brutaux, tels que ceux décrits dans le massif des Bauges, mais plutôt à des mouvements complexes, massifs ou fragmentaires, plus ou moins étalés dans le temps, avec une composante de glissement toujours présente, jusqu'à devenir parfois essentielle. Il s'agit le plus souvent de terrains fauchés puis glissés.

Le fauchage est favorisé par divers facteurs (Bordet, 1963) :

– un substratum rocheux fissile, fi-agile, constitué avant tout par les mica-schistes du rameau externe de Belledonne. Mais les gneiss du rameau interne peuvent aussi être affectés ;

- la direction (N30°) et la schistosité très redressée de ces séries cristallophylliennes dont les structures sont ainsi parallèles aux versants et dont les feuillettes se présentent le plus souvent par la tranche ;
- les infiltrations d'eau favorisées par ce dispositif concourent à l'altération de la roche : altération mécanique (gonflement, désagrégation) et chimique (hydratation, hydrolyse,...). Il en résulte une lubrification par un matériel boueux qui isole mécaniquement les bancs ou feuillettes et facilite leur glissement réciproque ;
- la disparition des glaciers de vallée qui a fait cesser l'effet de contrefort qu'ils exerçaient sur des versants, par ailleurs à forte pente et forte dénivellation (2 000 m et plus). Un effet d'« appel au vide » s'est alors manifesté ;
- la dissolution de gypse, pincé localement dans de grands accidents tectoniques, joue dans le même sens ;
- interviennent aussi des facteurs internes : les roches sont soumises en profondeur à une compression d'origine complexe (hydrostatique et tectonique). La décompression vers la surface tend à y écarter les feuillettes et à faire « gonfler » lentement la montagne en éventail (« poussée au vide »).

Le résultat est un fauchage généralisé dont l'ampleur tant en extension qu'en épaisseur n'a été reconnue que récemment à la faveur de travaux souterrains (galeries EDF). C'est ainsi que la galerie Roselend-La Bathie a révélé que le versant droit de la vallée de l'Isère est, à La Bathie, affecté par fauchage sur une distance horizontale de plus de 500 m, sans que cela apparaisse clairement dans la morphologie, tant au sol que sur les photographies aériennes.

Le développement du fauchage a, par ailleurs, été bien décrit par P. Bordet (1963). Au commencement, il agit seulement sur les têtes de couche, à proximité de la surface. Puis il gagne rapidement en profondeur et la déformation des couches dans le sens de la pente topographique s'accroît de telle sorte que leur pendage atteint puis dépasse l'horizontale jusqu'à devenir parallèle au versant. Dès que les couches prennent un pendage conforme, elles se trouvent soumises à un effort de traction dans le sens de la pente, d'où dislocation des bancs, fragmentation en débris et glissement le long du versant. Le phénomène peut se propager jusqu'à affecter un versant entier de montagne qui se trouve ainsi tassé sur lui-même, ne formant qu'un tas de roches sans cohésion et dont les pendages, anarchiques ou non, n'ont aucune signification. La seule partie visible de l'accident est la cicatrice de départ, en haut du versant ou même sur la crête, formant un escarpement plus ou moins raide et élevé. Parfois cela conduit à un dédoublement de la crête, qui peut elle-même avoir été déplacée. L'ensemble de la masse tassée peut être affecté de cassures ou crevasses tant transversales que longitudinales et plus ou moins ouvertes. Elle est bordée le plus souvent latéralement par des ravins ou de petits escarpements.

Tous les versants ouest de la région sont ainsi affectés à contre-pendage par ces mouvements hectométriques à plurikilométriques. Le plus spectaculaire est celui qui commence à la base de la paroi ouest de la Roche Pourrie (2 036 m), à l'Est d'Albertville. La niche d'arrachement, représentée par cette paroi très raide, est visible sur une dénivellation de 300 m. Toute la forêt des Pointières est concernée par ce mouvement sur une largeur de 2 km, une longueur de 3 km et une épaisseur de l'ordre de 300 à 500 m.

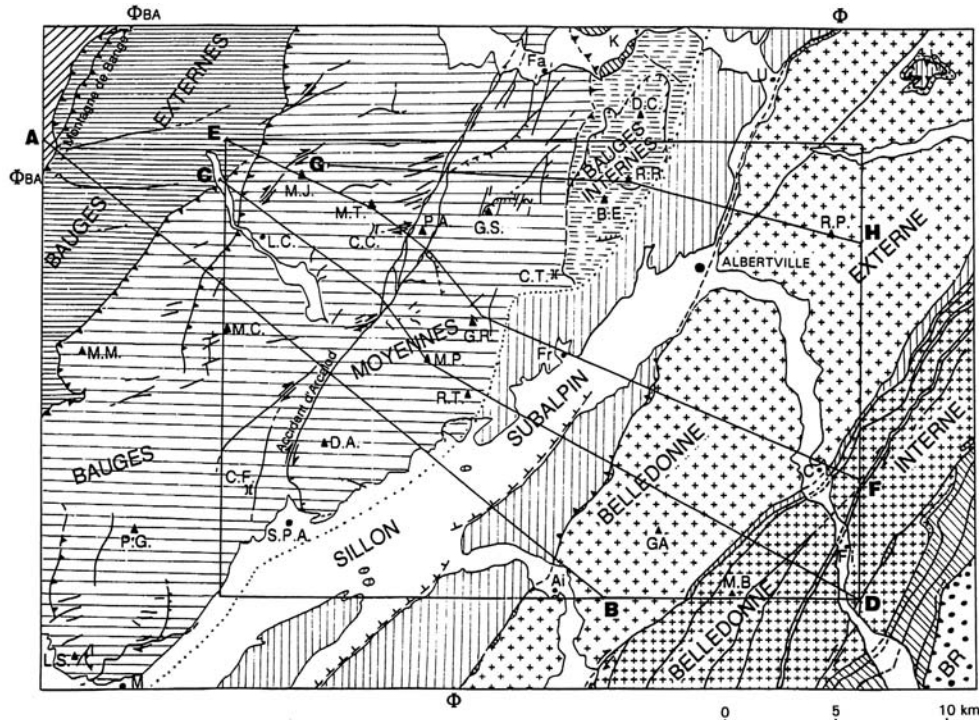
À l'amont, l'aspect en pyramide triangulaire de la Roche Pourrie résulte lui-même du recoupement de trois niches d'arrachement, au départ des écroulements respectifs de la forêt des Pointières, de la forêt de Molliesoule et de la forêt du Déberts.

C. Colluvions, éboulis et moraines remaniées. Il s'agit de formations meubles à matrice argilo-sableuse contenant des éléments de toutes formes (anguleux, arrondis) et de nature parfois également variée (cristallin, calcaires, etc.). Elles proviennent de l'altération et du remaniement des formations sous-jacentes (moraines, substratum) et de leur mélange avec des lessivats de pied de pente. Elles couvrent de vastes étendues, mais n'ont pu être, du fait de leur minceur, que rarement cartographiées. Elles sont en particulier bien représentées dans les fortes pentes des Bauges, sur substratum marneux néocomien.

E. Éboulis. Cailloutis et blocs anguleux sans matrice ou presque sans matrice. On n'a pas distingué les éboulis « vifs », toujours alimentés, des éboulis « stabilisés », pour la plupart colonisés par la végétation.

Dans les Bauges, les éboulis, peu épais en général (moins de 5 m), drapent les pentes au pied des falaises calcaires et marno-calcaires. Ils recouvrent soit directement le substratum marno-calcaire, soit des moraines. En rive droite de l'Isère, à l'aval de Fréterive, ils portent, comme les cônes de déjection, des vignobles d'appellation « Vins de Savoie ».

Dans la chaîne de Belledonne, les éboulis restent sporadiques du fait du boisement étendu des versants et de la rareté relative des parois rocheuses. Ils forment des placages minces très discontinus et peu étendus au pied des affleurements rocheux de la crête du Grand Arc, du mont Bellacha et du sommet de la Roche Pourrie.



LOCALITÉS

- Ai : Aiguebelle
- C : Ce vins
- Fa : Faverges
- Fi : Feissons-sur-Isère
- Fr : Frontenex
- LC : Le Châtelard
- M : Montmélian
- SPA : St-Pierre-d'Albigny
- U : Ugine

COLS

- C.C. : Col de Chérel
- C.F. : Col du Frêne
- C.T. : Col de Tamié

SOMMETS

- B.E. : Belle Étoile
- D.A. : Dent d'Arcluzaz
- D.C. : Dent de Cons
- G.A. : Grand Arc
- G.R. : Grand Roc
- G.S. : Grande Sambuy
- L.S. : la Savoyarde
- M.B. : Mont Bellacha
- M.C. : Mont Colombier
- M.J. : Mont Julioz
- M.M. : Mont Margériaz
- M.P. : Mont Pecloz
- M.T. : Mont Trélod
- P.A. : Point d'Arcalod
- P.G. : Pointe de la Galoppaz
- R.P. : Roche Pourrie
- R.R. : Roc Rouge
- R.T. : Roche Torse

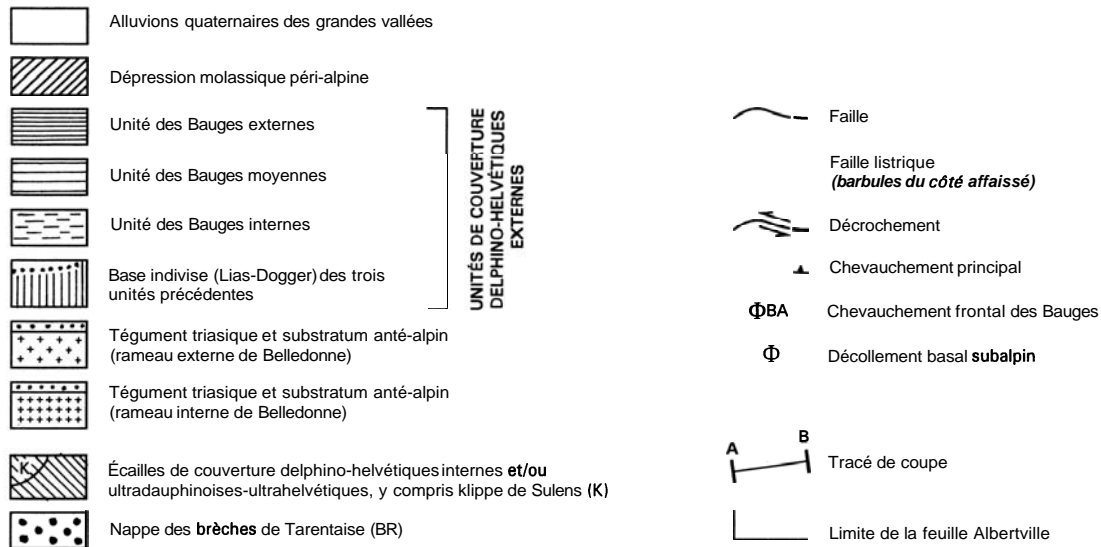


Fig. 4 - Schéma structural interprété

APERÇU STRUCTURAL

PRÉSENTATION GÉNÉRALE DES STRUCTURES⁽¹⁾

Il ne sera question ici que des structures liées à l'Alpin. En ce qui concerne l'Hercynien, on se reportera aux chapitres introductifs et à la « Description des terrains » (Cristallin, Houiller).

Rappelons, par ailleurs, que le Trias basal (grès et au moins une partie des dolomies) reste généralement collé comme tégument au substratum primaire de Belledonne : il participe aux déformations alpines de ce dernier.

Au-dessus, la couverture subalpine s'est désolidarisée : elle est classiquement décollée dans les argilites et évaporites du sommet du Trias. Une partie des dolomies, plus ou moins carneulisées, participe aussi à ce décollement. Mais d'autres décollements se sont également produits dans cette couverture au niveau de formations incompetentes (schistes aaléniens, « Terres noires » callovo-oxfordiennes, marnes berrisiennes, voire calcaires argileux du Crétacé supérieur et marnes nummulitiques) si bien que le plissement dysharmonique est de règle. Les niveaux de décollement aalénien et oxfordien inférieur jouent un rôle important, plus important même sans doute pour le premier que le niveau triasique, étant donné le faible développement et sans doute même la discontinuité originelle des évaporites.

Le résultat en est qu'à l'heure actuelle, cette couverture est scindée en deux sous-ensembles : un sous-ensemble supérieur constituant le massif subalpin des Bauges, et un sous-ensemble inférieur constituant les collines bordières de Belledonne (le sillon subalpin y est par ailleurs creusé). Le premier ne comprend, semble-t-il, du moins en affleurements, que des terrains allant de l'Oxfordien inférieur au Tertiaire, le second que des terrains allant de l'Aalénien au Callovien.

Les deux sous-ensembles ont par ailleurs des styles de plissement différents ; il n'y a généralement qu'une schistosité dans le premier, deux dans le second ; et ce dernier est le seul à être affecté par un faible métamorphisme.

D'une manière générale la couverture décollée a, en se plissant de façon souple et dysharmonique, pris de l'avance tectonique par rapport au socle de Belledonne : elle masque l'émergence du chevauchement crustal probable de ce dernier.

(1) Voir aussi schémas structuraux, et planches en annexes de coupes géologiques et panoramas.

Massif des Bauges (fig. 4)

On peut y distinguer structurellement, d'Ouest en Est, en prolongement des structures décrites plus au NNE sur la feuille Annecy–Ugine :

- l'Unité des Bauges externes ;
- l'Unité des Bauges moyennes ;
- l'Unité des Bauges internes.

Unité des Bauges externes (dite aussi « **Unité du Semnoz** » sur la feuille Annecy–Ugine)

Bien développée au front du massif, sur les feuilles voisines Chambéry, Rumilly et Annecy–Ugine, elle y forme le **chaînon** anticlinorial Nivolet–Revard–Bange–Semnoz qui chevauche les molasses oligo-miocènes jurassiennes (cf coupe AB de la planche annexe et la coupe de bas de carte). Le flanc normal est souvent frontalement écaillé (Nord du Semnoz, montagne de Bange, base du Nivolet). Des lambeaux de flanc inverse sont, par ailleurs, conservés ici et là, coincés et plus ou moins laminés sous le flanc normal chevauchant (par exemple au pont de l'Abyme, sur la feuille Rumilly et au pied du mont Revard, sur la feuille Chambéry). Cette unité comprend aussi, plus à l'Est, un synclinal ou synclinorium à cœur de Molasse rouge (synclinal des Déserts au Sud du Chéran, synclinal de Leschaux au Nord du Chéran).

L'ensemble se poursuit longuement plus au Sud, obliquement, à travers le massif de la Chartreuse, jusque dans l'angle nord-est du Vercors (chevauchement du Moucherotte), au Sud de Grenoble.

Vers le Nord au contraire, il disparaît vite à partir du lac d'Annecy sous le chevauchement de l'unité plus interne des Bauges moyennes–Bornes externes (montagne de Veyrier).

Sur la feuille Albertville, l'Unité des Bauges externes n'est représentée que très modestement, uniquement dans l'angle nord-ouest. Là, de rares affleurements de Molasse rouge faiblement déformée (pendage 40 à 60°E) appartiennent au synclinal de Leschaux.

Unité des Bauges moyennes (dite aussi « **des Bornes externes** » au Nord de la cluse d'Annecy)

Elle englobe, à l'Est de l'unité précédente, la majeure partie du reste du massif jusqu'à la dépression N-S du col de Tamié, voire la totalité du reste du massif.

Une faille importante (faille d'Arcalod) qui débouche dans la vallée de l'Isère, à Saint-Pierre-d'Albigny, recoupe longitudinalement l'unité selon un

tracé N30°E faiblement oblique par rapport à la direction générale N20°E des plis. Le jeu de cet accident étant plus récent, ses caractéristiques seront présentées séparément.

Les Bauges moyennes sont constituées par un faisceau de plis sculptés par l'érosion en morphologie inverse, et dont les axes plongent systématiquement vers le Nord.

La vallée transversale (cluse) du Chéran a été interprétée jadis (Collingwood *in* Lugeon, 1900) comme correspondant à un décrochement, mais toutes les structures passent sans discontinuité du Sud au Nord du Chéran : il n'y a pas de « décrochement du Chéran » visible dans la couverture. M. Lugeon (1900), quant à lui, et après lui, la majeure partie des auteurs, ont vu le cours du Chéran déterminé par « un synclinal transversal », c'est-à-dire un ennoyage axial passager du faisceau de plis. Mais M. Lugeon, lui-même, admettait que beaucoup de plis faisaient exception à la règle : l'anticlinal le plus externe du massif (Bange-Semnoz) ne subit, par exemple, aucune inflexion d'axe au droit de la vallée du Chéran ; et tous les autres plis plus internes, synclinal « Colombier-Châtelard » compris, s'ils plongent bien du Sud au Nord vers le Chéran, continuent à plonger bien au-delà du Chéran sans qu'on puisse déterminer leurs points d'inflexion respectifs éventuels. La vallée du Chéran est donc avant tout une vallée épigénique.

