



**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

ST-BONNET

XXXIII-37

ST-BONNET

La carte géologique à 1/50 000
ST-BONNET est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : VIZILLE (N° 188)
- au nord-est : BRIANÇON (N° 189)
- au sud-ouest : DIE (N° 199)
- au sud-est : GAP (N° 200)

*Dévoluy
et Champsaur*

La Chapelle- -en-Vercors	La Mure	St-Christophe- -en-Oisans
Mens	ST-BONNET	Orcières
Luc- -en-Diois	Gap	Chorges

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

RÉGIONS NATURELLES.....	3
APERÇU STRATIGRAPHIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE	5
APERÇU STRUCTURAL	8
DESCRIPTION DES TERRAINS	12
<i>TERRAINS CRISTALLINS</i>	12
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	16
<i>ALLUVIONS QUATERNAIRES</i>	32
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	37
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	37
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	40
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	41
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	41
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	43
AUTEURS DE LA NOTICE.....	43

RÉGIONS NATURELLES

Le territoire de la feuille Saint-Bonnet se situe (fig. 1) sur la partie la plus orientale des chaînons subalpins (massif du Dévoluy) et sur la marge occidentale des massifs cristallins externes (massif du Pelvoux). Il correspond à peu près, d'autre part, à la limite des Alpes occidentales du Nord et des Alpes occidentales du Sud, en particulier sous l'angle du climat et de la végétation mais aussi du point de vue géologique.

Les régions naturelles qui se partagent le territoire de la feuille sont délimitées sur le schéma en couleur en marge de la carte ; on peut distinguer :

• **des zones déprimées**, qui sont d'Ouest en Est :

— *la partie orientale du bassin du Trièves*, dépression ouverte dans une vaste structure anticlinale qui laisse principalement voir des marnes jurassiques (Terre noires) ;

— *la dépression centrale du massif du Dévoluy*, vaste val synclinal à relief à peu près conforme aux structures, qui s'est créé par ablation des terrains à prédominance marno-gréseuse du Nummulitique ; l'érosion y a mis à nu la carapace des calcaires sénoniens où s'encaissent localement en gorges les cours d'eaux tributaires de la Souloise ;

— *la vallée du Champsaur*, combe monoclinale ouverte entre le Dévoluy et le massif du Pelvoux par le creusement de la vallée du Drac sous les actions alternées des eaux et des glaciers. Elle est entaillée dans les terrains à prédominance marneuse du Dogger et du Malm inférieur et principalement dans les Terres noires du Jurassique supérieur ;

• **des zones hautes** qui sont, d'Ouest en Est :

