



**CARTE
GÉOLOGIQUE
AU
1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

DOMENE

XXXIII-34



DOMENE

La carte géologique au 1 : 50 000
DOMENE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France au 1 : 80 000 :
à l'ouest : GRENOBLE (n° 178)
à l'est : ST-JEAN-DE-MAURIENNE (n° 179)

VOIRON	MONTMÉJAN	LA ROCLETTE
GRENOBLE	DOMENE	ST-JEAN-DE-MAURIENNE
VIF	VIZILLE	LA GRAVE

DIRECTION DU SERVICE GÉOLOGIQUE ET DES LABORATOIRES
Boîte Postale 818 - 45 - Orléans-la-Source



NOTICE EXPLICATIVE

INTRODUCTION

La feuille Domène intéresse plusieurs régions naturelles : d'Ouest en Est :

1 - *Le Massif de la Grande Chartreuse*, appartenant aux chaînes subalpines et dont un fragment seulement couvre l'angle NW de la feuille ; les terrains les plus anciens y sont ordinairement constitués par les terres noires callovooxfordiennes, plus rarement (Corenc) par le Bajocien-Bathonien,

2 - *La Vallée de l'Isère ou Grésivaudan* ancien lac d'origine glaciaire comblé d'alluvions fluviales épaisses (plus de 120 m à Lancey et plus de 400 m à Beauvert), occupant la dépression (« sillon subalpin ») creusée dans les Terres Noires.

3 - *La Zone des collines du Jurassique moyen* bordée à l'Est par une zone déprimée correspondant à l'Aalénien et au Lias et représentant la couverture sédimentaire occidentale de la Chaîne de Belledonne.

4 - *Le Massif cristallin externe de Belledonne* (s. l.) se compose du Massif de Belledonne s. str., au Sud du Pas de la Coche, du Massif d'Alleverd (ou des Sept Laux) au Nord du coude de l'Eau d'Olle et du Massif des Rochers Rissiou au Sud de ce torrent.

5 - *Le Synclinal mésozoïque du Col du Sabot* prolonge au Nord le grand synclinal de Bourg d'Oisans (feuille Vizille) et sépare le Massif de Belledonne de celui des Grandes Rousses.

TERRAINS SEDIMENTAIRES

E. Eboulis. On a distingué sous cette notation :

Ez. - les éboulis récents encore vifs et alimentés par l'érosion actuelle ;

Ey. - les éboulis relativement anciens stabilisés et colonisés par la végétation ;

Ew. - des éboulis anciens, probablement antéwurmien ou interwurmien, souvent consolidés en brèche de pente et constitués, en majorité, par des blocs urgoniens de forte taille.

Ces éboulis ont dû former un revêtement assez continu et souvent fort épais (plus de 50 m parfois), principalement au pied des falaises urgoniennes ; ils ne forment maintenant que des lambeaux discontinus assez importants toutefois, sur le versant ouest de Chamechaude ;

Eb. - éboulements et éboulis à gros blocs formant des loupes discernables dans la morphologie mais d'âge indéterminable ;

Ec. - coulées de matériel boueux.

Éboulement du Pleyney. Une masse importante de gros blocs de granite se trouve située en contrebas du chalet du Pleyney (rive ouest du ruisseau du Pleyney, en amont de Font de France). Elle recouvre près d'1/2 km². Le granite est analogue à celui des Sept Laux. Il est impossible d'y voir un affleurement en place : aussi, la meilleure hypothèse paraît être celle d'un transport en masse par le glacier des Mottes, à la suite d'un effondrement de paroi, dans la région du Roc de Pendet.

U. Tufts. Ils sont surtout connus en amont de Theys, dans le ravin du Merdaret.

J. Cônes de déjections. Ils ont été distingués de la façon suivantes :

Jz. - cônes de déjections modernes, encore actifs ;

Jy. - cônes de déjections stabilisés ;

Jx. - cônes de déjections anciens fortement disséqués par l'érosion et donnant des morphologies de terrasses dans leur portion aval. Les terrasses de Saint-Pierre-de-Chartreuse notamment ont pu se former par colmatage d'un lac établi en amont d'un verrou du Guiers (situé environ 100 m plus haut que le niveau actuel du fond des gorges).

EJ. - Cônes d'origine mixte obtenus par l'épandage d'éboulis sous l'action de ruissellements torrentiels très temporaires.

F. Alluvions fluviales. Elles se répartissent entre les types suivants :

Fz. - alluvions modernes de la vallée de l'Isère où alternent et se mélangent des sables fins noirâtres et vaseux (« sablons ») et des graviers ;

Fy. - alluvions modernes caillouteuses constituant le colmatage de plans alluviaux locaux le long du cours des petites rivières (Guiers, etc.) ;

Fw. Fv. - **Les alluvions fluvio-glaciaires** sont limitées à la vallée de l'Isère (Saint-Nazaire-les-Eymes, La Pierre au nord de Frogès) et à celle du Bréda.

Celles de l'Isère (**Fv**) ont été provisoirement considérées comme *antéwurmien* par analogie avec celles de Champagnier (feuille Vif).

Celles de la vallée du Bréda sont difficiles à comparer avec les précédentes. Elles peuvent être plus récentes (**Fw**).

G. Formations glaciaires. Elles peuvent être réparties en plusieurs groupes :

Gw. - les deux bas versants du Grésivaudan sont tapissés par une *moraine de retrait wurmien*, à petits blocs de nature variée, comprenant notamment des granites altérés et donnant une topographie très adoucie, Il s'agit d'une moraine de fond, tandis que celle des Drogeaux, près Saint-Nazaire-les-Eymes, représente un véritable vallum latéral du glacier de l'Isère en retrait : elle serait donc un peu plus récente que les premières (**Gwd**).