Le front des Bauges moyennes est, au Sud du Chéran (feuille Chambéry), constitué par le chevauchement cisailant de l'anticlinal du Margériaz, flanqué à l'Est par le synclinal des Aillons à cœur de Molasse rouge. Ce cisaillement pousse, sur la Molasse rouge du cœur du synclinal des Déserts, la série néocomienne et urgonienne du flanc normal de l'anticlinal du Margériaz ; des lambeaux de flanc inverse sont localement conservés au-dessus du plan de chevauchement, en particulier sous le mont Margériaz lui-même. Vers le Nord, peu avant d'atteindre le Chéran, le cisaillement « monte » dans le flanc normal, y coupant successivement les calcaires valanginiens puis l'Hauterivien, puis l'Urgonien lui-même. Au Nord du Chéran, s'établit ainsi une apparente continuité entre les Molasses rouges des synclinaux des Déserts et des Aillons, le tout constituant alors le grand synclinal de Leschaux. Mais il n'est pas exclu que le cisaillement continue plus au Nord, inapparent dans les molasses, pour être finalement débordé ou relayé par un autre cisaillement plus oriental qui prend naissance au Sud du Chéran (Sud d'Aillon-le-Vieux, feuille Chambéry), à la base du flanc oriental inverse du synclinal des Aillons. Ce nouveau cisaillement amène, sur les Molasses rouges du cœur du synclinal des Aillons, l'ensemble du flanc inverse de ce synclinal, flanc inverse qui se complique alors de nombreux replis. Le repli sommital constitue le synclinal perché du Colombier. Le repli basal va constituer vers le Nord, dès avant le Chéran (talweg du ruisseau de la

Lavanche, feuille Chambéry), un étroit anticlinal à flanc inverse très étiré qui se poursuit ensuite longuement sur les feuilles Albertville (anticlinal de La-Motte-en-Bauges) et Annecy–Ugine.

À l'approche du lac d'Annecy, le cisaillement basal « monte » à nouveau dans les structures, coupant d'abord l'anticlinal de La Motte-en-Bauges, puis le synclinal suivant (synclinal du Châtelard–Entrevernes) jusqu'à son cœur. Dans la presqu'île de Duingt, c'est alors le flanc inverse du synclinal d'Entrevernes qui s'appuie directement sur le chevauchement. La flèche du chevauchement est inconnue, mais rien ne s'oppose à ce que, vers le Nord, elle soit plurikilométrique.

À l'arrière de l'anticlinal frontal de La Motte-en-Bauges, suit un train de plis régulièrement ordonnés qui sont d'Ouest en Est :

– **le synclinal du Châtelard–Entrevernes**. Il est spectaculairement déversé et même renversé vers l'Ouest de la transversale du mont Julioz au lac d'Annecy, allant jusqu'à présenter des aspects en « bourse ». Au Sud, il est franchi en gorge épigénique par le Chéran (verrou du Châtelard), puis subi une remarquable élévation axiale de son fond urgonien (900 m en 2,5 km sur le versant sud de la vallée) pour se retrouver dans le synclinal perché du Colombier où il prend naissance entre mont Colombier et Dent de Rossanaz ;

– **la bande anticlinoriale du col du Frêne**. Elle s'étend à l'Est des structures précédentes, jusqu'à la faille d'Arcalod. L'anticlinal le plus important est le plus occidental (anticlinal Doucy–mont Charvet).

Au Sud du Chéran, elle est constituée quasi uniquement par les calcaires du Jurassique supérieur, affectés de plis serrés (hectométriques à kilométriques) déversés, voire renversés à l'Ouest. Quelques marnes berriasiennes sont pincées dans deux étroits synclinaux dont l'un passe par le col du Frêne : il constitue l'axe de la dépression École – col du Frêne entre ce dernier et Épernay. À l'aval d'Épernay, c'est au contraire une combe à substratum de « Terres noires » oxfordiennes qui prolonge cette même dépression : cet alignement anormal résulte du jeu dextre d'une faille oblique N40°E issue du vallon de Sainte-Reine (talweg du ruisseau du Griot) qui transfère d'un côté à l'autre de la vallée la retombée en flanc normal de l'anticlinal le plus occidental.

Au Nord du Chéran, les plis « tithoniques » divergent, encadrant le synclinal crétacé et nummulitique du Trélod–Charbon. L'anticlinal tithonique de Doucy s'enfonce en tunnel sous les marno-calcaires néocomiens du Golet de Doucy, entre synclinal du Châtelard et synclinal du Trélod ; les autres plis « tithonique-berriasien » s'engagent en faisceau entre Trélod et faille d'Arcalod, à l'Est du col de Chérel, puis au-delà dans le flanc oriental

du talweg du torrent de l'Ire. Leur cœur oxfordien-kimméridgien y apparaît agité de plissements spectaculaires.

Ce train de plis déversé ou renversé vers l'Ouest n'a jamais, dans les Bauges, de retombée normale finale vers l'Est. Bien au contraire, au contact de la faille d'Arcalod, leurs couches sont systématiquement rebroussées à la verticale, voire renversées vers l'Ouest, si bien qu'en de nombreux points, ce sont des schistes noirs à nodules de l'Oxfordien inférieur qui viennent au contact de la faille ou y sont injectés. C'est le cas, par exemple, depuis le col de Potat jusqu'à la vallée du Chéran, puis au Chargieu et à Allant ; également au Nord des chalets de l'Abbaye, jusqu'aux chalets de la Serve.

Le synclinal Trélod-Charbon est un synclinal perché créacé typique, préservé et isolé par l'érosion au cœur de la zone anticlinoriale jurassique. Son axe se relève dans le ciel à ses deux extrémités (Dent de Pleuven au Sud, pointe du Charbon au Nord, sur la feuille Annecy-Ugine). Il est, par ailleurs, fortement déversé à renversé vers l'Ouest et a même tendance, plus encore que le synclinal voisin Châtelard-Entrevernes, à se fermer vers le haut. De ce fait, les formations de son cœur, fortement comprimées, se sont plissées de manière dysharmonique spectaculaire en deux synclinaux déversés vers l'Ouest, bien soulignés par les calcaires nummulitiques plus résistants à l'érosion, et une forte schistosité de plan axial inclinée 60°E y est apparue malgré le niveau structural élevé : elle est particulièrement développée dans les marnes blanches fluvio-lacustres de l'Eocène terminal. Vers le Nord, le synclinal urgonien est, quelque peu, plus compliqué, puisqu'un dôme urgonien annexe déjeté vers l'Est apparaît en son fond dans le cirque du Planay, à la limite nord de la carte ; c'est sans doute lui qui s'accroît plus au Nord-Est sur la feuille Annecy-Ugine pour donner un petit pli-faille également déversé vers l'Est.

Le synclinal Trélod-Charbon a fait l'objet d'une monographie détaillée par B. Doudoux *et al.* (1975).

Le synclinal d'Arclusaz-Arcalod. Souvent donnée en exemple pour sa spectaculaire morphologie inverse, son extrémité sud, qui participe du bord subalpin, domine la Combe de Savoie au droit de Saint-Pierre-d'Albigny.

Jusqu'au Chéran, en direction N20°E, sa structure reste relativement simple. On note seulement un fort plongement axial vers le N20° et de fortes variations dans les pendages de l'Urgonien du flanc oriental : ce dernier, normal à subvertical au départ du bord subalpin, se renverse ensuite sous la montagne de la Lanche pour redevenir normal dans le flanc sud du mont Pecloz, à la faveur d'un petit repli déversé vers l'Ouest, bien visible au passage du talweg du Nant de la Chapelle.

Il est probable que cette complication du synclinal, lisible dans la dalle urgonienne, mais qui n'affecte pas les calcaires tithoniques en rive droite de l'Isère, est liée au brutal surépaississement des formations néocomiennes que l'on observe de la pointe des Arlicots à la haute vallée du Chéran ; ce Néocomien est sans doute en partie redoublé au-dessus du Berriasien par un chevauchement en retour dans le flanc oriental du synclinal. C'est du moins à cette interprétation que conduit la construction des coupes géologiques (coupe CD, annexe 1).

Au sommet du Pécloz, l'Urgonien se redresse à nouveau pour devenir subvertical.

Au Nord du Chéran, le synclinal d'Arclusaz (qui prendra bientôt le nom de synclinal d'Arcalod) est très vite perturbé, étiré et laminé par le passage de la faille d'Arcalod et de ses annexes. Le flanc oriental se renverse à nouveau fortement avec localement des cisaillements et plissements jusque dans l'Urgonien. Peu avant le mont de la Coche, une flexure ou petite faille transverse y permet la naissance d'un petit repli anticlinal, vite rompu au Sud de Banc Ferrand par une faille listrique qui « descend » le flanc inverse sur une surface pentée 45°E. L'Urgonien de ce flanc se suit ensuite longuement vers le Nord, traversant puis retraversant le fond du vallon de Saint-Ruph pour venir se terminer en sifflet (Rocher des Rois) en flanc gauche du vallon, contre la branche principale de la faille d'Arcalod. Depuis Banc Ferrand jusqu'aux Rois, cet Urgonien se montre très étiré, réduit souvent à une lame d'une dizaine de mètres d'épaisseur, d'abord en position inverse, puis subverticale, puis normale.

Le cœur synclinal est encore large (bikilométrique) au Nord immédiat du Chéran où il se complète même d'un Nummulitique, affecté de plis dysharmoniques. Mais à partir du passage de Tré-le-Molard, le synclinal tend à se fermer vers le haut (cf. les synclinaux du Trélod et du Châtelard) ; sa largeur en surface n'est plus alors que plurihectométrique, voire hectométrique. Le Crétacé supérieur de son cœur vient se laminer aussi au Rocher des Rois contre la faille d'Arcalod.

L'Urgonien du flanc occidental normal se réduit, quant à lui, dès le Chéran. À partir du Chargieu et jusqu'au passage de Tré-le-Molard, il n'est plus représenté que par des blocs discontinus, puis une mince lame : le tout broyé et calcitisé, évoquant une mylonite *s.l.*. Dans ce secteur, la faille d'Arcalod et sa branche annexe, passant par Tré-le-Molard, mettent donc en contact direct le cœur nummulitique du synclinal d'Arcalod avec le Jurassique supérieur de la zone anticlinale du col du Frêne.

L'Urgonien du flanc normal, accompagné de Néocomien, réapparaît à Tré-le-Molard, de l'autre côté de la faille, dans la masse imposante de l'Ar-

calod ; d'autant plus imposante qu'elle est plus ou moins dupliquée – au moins dans sa partie nord – par des replis importants. Dès le col 1 871 m, cet Urgonien revient au contact, le long de la faille principale d'Arcalod, avec le Jurassique supérieur de la zone anticlinoriale du col du Frêne – col de Chérel. Puis il se lamine très vite en sifflet le long de la faille : au-dessus des chalets de l'Abbaye, il est déjà réduit à une lame ou à des blocs mylonitisés.

Les plis à l'Est du synclinal Arclusaz–Arcalod. Il faut distinguer ici les structures « tithoniques » qui apparaissent le long du bord subalpin, et les structures « urgoniennes » qui restent en retrait par érosion vers le Nord-Ouest. Le Tithonique *s.l.* a des structures plicatives très souples, l'Urgonien des structures plus cassantes. Entre les deux, le Crétacé inférieur marneux, spécialement le Berriasien, est très dysharmonique. L'ensemble correspond cependant – au moins apparemment – à un grand synclinorium (synclinorium de Tamié) flanqué de part et d'autre de deux anticlinoriums déversés à renversés et même localement couchés vers le Nord-Ouest.

De Grésy-sur-Isère aux abords de la cluse d'Ugine, les plis tithoniques plongent axialement d'environ 10 à 15° vers le N20 à N30°E. On a donc, en se déplaçant vers le Nord le long du bord subalpin, des plis de plus en plus élevés, c'est-à-dire de plus en plus internes. On peut ainsi énumérer, du Sud-Ouest au Nord-Est :

- les plis de Roche Torse, de Chamossaran, du Grand Roc, du Parc du Mouton, formant le premier anticlinorium ;
- le pli de Tamié, petit anticlinal correspondant sensiblement au cœur de la grande synforme ;
- les plis du Roc Rouge (ou de « La Négresse ») et le pli de Sélive (ce dernier sur la feuille Annecy–Ugine) formant le second anticlinorium.

Ce sont généralement les flancs inverses qui sont les plus spectaculaires ; ils restent le plus souvent en contrebas des crêtes, plaqués sur le flanc de la vallée, où ils forment des dalles et des pointes aiguës (Roc Rouge, Sélive) ; le plus important, celui du Grand Roc, arrive toutefois à couronner à l'horizontale les crêtes dominant la haute vallée du Chéran. Certains de ces flancs inverses sont eux-mêmes complexes, constitués d'un empilement de plis couchés élémentaires (8 plis sur 800 m de dénivelée dans Roche Torse, 7 sur 1 000 m dans le Grand Roc) : c'est dans une petite synforme du flanc inverse du Grand Roc qu'est ainsi conservée très haut (1 750 m), en position sub-sommitale, près des chalets d'Orisan, une bande de « Terres noires » fossilifères du cœur du grand pli.

La seule discontinuité notable, visible dans la corniche tithonique, se situe sous le col de Tamié, au fi-ont de l'anticlinal déversé de Tamié ; mais le raccord paraît ici presque réalisé entre son flanc inverse et la retombée orientale

en flanc normal de l'anticlinorium du Grand Roc. Aux approches du col, ce flanc normal est d'ailleurs haché de petites failles subméridiennes qui finissent par en « descendre » l'extrémité orientale sous la route du col. L'accident qui existe entre ce flanc normal et le flanc inverse du pli de Tamié paraît bien n'être qu'une dernière petite faille normale ou listrique de ce type, qui a affaissé et abîmé quelque peu la charnière de raccordement. Il serait difficile, en tous cas, de voir là un accident chevauchant important (Goguel, 1951).

Les structures créacées visibles plus au Nord, constituent d'abord, à l'Est du synclinal d'Arcalod, l'anticlinal de Chaurionde déjeté à déversé vers l'Ouest, à cœur plissoté, bien lisible depuis le Nord (chalets de l'Aup de Seythenex). La dalle urgonienne Montriond-Sambuy en constitue la retombée orientale. C'est sous Chaurionde et cette dalle Sambuy faiblement ondulée, que s'enfoncé, venant du Sud, l'ensemble des plis tithoniques de l'anticlinorium du Grand Roc : il n'est pas possible de faire correspondre dans le détail les deux structures. La prolongation vers le Nord de l'anticlinal tithonique de Tamié dans les structures « urgoniennes » est loin aussi d'être évidente. Par contre, il est probable que le petit synclinal urgonien qui se dessine à l'Est des Prières à la base de la Belle Etoile correspond à l'ondulation synclinale tithonique qui fait suite vers l'Est à l'anticlinal de Tamié.

Le « synclinal de la Sambuy » (ou de « la Montagne de Seythenex ») correspond à une large ondulation de la dalle de la Sambuy, à cœur de Crétacé supérieur et Nummulitique, le Nummulitique y étant par ailleurs dysharmonique et haché de failles subméridiennes. Cette dalle a un plongement axial fort vers le Nord : 27° à la pointe de la Sambuy, 35° dans le vallon de Saint-Ruph, où elle est coupée par une faille listrique $N60^\circ$ à $N50^\circ E$, inclinée vers le Sud-Est. Cette faille abaisse de plus de 600 m en la basculant (effet de « roll over ») la dalle urgonienne de la Sambuy par rapport à celle du mont la Motte (feuille Annecy-Ugine) qui est son homologue de l'autre côté de la faille.

D'autres failles relativement plates ceinturent par l'Ouest et le Nord les massifs de la Grande et de la Petite Sambuy, y développant de faux pendages à contre-pente. L'une d'entre elles longe le bord sud du vallon E-W qui conduit au col de la Sambuy, entre Grande et Petite Sambuy. Le plan de faille y a une direction $N15^\circ E$, une inclinaison de 35° vers le $N105^\circ E$. Toutes ces failles effondrent donc le compartiment ESE.

• Le problème de l'Unité Belle Étoile – Dent-de-Cons (ou des Bauges internes). Son existence, en tant qu'unité structurale, est mal établie. C'est pourquoi, dans ce qui précède, elle a été traitée simplement comme « flanc est d'un grand synclorium de Tamié » : elle n'a donc pas été individualisée, ni sur la carte, ni sur le schéma structural, ni sur les coupes.

Elle est, par contre, suggérée sur le « schéma structural interprété ». Elle y prolonge, sur la feuille Albertville, l'Unité « Charvin – Dent-de-Cons » définie plus au Nord sur la feuille Annecy–Ugine. Sur la feuille Albertville, à l'Est du village des Prières, dans le chaînon de la Belle Étoile, elle se présente, au-dessus de l'Oxfordien, comme un synclinal à cœur urgonien déversé vers l'Ouest, sous le flanc inverse de l'anticlinal tithonique du Roc Rouge (coupe GH, annexe 1).