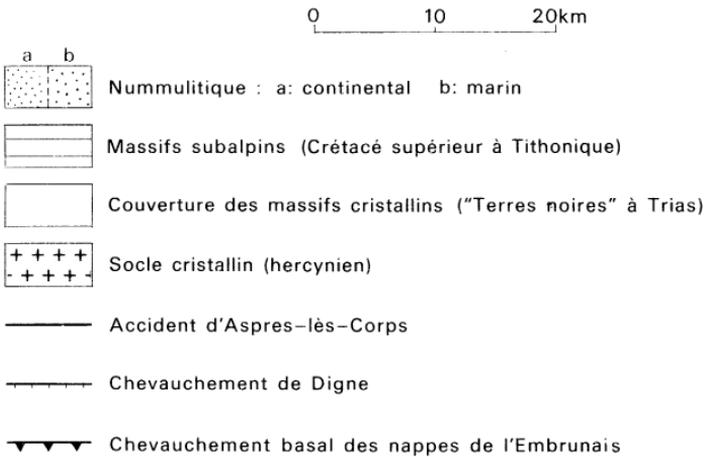
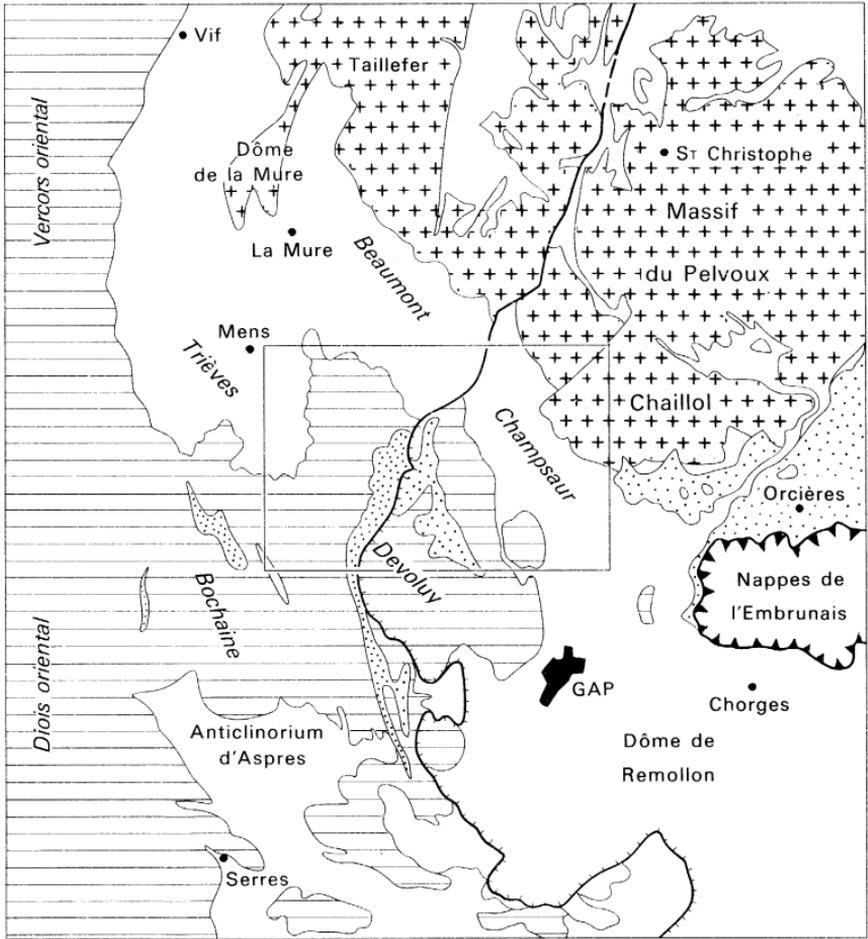
— *le Dévoluy occidental*, dont les chaînons culminent à l'Obiou (2790 m) ; il s'agit d'un long rempart allongé du Nord au Sud et qui offre des abrupts presque continus du côté ouest alors que du côté est il présente des pentes plus modérées entaillées de combes glaciaires orientées W-E. Les abrupts occidentaux montrent le repos de la dalle calcaire sénonienne en discordance sur les terrains plissés de l'Eocrétacé et du Jurassique. Les pentes orientales correspondent à peu près à la dalle structurale du sommet du Sénonien qui vient s'enfoncer dans les plus basses pentes, sous les couches du Nummulitique. Elles sont criblées de *chouruns* c'est-à-dire de gouffres qui sont autant d'entrées de réseaux karstiques ;

— *la montagne d'Aurouze* qui culmine, peu au Sud des limites de la feuille, au pic de Bure (2709 m) (Dévoluy méridional). C'est une vaste coupole où la carapace sénonienne dénudée par l'érosion s'enneige vers le Nord sous le Nummulitique. Son relief est très analogue à celui du Dévoluy occidental et se caractérise encore par l'existence de *chouruns* et de combes glaciaires qui s'ouvrent ici plutôt vers le Nord.

Deux dépressions synclinales remplies de Tertiaire et convergentes vers le Nord isolent ce massif : ce sont celle du col du Festre, qui le sépare du Dévoluy occidental, et celle de Saint-Étienne-col Rabou qui le limite par rapport au Dévoluy oriental ;

— *le Dévoluy oriental*, qui culmine au Roc Roux de la montagne de Féraud (2 585 m) ; il constitue un rempart presque rectiligne symétrique de celui du Dévoluy occidental : la dalle structurale du Sénonien y plonge vers l'Ouest montrant ainsi le Néocomien et le Jurassique, qui forment le soubassement des falaises senoniennes, du côté oriental. Il s'agit là d'une barrière quasi infranchissable uniquement trouée par la cluse du col du Noyer : cela est dû au pendage ouest très accentué des couches calcaires du Sénonien qui constituent, de ce fait, du côté de l'intérieur du Dévoluy, des dalles presque aussi redressées que les abrupts dominant le Champsaur ;

Fig. 1 La feuille Saint Bonnet dans son cadre géologique régional



— *les chaînons du Beaumont méridional*, au Sud et à l'Est de Corps ; ils constituent un groupe de hauteurs plus modestes (Tête de la Sambut, 1 595 m ; Roche Courbe, 1939 m) ; ces chaînons, bien que tranchés par la gorge du Drac entre Aspres et Corps, établissent néanmoins un trait d'union SW-NE entre le Dévoluy oriental et le Pelvoux. Ils correspondent à une zone soulèvement, d'ailleurs fort complexe, qui fait réapparaître en saillie, sous les marnes du Jurassique supérieur et moyen, les calcaires du Jurassique inférieur et même leur soubassement de roches cristallines (gorges du Motty, Aspres) ;