GwB. Sur tout le haut versant gauche du Grésivaudan, au pied des sommets du Massif de Belledonne, existe une *moraine très fraîche* à gros blocs, donnant une topographie plus chaotique. Son extension est maximum dans les bassins de Lancey, Saint-Mury et Laval, situés au pied des points culminants du massif correspondant de ce fait aux appareils glaciaires les plus importants, Ceux-ci ont d'ailleurs laissé une morphologie caractéristique qui permet de reconstituer facilement les contours de l'ancien lit glaciaire, Des stades de décrue superposés peuvent localement être observés (vallon de Bédina, près Prabert).

La superposition de ces moraines récentes sur le Glaciaire de décrue wurmienne de la banquette du Grésivaudan les a fait attribuer par P. Lory à un stade néowurmien.

G. Glaciaire indifférencié. On a groupé sous cette dénomination les dépôts glaciaires résiduels de l'intérieur du Massif de la Chartreuse, d'âge indéterminé.

e. Eocène. Il est représenté par des sables et argiles bigarrés en poches irrégulières dans le Sénonien ou l'Urgonien.

c7-6. Crétacé supérieur. Il est réduit au *Sénonien* qui possède un faciès de plaquettes calcaires plus ou moins crayeuses, fréquemment riches en silex blonds. Il a fourni des Inocérames, des Bélemnites et des *Ananchytes* (Charmansom et Lances de Malissard), Sa base est campanienne et son sommet maestrichtien. Son épaisseur observable est variable à cause des érosions subies mais peut atteindre plus de 100 mètres.

c1. Albien. Cet étage présente deux faciès également discontinus et lenticulaires (épaisseur maximale 1 à 2 m) qui n'ont pu être distingués sur la carte :

a - des grès glauconieux tendres ;

b - un béton de fossiles phosphatés et ferrugineux parfois à faune très riche, polyzonale (niveau de condensation).

n6. Aptien supérieur. Il est représenté par la « lumachelle », épaisse de 5 à 30 m, qui est un calcaire spathique plus ou moins grossier et de teinte le plus souvent roussâtre, ne méritant que rarement son nom traditionnel.

n5-4U. Urgonien.

n5U. La « masse supérieure urgonienne », épaisse de 50 à 100 m, représente approximativement l'Aptien inférieur.

n5O. Les « couches à Orbitolines », épaisses de 5 à 50 m sont formées de calcaires roux spathiques avec niveaux de marnes graveleuses grises ; certains niveaux sont pétris d'Orbitolines (*O. conoidea-discoidea*) (route du Col de la Charmette), Elles livrent également des Panopées, *Heteraster oblongus* et *Pterocera pelagi*, Ces niveaux déterminent souvent des vires ou «sangles» en encorbellement dans les falaises.

n4U. La "masse inférieure urgonienne », épaisse de plus de 200 m, doit correspondre en majeure partie au Barrémien supérieur.

n4a. Barrémien inférieur. Mal daté, il est représenté à la base des falaises urgoniennes par 20 à 50 m de calcaires jaunes ou gris, souvent spathiques et bien lités, à Panopées, *Toxaster* et *Pholadomya scaphoides*.

n3. Hauterivien. Épais de 70 à 80 m, cet étage montre des alternances régulières de marnes grises un peu graveleuses et de bancs décimétriques de calcaires marneux gris, finement grenus se débitant en miches, Il forme généralement un talus garni de prairies. Les Spatangues (*Toxaster amplus*) y sont fréquents et les Céphalopodes assez rares.

A une dizaine de mètres de la base de la formation, s'intercale une assise de marno-calcaires à pistes glauconieuses et des marno-calcaires très glauconieux (0,50 à 3 m), par place très riche en fossiles souvent phosphatés (*Acanthodiscus radiatus*, etc.).

n2. Valanginien. Cet étage présente une superposition de plusieurs faciès :

n2S. les couches sommitales sont formées de petits bancs de calcaires roux à litage confus, se brisant et s'altérant aisément, qui s'incorporent morphologiquement au « talus hauterivien » : des « poupées » plus ou moins silicifiées y sont fréquentes et certains niveaux livrent des fossiles également silicifiés (*Alectryonia rectangularis*, etc.), 30 à 70 m, A la base, une assise de calcaires marneux gris (et parfois de marnes) peut être assimilée au niveau des « marnes de Malleva » du Vercors.

n2F. Calcaires du Fontanil spathiques et plus ou moins roussâtres, souvent cleus en profondeur (« Calcaires bicolores ») puissants de 100 à 200 m et donnant également une falaise rousse assez marquée.

A leur base, des marno-calcaires gris assez grenus s'enrichissant de passées marneuses, forment parfois sur une ou deux dizaines de mètres la transition avec la formation suivante :

n2M. Marnes valanginiennes. Marnes bleuâtres prenant une teinte jaune par altération et puissantes de 100 à 300 mètres.

Elles présentent plusieurs niveaux où se notent des alternances de petits bancs (mal délimités et très schistoïdes) de calcaires marneux à patine jaune qui fournissent de mauvaises traces de *Neocomites*. Les marnes elles-mêmes sont surtout riches en Trocholines,

La base de la formation montre des alternances de petits bancs de marno-calcaires gris qui ont fourni en plusieurs points (Col des Ayes, Col de la Saulce) des faunes (*Leptoceras studeri*, etc.) qui sont probablement déjà berriasiennes.

n1b. Le Berriasien « supérieur » puissant de 150 à 300 m, montre des bancs bien réglés de 20 à 30 cm d'épaisseur de calcaires marneux d'un gris plus ou moins clair, souvent bleuté. Au sommet, on trouve souvent quelques bancs métriques durs à pâte fine, de faciès parfois proche du Tithonique ; ils ont livré *Dalmasiceras punctatum* à l'Eimendras et ne représenteraient donc encore que le Berriasien moyen. Quelques bancs analogues existent également parfois vers la base de la formation (notamment près des haberts de Chartrousette, au bord nord de la feuille).

n1a. Le Berriasien « inférieur » (30 à 50 m) présente le faciès des marnocalcaires à ciment de la Porte de France. Ils sont mal lités, à cassure largement conchoïdale et à pâte bleutée, en général assez fine, à patine blanchâtre.

j9. Tithonique (environ 100 à 150 m). Il est constitué par des calcaires à Céphalopodes, durs et à pâte fine, qui forment très généralement des falaises supportant le replat du Berriasien (« Corniche tithonique »).