Vers le Sud, l'axe se relevant, l'Urgonien disparaît, le fond tithonique du synclinal apparaît ; l'unité s'adjoit par ailleurs à son front l'anticlinal tithonique déversé de Tamié.

Vers le Nord, au contraire, le cœur du synclinal se complète par des formations supra-urgoniennes, en particulier par le flysch nummulitique de Cons, affecté de replis dysharmoniques ; il supporte lui-même, au moins pro parte, la klippe ultrahelvétique de Sulens. Au-delà de la cluse d'Annecy–Ugine, l'Unité « Belle Étoile – Dent-de-Cons » se poursuit en continuité à l'Est de la klippe par une grande dalle monoclinale qui s'élève jusqu'au mont Charvin.

Le problème, dans les Bauges, vient de ce que les limites de l'unité sont mal définies. Vers l'Ouest, les conditions géologiques sont telles (forte couverture quaternaire, failles multiples) qu'on ne voit jamais le contact entre les terrains attribués à l'Unité des Bauges internes et ceux attribués à l'Unité des Bauges moyennes *s.s.*

À l'Est, il en va de même : il est hors de question de pouvoir retrouver un tel contact dans les « Terres noires », au surplus elles aussi très couvertes de Quaternaire.

Et vers le Sud, nous avons vu que la seule discontinuité possible dans la corniche tithonique se situait sous le col de Tamié, mais qu'elle semblait de faible importance. L'unité structurale Charvin–Dent-de-Cons–Belle Étoile, si elle existe encore dans les Bauges, doit donc de toutes manières s'enraciner axialement vers le Sud, au plus tard aux abords du col de Tamié. Cette « unité » présente, par contre, du point de vue stratigraphique des caractères particuliers, notamment au niveau de l'Urgonien et du Nummulitique, et a été le siège d'une tectonique précoce (failles et plis) anté-nummulitique (feuille Annecy–Ugine). Nul doute qu'indépendamment de son degré d'allochtonie, elle représente la partie la plus interne du domaine delphino-helvétique *s.s.*

• **L'accident d'Arcalod et les failles des Bauges.** L'accident d'Arcalod est l'accident majeur des Bauges. Il avait déjà été reconnu partiellement par M. Lugeon (1900) qui en faisait « une ligne d'affaissement, une vraie

flexure passant par places à la faille et ne procédant pas du pli-faille ». Il y voyait la « traduction dans la nappe sédimentaire, du bord externe d'un compartiment (de socle) affaissé qui longeait la chaîne de Belledonne..., enfoncement effectué après le plissement ». Par la suite, ce grand accident était tombé dans l'oubli, peut-être parce qu'il avait été seulement « senti » plus que véritablement démontré par M. Lugeon. Et les deux cartes successives de la feuille Albertville 1/80 000 n'en font pas mention.

Cet accident a été réétudié par J. Révil (1913) et B. Doudoux (1973). Il s'agit d'un accident complexe, à la fois dans l'espace et dans le temps, qui coupe avec une direction N30°E tout le massif des Bauges et le Sud du massif des Bornes : il a pu être suivi sur près de 40 km depuis Saint-Pierre-d'Albigny, dans la vallée de l'Isère, jusqu'au-delà du col du Marais (massif des Bornes, feuille Annecy–Ugine) où il affecte et limite la klippe de Sulens. Ce faisant, il est d'abord grossièrement parallèle aux plis pour leur devenir de plus en plus sécant aux abords de la cluse d'Annecy–Ugine et au-delà.

Tout au long de ce trajet, jalonné par une ligne de cols, sa trace est rectiligne, donc son émergence verticale. Toutefois, au Sud, près de Saint-Pierre-d'Albigny, on la voit se courber vers l'Est : il est donc probable que l'accident se couche en profondeur dans les « Terres noires » du bord subalpin.

À noter d'autre part que tout le long de son tracé, le compartiment sud-est est systématiquement affaissé. Les couches peuvent même y être localement renversées vers l'Est près du contact (Nord de Saint-Ferré01 – feuille Annecy–Ugine). Près de Saint-Pierre-d'Albigny, le rejet vertical peut être estimé à 300 m.

La faille d'Arcalod se comporte donc – au moins dans son dernier jeu – comme une faille normale listrique, s'aplatissant dans les « Terres noires » oxfordiennes. Mais elle a aussi joué de manière importante en décrochement dextre : les plis s'étirent, se tordent et se laminent successivement de part et d'autre de l'accident, mais restent très semblables des deux côtés. Le cas le plus typique est celui du synclinal Arclusaz-Arcalod qui se lamine en sifflet dès le vallon de Saint-Ruph (les Rois) pour se retrouver 7 à 8 km plus au Nord de l'autre côté de la faille dans le synclinal d'Arclosan (feuille Annecy–Ugine). Il s'agit là d'un rejet minimum, compte non tenu des étirements. De la même manière, l'anticlinal de Chaurionde et sa retombée orientale dans la dalle urgonienne de la Sambuy correspondent, de l'autre côté de la faille, à l'anticlinal de la pointe des Frêtes et sa retombée dans la dalle urgonienne de la Tournette (feuille Annecy–Ugine). Des microplis à axes verticaux signent aussi ce décrochement dans les calcaires tithoniques écrasés dans le plan de faille, au Nord de l'Arcalod.

À noter enfin que tout le long de l'accident et de ses failles satellites, sont coincés et traînés des lames et des blocs broyés très calciteux de terrains

variés allant du Tithonique au Nummulitique. Ces terrains peuvent même constituer tantôt d'un côté, tantôt de l'autre de la faille principale, de véritables amygdales ou « poissons fusiformes » hectométriques à plurikilométriques groupant eux-mêmes plusieurs écailles. C'est le cas, par exemple, dans le secteur de l'Arcalod (le sommet même de l'Arcalod fait partie de l'une de ces amygdales) ; le cas également plus au Nord, aux chalets de la Serve, à la limite de la carte. Au niveau de ces amygdales, l'éclatement de la faille en plusieurs branches divergentes réalise de remarquables structures en « fleurs » s'évasant vers le haut.

Les failles à l'Ouest de la faille d'Arcalod. À l'Ouest de l'accident majeur, et jusqu'au front subalpin, le massif est affecté par une série de petites failles transversales N60° à N80°E. Beaucoup ont joué en décrochements dextres, d'autres seulement en touches de piano ; elles affaissent par ailleurs systématiquement le compartiment sud-est. Elles sont moins nombreuses et s'atténuent vers l'extérieur où elles ne franchissent que très rarement le front subalpin.

Par l'ensemble de ces caractères, elles sont semblables au système de faille N75° à N45°E décrit en Chartreuse par les auteurs (notamment Mugnier *et al.*, 1988 ; Gidon, 1990). M. Gidon (dès 1964) a d'ailleurs montré que ces failles s'engagent dans le massif des Bauges : qu'en particulier la faille cartusienne dextre N45°E de l'Alpette et ses satellites se prolongent dans la base du bord subalpin des Bauges sur les feuilles Montmélian, Chambéry, et sans doute même Albertville. Elles sont certainement responsables de la torsion vers le Sud-Ouest que subit le flanc inverse de l'anticlinal tithonique de Doucy–mont Charvet à son arrivée à la vallée de l'Isère (*cf.* schéma structural).

Les failles N60° à N80°E des Bauges ne franchissent pas la faille d'Arcalod ; elles semblent cogénétiques de cette dernière et sans doute, comme elle, aplaties dans les « Terres noires » (Gidon, 1990).

Les failles à l'Est de la faille d'Arcalod. De nombreuses failles y hachent le secteur Sambuy : les directions N15° et N50°E sont privilégiées. Nous avons vu que certaines d'entre elles (faille N50-60°E du vallon de Saint-Ruph, failles plates N15°E de la Sambuy, faille de Banc Ferrand,...), étaient des failles normales relativement plates, affaissant les compartiments sud-est. Les autres, également normales pour la plupart, sont subverticales à leur émergence – ce qui ne préjuge pas de leur caractère plus ou moins plat en profondeur. D'autres failles normales listriques, faiblement pentées vers le SSE ou le SSW, sont enfin connues au bord subalpin sur la feuille Annecy–Ugine, depuis le col des Aravis jusque dans les Bauges (faille de l'Arpettaz). Par leur jeu cumulé, elles traduisent une extension plurikilométrique vers le secteur sud, longitudinale par rapport à la direction générale de la chaîne.

L'accident d'Arcalod, par son jeu décrochant dextre, transfère, vers le SSW, cette extension (Chaplet, 1989 ; Doudoux et al., 1992 ; Gidon, 1996).

Toutes ces failles sont tardives par rapport aux plissements ou postérieures à eux. Elles traduisent une tendance générale au décrochement dextre en transtension n'affectant sans doute que la série de couverture supra- « Terres noires ». Elles semblent actuellement « mortes », aucune des formations quaternaires n'apparaissant affectée par elles ; la cluse d'Annecy–Ugine n'est pas décalée non plus par l'accident d'Arcalod.

Pour certains auteurs, en particulier F. Thouvenot (1981 et 1996), la faille d'Arcalod et ses prolongements NE et SW resteraient cependant sismiquement actives (séismes de Faverges, le 2 décembre 1980 et du Grand Bornand, le 14 décembre 1994 ; feuilles 1/50 000 Annecy–Ugine et Annecy–Bonneville).

• **Schistosité dans les Bauges.** Dans la série post-oxfordienne des Bauges, n'existe généralement qu'une schistosité, le plus souvent fruste, de fracture. Elle est de plan axial, plus exactement de surface axiale de grands plis N10° à N30°E déversés vers l'WNW et qui ont tendance à se coucher vers le haut. Elle affecte préférentiellement les formations incompetentes du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, mais elle peut se retrouver plus haut jusque dans les cœurs tertiaires de synclinaux très pincés (Châtelard–Entrevernes et Charbon–Trélod) où elle devient même très fine et pénétrative dans des formations particulièrement réceptives (marnes à *Meletta* et surtout marnes blanches fluvio-lacustres) ; dans ces dernières, elle efface souvent presque complètement la stratification (cf. § « Description des terrains »).

Vers l'Est, dans la haute vallée du Chéran et le chaînon Belle Étoile–Dent-de-Cons, elle est remarquablement constante en direction (N110° à N130°E) et inclinaison (30 à 40° vers le NNE), en liaison avec un basculement des plis vers le NNE.

C'est aussi dans le flanc de la Belle Étoile qu'ont été signalés (Gratier et al., 1973 ; Vialon, 1974), dans les calcaires kimméridgiens et les marno-calcaires siliceux de l'Hauterivien, des plis « aberrants » d'ordre plurimétrique à décimétrique, de direction, plongement et déversement variables. Le plus remarquable apparaît le long de la route forestière de la forêt de Pontvert, au Nord du col de Tamié (pli d'axe N145°E plongeant de 25° vers le Nord-Ouest et déversé vers le Sud-Ouest). Une schistosité de plan axial lui est associée. Cette dispersion des axes est attribuée par les auteurs à un plissement antérieur, enroulé ensuite par les grandes structures kilométriques à plurikilométriques bien lisibles dans le Tithonique du bord subalpin.

À noter enfin dans les Bauges, l'omniprésence d'une fracturation ouverte à enduits de calcite (et parfois de quartz), de direction N100° à 130°E. Elle

n'est pas propre au massif et se retrouve à l'Ouest jusque dans les molasses au-delà du front subalpin, et à l'Est jusque dans le Trias du tégument de Belledonne ; elle est particulièrement spectaculaire dans les calcaires siliceux de l'Hauterivien qui affleurent largement à l'Est du synclinal d'Arclusaz, dans le haut bassin du Chéran, le soubassement de la Sambuy et le bord subalpin (arête pointe des Arces-Armène—pointe de Chamossieran, et arête Belle Étoile—Dent-de-Cons).

Ces plans de fractures sont verticaux ou fortement pentés au SSW (inclinaison toujours supérieure à 50°). La rareté des stries ne permet pas, la plupart du temps, de caractériser leur jeu : il semble bien cependant que ce jeu, quand il existe, soit de type normal (compartiments sud abaissés), parfois microdécrochant senestre : il reste, de toutes manières, faible. Cette fracturation est tardive, même par rapport au système de la faille d'Arcalod.

Collines bordières de Belledonne

On donne ce nom à un ensemble de collines aux formes molles s'étendant entre la corniche tithonique *s.l.* du bord subalpin et le bord ouest du Cristal-lin de Belledonne. Du Nord-Est au Sud-Ouest, elles passent de la rive droite à la rive gauche de l'Isère : c'est dire que sur la feuille Albertville, elles sont traversées obliquement par le sillon subalpin. Elles sont constituées par la partie inférieure de la série sédimentaire, essentiellement par le Dogger *s.l.*. On peut toutefois y distinguer *grosso modo*, d'Est en Ouest :

- une bande aalénienne souvent déprimée ;
- une zone centrale constituée surtout par le Bajocien, souvent en relief ;
- une bande occidentale, à nouveau déprimée, constituée par les « Terres noires » (Bathonien à Oxfordien inférieur), à la base du bord subalpin.

L'ensemble est très couvert de végétation ; la couverture quaternaire (moraines, colluvions) – sans être forcément épaisse – est aussi très répandue ; la lithologie est peu contrastée (schistes noirs plus ou moins calcaires) : des alternances plus calcaires dans le Bajocien, des alignements de nodules dans l'Aalénien et l'Oxfordien inférieur (ces derniers assez souvent fossilifères), sont les seuls repères stratigraphiques utilisables. C'est dire que les structures n'ont pu être suivies de manière continue sur le terrain. L'allure générale de la schistosité dominante, l'observation locale dans le Dogger de quelques charnières de plis et flancs inverses, permettent cependant de conclure que l'on a affaire certainement à un style en plis couchés comme sur les feuilles voisines Annecy–Ugine, plus au Nord, La Rochette, plus au Sud.

Deux schistosités superposées sont clairement et directement observables dans cette partie inférieure de la série sédimentaire :

- une **schistosité** de flux, omniprésente ; elle oblitère souvent complètement la stratification, si bien que les charnières de plis associés sont rarement visibles. Elle est dans l'ensemble relativement plate : elle doit correspondre à de grands plis isoclinaux kilométriques, plus ou moins couchés vers l'WNW ;
- une **schistosité** de pli-fracture, plus épisodique, mais néanmoins très répandue, surtout aux approches de Belledonne. Elle est particulièrement bien exposée dans les pentes d'Aiton à Bonvillaret. Elle est de plan axial de trains de microplis qui enroulent la schistosité précédente. Ces microplis, centimétriques à métriques mais le plus souvent décimétriques, sont bien réglés : ils ont un axe N30°E plongeant de 10 à 20° vers le NNE. Ils sont déversés vers l'WNW ; leur schistosité est fortement inclinée (40 à 50°) vers l'Est.

À signaler enfin dans ces collines bordières, la fréquence des fractures ouvertes (à enduits de calcite et quartz) de direction sensiblement N120°E, déjà signalées dans le massif des Bauges s.s..

• **Contact entre les collines bordières et le massif de Belledonne : les rapports « socle-couverture »**. Dans le domaine de la feuille Albertville, ils restent relativement confus : entre les premiers affleurements du Cristallin, muni ou non de son tégument triasique, et les affleurements aaléniens les plus orientaux, existe toujours une bande de couverture quaternaire qui masque les contacts. C'est dans cette bande quaternaire que pointent, ici et là, des lambeaux de calcaires liasiques, de dolomies et cargneules, voire même de gypses triasiques, le tout plus ou moins tectonisé et fauché. Il y a là certainement une zone d'accidents dont le principal paraît être un décollement à la base des schistes aaléniens : c'est ce contact tangentiel initial fondamental qui a été figuré sur les cartes, schémas structuraux et coupes. Un décollement différentiel a dû souvent se produire aussi dans le sommet du Trias, isolant ainsi entre deux accidents, des lentilles de calcaires liasiques. Les grès de base et une partie des dolomies du Trias sont par contre restés collés au socle.

L'allure actuelle du contact varie du Nord au Sud. D'abord quasi plat au niveau de Megève (feuille Saint-Gervais), il est ensuite de plus en plus incliné vers l'Ouest (feuille Annecy-Ugine) pour devenir subvertical aux approches d'Albertville, dirigeant le cours de l'Arly. Au Sud d'Albertville, il continue à osciller autour de la verticale, présentant même parfois un fort pendage vers l'Est, ce qui correspond à un bombement frontal du cristallin et de son tégument, bombement pouvant aller jusqu'à un léger déversement vers l'Ouest (Nant Bruyant) ou donner lieu à de petits chevauchements du socle (Sud de l'Arc). Mais il ne semble pas qu'il y ait, en limite ouest de

Belledonne, de « grande faille bordière » de socle, unique, continue, comme cela a été suggéré par divers auteurs.