— *la bordure occidentale du massif du Pelvoux*, constituée en rive droite du Champsaur par trois éperons massifs, culminant à plus de 2700 m, que séparent les vallées de la Séveraisse (Valgodemard) et de la Séveraissette ; il s'agit, du Nord au Sud, du Grun de Saint-Maurice, du Petit Chaillol et du Cuchon. Les hauteurs cristallines de ces crêtes surplombent une bande de pentes plus douces et de collines formées par du matériel sédimentaire triasico-liasique et médiojurassique ; le contact entre ces deux ensembles se marque dans la morphologie par une ligne nette et presque rectiligne. La morphologie confuse de ces hauteurs ne tient guère compte de la structure géologique et lui est presque totalement surimposée ; toutefois la vallée de la Séveraisse (Valgodemard) est installée le long d'une importante cassure qui en a, évidemment, dirigé le tracé.

APERÇU STRATIGRAPHIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE

• Primaire

Les terrains primaires sont presque uniquement représentés par des roches plus ou moins hautement métamorphiques d'âge anté-houiller ; les métamorphismes et l'orogénèse varisques ont été suivis par le dépôt des formations gréso-pélimitiques continentales du Carbonifère et du Permien. Celles-ci n'affleurent qu'en un seul point de la feuille, au SE d'Aspres-lès-Corps mais sont susceptibles d'avoir en profondeur une extension masquée, plus ou moins grande (comme cela se produit immédiatement plus au Nord, sur la feuille la Mure).

• Secondaire

— *le Trias* est mince et directement transgressif sur le socle cristallin : il correspond au type caractéristique du *seuil vindélien*. Les dépôts de cet âge ont le plus souvent ici une importance très subordonnée par rapport au développement des épanchements basaltiques (*spilités du Drac*) ; ceux-ci se poursuivent jusque dans le Rhétien et peut-être, par places, jusque dans le Lias inférieur.

— *le Jurassique inférieur* (de l'Hettangien au Carixien et au Domérien basal) est représenté par des faciès pélagico-terrigènes de calcaires noirs ou gris plus ou moins argileux et intercalés de niveaux marneux. La puissance de cette série (dite *Lias calcaire*) est variable, comprise entre 100 et 500 m, et s'épaissit en s'éloignant des bordures du massif du Pelvoux. Les faciès sont ceux de la zone dauphinoise méridionale et se comparent aisément à ceux de la coupe classique du dôme de Remollon (feuilles Gap et Chorges). Toutefois on y voit, vers le NW, apparaître les faciès crinoïdiens du dôme de la Mure qui se développent (discrètement encore) au sommet de la série.

La base de cette succession est souvent mal représentée, soit que la sédimentation y reprenne plus ou moins tardivement après l'épisode volcanique fini-triasique,

soit que la tectonique alpine y ait provoqué des suppressions de couches, par laminage entre le tégument triasique, adhérent au socle, et la couverture plus ou moins décollée.

— *la partie moyenne du Jurassique* (du Domérien à l'Oxfordien) est principalement marneuse et les faciès, peu différenciés, y sont très difficiles à distinguer. Les faciès sont également ceux du domaine du *Lias dauphinois méridional* épais ; ils sont assez distincts de ceux, encore moins diversifiés, qui apparaissent plus au Nord (feuille Vizille) dans le domaine dauphinois septentrional.

— *le Jurassique terminal et le Néocomien basal* (de l'Oxfordien supérieur au Berriasien inférieur) constituent une formation particulièrement calcaire et pélagique, connue sous le nom de *barre tithonique*. Elle forme un ressaut bien visible, comme dans toutes les chaînes subalpines.

— *le Crétacé inférieur* est d'un type très *vocontien*, proche de celui du Diois et, dans l'ensemble, nettement distinct du type des environs de Grenoble ; il est formé d'alternances de bancs calcaires gris et de marnes (faciès pélagico-terrigène) ; les bancs calcaires tendent à accroître leur importance relative, du Valanginien au Barrémien ; ils disparaissent après le Bédoulien.