On peut y distinguer de haut en bas :

j9b. Falaise supérieure à patine claire (40 à 50 m) comportant :

- des calcaires lités à pâte très fine claire, parfois blanche ou rosée, avec quelques minces niveaux de « fausses brèches » monogéniques et des lits à surface ondulée. C'est ce niveau qui a livré les faunes de la zone à *Berriassella chaperi* à Aisy-sur-Noyarey (feuille Grenoble) ;

- des calcaires plus massifs, à pâte encore claire ou légèrement café au lait,

avec en général des niveaux plus épais (un ou quelques mètres) de fausses brèches, surtout localisés à la base.

On peut sans doute paralléliser ces niveaux avec ceux qui ont fourni des faunes de la zone à *Berriasella (Lemencia) ciliata* à Saint-Concors (feuille Chambéry). Au Saint-Eynard, leur base a fourni des espèces de la zone à *Perisphinctes (Subplannes) contiguus*.

j9-8. Falaises inférieures à patine plus brune (70 m) avec quelques bancs plus saillants à patine claire à la base (30 à 50 m) formées de calcaires un peu marneux à pâte fine (« Calcaires à *Sowerbyceras loryi* » auct.) avec des bancs à surface ondulée ou grumeleuse qui ont livré :

- au sommet, quelques espèces de la zone à *Oppelia (Glochiceras) lithographica* ;
- à la base, quelques espèces (*Aulacostephanus pseudomutabilis*, etc.) de la zone à *Hyponoticeras beckeri*.

Ces assises peuvent donc être considérées comme représentant les *niveaux-limites entre le Tithonique et le Kimméridgien* bien que, lithologiquement, elles se séparent de la masse tithonique proprement dite par une zone d'une dizaine de mètres de calcaires bien lités, un peu marneux et plus sombres.

Au sommet de ces couches, se développe dans le secteur de la Montagne de la Scia et au delà de la limite nord de la feuille, un niveau de un à quelques mètres de puissance, de brèches ou microbrèches calcaires polygéniques, à éclats plus bruns que le ciment. Il contient même ; mais plus exceptionnellement, des lits avec galets de plusieurs cm souvent impressionnés.

j8a. Sous la corniche tithonique se développe en général un talus correspondant à une formation de 100 à 150 m de calcaires marneux café au lait, en bancs décimétriques alternant en général avec des lits de marnes. Elle est souvent désignée dans la littérature par le seul vocable de *Kimméridgien*, mais ne représente sans doute que la partie moyenne de l'étage tel qu'on le définit maintenant.

Ces assises ont fourni *Parataxioceras lothari* au Saint-Eynard et il semble probablement que leur base corresponde à la zone à *Sutneria platynota*.

j7. « **Séquanien** » des auteurs (*Kimméridgien inférieur - Oxfordien supérieur*) ou « calcaires à *Streblites tenuilobatus* » (qui englobe probablement par sa base la zone à *Epipeltoceras bimammatum*) formé par 150 à 200 m de petits bancs de calcaires marneux brun ou gris sombre, pauvre en fossiles. Il dessine souvent un ressaut rocheux en contrebas de la corniche tithonique (falaise inférieure du Saint-Eynard par exemple).

j6-5. « **Rauracien** » (*Oxfordien supérieur*). Il est représenté par des marno-calcaires en bancs métriques mal délimités alternant avec des marnes, le tout ayant une pâte gris bleu et une patine brunâtre (400 à 500 m). Bien qu'en général assez pauvres en fossiles dégageables, ils ont fourni, au Col de Vence, *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Ochetoceras semicanaliculatum*, etc., ainsi que *Dicotonoceras bifurcatum* dans les ravins de Meylan (zone à *Gregoryceras transversarium*).

j4. **Oxfordien** (s. str.). L'étage est constitué par une série de 200 à 250 m de schistes argileux noirs pratiquement dépourvus de fossiles. A son sommet se trouvent des miches calcaires creuses contenant des cristaux de quartz (« géodes de Meylan »).

j3-2b. **Schistes à Posidonomyes** (près de 500 m, mais redoublements possibles). Des calcschistes noirs à patine brune avec, surtout vers la base, des petits bancs décimétriques de marno-calcaires sombres représentant le *Callovien* et sans doute le *Bathonien supérieur* (?). Ils montrent souvent des empreintes de *Posidonomya alpina* et, à Bouquéron, ont livré *Sphaeroceras bullatum* et *Reineckeia anceps*. Morphologiquement, ils ne se séparent pas de l'Oxfordien, avec lequel ils constituent la formation des « Terres noires ».

j2a. On peut probablement attribuer au **Bathonien** la base de ces assises qui montre une alternance de marnes et de bancs de 10 à 30 cm de calcaire noir grenu souvent spathique.

j1. Bajocien.

1 - Sur la rive droite de l'Isère, à Corenc,affleure, dans des conditions de gisement assez peu claires (pointement anticlinal rompu ?), un calcaire noir, oolithique et à entroques, qui a livré *Parkinsonia parkinsoni*, *Perisphinctes arbus-tigerus*, *Phylloceras viator* et *Stephanoceras humphriesanum* (Bajocien supérieur et moyen). Ce calcaire a jadis été employé comme matériau de construction.