Les deux meilleures coupes sont celles des talwegs du ruisseau des Mottes et du Nant Bruyant.

Celle du ruisseau des Mottes montre un tégument triasique comprenant à la fois les grès de base et les dolomies ; ils forment une demi-voûte plongeant d'Est en Ouest de plus en plus fortement (pendages passant de 60° à 80°W dans cette direction). La coupe du Nant Bruyant montre, d'Est en Ouest, un tégument gréseux, puis des dolomies triasiques avec Lias calcaire adhérent (contact stratigraphique ?), d'abord à fort pendage est, puis à pendage ouest de moins en moins fort quand on s'éloigne du socle. Des cargneules sont intercalées dans les dolomies.

Au Sud de l'Arc, la nouvelle route, montant au-dessus de Miette vers le Grand Montgilbert, montrait jadis dans ses lacets inférieurs un Cristallin chevauchant, par un contact très redressé et broyé, des argilites noires à nodules (Aalénien ?) englobant une lame de calcaires spathiques sans doute liasiques.

• **Faille bordière de la « Combe de Savoie » ?** Le flanc oriental de la vallée de l'Isère, entre Sainte-Hélène-sur-Isère et Aiton, entaillé dans les « collines bordières », s'inscrit sur une surface régulière, découpée en facettes triangulaires par l'entaille active des torrents (l'un d'eux au cours détourné par une capture récente : le Villard).

Cette morphologie suggère la présence, au pied de ce versant, d'une faille bordière normale pentée NW, effondrant et basculant en demi-graben la vallée alluviale. À l'appui, il faut noter la dissymétrie de la vallée quant aux cônes de déjection. Ceux de la bordure orientale sont d'une faiblesse remarquable : ils pourraient se trouver enfouis au fur et à mesure de leur formation sous un alluvionnement compensatoire de l'Isère, dû au jeu permanent encore actuel de la faille.

À noter également la disparition soudaine, au Nord de l'Arc, de la banquette d'alluvions anciennes de Chamousset : elle pourrait s'y retrouver enfouie dans le même mouvement. G. Nicoud (1973) a signalé, par ailleurs, qu'au Sud-Ouest de Coise (feuille La Rochette), cette même banquette présente une rupture de pente liée sans doute à une **fracturation** récente transversale, basculant vers le Nord-Est le compartiment nord-est.

Le demi-graben d'Albertville traduirait ainsi un double mouvement : basculement vers le Nord-Est et affaissement vers le Nord-Ouest. Les failles en cause n'ayant toutefois pu être constatées directement, elles n'ont pas été

figurées sur la carte mais seulement sur le schéma structural interprété et les coupes afférentes.

X. Darmendrail *et al.* (1993) et X. Darmendrail (1994) ont suggéré, plus au Sud, toujours en rive gauche de l'Isère, d'autres failles bordières du même type : faille bordière du bas Gelon, failles bordières du Grésivaudan.

Tectonique du « Synclinal médian » de Belledonne

Le Synclinal médian (souvent aussi qualifié d'Accident médian) n'occupe, sur la feuille Albertville, qu'une bande restreinte (250 m de largeur au maximum) ; toutefois, sur le plan structural, certaines observations peuvent y être faites :

- les contacts de bordure avec le socle sont tectonisés (absence quasi totale des grès triasiques de base ; lambeaux discontinus de cargneules et dolomies ; Lias contre Cristallin) ;
- la polarité des formations rencontrées est bien celle d'une disposition synclinale : terrains de plus en plus récents en allant vers le cœur de la structure (Trias, Lias calcaire, puis Lias schisteux) ;
- la succession, de normale en flanc ouest, devient inverse en flanc est : nous avons donc affaire à une synforme déversée vers l'Ouest ou Nord-Ouest ;
- la schistosité, confondue avec la stratification, est constante : N40-50°E, et pentée 60-70°ESE ;
- la stratification, seulement visible dans le Lias calcaire ou la base du Lias schisteux, souligne des plis, notamment à Cevins, sur la rive droite du torrent de la Gruvaz, et au Sud de Rognaix, au Rocher de la Balme. À la Gruvaz, les axes sont N120-130°E avec un plongement de 60-70°ESE (donc perpendiculaires à la direction moyenne du Synclinal médian, N50°E). Au Rocher de la Balme, Y. Siméon (1979) a relevé des plis N40°E synschisteux peu pentés au Sud-Est (30° au maximum), et des microplis N20°E à axes pentés 60°S. Les mêmes types de plis ont été observés dans la galerie Arc-Isère plus au Sud (feuille La Rochette) par D. Gasquet (1979) et Y. Siméon (1979).

Les plis N40° montrent des mouvements d'entraînement vers l'Ouest, les plis N20° des mouvements horizontaux (décrochements). La disposition du Synclinal médian est héritée de l'orogène varisque car du Carbonifère s'y trouve associé au Nord et au Sud ; par ailleurs, il sépare deux masses cristallines d'âge et de nature différents.

Pour D. Gasquet (1979), le résumé de l'évolution est le suivant :

- (1) accidents tardi-hercyniens, post-granitisation, coulissants ;

- (2) ouverture d'un bassin houiller sur lequel se calque un graben mésozoïque évoluant au cours du Jurassique de manière synsédimentaire ;
- (3) fermeture du bassin lors de l'orogénèse alpine avec renversement vers l'Ouest et jeux décrochants dextre et/ou senestre.

MÉTAMORPHISME ALPIN

Massifs cristallins externes

L'évolution tectonique et métamorphique des massifs cristallins externes pendant l'orogénèse alpine est caractérisée par une déformation peu pénétrative (écaillage modéré du socle avec pincement de fragments de la base de la couverture mésozoïque), par des décrochements transcurrents et par un métamorphisme faible à très faible (anchizone passant à l'Est au faciès Schistes verts ; Bordet, 1961 ; Carme, 1970 ; Aprahamian, 1988 ; Vivier et al., 1987). Sur la feuille Albertville, les rejeux alpins reprennent les accidents mylonitiques verticaux ou fortement redressés tardi-varisques, rétro-morphosant les métamorphites mésozonales dans l'anchizone.

Dans la formation des Schistes verts, la tectonique alpine développe de nombreuses fentes de traction sécantes sur la foliation, parfois sigmoïdes, souvent sub-horizontales, et accompagnées de décoloration ou de minéralisations sulfurées. Les conditions P et T ont été définies plus au Sud dans la Lauzière (à partir d'une sphalérite et d'une arsénopyrite associées au sein d'une fente alpine non déformée ; feuille La Rochette) : $T = 400^{\circ}\text{C}$, 3,5 kb $< P < 4,5$ kb (Negga, 1984).

L'influence du métamorphisme alpin n'est pas négligeable puisque les biotites des gneiss et migmatites présentent des âges intermédiaires très dispersés : 197-42 Ma en K/Ar et 216-155 en Rb/Sr. Elle est plus sensible le long des grands accidents longitudinaux du massif de Belledonne, en particulier aux abords du Synclinal médian (Demeulemeester, 1982 ; Demeulemeester et al., 1986). La biotite est plus ou moins chloritisée, les plagioclases fréquemment séricitisés et albitisés avec formation d'épidote, mais la part de l'Alpin dans ces transformations rétro-morphiques et plus ou moins cataclastiques reste toujours discutée.

Couverture sédimentaire

Dans les formations sédimentaires, les effets du métamorphisme alpin peuvent être suivis par les variations de la cristallinité de l'illite, à partir de laquelle on peut repérer la diagénèse plus ou moins avancée, le passage à l'anchizone, l'anchizone supérieure, puis l'épizone. Quand on a franchi la

limite inférieure de l'anchizone, on peut aussi repérer la présence de minéraux néoformés, le plus courant étant la paragonite.

La couverture orientale du Cristallin de Belledonne n'apparaît pas sur la feuille Albertville. Mais dans la région d'Aigueblanche (vallée de l'Isère, au Sud de Feissons-sur-Isère et peu avant Moutiers), des mesures effectuées dans le « Flysch » de la nappe des brèches de Tarentaise indiquent que l'on est encore dans l'anchizone. Vers le Nord, dans le Dauphinois du secteur de Roselend (feuille Bourg-Saint-Maurice), les transformations atteignent au moins l'anchizone et parfois l'épizone selon les différentes unités superposées (Landry, 1978 ; Leikine et al., 1983).

Dans le « Synclinal médian », à Cevins, la cristallinité mesurée dans le Lias indique le passage anchizone – épizone mais la présence de paragonite abondante fait pencher plutôt pour l'épizone (Aprahamian, 1974). Il en est de même au Nord, près de Beaufort (Landry, 1978), comme au Sud dans la galerie EDF Arc-Isère (Aprahamian, 1988).

Dans la couverture occidentale de Belledonne, les études sur le métamorphisme alpin ont porté, jusqu'à présent, sur deux transversales situées, l'une au Nord de la feuille Albertville, entre Flumet et les Aravis (feuille Annecy-Ugine) (travaux de B. Kubler et al., 1979 ; Aprahamian, Pairis, inédit), l'autre, au Sud, entre La Table – La Rochette et Allevard-Goncelin (feuilles La Rochette et Montmélian) (Aprahamian, inédit).

On observe que la base de la série est affectée par des transformations, généralement de l'anchizone, parfois à la limite de l'épizone près du socle. Quant on s'éloigne du Cristallin, les indices de cristallinité varient d'abord rapidement, puis de façon de plus en plus progressive.

L'anchizone se propage jusqu'à des distances et des niveaux variables à partir du socle ; elle affecte, en règle générale, la totalité du Lias et une partie plus ou moins importante du Bajocien.

L'âge de ces transformations est difficile à préciser. L'évolution est certainement biphasée (Leikine et al., 1983) et postérieure au Priabonien car elle affecte des calcaires nummulitiques de cet âge du côté oriental (Roselend). Des âges isotopiques voisins de 15 Ma ont, d'autre part, été trouvés plus au Nord et plus au Sud sur des minéraux de fentes non déformés du massif du Mont-Blanc (muscovite, adulaire ; Leutwein et al., 1970) et de Belledonne (phengite du tunnel Arc-Isère ; Gasquet, 1979 in Siméon, 1979, p. 35), ce qui assignerait cet âge (Miocène moyen) comme limite supérieure au dernier métamorphisme.

PRINCIPALES ÉTAPES DE LA STRUCTURATION

Sans revenir sur la tectonique hercynienne, ni sur quelques événements alpins précoces déjà évoqués dans les chapitres antérieurs (rajeunissement post-lutétien du relief, plissement anté-priabonien modéré dans la Dent-de-Cons,...), les structures développées sur la feuille Albertville résultent, avant tout, d'événements tectoniques qui se sont succédé à partir de l'Oligocène.

Dans ce continuum de déformations engendré par la collision alpine, il semble tout de même que l'on puisse distinguer deux phases.

La première phase est à l'origine des plis et chevauchements, par décollement généralisé et glissement de couverture vers l'WNW sur les assises plastiques de base (évaaporites du Trias **et/ou** argilites de l'Aalénien). Du fait de la multiplicité des niveaux ductiles, la dysharmonie est, par ailleurs, la règle dans toute cette série subalpine.

Aux grands plis couchés, de plus en plus serrés vers le bas, est associée une schistosité de flux **S1**, bien visible dans le Jurassique du sillon **subalpin** et de ses collines bordières.

C'est à cette phase que l'on rattache aussi le métamorphisme alpin de très faible degré qui affecte la base **anté-oxfordienne** de la couverture.

Aucun indice ne permet de dire que le socle de Belledonne ait alors été impliqué dans le raccourcissement : il est probable que l'écaillage **crystal** se produisait alors plus « en arrière », à l'Est de l'actuelle **chaîne** de Belledonne.

L'âge de cette première phase de déformation est obtenu indirectement : elle débute avec l'arrivée dans les flyschs de l'Oligocène inférieur terminal et de l'Oligocène moyen, d'olistolites précurseurs des nappes préalpines. Mais de tels olistolites n'existent que plus au Nord (feuilles Annecy–Ugine, Annecy–Bonneville, Cluses,...). Dans les Bauges, les niveaux à olistolites n'existent pas (érodés ?). On ne peut donc y dater directement le début de cette phase, ni dire jusqu'où elle a pu se répercuter vers l'extérieur. Il est probable, cependant, qu'elle est structurellement majeure et qu'elle a affecté l'ensemble du massif, s'amortissant progressivement vers l'Ouest dans le bassin des Molasses rouges d'eau douce du Chattien–Aquitainien : le domaine « émergé » ou devient lacustre, sans pour cela que des reliefs importants soient associés (absence de conglomérats dans les molasses chattiennes des Bauges ou du fi-ont subalpin). En tout cas, au **front subalpin**, du **Nivolet**, au Sud, au **Semnoz**, au Nord, c'est toujours sur les Molasses rouges que chevauche directement le Mésozoïque des Bauges.

La deuxième phase débute au Miocène moyen-supérieur. Elle s'annonce, dans le bassin des molasses marines miocènes, par de forts apports conglomératiques polygéniques qui comblent le bassin d'Est en Ouest. L'interprétation du profil sismique ECORS-Alpes conduit par ailleurs les auteurs (Mugnier et al., 1989 ; Guellec et al., 1989 ; Doudoux et al., 1992 ; feuille Annecy–Ugine) à attribuer à cette phase l'écaillage crustal de Belledonne, dont le front chevauchant aveugle se poursuit dans le décollement basal de la couverture mésozoïque du bassin molassique et du Jura. La mise en place de l'écaillage crustal de Belledonne a exercé sur la couverture subalpine, précédemment déformée, une nouvelle poussée arrière, entraînant un resserrement des plis de la phase antérieure, le basculement vers le Nord-Est (voire le ploiement) de la schistosité S1, l'apparition de la schistosité de pli-fracture S2 dans les collines bordières aux approches de Belledonne et le rejeu du front subalpin, avec chevauchement d'une semelle de Molasses rouges oligocènes sur les molasses marines miocènes. C'est à cette phase qu'il faut aussi rattacher les dernières recristallisations métamorphiques (métamorphisme fissural) reconnues dans le socle vers -15 Ma (*cf.* chapitre « Métamorphisme alpin »).

La faille d'Arcalod est peut-être, à ce stade, une faille compressive (ou transpressive dextre) liée quasi directement à l'écaillage du socle de Belledonne (*cf.* coupes géologiques, annexe 1 et Ménard, 1979, p. 86).

En tout cas, par la suite, et tardivement par rapport aux plissements, la « faille » d'Arcalod passe à un système de failles décrochantes dextres en transtension, s'aplatissant dans les « Terres noires »⁽²⁾.

Ultérieurement, on ne note plus ici dans la couverture subalpine – et quel que soit le transfert de compressions aux zones plus externes (Jura) – que des phénomènes distensifs (fracturation générale N120°E à tendance normale senestre, faille normale éventuelle de bordure sud-est de la vallée de l'Isère,...).

J. Fourniguet (1977), par comparaison de nivellements successifs, a montré que, par contre, à l'arrière, la chaîne de Belledonne continuait actuellement à s'élever de 1,5 mm/an en moyenne par rapport à l'avant-pays molassique. La plupart des auteurs lient maintenant cette surrection à la poursuite (ou la reprise) de mouvements compressifs ou transpressifs dextres au niveau des socles, ce que semble confirmer l'étude de séismes récents survenus dans les massifs des Bornes et des Bauges (Ménard, 1979 et 1988 ; Thouvenot, 1981 et 1996).

(2) Dans une note récente (1996), M. Gidon fait intervenir aussi deux phases compressives mais franchement séparées par un épisode distensif correspondant au jeu du système de failles d'Arcalod–Charvin.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

Les collectivités utilisent depuis longtemps, et très largement, les sources gravitaires issues des massifs montagneux. Ce n'est que récemment, à partir de 1975, que les ressources souterraines des plaines alluviales de l'Isère et de la basse vallée de l'Arc ont été testées et exploitées par pompage.

Eaux gravitaires

• **L'eau des formations superficielles** est la plus fréquemment exploitée par les hameaux et les petites collectivités.

– Les sources d'éboulis, toujours superficielles, sont sujettes à de fortes variations de débit avec un étiage automnal sévère (débit souvent de l'ordre de 0,2 l/s) et des débits de crue printaniers qui peuvent être supérieurs à 5 l/s. Les paramètres bactériologiques sont, en règle générale, défavorables. Ces sources sont bien représentées à l'intérieur et autour du massif des Bauges.

– Les sources des zones glissées, écroulées ou colluvionnées, sont très nombreuses, et elles aussi, superficielles. Mais les variations de débit sont moindres et les qualités bactériologiques souvent acceptables du fait de l'absence d'activité humaine ou animale dans les zones instables. Ces sources sont parfois en relation avec des ruissellements qui s'infiltrent à l'amont dans les glissements ou les écroulements. Ces sources se rencontrent sur les versants micaschisteux de Belledonne et les marnes schistosées du Jurassique inférieur à moyen de la rive droite de l'Arly et des collines bordières de Belledonne.