Deux niveaux montrent des faciès indiquant des apports détritiques particulièrement notables : au Valanginien ils sont terrigènes et proviennent du Nord ou du Nord-Ouest ; au Barrémien ils sont bioclastiques et proviennent de la plate-forme carbonatée urgonienne située à l'emplacement du Vercors.

— *le Crétacé supérieur* est représenté par une succession monotone de bancs calcaires, riches à presque tous les niveaux en concrétions siliceuses variées. La base du Crétacé supérieur est d'âge variable suivant les points ; elle présente une nette discordance par rapport aux couches éocrétaées et jurassiques affectées d'un plissement antérieur. L'évolution sédimentaire de cette formation indique qu'elle s'est déposée dans un bassin peu profond qui a rapidement évolué vers une émergence. Ce phénomène se traduit notamment par l'apparition (surtout au Maestrichtien) de brèches et conglomérats de remaniement ainsi que de croûtes de silicifications fossilisant parfois des *mud-craks*.

• Tertiaire

Il est représenté uniquement par des dépôts d'âge nummulitique, déposés sur les marges les plus occidentales atteintes par la mer à cette époque et présentant, pour cette raison, des faciès très littoraux et même continentaux. La mer miocène n'a apparemment pas atteint le secteur de la feuille Saint-Bonnet.

• Quaternaire

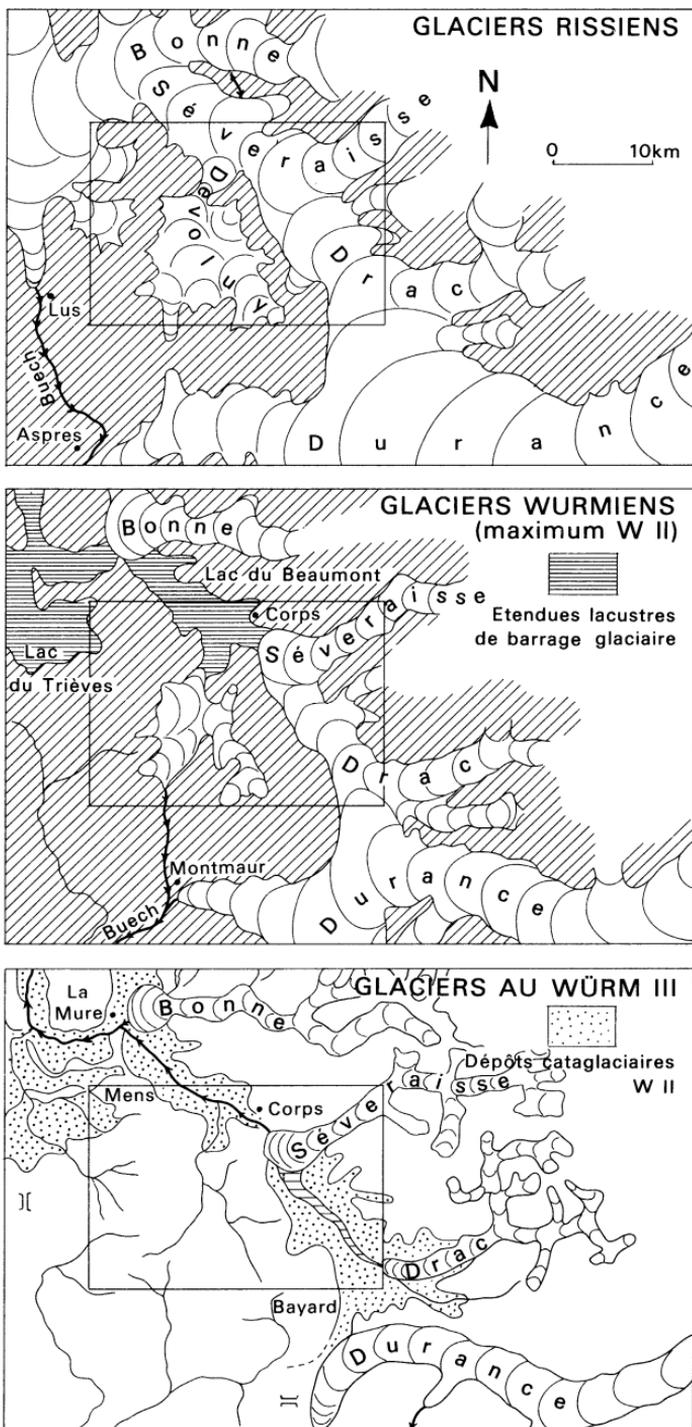
La stratigraphie du Quaternaire est dominée par l'influence des glaciations.