2 - Sur la rive gauche de l'Isère, le Bajocien forme la ligne des premiers reliefs dominant immédiatement la vallée (zone des « collines liasiques » des anciens auteurs). La stratigraphie de détail de ce complexe de calcaires marneux noirs est difficile en raison de l'extrême rareté des fossiles. On peut cependant y distinguer deux ensembles superposés :

- l'ensemble supérieur, dont l'épaisseur paraît dépasser 300 m correspond à des calcaires marneux gris, à cassure noire, relativement compacts et durs, séparés par des délits marneux gris, en général très minces. Ces derniers sont plus épais dans une bande semblant correspondre à la partie moyenne du Bajocien. Ces calcaires ont fourni quelques *Stephanoceras* du groupe *humphriesanum* (Froges, Tencin). *Normannites* cf. *braikenridgii* (Château de Froges. Coll. Lory). *Stephanoceras* sp. (1 km au NW de Revel) et *Garantiana* aff. *garantiana* (Domène, Coll. Lory). Il s'agit donc de Bajocien moyen et de la base du Bajocien supérieur (**j1b**) ;

- l'ensemble inférieur correspond à des calcaires marneux noirs, plus friables, alternant avec des délits marneux noirs plus épais et plus tendres, toujours très schistosés. Il a fourni à Beauplomb, près Revel, *Docidoceras* sp., Stéphanocératidé primitif du Bajocien inférieur (**j1a**).

Le Liasaffleure très mal sur le territoire couvert par la feuille Domène. La meilleure coupe est celle du Col du Barrioz. On y trouve de haut en bas les termes suivants :

16. Aalénien. Des marnes schisteuses grises ou des argiles non calcaires à nodules siliceux ou ferrugineux brunâtres constituent le col lui-même. Elles ont fourni, à 50 m à l'est du col : *Ludwigia obtusifomis*, *Ludwigia* cf. *obtusa*, *Tmetoceras* gr. *scissum*, et *Costileioceras* aff. *helveticum* (faune de la base de la zone à *murchisonae*, horizon à Sinon) et de nombreuses Posidonomyes.

15. Toarcien. formé de marnes grises plus compactes à petits bancs calcaires. Elles ont fourni *Dactyloceras* sp. à 500 m à l'est du col.

14b. Domérien. On y rapporte un ensemble de marnes tendres, au débit très feuilleté, parfois plus calcaires, sans fossile déterminable et difficile à séparer du Toarcien. Un fragment d'Harpoécératidé (Domérien supérieur ?) a été recueilli au carrefour des deux routes forestières, dans des niveaux plus calcaires.

14a-3b. Carixien (*s. lat.*). Viennent ensuite, sur la route forestière à 1.100 m au SSE du col, des calcaires compacts gris bleuté à grain fin en bancs séparés par de minces délits marneux. A la partie supérieure, on y trouve de nombreuses Bélemnites et Ammonites déformées : *Lytoceras* abondants, *Productyloceras davoei*, *Aegoceras* sp., *Amaltheus stokesi* (Carixien sup. - base du Domérien). A la partie inférieure. des calcaires un peu plus tendres nous ont donné de jeunes Polymorphitidés (Carixien inf.).

Les mêmes faunes se rencontrent en deux petits affleurements à l'amont du hameau de l'Envers de Theys.

En ces divers points, la coupe est interrompue tectoniquement et le Lias inférieur n'est pas connu. Il existe cependant un peu au Nord, à Allevard.

Partout ailleurs, le Lias (I) se présente sous un faciès uniforme de schistes calcaires gris bleuté ou noirs, dans lesquels aucune stratigraphie n'est possible.

Au Nord de la feuille, on a attribué en bloc à l'Aalénien *s.lat.* les schistes très friables qui déterminent la grande dépression séparant les collines bajociennes du Massif de Belledonne, Au pont de Monteynard, P. Lory a, en effet, découvert un *Costileioceras gr. acutum* de l'Aalénien moyen,

A l'angle SE de la feuille, dans la *région du Col du Sabot*, prolongement du synclinal de Vaujany, séparant le Massif de Belledonne de celui des Grandes Rousses, on a groupé sous la notation **14a-3** :

- des bancs calcaires noirs ou blancs, à patine brune, à mince délits schisteux rapportés au Sinémurien inférieur par analogie avec des couches datées au Signal de l'Homme, près d'Huez (feuille Vizzle au 1/50 000) par *Coroniceras cf. canybeari* et *C. cf. rotifarme* ;

- une barre de calcaires bleus, à patine roussâtre et nombreuses Bélemnites, datés comme précédemment (*Coroniceras cf. aussoniense* du Lotharingien et *Uptonia jamesoni* du Carixien).

t. Le Trias. Toujours très mal représenté aux affleurements, il se présente en général sous la forme de cargneules ou de dolomies cavernueuses recristallisées, Le gypse n'est pas connu bien que certaines zones montrent de nombreux entonnoirs de dissolution (forêt de Barlet, à l'est de Saint-Mury),

En certains points (région de Saint-Mury - Freydières) les cargneules contiennent des chlorites magnésiennes et des micas chromifères d'un vert intense.

Les grès de base ne sont connus que dans l'extrémité SE de la feuille (région du Col du Sabot).

r. Permien. On lui attribue la formation dite des « Grès d'Alleverd » (P. Lary, 1893), C'est un ensemble puissant de grès plus ou moins grossiers et d'argilites rouges, avec des niveaux conglomératiques à galets de quartz et de roches cristallines, Ils ont fourni au Grand Rocher *Calamites cisti*, *Cordaites*, *Pseudovoltzia*,

Sur la feuille La Rochette (Collet d'Alleverd). cette formation a fourni une flore du Stéphanien supérieur et constituerait alors un ensemble compréhensif allant du Houiller au Trias.

Sur cette feuille, les rapports avec le Houiller sont peu clairs en raison de la tectonisation générale des contacts entraînant l'accordance des pendages, Par contre, sur la feuille La Rochette située plus au Nord, on peut voir le Permien reposant en discordance à 90° sur le Houiller, ce qui prouve l'existence d'une phase tectonique importante entre leurs dépôts.