– Quant aux placages morainiques, très répandus sur les flancs des vallées, ils sont trop peu perméables (matrice limoneuse compactée) et trop peu épais pour constituer des aquifères exploitables. Ils alimentent quelques bassins et abreuvoirs d'alpage. Ces moraines constituent le plus souvent le niveau de base des aquifères ébouleux.

• **Eau du substratum**

Les formations karstifiées sont assez bien représentées dans le tiers nord-ouest de la carte (massif des Bauges). Elles comprennent, par ordre d'importance décroissante, les calcaires urgoniens, tithoniques, sénoniens et les calcaires biodétritiques ou siliceux valanginiens. Mais les plissements, la fracturation et l'érosion ont compartimenté les structures calcaires en petits bassins versants de quelques km² au plus, souvent même perchés, si bien que les sources qu'ils alimentent restent aussi relativement modestes.

– Les calcaires urgoniens présentent les systèmes karstifiés les plus évolués, souvent visitables dans le massif de la Sambuy. Le débit des exutoires varie très vite, de 20 l/s environ à l'étiage à plus de 500 l/s en crue : citons les sources du Villaret (Le Châtelard), drainage final du massif du Margériaz,

des Chaudannes, exutoire de l'Arclusaz, et du « Jeu de Boules » à Faverges, drainage de la Sambuy. Le griffon de la source du Villaret est masqué par les alluvions anciennes de la banquette d'Attilly. La qualité bactériologique de toutes ces eaux est souvent douteuse à médiocre.

– Les calcaires tithoniques, mieux lités, présentent des réseaux de drainage plus étroits non visitables. Le débit des sources qu'ils alimentent sont plus régulés et l'étiage plus soutenu. Les plissements nombreux associés à une fracturation dense, s'ils augmentent la perméabilité en grand de ces calcaires, contribuent par contre à leur morcellement, d'où des sources assez nombreuses mais à débit modeste. Nous citerons les sources de la Fontaine de la Rave (La Compôte), de la Touvière (Jarsy), des Allues (Saint-Pierre-d'Albigny), de la Buissière (Grésy-sur-Isère), de Sous le col de Tamié et Plancherine, de la Frayère (Allondaz), de débit d'étiage supérieur à 3 l/s. La qualité bactériologique des eaux est le plus souvent satisfaisante.

– Les calcaires sénoniens du cœur synclinal de l'Arclusaz, de perméabilité proche de celle des calcaires tithoniques, alimentent la source de la Chapelle de Bellevaux, de débit peu variable (entre 2,5 et 6 l/s).

– Les mammo-calcaires néocomiens, plus particulièrement les niveaux de calcaires siliceux valanginiens, redressés à contre-pente, alimentent au bord subalpin des sources précieuses : Fontaine de Cayan à Fréterive, La Dhuy et de Tamié à Mercury, toutes de débit d'étiage égal ou supérieur à 4 l/s.

Pour ces différents systèmes karstiques, les restitutions se font en principe dans les séries structurellement normales :

– à la base de la formation aquifère pour les systèmes perchés (sur plancher imperméable de marnes et marno-calcaires oxfordiens pour le Tithonique, de marnes berriasiennes à valanginiennes pour les calcaires siliceux du Valanginien supérieur) ;

– au sommet ou à l'intérieur de la formation aquifère pour tous les karsts urgoniens qui s'ensuivent et se trouvent en équilibre avec un niveau de base local (rivière).

Les ennoyages axiaux, déterminant les points bas des réseaux, sont éminemment favorables aux émergences (Urgonien), mais la fracturation – surtout la fracturation distensive transversale ou oblique aux plis – joue un rôle important dans la localisation des émergences. Ce rôle peut devenir prépondérant (sources du Tithonique).

Les micascistes de la Série satinée de Belledonne peuvent être considérés comme globalement imperméables. Toutefois, quelques zones décomprimées ou particulièrement faillées ou broyées peuvent présenter une perméabilité de fissures qui permet l'établissement d'aquifères locaux (les Cellières à Saint-Paul-sur-Isère).

Mais le plus souvent, l'évolution des versants vers l'éroulement ou le glissement en masse rend difficile la distinction entre aquifère fissuré *s.s.* et éroulement aquifère. Il en est ainsi des sources de Grignon, d'Esserts-Blay et des Deberts à Tours-en-Savoie.

La présence d'une formation plus perméable en contacts tectoniques (Trias « évaporitique » : dolomies, cargneules, éventuellement gypses) facilite le drainage des micaschistes : les sources ont alors des débits importants (5 à 8 l/s) pour le secteur, mais les eaux empruntent alors la minéralisation des évaporites (sources du Grand Bois à Grignon).

Quant au Cristallin du rameau interne de Belledonne, dans l'angle sud-est de la carte, il présente une perméabilité d'ensemble plus élevée. Les écoulements souterrains sont souvent drainés par un accident majeur (faille) ou bloqués par un milieu moins perméable (Houiller à Cevins) ou alors dispersés dans un éroulement (Les Îles à Rognaix).

Du point de vue chimique, les sources du massif des Bauges et des colines bordières sont du type bicarbonaté calcique, de dureté généralement moyenne : les petites sources à écoulement lent peuvent être cependant plus dures et tuffeuses.

Inversement, les eaux issues du Cristallin sont douces à très douces, peu minéralisées, à tendance agressive.

Enfin, les sources influencées par les évaporites du Trias (Synclinal médian et bordure de Belledonne) sont dures à très dures, à la fois bicarbonatées et sulfatées calciques.

À signaler, par ailleurs, deux sources thermominérales :

– source thermominérale de Farete, à l'Est d'Albertville. Il en est fait mention dans la littérature au-dessus du hameau de Farete (Conflans) en rive droite de l'Isère, vers 1 000 m d'altitude. Cette source n'est cependant pas repérée sur la carte : on sait seulement qu'elle se situe près du Fort du mont (source « La Rossa » ?). Les quelques renseignements que l'on en a sont tirés de la littérature. L'eau sort des micaschistes de la Série satinée ; elle est ferrugineuse et arsénicale et avait été remarquée pour ses vertus thérapeutiques. Elle a fait l'objet d'une exploitation avec mise en bouteilles vers 1880, puis a été progressivement abandonnée, jusqu'en 1930 où des recherches nouvelles (analyses) et un projet d'établissement thermal n'eurent pas de suite ;

– source thermominérale froide de La Compôte (Bauges). Elle émerge à quelque 750 m à l'Ouest de l'église de La Compôte, en rive droite de la vallée du Chéran, à une vingtaine de mètres de ce dernier. Il s'agit d'une

petite source sulfureuse et bicarbonatée sodique issue des marno-calcaires de l'Hauterivien inférieur : elle a été étudiée en détail par G. Nicoud (1973). Son débit est de 1,5 l/mn, sa température de 9,8°C, sa conductivité de 630 $\mu\text{S/cm}$.

Nappes alluviales

Elles ne se rencontrent que dans les alluvions post-würmiennes des grandes vallées : vallées du Chéran dans les Bauges, de l'Isère et de l'Arc. Ces alluvions y représentent le comblement achevé de lacs de retrait glaciaire würmien installés dans des bassins surcreusés derrière des verrous. Les alluvions s'y ordonnent verticalement de bas en haut selon un schéma constant : argiles plus ou moins litées, silts, sables, puis graviers et parfois limons de crue. Les fines dominent par ailleurs à l'aval, les graviers à l'amont. Ce schéma d'ensemble est perturbé localement par les apports latéraux (cônes de déjection), plus ou moins grossiers selon la nature du versant et la pente des différents torrents affluents, et par des chenalisations de cours d'eau, remplies d'alluvions fluviales grossières.

Les graviers fluviaux et les deltas grossiers présentent seuls un intérêt hydrogéologique. Ils ont été reconnus et testés favorablement puis exploités :

– d'une part, dans la vallée du Chéran dans le bassin surcreusé d'École–La Compôte. Les reconnaissances et l'exploitation de l'aquifère sont ici Sommaires mais suffisantes pour qu'on puisse espérer - en particulier au droit du village d'« Etre » – 30 à 40 m d'alluvions grossières sous nappe. Cette nappe est certainement la seule nappe quantitativement intéressante du massif des Bauges ;

– d'autre part, dans les vallées de l'Isère et de l'Arc. À Albertville, le puissant delta de l'Arly est superficiellement exploité sur une trentaine de mètres (puits communal, patinoire, pompes à chaleur du palais de justice). Plus à l'aval, sont exploités le delta du Chiriac à Gilly-sur-Isère (plus de 60 m de puissance reconnue), le delta du torrent de Verrens à Saint-Vital et le delta du ruisseau de Trise à Saint-Jean-de-la-Porte, testé pour l'agglomération chambérienne à 1 200 m^3/h sur une tranche aquifère de 40 m. Ailleurs, ce sont les alluvions fluviales superficielles qui sont exploitées : dans la basse vallée de l'Arc, à Randens et Aiguebelle où l'eau est légèrement ferrugineuse, et au Publey à Aiton ; en rive gauche de l'Isère, au Gros Chêne, en rive droite à Grésy-sur-Isère.

Dans tous ces ouvrages, la nappe est libre, à plusieurs mètres sous le niveau du sol. Au repos, les écoulements proviennent plutôt des versants et des cônes de déjection. Durant les pompages, c'est le cours d'eau principal qui, rapidement, alimente (Isère).

Localement, des sources de débordement des nappes de vallée sont connues : à Cevins, contre le verrou rocheux de Notre-Dame-des-Neiges et dans le secteur de Bourgneuf, contre un recouvrement limoneux déposé par le Gelon. Les nappes sont, dans ces secteurs, captives sous des limons, alimentées principalement par les cônes latéraux.

En règle générale, l'aquifère alluvial, fluvial ou deltaïque, est puissant sur l'ensemble de la vallée de l'Isère, de Cevins jusqu'à Frontenex. Vers l'aval, les alluvions fluviales sont chenalisées (Arc) et d'épaisseur inférieure à une quinzaine de mètres. De même, les cônes deltaïques sont épais, mais bien circonscrits au débouché des cours d'eau, en rive droite de l'Isère.

Les relations « nappe-rivière » sont étroites, d'où les efforts déployés pour maîtriser les rejets dans les cours d'eau (eaux usées, eaux industrielles, lisiers,...). Parallèlement, la présence d'un niveau phréatique proche du sol, sous une couverture limoneuse peu épaisse, rend les eaux très vulnérables aux pollutions émises par une agriculture intensive (pépinières de vignes, arbres fruitiers, maïs,...), par l'extension inflationniste des villes et des zones industrielles, par les grands axes de circulation (voies routières, autoroutières, ferrées,...) et par l'exploitation démesurée des granulats sous nappe qui laisse des plans d'eau non réaménagés et parfois remblayés par des déchets non contrôlés. À ce jour, les qualités chimiques et bactériologiques restent cependant satisfaisantes au niveau des points d'eau captés. Des teneurs en nitrates supérieures à 30 mg/l sont toutefois relevées à proximité des zones fruitières ; des teneurs en fluor supérieures aux normes de potabilité ont été mesurées près de l'Isère. Quant au fer et au magnésium, ils sont parfois présents naturellement dans les zones peu circulantes, mal oxygénées, à l'aval de la confluence Arc-Isère et dans la basse-vallée du Gelon.

Les eaux des nappes sont par ailleurs souvent assez dures du fait même de leur écoulement lent dans des alluvions à forte proportion d'éléments calcaires. Ceci, même à la traversée du Cristallin, car les hauts bassins de l'Isère et de l'Arc comportent beaucoup de formations carbonatées et sulfatées : calcaires et schistes calcaires, dolomies, gypses, cargneules, qui influent encore sur la qualité de la nappe plus à l'aval dans la traversée de Belledonne.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

• **De nombreuses gravières** ont été exploitées dans les alluvions fluviales post-würmiennes des vallées de l'Isère et de l'Arc, surtout durant la construction des autoroutes alpines. Elles sont maintenant presque toutes abandonnées, avec plans d'eau libres, parfois aménagées en base de loisirs (ex. Saint-Pierre-d'Albigny). Quelques-unes sont cependant encore en activité dans le secteur de Sainte-Hélène-sur-Isère et Notre-Dame-des-Milières.

De même, quelques gravières ouvertes dans les alluvions modernes de la basse vallée du Chéran sont encore exploitées. Toutes les exploitations par dragages à même les cours d'eau sont abandonnées.

- Des carrières, à **ciel** ouvert, ont été exploitées. Elles concernent :
 - des calcaires ou leurs éboulis dans le massif des Bauges, essentiellement des calcaires Jurassique supérieur (Oxfordien supérieur – Kimméridgien), plus rarement des calcaires urgoniens, car ceux-ci restent le plus souvent haut-perchés dans le domaine de la présente carte. Ces calcaires fournissaient des matériaux d'empierrement, de construction, d'enrochement ; ils étaient parfois utilisés comme pierre à chaux (par ex. au Bourget et à Grésy-sur-Isère, le long du bord subalpin). Les carrières du bord subalpin, échelonnées dans la base de la corniche « tithonique » de Cruet (feuille Montmélian) à Mercury (au-dessus d'Albertville), ont fourni cependant un matériau plus noble, calcaire noir à nombreux filons blancs de calcite, qui a pu, un temps, être utilisé comme « marbre » et même exporté comme tel. La carrière de Mercury, qui est la seule encore exploitée, ne fournit plus maintenant que des matériaux concassés ;
 - des schistes calcaires « ardoisiers » dans le Dogger des collines bordières de Belledonne, au-dessus de Sainte-Hélène-sur-Isère (butte de la Perrière). Ouverte pour l'empierrement de chaussée (autoroute Montmélian–Albertville), elle a été depuis nivelée et remblayée ;
 - des micaschistes quartzeux de la Série satinée : carrière de Grignon, au débouché du Pont d'Albertin. Elle fournissait des matériaux pour enrochement avant d'être abandonnée. Les chutes de blocs et menaces d'écroulement à partir du front de taille ont nécessité d'importants travaux de protection pour la route départementale (abattage, digue de protection) ;
 - des orthogneiss (dit anciennement « granite de Cevins ») dans la camère des Chavonnettes au Sud de Cevin, au-dessus du hameau Luy du Four. On exploite là, par intermittence, la falaise de Cristallin massif pour enrochements et concassage. Elle a été largement utilisée lors des travaux de la nouvelle route à quatre voies Albertville–Môûtiers, et le renforcement des digues de l'Isère ;
- C. Bordet (1961, p. 122) signale à Pussy, dans ce qui est devenu pour nous la bande complexe des mylonites de Pussy avec Houiller associé (zone de contact tectonique entre « Micaschistes de Feissons-sur-Isère » et « Migmatites de Pussy »), deux anciennes carrières abandonnées : l'une, « vers la cote 520 m dans le ravin des Combales » au Nord de Pussy, exploitait jadis des « schistes ardoisiers gris ou verdâtres », l'autre, « au Sud-Est du Crêt, au bas de la forêt de Lévétant », a fourni des « schistes rubanés verts et noirs à galets étirés qui ont servi à couvrir les toits de Pussy et du Crêt ».

- À signaler encore une ancienne exploitation d'ardoises en galeries, dans le Dogger de la bordure de Belledonne à 1 km environ à l'Ouest de Bonvillaret, à l'amont de la route de la Mure au Cuchet, en rive gauche du ruisseau descendu du Fort de Montperché.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

- **Les gîtes métallifères** sont peu nombreux. La quasi totalité se trouve dans la zone cristalline. Quelques-uns sont cités dans la littérature (Moret, 1925) sans que leur localisation exacte soit connue. Nous les mentionnerons à titre indicatif seulement :

– gîte de Bonvillard (Plan Longera, La Mollière, Creux du Loup, etc.), au-dessus de Sainte-Hélène-sur-Isère, vers 1 000 m d'altitude, près du Nant Bruyant. Il se situerait à proximité de la limite Cristallin-sédimentaire, non loin des dolomies du Trias ; des filons de quartz et barytine minéralisés par des sulfures de Pb et Zn, Ag recourent les micaschistes. La minéralisation se situe sur des fractures N130°E, non loin d'un accident N70°E (repéré sur photo-satellite) ;

– au-dessus de Sainte-Hélène-sur-Isère et à Grignon (pont d'Albertin) : stibine (sulfure d'antimoine) ;

– à la Roche de Cevins : titane ;

– à Feissons : cuivre gris argentifère avec blende et galène ;

– à Aiguebelle et Montgilbert : fer dans la Série satinée (sans doute sur la feuille La Rochette) ;

– des gîtes d'arsénopyrite (mispickel) ont été reconnus à Saint-Paul-sur-Isère, Tours-en-Isère, Saint-Thomas (Esserts-Blays) :

A Saint-Paul-sur-Isère, rive gauche de l'Isère, de 1910 à 1928, des travaux ont été entrepris pour exploiter l'or contenu dans le mispickel. Le gisement se situe sur le bord interne de la Série satinée, non loin du « granite de Cevins » mais séparé de celui-ci par l'Accident médian. Les travaux ont permis d'extraire, à partir de 1 200-1 300 tonnes de tout-venant, l'arsenic (50 % du minerai), l'or et l'argent (3 à 40 ppm), puis ont été abandonnés à partir de 1940. Deux sites ont été prospectés à des altitudes différentes :

– les niveaux inférieurs à 410 m, avec la galerie dite du Séminaire (x = 920,25 ; y = 74,07), 40 m de long et la galerie de Saint-Paul (x = 919,82 ; y = 74,47), 60 m, sans exploitation ;

– les niveaux supérieurs, au hameau des Danches (x = 919,48 ; y = 74,43) entre 579 et 630 m, de part et d'autre du ruisseau des Moulins (une galerie à 579 m en rive gauche et trois galeries à 600, 620, 630 m en rive droite, de 70 à 80 m de long). La minéralisation est représentée par le mispickel aurifère (très abondant), pyrrhotine, pyrite, scheelite en minéraux de 2 mm, ilménite

(abondante), blende (très rare) et or. On la trouve dans le plan de foliation (N50°E) en imprégnation ou bien dans des filonnets de quartz qui recoupent la foliation. Pour la scheelite, apparaissant à la faveur de cassures N20-30° pentées sud-est, les zones imprégnées ont la forme de lentilles d'une dizaine de mètres de long et deux mètres de large ;

– le secteur minéralisé de Saint-Paul paraît situé sur une fracture N100°E, ce qui tendrait à prouver que la concentration est relativement récente, contemporaine des fiaturations fini-alpines.