— *En Trièves*, celles-ci n'ont toutefois pas laissé de traces et les seules alluvions quaternaires importantes y sont des épandages fluviaux du type cônes de déjection.

— *Le Dévoluy* abritait seulement de nombreux glaciers locaux dont les cirques, allongés et séparés par des crêtes calcaires, sont caractéristiques du revers est du Dévoluy occidental et de la partie est du massif d'Aurouze-Bure. Leurs vallums wurmiens sont encore bien dessinés.

— *En Champsaur* de grandes langues glaciaires descendaient de la Séveraise (Valgodemard) et du Drac (Champoleon) et recevaient en outre, grâce à la diffluence du col Bayard (au Riss et au maximum du Würm), des glaces de la vallée de la Durance. Au Riss ces langues remplissaient toute la vallée jusqu'en aval du verrou du Sautet pour rejoindre une langue issue de la vallée de la Bonne (fig. n° 2). Au Würm, par contre, les glaciers du Champoleon, du Valgodemard et du Valbonnais ne

Figure 2



se rejoignaient pas ; entre leurs langues terminales ceinturées de moraines existaient alors des dépressions fermées où s'épandaient de puissantes nappes de matériel fluviatile et des argiles lacustres ; elles sont à l'origine des terrasses qui occupent la vallée, de Pellafof à Saint-Bonnet.

Les éboulis sont particulièrement abondants en Dévoluy où leur importance est à l'origine étymologique du nom de ce massif.

APERÇU STRUCTURAL

ÉTAPES DE L'ÉVOLUTION TECTONIQUE ALPINE

On peut distinguer les effets des étapes successives suivantes :

- **Phase des plissements anté-sénoniens.** Cette phase débute dès le Turonien inférieur, mais les mouvements se poursuivent jusqu'à l'aube du Coniacien. Elle aboutit à la mise en place de plis droits ou déversés vers le Nord, orientés NE-SW à E-W, observables sur le pourtour du massif du Dévoluy.
- **Phase des plissements anté-nummulitiques.** La bordure du Champsaur montre un certain nombre de plis NW-SE déversés vers le Sud. Ces plis sont recouverts en discordance par le Nummulitique peu à l'Est des limites de la feuille (sur la feuille Orcières) ; ils sont orientés à peu près N 130°E et ne possèdent donc aucunement les caractères des plis anté-sénoniens du Dévoluy.
- **Phase des fractures nummulitiques.** Un certain nombre d'accidents cassants ont fonctionné avant la sédimentation du Nummulitique tout en affectant les terrains sénoniens : l'épisode d'érosion continentale, productrice de conglomérats, qui précède la transgression marine de l'Eocène supérieur correspond donc à une phase tectogénétique qui semble principalement distensive et distincte, par conséquent, des phases précédentes.

D'autres accidents ont fonctionné pendant le début de la sédimentation nummulitique : tel est le cas des failles des versants sud et est de la montagne de Gicon dont le fonctionnement s'est notamment accompagné de la formation d'olistolithes (de matériel principalement sénonien). Une composante de rejet coulissant N-S se manifeste au cours de cette étape.

- **Phase des plissements post-nummulitiques.** Cette phase est responsable de la formation des grands plis orientés sensiblement N.NW-S.SE qui affectent notamment le Sénonien et le Nummulitique du Dévoluy : il s'agit dans l'ensemble de structures à grand rayon de courbure qui paraissent associées à l'apparition d'une schistosité d'azimut moyen N 140° à N 180°E (qui s'observe aussi bien dans les marnocalcaires nummulitiques que dans ceux du Néocomien ou du Jurassique supérieur). En outre elle a permis le développement de grands chevauchements vers l'Ouest qui s'ob servent au cœur du Dévoluy et à sa bordure orientale.

Les grands plis méridiens du Champsaur oriental et du Beaumont méridional sont sans doute à rapporter à cette phase ; ils constituent un synclinorium limité du côté est par le cristallin de la bordure du massif du Pelvoux, plus ou moins renversée vers l'Ouest. La schistosité méridienne y affecte pratiquement tous les niveaux stratigraphiques.

Il faut probablement rapporter en outre à une étape tardive de cette phase de déformation le jeu coulissant d'un certain nombre de failles orientées NE-SW qui ont alors enregistré des mouvements dextres (ce qui est en accord avec l'orientation est-ouest du serrage responsable des plis).