Le Permien apparaît au Crêt Luisant et se poursuit en couverture sur le rameau externe jusqu'à la forêt de Pipay, Sur le rameau interne, il forme la lèvre du synclinal médian, de la Montagne des Fanges jusqu'au Pré du Mollard, Deux petits affleurements sont à signaler le long du synclinal médian sur la Montagne de Combe Grasse.

h5a-4d. Houiller. Dans le rameau externe de Belledonne, le Houiller apparaît à l'ouest de l'Epinay (vallée du haut Bréda). Cependant, il existe probablement un accident pouvant contenir du Houiller, sous les alluvions du Bréda car, plus au Nord, affleure une bande continue visible depuis la vallée du Veyton jusqu'au ravin de Serra. Cette bande disparaît sous le Permien du Mont Mayen (feuille Montmélian) et n'a pas été reconnue jusqu'ici entre Pinsot et Epinay. On la retrouve ensuite le long du synclinal médian dans le ravin de Vaugelas ; elle passe au col du Merdaret et se poursuit de manière continue sur le flanc ouest du massif, mais elle est souvent cachée par des éboulis, des moraines et la couverture végétale.

A partir de la forêt de Saint-Mury, elle est séparée du synclinal médian par une lame de micaschistes de la Série satinée.

Ce Houiller a donné lieu à de petites exploitations d'antracite pulvérulent à gros nodules de marcassite (« la caude » des mineurs), récemment abandonnées (la Boutière, Saint-Mury). La présence d'empreintes de *Mixoneura* et *Sphenopteria cf. gracilis* (la Boutière) et la similitude de faciès avec les sédiments bien datés du Bassin de la Mure (feuille La Mure 1/50 000) ont fait rapporter ces terrains au Westphalien D et au Stéphanien A.

Dans le rameau interne, le Houiller affleure du chalet du Pleyney à la Montagne de la Jasse. On y a exploité des ardoises au sommet de la Montagne de Pipay.

A la limite sud de la feuille, des chapeaux de Houiller reposent en discordance sur le Cristallin (la Roche du Muret). Ils ont été datés sur la feuille Vizille au 1/50 000 (Grande Lance de Domène) par des empreintes de *Mixaneura avata* (Westphalien D : **h4d**), et de *Pecapteris arbarescens* (Stéphanien A : **h5a**).

De façon générale, le Houiller débute par un conglomérat (galets de quartz et serpentine à Roche Noire) puis montre des schistes argileux ou gréseux et des grès conglomératiques à passées de tufs volcaniques, interrompus par un niveau conglomératique que l'on attribue à la base du Stéphanien, par analogie avec ce que l'on trouve dans le bassin de la Mure.

TERRAINS CRISTALLINS ET MÉTAMORPHIQUES

SERIE SATINEE

ξs. Chloritoschistes arkosiques. Le rameau externe est constitué par une formation extrêmement monotone de schistes satinés tantôt gris bleuté, tantôt jaune doré. Ils passent en alternance d'un type plus détritique, quartzo-feldspathique formant de gros bancs à débit en dalles, à un type plus phylliteux formant des passées schisteuses intercalaires. On y trouve assez fréquemment des niveaux verdâtres à petits feldspaths ocellaires (ovardites, prasinites, amphibolites). Les cipolins sont rares. Le quartz d'exsudation y est fréquent.

Ces roches, assez altérables, s'effondrent facilement et donnent naissance à des glissements de terrain généralisés, qui rendent à peu près impossible l'étude stratigraphique de cette série. Cette formation est recoupée, dans la région de la Crête de Rochefort - Grand Crêt, par un ensemble complexe de filons dans lesquels le fer a été exploité (mine de la Tayaz). D'anciens bas fourneaux y sont encore visibles.

SERIE VERTE

Au Chenevrey apparaît un accident nord-sud qui se poursuit à peu près en ligne droite jusque dans le Massif du Taillefer. Il sépare deux régions à stratigraphie et tectonique différentes. A l'Ouest se trouve une série tabulaire constituée par un énorme ensemble vol cano-plutonique ultra-basique. A l'Est se trouve une série plissée, bordure de la précédente, constituée par des formations volcaniques acides et basiques, mais où les roches grenues sont exceptionnelles. Le tout a été repris par un métamorphisme mésozonal. La série orientale se pince vers le Nord et s'arrête contre le synclinal médian au ravin de Vaugelas.

A l'Ouest de l'accident de la Pra.

ξδ. Amphibolites, diorites. Ce sont des roches vertes, lourdes, sombres, sans structure visible à l'œil nu. Elles proviennent sans doute de la recristallisation de basaltes ou de diorites originelles.

ξη. Gabbros. Roches généralement à gros grains, passant même localement à des euphotides. Les plagioclases sont saussuritisés, les pyroxènes ouralitisés, les péridots serpentinisés. Ces roches passent à des pyroxénolites.

ξσ. Serpentes. Des masses de serpentes, vertes à patine brune, apparaissent dans le versant ouest du Mont Saint-Mury.

A l'Est de l'accident de la Pra.

ξϖ. Schistes verts et conglomérats. Ce sont des schistes chloriteux et albitiques, vert clair contenant parfois des mouches de pyrite et du quartz d'exsudation. On y rencontre aussi des bancs gris noir pouvant contenir des graviers étirés (« Schistes carburés »).

Ils contiennent, notamment entre la cabane du Sabot et les chalets de Côte Belle, des bancs de conglomérat à galets quartzo-feldspathiques à peine déformés.

ξ v5 – ξ v3. **Leptynites albitiques.** Ce sont des roches à faciès gneissique formées de quartz, albite, chlorite, oxyde de fer, parfois calcite idiomorphe. Elles peuvent contenir des yeux qui, plus au Sud, se révèlent être des phénocristaux de roches volcaniques. Ces roches sont presque certainement des kérotophyres recristallisés.