À Tours et à Saint-Thomas, les indices se situent sur les deux flancs de la vallée de l'Isère :

– à Tours en bordure du Grand Couloir (Grand Ruisseau), au Nord du village (x = 920,32 ; y = 81,50 ; z = 730-740 m) ;

– à Saint-Thomas, en limite des communes d'Esserts-Blay et Grignon, en bordure de l'Isère, rive gauche, à 340 m, dans un filon de quartz parallèle à la foliation, avec arsénopyrite massive et pyrite.

Ces deux indices sont enrichis en Pb et Sb (antimoine), ce qui les rapproche de l'indice du pont d'Albertin.

À la Bathie (rive droite de l'Isère), existerait aussi un filon d'arsénopyrite, avec association de blende et galène.

Rappelons enfin que dans les Bauges, le fer (limonite) a été jadis exploité par puits et galeries dans les calcaires urgoniens du massif de la Sambuy. Il a déjà été question de ces exploitations dans le chapitre « Description des terrains » sous la rubrique « Sidérolithique ». Une bonne description du gisement et un bon historique de son exploitation ont été faits par M. Meyssonier (1985). Ce Sidérolithique a été exploité essentiellement dans la Petite Sambuy (sept orifices alignés N10°) et à l'Est des chalets de La Bouchasse (deux cavités distinctes). M. Meyssonier signale aussi d'anciens travaux de recherche au Nord-Est du refuge des Favres, dans le sommet du Bois du Vuargne. La butte du Fayet, au SSW de Seythenex (feuille Annecy-Ugine) est également citée dans la littérature comme ayant fait l'objet d'une petite exploitation : on retrouve ainsi la direction N10° précédemment évoquée. À noter, enfin, que c'est au Fayet, en bordure de route, et –toujours dans la direction N10°– à l'aval du Pont du Villaret (feuille Annecy-Ugine) que se développent, au toit de l'Urgonien, des conglomérats assez énigmatiques, sans relations claires avec une couverture de Crétacé moyen et supérieur qui reste importante de part et d'autre de cette « lanière ».

À proximité des mines de fer, dans le flanc nord du massif de la Sambuy, le Nummulitique marin est séparé de l'Urgonien par 100 m au moins de dépôts marins Crétacé moyen-supérieur (Couches de Wang en particulier), où la pénétration *per descensum* d'un Sidérolithique éocène est peu évidente.

Peut-être faut-il faire intervenir un accident local ancien (actuellement N10°) ayant joué probablement dès l'**Aptien**, en tout cas avant le Nummulitique ; cet accident aurait généré l'amincissement, voire la disparition, avant le Nummulitique, du Crétacé moyen-supérieur, facilitant ainsi la pénétration locale jusque dans l'**Urgonien** d'un Sidérolitique par ailleurs classique. Rappelons que des accidents locaux « anténummulitiques » (failles et même plis), générateurs d'escarpements et reliefs, sont connus au bord **subalpin** (mont **Charvin**, Dent-de-Cons) plus au Nord-Est sur la feuille Annecy-Ugine.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET *ITINÉRAIRES*

On trouvera des renseignements complémentaires et en particulier des itinéraires de visite dans le « *Guide géologique régional Alpes de Savoie* », (J. **Debelmas** et coll., 1982, Paris : Masson, édit.) : itinéraire 1 : de Chambéry à Turin par la Maurienne et le col du mont Cenis (p. 26-30) ; itinéraire 2 : le massif des Bauges à partir de Chambéry (p. 64-71) ; itinéraire 3 : environs d'Annecy (p. 77-81) ; itinéraire 4 : d'Annecy à Pralognan (p. 90-91).

BIBLIOGRAPHIE

- APRAHAMIAN J.** (1974) - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (variations et relations possibles avec des événements tectoniques et métamorphiques alpins). *Géol. alpine*, t. 50, p. 5-15.
- APRAHAMIAN J.** (1988) - Cartographie du métamorphisme faible à très faible dans les Alpes françaises externes par l'utilisation de la cristallinité de l'illite. *Geodinamica Acta*, Paris, 2, 1, p. 25-32.
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A.** (1989) - Séquences de dépôt et variations du niveau relatif de la mer au Barrémien et à l'**Aptien** inférieur dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. V, 3, p. 651-660.
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A.** (1991) - Les calcaires urgoniens des massifs subalpins septentrionaux et du Jura (France) : âge et discussion des données stratigraphiques. *Géol. alpine*, t. 67, p. 63-79.
- ATROPS F., FERRY S.** (1987) - Les glissements sous-marins kimméridgiens du bassin subalpin, témoins possibles de variations eustatiques négatives. *Géol. alpine*, *Mém. h.s. n° 13*, p. 179-185.
- AUMAITRE R., GIRAUD P., PONCERRY E., VIVIER G.** (1985) - Les granitoïdes subalpins potassiques de la Lauzière, massif cristallin externe de Belledonne (Alpes françaises). *Géol. alpine*, t. 61, p. 17-32.

- AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) - La zone interne de l'Orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la Chaîne hercynienne. In Géologie de l'Europe, 26th CGI, Paris, C6, p. 90-111.
- BARFETY J.-C. (1985) - Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône. Étude stratigraphique et géodynamique. Évolution d'une portion de la marge nord-téthysienne (Alpes occidentales françaises). Thèse d'État, Grenoble. Doc. BRGM, n° 131, 655 p.
- BARFETY J.-C., GIDON M. (1996) - La structure des collines bordières du Grésivaudan et des secteurs adjacents, à l'Est de Grenoble (Isère, France) (cartes géologiques à 1/50 000 Domène et Vizille). Géol. Alpine, t. 72, p. 5-22.
- BLAISE J. (1962) - Étude des formations cristallines de la chaîne de la Lauzière (massif de Belledonne) - Feuille La Rochette à 1/50 000. Bull. Serv. Carte géol. France, n° 264, t. 59, p. 205-213.
- BLONDEL T., CHAROLLAIS J., CLAVEL B., SCHROEDER R., STEINHAUSER N. (1986) - Excursions du Congrès Benthos'86 dans les domaines jurassien, présupalpin et subalpin (excursions n° 1 et n° 2). Publ. dépt. Géol. et Pal. Univ. Genève, série Guide géologique n° 4 et n° 5.
- BOGDANOFF S., MENOT R.-P., VIVIER G. (1991) - Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, un fragment de la zone interne varisque. *Sci. Géol. Bull.*, 44, 3-4, p. 237-285.
- BORDET C. (1953) - Sur la structure des massifs cristallins externes des Alpes françaises. C.R. Acad. *Sci.*, Paris, t. 236, p. 500.
- BORDET C. (1961) - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). Mém. Carte géol. France, Thèse, 218 p.
- BORDET P. (1963) - Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Trav. lab. géol. Grenoble*, t. 39, p. 173-198.
- BORDET P., BORDET C. (1952) - Sur la géologie des massifs des Grandes Rousses et de Belledonne. C.R. *Acad. Sci.*, Paris, t. 234, p. 1187-1188.
- BORDET P., BORDET C. (1963) - Belledonne, Grandes Rousses et Aiguilles Rouges, Mont Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot. Mém. h.s., Soc. géol. de France, 2, p. 309-316.
- CARFANTAN J.-C. (1973) - La bordure sédimentaire du massif de Belledonne entre la vallée de l'Arc et Albertville. Caractères stratigraphiques et structuraux. Ann. Centre *univ. Savoie*, t. I, *Sci. nat.*, p. 119-124.
- CARME F. (1970a) - Âge briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C.R. *Acad. Sci.*, Paris, 271, D, p. 631-633.

- CARME F. (1970b) - Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 271, D, p. 2232-2235.
- CARME F. (1973) - Précisions nouvelles sur l'ampleur de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 277, D, p. 2309-2312.
- CARME F. (1978) - Les granitoïdes à affinité monzonitique du complexe granitique de Saint-Colomban (Chaîne de Belledonne, Alpes occidentales). Étude géochimique et essai d'interprétation génétique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 302, 11, p. 1233-1235.
- CHAPLET M. (1989) - Étude géologique du massif subalpin des Bornes (Haute-Savoie). Relations structurales entre unité des Aravis et Bornes externes dans le synclinal de nappes de Thônes. Thèse doct., univ. Savoie, 220 p.
- CHAROLLAIS J., HOCHULI P.-A., OERTLI H.-J., PERCH-NIELSEN K., TOUMARKINE M., RÖGL F., PAIRIS J.-L. (1980) - Les marnes à Foraminifères et les schistes à *Meletta* des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 73, n° 1, p. 9-69.
- CHAROLLAIS J., CLAVEL B., BUSNARDO R. (1994) - Biostratigraphy and evolution of the urgonian platform from the Jura to the Northern Subalpine Chains (SE France). Abstract from the First International Meeting, Marseille-France, 5-10 september 1994. *Perimediterranean Carbonate Platforms - International Association of Sedimentologists*, p. 33-35.
- CLAVEL B., BUSNARDO R., CHAROLLAIS J. (1986) - Chronologie de la mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 302, série II, n° 8, p. 583-586.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R. (1987) - Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura au Vercors. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 80, n° 1, p. 59-68.
- CLAVEL B., SCHROEDER R., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R. (1994) - Biozonation de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur en domaine de plate-forme carbonatée. *Publ. Dept Géol. Pal. Univ. Genève*, n° 14, p. 1-14.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., SCHROEDER R., BUSNARDO R. (1995) - Réflexions sur la biostratigraphie du Crétacé inférieur et sur sa complémentarité avec l'analyse séquentielle : exemple de l'Urgonien jurassien et subalpin. *Bull. Soc. géol. France*, t. 166, n° 6, p. 663-680.
- COMBAZ P. (1913) - Glaciaire et fluvio-glaciaire du massif des Bauges. *Bull. Soc. hist. nat. de Savoie*, t. XVI, p. 81-148.

- DABROWSKI M., MARIE R., MICHEL R. (1978) - Présence de scheelite dans les micaschistes de Belledonne (Saint-Paul-sur-Isère, Savoie). *Bull. Minéralogie*, 101, p. 579-580.
- DARMENDRAIL X. (1994) - Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison de nivellements. *Géol. alpine*, *Mém. h.s. n° 21*, p. 1-274.
- DARMENDRAIL X., MENARD G., TARDY M. (1993) - Résultats préliminaires d'une étude des marqueurs géomorphologiques des mouvements verticaux actuels le long du sillon subalpin (Alpes occidentales, France). *Bull. Inst. géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, n° 53, p. 233-244, 8 fig.
- DEBON F., COCHERIE A., MENOT R.-P., GUERROT C., LACHENY B., VIVIER G., BARFETY J.-C. (1995) - Le granite des Sept Laux (massif de Belledonne) : un représentant du magmatisme magnésien varisque des massifs cristallins externes des Alpes. *Soc. géol. France, séance spécialisée, Nice*, p. 19.
- DEBON F., COCHERIE A., MENOT R.-P., VIVIER G., BARFETY J.-C. (1994) - Datation du plutonisme magnésien varisque des massifs cristallins externes des Alpes : l'exemple du granite des Sept Laux (massif de Belledonne, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 318, série II, p. 1497-1504.
- DEBON F., GUERROT C., MENOT R.-P., VIVIER G., COCHERIE A. (1998) - Late Variscan granites of the Belledonne massif (French Western Alps) : an Early Viséan magnesian plutonism. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 78, p. 67-85.
- DELAMETTE M. (1988a) - L'évolution du domaine helvétique (entre Bauges et Morcles) de l'Aptien supérieur au Turonien : séries condensées, phosphorites et circulations océaniques (Alpes occidentales franco-suissees). *Publ. Dept. Géol. Pal., univ Genève*, n° 5, 318 p.
- DELAMETTE M. (1988b) - Les faciès silicoclastiques du Crétacé moyen, entre Bauges (Savoie) et Morcles (Valais). Implications paléogéographiques. *Géol. alpine, Mém. h.s., n° 14*, p. 103-109.
- DELAMETTE M. (1994) - Les séries à phosphorites aptiennes à cénomaniennes de la plate-forme helvétique en Haute-Savoie et en Valais : stratigraphie et essai d'interprétation séquentielles (Alpes externes, France et Suisse). *Publ. Dept. Géol. Pal., Univ Genève*, vol. 14, p. 101-135.
- DELGADO G. (1982) - Géologie et hydrogéologie des bassins versants du Coisin et du Bas Gelon. Thèse 3^e cycle, univ. Grenoble.
- DE MESTRAL (1975) - Étude géologique de la commune de Saint-Paul-sur-Isère (Savoie). *Diplôme univ. Genève*, inédit.
- DEMEULEMEESTER P. (1982) - Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des massifs cristallins externes (Alpes françaises). Distribution cartographique des âges sur biotites et amphiboles. Thèse doctorat de spécialité, Univ. Grenoble, 227 p.

- DEMEULEMEESTER P., ROQUES M., GIRAUD P., VIVIER G., BONHOMME M.-G. (1986) - Influence du métamorphisme alpin sur les âges isotopiques Rb/Sr et K/Ar des biotites des massifs cristallins externes (Alpes françaises). *Géol. alpine*, t. 62, p. 31-44.
- DERCOURT J. (1997) - *Géologie et géodynamique de la France*. Dunod édit., Paris, 220 p.
- DETRAZ H. (1989) - Évolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys entre Chartreuse et Morcles (Alpes occidentales franco-suisse et Jura méridional), du Tithonique au Valanginien : tectonique synsédimentaire et eustatisme. Thèse Doct. Sci. de la Terre, n° 2338, Univ. Genève, 227 p.
- DETRAZ H., STEINHAUSER N. (1988) - Le bassin delphino-helvétique et sa marge jurassienne sous contrôle tectonique entre le Kimméridgien et le Valanginien. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 81, n° 1, p. 125-154.
- DETRAZ H., MOJON P.-O. (1989) - Évolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys, du Tithonique-Portlandien au Valanginien : corrélations biostratigraphique et séquentielle des faciès marins à continentaux. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 82, n° 1, p. 37-112.
- DOUDOUX B. (1973) - Nouvelles données tectoniques sur le massif des Bauges (Savoie). *Annales Centre univ. Savoie*, t. I, *Sci. nat.*, p. 125-139.
- DOUDOUX B., COLLETTA B. (1975) - Le synclinal Charbon-Trélod (massif des Bauges, Savoie). *Annales Centre univ. Savoie*, t. II, *Sci. nat.*, p. 69-93.
- DOUDOUX B., MERCIER DE LEPINAY B., TARDY M. (1982) - Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 295, série II, p. 63-68.
- DOUDOUX B., BARFETY J.-C., CARFANTAN J.-C., TARDY M., NICOU D. G. (1992) - Notice explicative, carte géol. France (1:50 000) feuille Annecy-Ugine (702). Orléans : BRGM, 62 p. Carte géol. par DOUDOUX B., ROSSET J., BARFETY J.-C., CARFANTAN J.-C., PAIRIS J.-L. et collab. (1992).
- ELTCHANINOFF C., TRIBOULET S. (1980) - Étude géologique entre Belledonne et Mont-Blanc. Livre synthétique. Thèse Doc. 3^e cycle, univ. P. et M. Curie, Paris, 53 p.
- FEUGUEUR L., MARIE P. (1952) - Observations sur les niveaux de sables glauconieux à faciès albien au Sud du lac d'Annecy (Haute-Savoie). *C.R. somm. Soc. géol. France*, séance du 15 décembre 1952, p. 355-358.
- FOURNIGUET J. (1977) - Mise en évidence de mouvements actuels, verticaux, dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellements successifs. *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 5, p. 266-268.
- GARDUNO MONROY V.-H. (1981) - Contribution à l'étude géologique de la partie méridionale du massif des Bauges (Savoie). Thèse Docteur-Ingénieur, univ. P. et M. Curie, Paris VI, 157 p., planches et cartes annexes.