SCHÉMA STRUCTURAL (voir schéma en marge inférieure de la carte)

L'examen du schéma structural fait apparaître l'existence de plusieurs domaines de déformations :

- **La marge orientale du Trièves** est à peine affectée par les déformations post-sénoniennes : elles n'y ont causé qu'un basculement d'ensemble vers l'Est à la faveur duquel les structures anté-sénoniennes apparaissent librement ; celles-ci sont orientées N 40°E au Nord de Treminis et N 90°E au Sud sans qu'il soit possible de savoir s'il s'agit d'une virgation ou d'une superposition de deux directions successives.

- **L'angle sud-ouest de la feuille**, entre la Jarjatte et la Cluse est un secteur assez complexe où se superposent :

- d'une part des plis anté-sénoniens N 90°E (certains fortement déversés au Nord) et des plis post-sénoniens N 130°E ; leur interférence donne des brachyanticlinaux (rochers de la Baume dans le haut vallon de la Béoux) et des synclinaux en cul-de-sac (haut vallon de Garnesier) ;

- d'autre part un certain nombre de fractures appartenant à l'une ou à l'autre de ces deux phases ou encore à la phase anté-nummulitique.

- **Le Dévoluy intérieur** est un grand synclinorium caractérisé par son plissement très ample d'âge post-nummulitique.

Son flanc ouest est faiblement incliné ; par contre le flanc oriental est fortement redressé et montre même, à son extrémité sud dans le secteur du col Rabou, un pli-faille (« chevauchement des Banards ») déversé vers l'Ouest. Ses éléments frontaux plongent vers l'intérieur du synclinal où ils s'observent sous l'aspect de klippes (dont certaines se sont disloquées et ont glissé sur les marnes nummulitiques). Le cœur du synclinorium montre un grand accident chevauchant ou *chevauchement médian du Dévoluy* particulièrement bien visible à l'Est de Saint-Disdier, où il constitue le *chevauchement du Gicon*. Cet accident représente la terminaison septentrionale ultime du chevauchement de Digne et se raccorde, dans les pentes de Monestier-d'Ambel et de Beaufin, au linéament d'Aspres-lès-Corps (voir plus loin).

À l'Est du chevauchement médian deux bombements anticlinaux font réapparaître le Sénonien au cœur du synclinorium. Ce sont l'*anticlinal du Gicon* et la *coupole anticlinale de la montagne d'Aurouze* ; l'un et l'autre sont des plis lourds, à large voûte, fracturés par des failles d'âge varié. Les failles post-nummulitiques de la montagne d'Aurouze, orientées principalement N 30°E s'amortissent vers le SW mais accentuent leur rejet vertical à la traversée du synclinal de Saint-Étienne — col Rabou avant de disparaître presque toutes dans son flanc oriental : leur rejet résulte donc sans doute, au moins en partie, de mouvements verticaux différentiels, lors du plissement post-nummulitique, entre les panneaux successifs de la dalle sénonienne en cours de cintrage.

- **L'extrémité septentrionale du Dévoluy**, entre les crêtes de l'Obiou et le lac du Sautet, montre la réapparition de plis anté-sénoniens N 40°E, de style lourd et presque coffré, avec ondulations en escalier de leurs flancs. On y observe la superposition d'un pli synclinal submériidien qui représente le prolongement du synclinal du Dévoluy intérieur. Ce synclinal est nettement marqué dans le Néocomien à l'Ouest de la Posterie de Pellafol et se manifeste plus discrètement, au niveau de la Croix de la Pigne, par le basculement du plongement des axes de plis du Tithonique.

- **Le secteur du Beaumont méridional et du chaînon de la Sambut** (entre Monestier-d'Ambel et Beaufin) correspond à un domaine complexe de plissement et de fracturation aux dépens des terrains anté-crétacés portés en altitude par un mouvement d'ensemble anticlinorial.

La direction principale des plis y est N 30° à N 60°E mais on voit s'y superposer des charnières orientées N 160° à N 20°E. Les cassures, fréquentes, (SE de Corps, Nord de Monestier-d'Ambel) ont une orientation le plus souvent proche de N 160°E et leur plan est doté d'un fort plongement est : elles paraissent délimiter des horsts

et des grabens à l'intérieur desquels s'inscrivent les plis méridiens (qui sont donc sans doute dus à un serrage postérieur à cette fracturation). Trois cassures majeures accidentent ce secteur :

— **la chevauchement de Corps-Monestier-d'Ambel** s'observe surtout au flanc ouest du massif de la Sambut ; il se poursuit au-delà de Corps, sur la feuille la Mure, où il paraît s'amortir dans une faille méridienne ;