ξ v4 – ξ v1. **Amphibolites supérieures et inférieures.** Roches massives, vertes à noires, généralement sans grenats : ces roches peuvent contenir en enclaves, des masses de plusieurs kg à plusieurs m³ de grenatite orange à augite, ou de pyroxénolite, entourées de belles auréoles réactionnelles. Elles sont souvent recoupées par des filonnets à quartz - épidote - calcite ou quartz - zoïsite. Les amphibolites inférieures contiennent parfois des restes de roches grenues (gabbro). L'origine volcanique de ces formations n'est pas douteuse.

ξ v2. Intercalée à la base de la série se trouve une passée de **micaschistes à grenats**, qui paraît correspondre à un épisode détritique intercalaire.

SERIE BRUNE

ξ b. Sous la série verte affleure un ensemble assez épais de micaschistes contenant des restes de staurotite et de grenat, Ils ressemblent à ceux de la série satinée du rameau externe bien que leur métamorphisme soit plus poussé. Ils peuvent contenir des passées d'amphibolites, parfois de cipolin. On notera, dans la série brune, de part et d'autre du granite des Sept Laux, des filons de serpentine qui sont sans doute des cheminées ayant alimenté les grands épanchements de la série verte.

Les micaschistes se transforment rapidement vers le bas en gneiss migmatitiques, dont il est difficile de dire si leur formation est ou non en rapport avec la mise en place du granite des Sept Laux. Quoiqu'il en soit, ce granite est bordé, dans sa partie orientale, par une frange de roches injectées et métamorphosées dont l'aspect actuel est certainement en rapport avec sa présence. On retrouve du reste des enclaves de ces roches à l'intérieur du granite (cascade de la Sagne).

ROCHES ÉRUPTIVES

γ. **Granite des Sept Laux.** C'est un granite à biotite, gris, homogène, localement porphyroïde. Sa mise en place s'est certainement faite par phases successives, ainsi que le prouvent les phénomènes d'auto-enclaves et d'auto-injection.

γ a. **Filons de granite leucocrate.** La série sédimentaire située à l'Est du granite des Sept Laux est parcourue par des filons directionnels d'un granite blanc, massif, à tendance pegmatitique, dont les rapports avec le granite des Sept Laux ne sont pas évidents : ils pourraient également être en rapport avec le granite de Saint-Colomban.

μ. **Spilites dans la série secondaire.** Les spilites affleurent en quelques points (est du col du Barioz, croupe de Pré Raymonel à l'est des granges de Freydières). Elles sont, comme d'habitude, situées entre le Trias et le Lias. Elles sont généralement très altérées et se présentent sous forme de masses brunes ou vertes ; les bulles sont remplies de chlorite noire ou de calcite. Ces roches sont souvent riches en sulfure de fer.

ROCHES FILONIENNES

Q. **Quartz.** Les filons de quartz sont assez fréquents dans ces séries mais ils sont généralement de petite taille : beaucoup contiennent de l'épidote, de la zoisite et de la calcite.

Fe. Oxydes ou carbonates de fer. Il faut citer :

1 - Le groupe des filons de carbonate de fer de la Tayaz, situé sur la crête de Rochefort, le Grand Crêt et en contrebas vers l'Ouest. La minéralisation est développée non seulement dans ce secteur, mais aussi, sporadiquement dans tout le rameau externe.

2 - Le groupe des filons de la Sitre (du grec « sideros ») qui a constitué, à une époque inconnue, un gros centre de production : des chemins muletiers ont été taillés dans la roche et, dans la pointe dominant le lac de la Sitre, des filons ont été vidés sur plusieurs centaines de mètres de hauteur. Des bas fourneaux existent encore autour du lac. Cette minéralisation s'étend dans toute la bordure occidentale du rameau interne.

3 - Des filons isolés de sidérose, dont le plus important se trouve au NE du col du Sifflet : ils sont en général transversaux par rapport à la structure.

APERÇU TECTONIQUE

LES MASSIFS ANCIENS

Le massif de Belledonne se présente en première approximation comme un ensemble de formations géosynclinales, énergiquement déformées, plissées en style isoclinal et métamorphosées lors de la phase hercynienne. Leur âge est inconnu.

La particularité la plus notable de cet ensemble est d'être constitué par une masse volcano-plutonique basique et ultra-basique associée à un volcanisme kératophyrique. L'épaisseur de cette formation devait dépasser 2 000 à 3 000 mètres. Elle affleure sur une quarantaine de km du Nord au Sud, sur une largeur presque équivalente, mais on n'en atteint pas, et de loin, les bordures.

Elle se poursuit sous forme d'une série à chloritoschistes et amphibolites (« Série verte ») que l'on retrouve en continuité, sur le bord ouest du Massif de Pelvoux vers le Sud, et jusque dans le Massif du Mont Blanc vers le Nord. Il est à peu près sûr que ce sont encore les mêmes formations qui affleurent dans le Massif de l'Aar (D. Krummenacher), ce qui donne à cet ensemble une remarquable unité sur une distance de près de 400 kilomètres.

La nature volcano-plutonique de cette masse à autrefois induit en erreur et fait croire qu'il s'agissait d'un ensemble à métamorphisme profond : en réalité, il ne semble pas que le métamorphisme dépasse nulle part la mésozone.

Les formations détritiques associées sont ici nettement subordonnées. Elles paraissent s'être déposées soit avant (Série brune) soit après (Série satinée) l'épisode volcanique. Les formations conglomératiques qui permettent d'étayer cet ordre de succession n'apparaissent que localement sur cette feuille, et dans des conditions qui ne permettent pas de s'en faire une idée (col du Sabot).