- GASQUET D. (1979) - Étude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Châtelard traversés par les galeries EDF, Arc-Isère (Alpes françaises). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 230 p.
- GASQUET D., GIRAUD P., PLOQUIN A., VIVIER G. (1981) - Géochimie des mylonites et relations entre les Rameaux internes et externes du massif de Belledonne. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 292, n° 7, p. 607-610.
- GIDON M. (1964) - Vues nouvelles sur la géologie de la Chartreuse septentrionale et de l'extrémité sud des Bauges. Annales du Centre d'Enseignement *supérieur* de Chambéry, t. 2, p. 7-25.
- GIDON M. (1990) - Les décrochements et leur place dans la structuration du massif de la Chartreuse (Alpes occidentales françaises). Géol. alpine, t. 66, p. 39-55.
- GIDON M. (1996) - Vues nouvelles sur la structure des massifs des Bornes et des Bauges orientales. Géol. alpine, t. 72, p. 35-59.
- GIDON P. (1952) - Une ammonite dans l'Urgonien de Grande Chartreuse. C.R. somm. Soc. géol. France, n° 11, séance du 23 juin 1952.
- GOGUEL J. (1951) - Le passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins. Bull. Soc. géol. France, 6, I, p. 439-451.
- GORIN G.-E., MONTEIL E. (1990) - Preliminary note on the organic facies, thermal maturity and dinoflagellate cysts of the Upper Maastrichtian Wang Formation in the northern subalpine massifs (Western Alps, France). Ecl. Geol. Helv., vol. 83, n° 2, p. 265-285.
- GRATIER J.-P., LEJEUNE B., VERGNE J.-L. (1973) - Étude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse 3^e cycle, univ. Grenoble, 2 fasc., 289 p.
- GREBER C. (1961) - Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. Mém. BRGM, n° 21, 380 p.
- GROS Y. (1974) - Étude pétrologique et structurale du Beaufortain (Nord de Belledonne). Thèse 3^e cycle, univ. Grenoble, 124 p.
- GUELLEC S., TARDY M., ROURE F., MUGNIER J.-L. (1989) - Une interprétation tectonique nouvelle du massif **subalpin** des Bornes (Alpes occidentales) : apport des données de la géologie et de la géophysique profonde. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 309, série II, p. 913-920.
- HERB R., HUGUENEY M., LANGE-BADRE B., WEIDMANN M. (1984) - Données nouvelles sur les mammifères et les nummulites de l'Éocène supérieur **subalpin** (synclinaux du Charbon et d'Entrevernes, Bauges, Savoie et Haute-Savoie). Geobios, n° 17, fasc. 2, p. 221-234.
- JACQUESON R., MELOUX J., POULAIN P.-A. (1965-1966) - Les indices de Belledonne entre l'Arc et l'Isère. Rapport BRGM, inédit.

- JOUANNE F. (1994) - Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison de données géodésiques historiques. *Géol. alpine*, Mém. h.s., n° 22, Grenoble, 153 p.
- KALSBBECK F. (1962) - Petrology and structural geology of the Berlanche-Valloire area (Belledonne Massif, France). Thèse, Leiden, 136 p.
- KUBLER B., PITTON J.-L., HEROUX Y., CHAROLLAIS J., WEIDMANN M. (1979) - Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques. *Ecl. Geol. Helv.*, 72, p. 347-373.
- LANDRY P. (1978) - Données nouvelles sur la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes au Sud du Mont-Blanc. *Géol. alpine*, t. 34, p. 83-112.
- LA ROCHE H. (de), STUSSI J.-M. (1982) - A contribution to the development of regional geochemical mapping based on the example of the French variscan granitoids. Final Report ECC, CRPG, Nancy, 80 p.
- LATELTIN O. (1988) - Les dépôts turbiditiques oligocènes d'avant-pays entre Annecy (Haute-Savoie) et le Sanetsch (Suisse). Grès de Taveyannaz et du Val d'Illiez. Thèse n° 949, Univ. de Fribourg (Suisse), 128 p.
- LATELTIN O., MULLER D. (1987) - Évolution paléogéographique du bassin des Grès de Taveyannaz dans les Aravis (Haute-Savoie) à la fin du Paléogène. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 80, p. 127-140.
- LEDRU P., LARDEAUX J.-M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.-M., FLOCH J.-P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 8, II, p. 605-618.
- LE FORT P., EHRSTRÖM C.-E. (1969) - Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. *Sci. de la Terre*, Nancy, t. XIV, n° 3, p. 215-238.
- LEIKINE M., KIENAST J.R., ELTCHANINOFF-LANCELOT C., TRIBOULET S. (1983) - Le métamorphisme polyphasé des unités dauphinoises entre Belledonne et Mont-Blanc (Alpes occidentales). Relation avec les épisodes de déformation. *Bull. Soc. géol. France*, t. 25, n° 4, p. 575-587.
- LEUTWEIN F., POTY B., SONNET J., ZIMMERMANN J.-L. (1970) - Âge des cavités à cristaux du granit du Mont-Blanc. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 277, p. 156-158.
- LUGEON M. (1900) - Les dislocations des Bauges (Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 77, 116 p.
- MARIE R. (1980) - Étude par spectrométrie de masse à étincelles de la répartition des éléments traces dans quelques gîtes alpins d'arsénopyrite. Thèse 3^e cycle, univ. Grenoble, 97 p.

- MARTINI J. (1961) - Présence de l'Yprésien dans le massif des Bauges (Savoie). Arch. *Sci.*, Genève, vol. 14, fasc. 3, p. 512-517.
- MARTINI J. (1962) - Étude de la répartition des nummulites priaboniennes et oligocènes dans les massifs des Bornes et des Bauges (Savoie). Arch. *Sci.*, Genève, vol. 15, fasc. 3, p. 509-532.
- MARTINI J. (1967) - Note sur la migration du géosynclinal subalpin savoyard à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène. C.R. Séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, n.s., vol. 3, fasc. 2, p. 79-89.
- MARTINI J. (1968) - Étude de l'Éocène inférieur et moyen des chaînes subalpines savoyardes. Arch. *Sci.*, Genève, vol. 21, fasc. 1, p. 35-70.
- MARTINI J. (1970) - Contribution à l'étude de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène subalpin de la Savoie. Arch. *Sci.*, Genève, vol. 23, fasc. 1, p. 197-276.
- MATTE P. (1966) - La Chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull. Soc. géol. France, 8, II, 1, p. 9-24.
- MÉNARD G. (1979) - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse univ. Grenoble, 178 p.
- MÉNARD G. (1988) - Structure et cinématique d'une chaîne de collision : les Alpes occidentales et centrales. Thèse d'Etat, univ. Grenoble.
- MÉNOT R.-P. (1988) - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la Chaîne varisque ouest-européenne. Mém. Doc. Centre armoricain d'études structurales des socles, Rennes, n° 21, 465 p.
- MEYSSONNIER M. (1985) - Les mines de fer de la Sambuy, commune de Seythenex (Haute-Savoie). Spéléo-Club de Villeurbanne (F 69100). SCV Activités 1985, 46, p. 57-69.
- MONJUVENT G., NICOUD G. (1987) - Les paléolacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy (France). Documents du Centre d'études sur les lacs, anciens lacs et tourbières (CERLAT), mémoire n° 1, p. 213-231 (Actes du Colloque du Puy en Velay : 4, 5, 6 octobre 1985).
- MONJUVENT G., NICOUD G. (1988a) - Interprétation de la déglaciation rhodanienne au Würm, des moraines « internes » à la cuvette lémanique. Bull. *A.F.E.Q.*, 213, p. 129-140.
- MONJUVENT G., NICOUD G. (1988b) - Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français : synthèse et réflexions. Bull. *A.F.E.Q.*, 213, p. 147-156.
- MONJUVENT G., NICOUD G. (1988c) - Quaternaire et préhistoire de l'avant-pays alpin du Nord (plateau savoyard, Grésivaudan, Vercors, Bauges). Livret-guide A.F.E.Q. Chambéry, 12-15 mai, 171 p.

- MORET L. (1925) - Enquête critique sur les ressources minérales de la Province de Savoie. Trav. Lab. géol. univ. Grenoble, t. XIV, 201 p., 1 carte, 8 pl., 3 fig. et tirés a part. Dardel édit., Chambéry.
- MORET L. (1934) - Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. géol. France*, n° 22, 159 p.
- MORET L., DELEAU P. (1960) - Notes de paléontologie savoisiennne : découverte d'ammonites dans le **Berrias** et l'**Urgonien** des environs d'Annecy (Haute-Savoie). Trav. Lab. géol. *univ. Grenoble*, t. 36, p. 3-4.
- MUGNIER J.-L., GIDON M. (1988) - Décrochements en transtension dans la couverture des massifs subalpins septentrionaux : relation avec la tectonique du socle. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 307, Série II, p. 1669-1674.
- MUGNIER J.-L., GUELLEC S., MENARD G., ROURE F. (1989) - Géométrie et structures du socle des Alpes externes, déduites des profils Ecors-Crop Alpes 1 et Ecors Alpes 2. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, série II, p. 733-739.
- NEGGA H.-S. (1984) - Comportement de l'uranium lors des métamorphismes tardi-hercynien et alpin dans les massifs des Aiguilles Rouges et de Belledonne (Vallorcine et Lauzière), Alpes Occidentales. Thèse de 3^e cycle, CREGU, Nancy, 400 p.
- NICOUD G. (1973) - Hydrogéologie de la haute vallée du Chéran, massif des Bauges (Savoie). Thèse 3^e cycle, univ. Grenoble, 181 p.
- NICOUD G. (1984) - Incidences de la fracturation récente sur la répartition des dépôts pléistocènes dans l'avant-pays savoyard et la Combe de Savoie. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille.
- NICOUD G., MONJUVENT G., MAILLET-GUY G. (1987) - Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre. *Géol. alpine*, mém. h.s. n° 13, p. 457-468.
- PACHOUD A. (1976) - Atlas des sites présentant des **risques** liés au sol et au sous-sol a 11100 000. BRGM, Département Savoie, carte et notice.
- PAQUETTE J.-L., MENOT R.P., PEUCAT J.-J. (1989) - REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of **eclogites** from the Alpine External Massif (Western Alps): evidence for **crustal** contamination. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 1-2, p. 181-189.
- PERRIER R. (1960) - Monts Margérian et Colombier, vallées du Noyer et des Aillons (massif des Bauges). Trav. Lab. géol. univ. Grenoble, t. 36, p. 59-74.
- PONCERRY E. (1981) - Contribution à l'étude géologique des **granitoïdes** de Vallorcine, Beaufort, Lauzière, de leur encaissant et des minéralisations uranifères associées. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 316 p.
- REVL J. (1911, 1913) - Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. *Mém. Académie de Savoie* (1911), 5^e sér., t. 1, 619 p. et (1913), 5^e sér., t. II, 304 p.

- SAWATZKI G.-G. (1975) - Étude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). Grès de Taveyannaz et Grès du Val d'Illicz. Arch. *Sci.* Genève, vol. 28, fasc. 3, p. 265-368.
- SIMEON Y. (1979) - Étude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises). Thèse 3^e cycle, univ. Grenoble, 224 p.
- THOUVENOT F. (1981) - Modélisation bidimensionnelle de la croûte terrestre en vitesse et atténuation des ondes sismiques. Implications géodynamiques pour les Alpes occidentales. Thèse Doct. Ing., univ. Grenoble, 211 p.
- THOUVENOT F. (1996) - Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes (Atlas, Pyrénées, Oural). Thèse Doct. d'État, univ. Grenoble, 263 p.
- VERJAT J.-L. (1980) - Étude pétrologique et structurale des terrains cristallins du Sud-Est de Belledonne, à l'Ouest du col du Glandon. Thèse 3^e cycle, univ. Grenoble, 285 p.
- VIALON P. (1974) - Les déformations « synschisteuses » superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences pétrostructurales. Bull. suisse Min. *Petr.*, 54/2-3, p. 663-690.
- VILLARS F. (1988) - Progradation de la Formation de Wang dans les chaînes subalpines septentrionales (Alpes occidentales, France) au Maastrichtien supérieur : biostratigraphie et milieu de dépôt. Ecl. Geol. Helv., vol. 81, n° 3, p. 669-687.
- VILLARS F. (1991) - Évolution paléogéographique du domaine delphino-helvétique (entre Chartreuse et Morcles) au Crétacé supérieur (Turonien-Maastrichtien) : biostratigraphie, sédimentologie et dynamique sédimentaire sur une rampe carbonatée. Publ. *Dept. Geol. Pal.*, univ. Genève, n° 10, 173 p.
- VILLARS F., MULLER D., LATELTIN O. (1988) - Analyse de la structure du mont Charvin (Haute-Savoie) en termes de tectonique **syndépositionnelle** paléogène. Conséquences pour l'interprétation structurale des chaînes subalpines septentrionales. C.R. *Acad. Sci.*, Paris, t. 307, série II, p. 1087-1090.
- VIVIER G., MÉNOT R.-P., GIRAUD P. (1987) - Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne (massifs cristallins externes alpins) : le domaine nord-oriental. *Géol. alpine*, t. 63, p. 25-53.
- WEIDMANN M. (1984a) - Paléokarst éocène dans l'autochtone chablaisien (VS et VD). Bull. murithienne, 102, p. 119-127.
- WEIDMANN M. (1984b) - Le Sidérolithique et la molasse basale d'Orbe (VD). Bull. Soc. vaud. *Sci. nat.*, n° 366, vol. 77, p. 135-141.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Albertville* (169 bis) :

- 1^{ère} édition (1897) par M. Lugeon, H. Douxami, E. Haug, V. Paquier, E. Ritter, Offret, W. Kilian, M. Bertrand, J. Revil. Coordination par M. Bertrand ;
- 2^e édition (1966). Coordination des éléments nouveaux par P. Antoine et Cl. Kerckhove, sous la direction de R. Barbier.

Carte géologique de la France à 1/250 000

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

Cartes géologiques de la France à 1/50 000 : feuilles adjacentes consultées

Feuille *Bourg-Saint-Maurice* : 1^{ère} édition (1930) ; 2^e édition (1992).

Feuille *La Rochette* (1984).

Feuille *Chambéry* (1963).

Feuille *Annecy-Ugine* (1992).

Feuille *Saint-Gewais* (1976).

Feuille *Moûtiers* (1989).

Feuille *Montmélian* (1969).

Feuille *Rumilly* (1970).

AUTEURS

La présente notice a été rédigée par B. DOUDOUX (coordinateur) et par :

- G. VIVIER et J.-C. BARFÉTY, pour la chaîne de Belledonne (y compris les terrains de l'Accident médian), avec les contributions de F. DEBON et R.-P. MÉNOT ;
- J.-C. CARFANTAN, pour la bordure mésozoïque anté-tithonique de Belledonne ;
- G. NICOUD et G. MONJUVENT, pour les terrains quaternaires et l'hydrogéologie ;
- M. TARDY, pour l'aperçu structural ;
- J. APRAHAMIAN, pour le métamorphisme alpin.