— **la faille d'Aspres-lès-Corps** passe 1 km à l'Est de ce village et de celui de Beaufin pour rejoindre, au Sud de Monestier-d'Ambel le chevauchement de Corps et le chevauchement médian du Dévoluy. Cet accident orienté NE-SW met en contact le cristallin du Motty (ou le Lias inférieur qui le recouvre) avec des terrains beaucoup plus récents (Lias inférieur à Terres noires, suivant les points) qui affleurent à sa lèvre SE. On peut montrer (M. Gidon, J. Aprahamian et J.-L. Paris, 1976) qu'il a fonctionné à diverses reprises avec des rejets de coulissement soit dextre soit sénestre et qu'il correspond à un grand linéament de cassures qui se prolonge loin vers le Nord par Venosc et le revers oriental des Grandes Rousses (voir figure 1) ;

— **la faille des falaises du Farot** court parallèlement à la précédente, à moins de 1 km de distance vers l'E.SE. Pour cette raison, et compte tenu du fait que son rejet vertical consiste également en un fort abaissement du compartiment oriental (Sénonien contre Tithonique), elle apparaît comme un accident satellite du précédent. Toutefois elle ne se poursuit pas de façon visible, en direction du Nord-Est, au-delà du Drac et doit vraisemblablement se raccorder à la faille de Combardeq (visible au débouché du Valgodemard dans le Champsaur : voir plus loin).

• **La rive gauche du Champsaur** montre la réapparition de plis anté-sénoniens au sein du Néocomien et du Jurassique supérieur, sous la falaise quasi continue du Néocrétacé. Ce dernier n'est affecté que d'un fort basculement vers l'Ouest qui s'accroît à l'extrémité nord-est (Farot) et surtout à l'extrémité sud-est, où se développe le chevauchement post-nummulitique du sommet des Banards, dont la racine s'observe clairement sous forme d'un pli faille à flanc inverse très étiré dans le Jurassique supérieur du col de Chétive (SW de Poligny). La trace de cet accident se perd sous le Quaternaire au sein des Terres noires de la dépression du Champsaur mais se retrouve peut-être dans les pointements de Dogger à valeur anticlinale, qui s'y observent au Sud de Poligny et au Nord de Chauffayer. Un deuxième chevauchement analogue se développe au pic de l'Aiguille de Gleize à la limite sud de la feuille.

Les plis anté-sénoniens (anticlinaux à cœurs de Terres noires et synclinaux à cœurs de marnes bleues albo-apitiennes) s'observent d'une façon particulièrement spectaculaire ; ils sont nettement déversés vers le Nord (pli-faille de la Croix de Queyrières notamment) et ont des axes fortement plongeants vers l'Ouest (et localement reployés) par suite du basculement post-sénonien de l'ensemble de ce domaine en direction de l'Ouest (les traces cartographiques de leurs plans axiaux sont, de ce fait, orientées NW-SE).

• **La rive droite du Champsaur** subit, elle aussi, les effets d'une tendance au basculement et au chevauchement vers l'Ouest ; mais il est probable ici que l'essentiel de ce mouvement (par lequel la bordure du massif cristallin chevauche sa couverture sédimentaire) est plus précoce qu'en Dévoluy et anté-nummulitique ; en effet peu au SE (feuille Orcières) les calcaires priaboniens reposent presque horizontalement aussi bien sur le Jurassique que sur le Cristallin.

Des plis kilométriques orientés N 150° à N 170°E se développent dans tout ce secteur. Le plongement axial des plis est systématiquement dirigé vers le Sud et possède une valeur en général voisine de 20°. Une schistosité inclinée vers l'Est, avec des azimuts N 180° à N 140°E, y est communément développée.

Au Sud-Est de la Séveraissette (secteur des Infournas) des plis montrent un déversement vers le S.SW avec rupture, en pli-faille, de leur flanc nord-est ; leurs axes et plans axiaux sont fortement redressés et ne semblent pas coïncider en

direction avec la schistosité (qui serait donc sécante et tardive). Ces plis pourraient avoir été formés par l'effet d'un mouvement différentiel (cisaillement sénestre), à la limite du Cristallin et du Sédimentaire, dans une étape antérieure au chevauchement (anté-nummulitique) du Cristallin vers le Sud et le Sud-Ouest. Le contact entre Cristallin et Sédimentaire est souvent, apparemment, peu tectonisé car il se fait par l'intermédiaire d'une lame de spilites triasiques ; mais il montre, d'une façon capricieuse et également fréquente, des traces de friction et des biseautages tectoniques parfois importants (NE des Infournas, NE des Costes). Deux systèmes de fractures se manifestent dans ce secteur :