Alors que plus au Nord, la structure isoclinale est serrée au point d'aboutir à une accordance généralisée des séries, on voit apparaître, à mi-hauteur de la feuille, un style plus ample avec fonds de synclinaux bien dessinés, séparés par des pincées anticlinales, qui se développera sur la feuille Vizille. Enfin, à l'Ouest de l'accident de la Pra, apparaît une structure tabulaire : on ne connaît malheureusement pas le socle sous-jacent qui a dû en assurer la rigidité.

Le granite des Sept Laux présente une disposition anticlinale et tient donc la place du socle dont la présence ne paraît attestée que dans le Massif du Pelvoux et sans doute dans les Grandes Rousses.

La disposition générale de la structure est construite sur deux directions : l'une à peu près nord-sud, l'autre N E-SW, si bien que tout l'ensemble peut se résoudre schématiquement en une série de losanges qui se relaient. Les bords de ces losanges ont été généralement le lieu de déformations énergiques avec écrasements et coulissages qui supposent des déplacements réciproques, mais cette disposition est ancienne et n'a été que peu affectée par l'orogénèse alpine.

On ne peut manquer d'être frappé par la disposition très spéciale des affleurements de Houiller, Permien, Trias et Lias ; dans ce massif, comme dans les autres massifs cristallins externes, ce sont presque toujours d'étroites bandes, remarquablement continues, qui utilisent des dislocations préexistantes (« synclinal

médian ») ou traversent sans les affecter les structures du Cristallin, Il ne s'agit pas de synclinaux au sens classique du terme, mais de fossés d'effondrement.

Il n'est pas aisé de savoir quelles ont été les déformations liées à l'orogénèse alpine. En effet, il n'y a pas d'affleurements de Trias permettant de restituer la forme de la surface antétriasique, mais on peut penser qu'ici, comme plus au Nord, il s'est produit une série de bombements par coulissage en jeu de cartes des plans de schistosité (claveaux de Cl. Bordet) séparés ou limités par des plans de faille injectés ou non par du matériel sédimentaire venant de la couverture (joints tectoniques). Ces mouvements ont été accompagnés par une surrection générale d'âge mio-pliocène. Ils ont été suivis par une ouverture de la schistosité dans la zone de décompression, ce qui donne à ces massifs leur disposition classique en éventail.

De plus, un grand nombre de failles les affecte, Les unes, de direction NE-SW, sont en rapport avec la disposition en losange déjà signalée ; elles affectent non seulement les massifs cristallins mais aussi leur couverture, Elles sont à l'origine du décrochement existant entre le Massif de Belledonne et celui des Grandes Rousses : les écaillés du Col du Sabot sont un jalon entre la série de Saint-Colomban et celle d'Huez.

D'autres sont sensiblement est-ouest et paraissent affecter de préférence le granite des Sept Laux.

D'autres enfin sont NW-SE : elles orientent de façon spectaculaire le réseau hydrographique dans le rameau externe et les collines bordières ; certaines d'entre elles sont sans doute encore vivantes comme celles qui tranchent le versant ouest de la Tête de Chalvet - Rissiou,

ZONE DES COLLINES BORDIERES DE BELLEDONNE

a) Immédiatement à l'Ouest de l'axe ancien de Belledonne, vient une bande d'affleurements très discontinus de Houiller, Permien, Trias et Lias inférieur(?) ou moyen, représentant la couverture du rameau externe de Belledonne.

En dehors de quelques points où cette couverture paraît reposer tranquillement sur le faite de ce rameau externe (Barlet à l'est du Col des Mouilles, Grand Rocher), elle est partout très tectonisée : elle se débite en écaillés lorsqu'elle est pincée entre les deux rameaux de Belledonne (Combe de Lancey, Forêt de Saint-Mury, Pré de l'Arc, Col du Merdaret) ou bien se lamine et se renverse au front du rameau externe ou de l'un de ses « claveaux » (est du col du Barioz).

b - A l'Est de cette zone complexe vient une région déprimée (« zone des cols »). dessinant une sorte de gouttière parallèle à Belledonne et particulièrement encombrée de moraines. Les affleurements sont peu nombreux, sans fossiles, avec une schistosité qui masque les pendages. Il est probable que l'Aalénien y est prédominant, mais l'architecture de cet ensemble est inconnu. Le forage E.D.F, du Col des Mouilles (SE de Frogès) a traversé 900 m de ces formations sans atteindre le Trias, ce qui suggère leur intense plissement : celui-ci est sans doute lié au refoulement exercé sur la masse liasique par la tendance au chevauchement vers l'Ouest du massif ancien.

c - Vient enfin la zone des collines bordant le Grésivaudan où affleure le matériel bajocien. La structure est apparemment plus simple, à savoir celle d'une demi-volte dont l'unique flanc plonge à 45° vers l'Ouest, pour passer grossièrement à l'horizontale à son faite. En réalité, la structure est probablement beaucoup plus compliquée, mais ne peut être déchiffrée à cause de la monotonie des faciès. Il y a d'abord de nombreuses failles, longitudinales et transversales : certaines ont été indiquées sur la carte, basées en général sur de simples arguments lithologiques. Elles sont hypothétiques et leur tracé sera vraisemblablement modifié au fur et à mesure que progresseront nos connaissances stratigraphiques. Il est probable aussi que des plis couchés à flanc inverse, conservés, s'y manifestent également au moins au Nord de la latitude de Frogès, car des séries inverses ont pu être

localement repérées grâce à l'étude des rapports entre la schistosité et la stratification, mais aucune structure cohérente d'ensemble n'a pu encore être mise en évidence. Ce style s'affirme plus au Nord (feuille Montmélian).

LE GRESIVAUDAN

Classiquement considéré comme une gouttière d'érosion fluviale et glaciaire, cette vallée a peut-être une origine plus compliquée. Il est possible, en effet, qu'il s'agisse d'une dépression structurale liée au jeu d'un faisceau de failles parallèles à l'axe de Belledonne. Ces failles sont connues dans la zone des collines bordières de ce massif, où elles ont pu servir d'épicentre à des séismes locaux (feuille Vizille au 1/50 000) et en rive droite de l'Isère où elles expliquent la réapparition à Corenc, d'un Dogger à faciès bien différent. Le manque d'affleurements et de données géophysiques ne permet pas de conclure.