Présentation au C.C.G.F. : 11 décembre 1997

Acceptation de la carte et de la notice : 7 septembre 1998

Impression de la carte : 1999

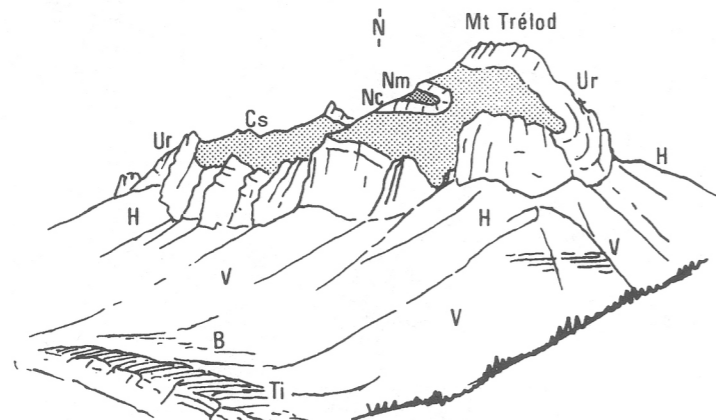
Impression de la notice : 1999

ANNEXES

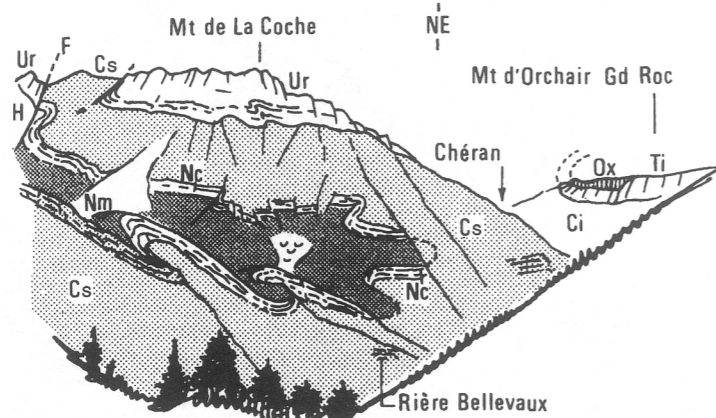
QUELQUES PANORAMAS

DU

MASSIF DES BAUGES

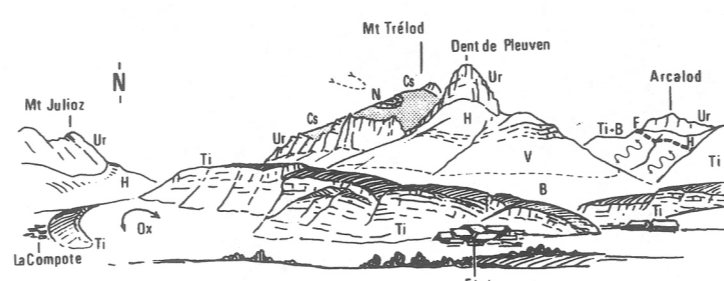


Synclinal perché du Trélod

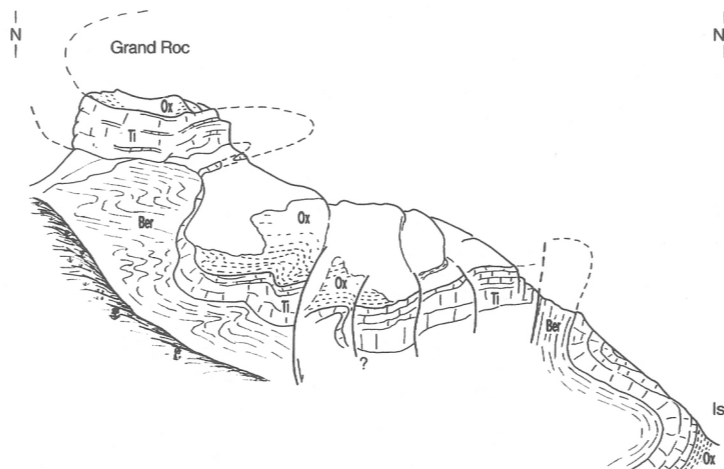


Massif du Mont de la coche

Panoramas pris de la route forestière d'Arclusaz



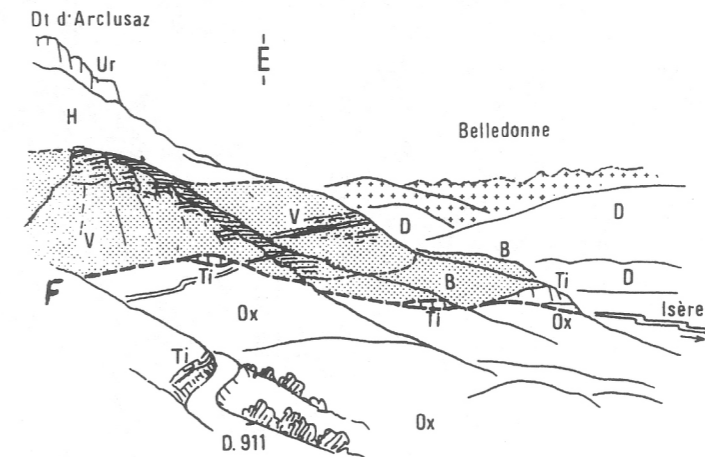
Panorama des montagnes de la rive droite du Chéran, entre Le Châtelard et École (massif du Trélod)



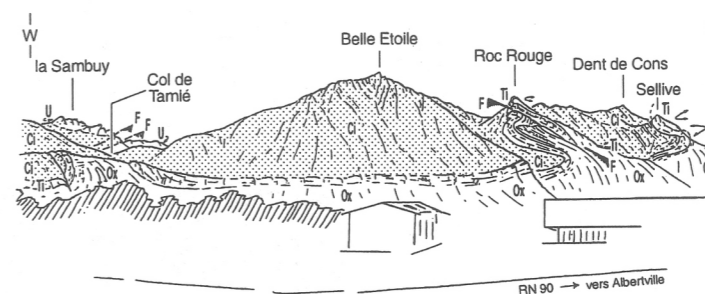
Le Grand Roc vu du Sud (Chamosseran)

ABRÉVIATIONS COMMUNES AUX FIGURES

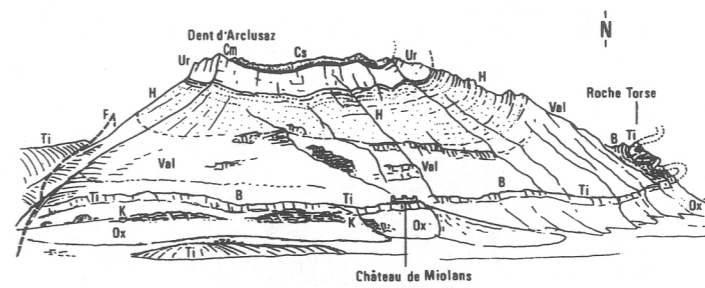
- | | | |
|------------------------|--|---------------------------|
| B, Ber : Berriasien | H : Hauterivien | Mn : Nummulitique marneux |
| Ci : Crétacé inférieur | Lu : Lutétien | Ox : Oxfordien |
| Cm : Crétacé moyen | N : Nummulitique | Ti : Tithonique |
| D : Dogger | Nc : Nummulitique calcaire | V, Val : Valanginien |
| F : Faille | Nf : Complexe "nummulitique" fluvio-lacustre et saumâtre | U, UR : Urgonien |
| K : Kimméridgien | | |



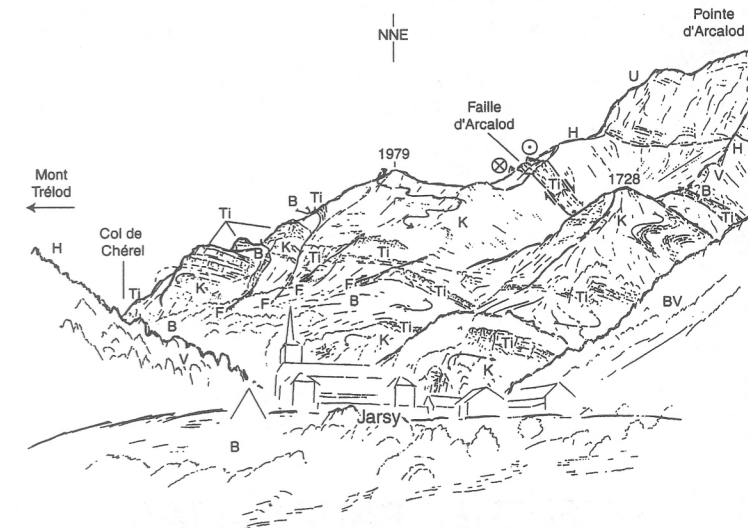
Le bord subalpin des Bauges et le sillon subalpin vus des environs du col du Frêne



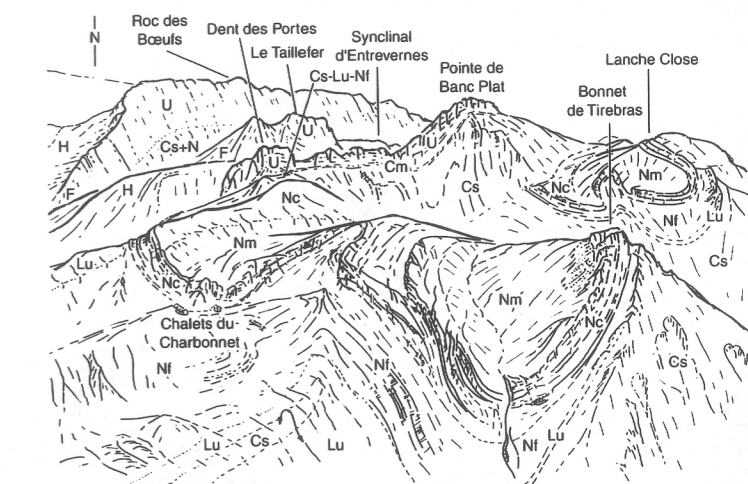
Le bord subalpin vu de la RN 90 au Sud d'Albertville



Massif de la Dent d'Arclusaz vu de la rive gauche de l'Isère (de Châteauneuf à Aiton)



La faille d'Arcalod et son environnement vus vers le NNE depuis la vallée du Chéran



Le synclinal Charbon-Trélod vu du sommet du Trélod vers le Nord

SUBALPIN

externe interne

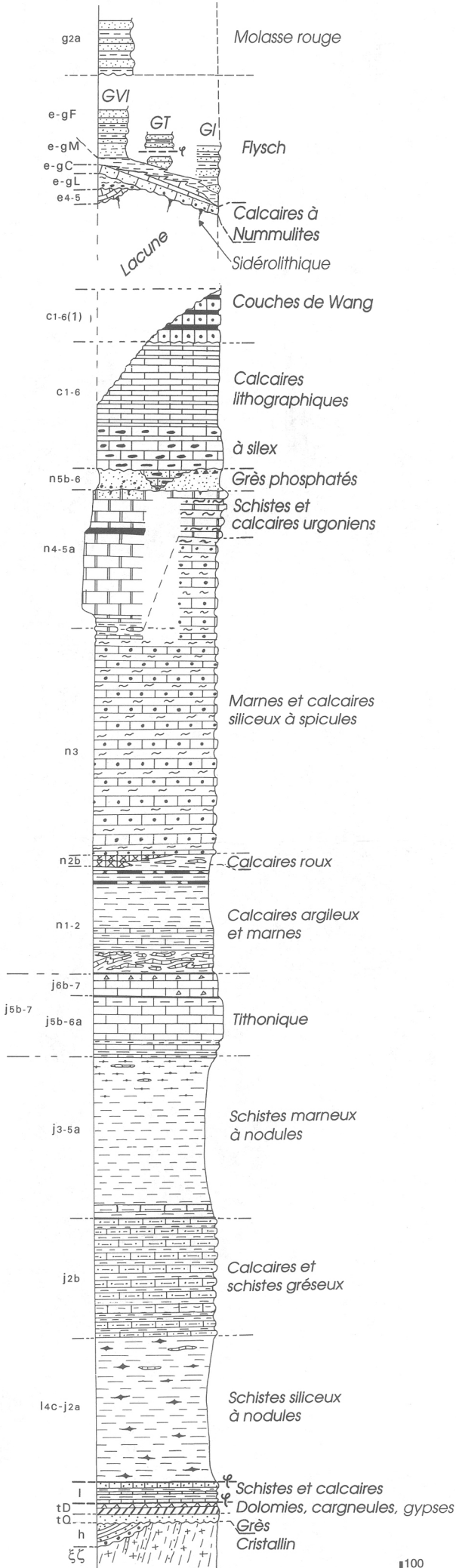
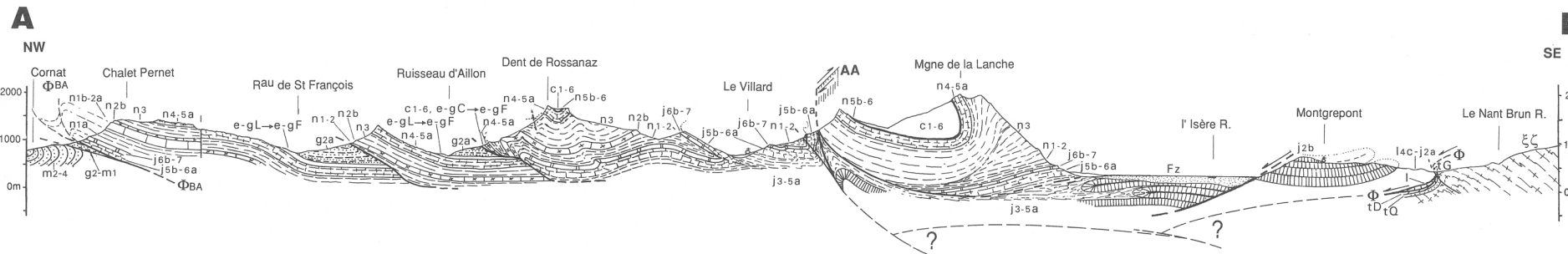
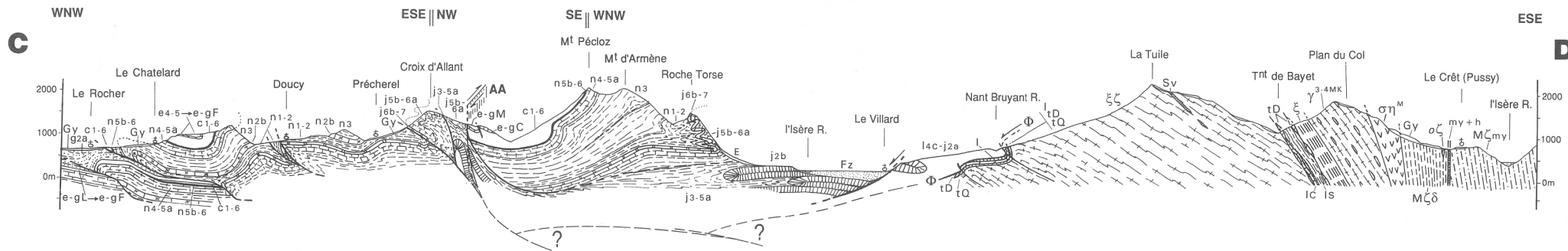
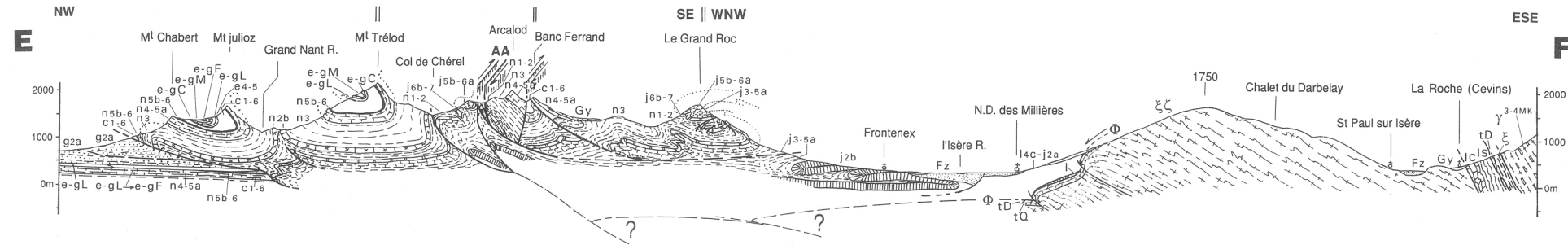
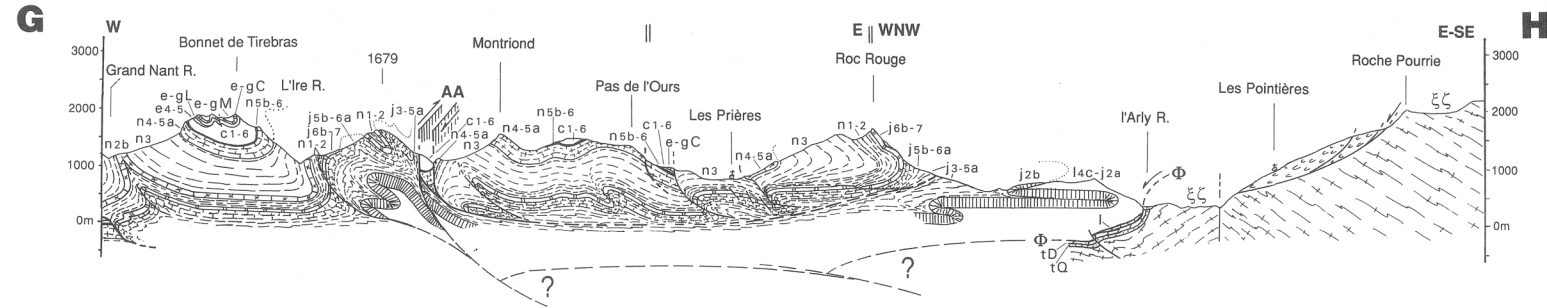


Fig. 3 - Série stratigraphique subalpine

Coupes géologiques interprétées

- AA Accident d'Arcalod
- ΦBA Chevauchement frontal des Bauges
- Φ Découlement basal subalpin



Les indices portés sur les coupes sont ceux figurant sur la carte et (ou) dans la notice