LE MASSIF DE LA CHARTREUSE

Le schéma structural et la coupe imprimés en bas de la carte fournissent la nomenclature des accidents qui traversent la feuille Domène.

Le style tectonique des anticlinaux occidental et médian de la Chartreuse est celui de larges voûtes, déversées vers l'Ouest. Entre elles, le synclinal de Provey-sieux est d'autant plus rétréci que l'anticlinal médian est refoulé sur lui le long d'une faille de pendage approximatif 45° E. De plus, des failles de clef de voûte apparaissent, dans les couches supérieures de l'anticlinal médian (Charmant Som).

Le pli-faille oriental montre sur toute la feuille un laminage très accentué de son flanc inverse. En quelques points seulement (Roche Penna, au NW des Cottaves), celui-ci est représenté par une lame d'Urgonien et d'Aptien supérieur fortement tectonisée. Le plus souvent, c'est le Valanginien du flanc normal du pli-faille qui repose directement sur le flanc oriental (Sénonien ou Urgonien) de l'anticlinal médian.

Les replis situés à l'Est du front de chevauchement sont surtout caractérisés par le pincement des cœurs jurassiques des anticlinaux et la grande largeur des synclinaux. Le déversement des accidents se fait plutôt vers l'Est et cette dissymétrie est obtenue en grande partie grâce au jeu des failles subverticales localisées le long des axes synclinaux (Lances de Malissard, Dent de Crolles, Chamechaude).

Dans toute la Chartreuse, on observe une schistosité qui se localise suivant des niveaux lithologiques favorables (Rauracien, Berriasien inférieur, Sénonien). Elle est partout dirigée sensiblement suivant les plans axiaux des plis (de N 10° à N 30° et possède un pendage de 70 à 80° vers l'Est.

Le plongement axial des plis est faible, vers le Sud, dans l'anticlinal médian et au contraire fort, vers le Nord, dans le pli-faille oriental.

Les failles de décrochement traversant la carte ont une direction approximative de N 45° dans le pli-faille et de N 75° dans l'anticlinal médian : il s'agit probablement de plans anciens orientés N 45° qui ont pivoté tardivement en même temps que l'ensemble des chaînons chartreux occidentaux (de 25 à 30° dans le sens des aiguilles d'une montre) ; à la limite des deux domaines, le rejet de décrochement (mouvement dextre) se partage parfois (nord de Saint-Pierre-de-Chartreuse) entre les deux directions de fracture. De part et d'autre de ces cassures, on retrouve à peu près les mêmes plis, mais affectés de modifications de détail : notamment les failles axiales qui les affectent ne se poursuivent pas sans modifications de pendage et de rejet.

Évolution tectonique et paléogéographique. Les premières déformations du Massif de la Chartreuse sont liées au plissement du Jura méridional et semblent (feuilles Grenoble et Montmélian) s'être produites au moins à l'Oligocène. Elles n'ont affecté avec certitude que les anticlinaux occidental et médian. L'accentuation et la rupture des plis occidental et médian, la formation du refoulement de la Chartreuse orientale et le jeu en décrochement des vieilles fractures N 45° semblent (feuille Montmélian) beaucoup plus jeunes et postérieures au dépôt de la molasse miocène.

Si, durant l'Oligocène, les chaînons chartreux occidentaux ont dû former des reliefs soumis à une érosion assez importante pour réussir, plus au Nord, à débayer totalement leur enveloppe néocrétacée et parfois même leur voûte urgonienne (feuille Montmélian) ils ont dû subir, au contraire, un affaissement sensible au Miocène car ils sont noyés dans les dépôts de la mer molassique périalpine. Au contraire, la Chartreuse orientale a conservé un Sénonien épais, ne possède aucune trace d'émersion éocène ni pliocène et ne montre aucun indice d'une submersion miocène.

Cette différence d'évolution paléogéographique aux époques orogéniques alpines traduit l'opposition entre la région jurassienne (anticlinaux occidentaux et médian prolongeant les chaînons du Mont du Chat et de la Chambotte) et la région subalpine (pli-faille oriental, prolongeant le chaînon occidental Nivolet-Revard, du Massif des Bauges). Elle se superpose plus ou moins bien avec des différences paléogéographiques qui se sont marquées au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur entre l'aire sédimentaire jurassienne, riche en formations récifales ou périrécifales et l'aire sédimentaire « mixte » de la région de Grenoble où le passage à la zone dauphinoise proprement dite se traduit à tous les étages, sauf au Barrémien-Aptien, par des apports marneux plus importants.

La limite entre ces domaines est floue mais se situait grossièrement, avant la tectonique post-miocène, dans la zone de rupture du front du pli-faille oriental dont la localisation est donc liée de façon très évidente à la paléogéographie.

LEGENDE TECHNIQUE

Toutes les exploitations de substances utiles situées sur le territoire de la feuille sont actuellement abandonnées :

- pierre de taille (calcaires bajociens de Corenc),
- mines d'anthracite de Saint-Mury et la Boutière,
- filons de minerai de fer (carbonates) du Haut Bréda (Grand-Crêt) et des environs du lac de la Sitre (au sud de Saint-Mury).

On connaît quelques sources minérales non exploitées et qui n'ont pas été localisées sur la carte :

- source sulfureuse de la Boutière, à l'est de Laval (21°) ;
- sources chlorosulfatées chaudes à Domène, au pied des collines bajociennes (26°), à la Terrasse, Mas des Combettes : enfin à Corenc, au Bachet.

J.-CL. BARFETY, P. BORDET, J. DEBELMAS ET M. GIDON.