— *des fractures longitudinales*, méridiennes ; elles appartiennent très vraisemblablement au système bien développé plus au Nord, en Beaumont ; sur la feuille la Mure, la plus importante est ici la *faille des Prés Hauts* de Saint-Firmin. Bien qu'elles tranchent en biseaux les plis méridiens, il n'est pas certain que ces fractures leur soient postérieures ; il paraît plus probable qu'elles soient apparues avant la formation des plis ; ceux-ci résulteraient alors de la déformation autonome de compartiments disposés en horsts et grabens (c'est ce que suggère en tous cas le tracé capricieux, apparemment déformé par serrage, de nombreux plans de faille) ;

— *des fractures transverses* plus ou moins est-ouest ; les principales sont :

— *la faille du bas Valgodemard*, orientée N 45°E ; elle possède un rejet de coulissement dextre (de l'ordre de 2 km) attesté par le décalage du plan axial du synclinal du Villard de Saint-Firmin qui est repoussé vers l'Ouest, au Sud de la Séveraisse, jusqu'au niveau des Costes. En marge SW du massif cristallin cette faille passe progressivement à un chevauchement du Cristallin sur les terrains sédimentaires (il est possible que cette faille possède un prolongement à travers le Champsaur et soit ainsi en connection avec le chevauchement du pic de l'Aiguille de Gleize au SW de Saint-Bonnet) ;

— *la faille de Combardeq*, orientée à peu près Est-Ouest. Son rejet apparent consiste en un soulèvement de la lèvre nord mais traduit vraisemblablement un décalage dextre de l'anticlinal méridien de Brudour. Ses prolongements ouest et est sont totalement masqués : elle se raccorde probablement vers l'Est sous le Quaternaire, avec la faille du bas Valgodemard et ne peut guère, vers l'Ouest, que se poursuivre par la faille des falaises du Farot, en Dévoluy septentrional, de sorte qu'elle établit sans doute une sorte d'anastomose entre le linéament d'Aspres et la faille du Valgodemard (on peut donc estimer qu'il s'agit probablement d'un accident tardif, le long duquel, dans la phase des serrages est-ouest post-nummulitiques, une partie des mouvements dextres de la faille du bas Valgodemard a pu se transférer sur le linéament d'Aspres).

• **Le massif cristallin du Pelvoux** montre la superposition de déformations alpines à d'autres plus anciennes, au moins hercyniennes.

Les accidents alpins sont surtout des cassures le long desquelles se trouvent conservées des amandes de Sédimentaire coincé : il en est ainsi pour la pincée de Pierre Noire (versant SE du Grun) et pour la pincée liasique du Roux, cette dernière située le long de la faille du bas Valgodemard.

Les accidents anté-alpins sont sans doute complexes et leur allure difficile à reconstituer. On peut, semble-t-il, envisager l'existence d'un grand dispositif synclinal couché, d'axe NE-SW, dont le flanc normal serait visible dans les basses pentes du Petit Chaillol (dans le Valgodemard comme dans la Séveraissette) et dont le flanc inverse couronnerait les crêtes (Banc du Peyron, Chaperon) ; il s'agit vraisemblablement d'une structure hercynienne, vu l'âge relativement récent du matériel impliqué.

Indépendamment de ce dispositif le granité de Grun constitue une intrusion d'âge vraisemblablement tardi-hercynien.

Enfin les filons de dolérite, qui ont des épontes parfaitement nettes, planes et sécantes par rapport aux autres formations, sont, selon toute vraisemblance, à rattacher aux distensions triasiques, symptomatiques du début de la formation du géosynclinal alpin ; leur direction préférentielle est N 45°E.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS CRISTALLINS

Les roches cristallines, volcaniques, plutoniques et métamorphiques de la feuille Saint-Bonnet affleurent en deux ensembles bien distincts qui sont :

- la bordure occidentale du massif du Pelvoux, avec les chaînons du Grun de Saint-Maurice, du Petit Chaillol et l'extrémité nord-ouest du chaînon du Vieux Chaillol (le Cuchon) ;
- les affleurements isolés au sein de la couverture sédimentaire, le long de la cassure linéaire majeure d'Aspres-lès-Corps.

ROCHES VOLCANIQUES ET FILONIENNES

Elles sont, au moins en partie, attribuables à un épisode triasique de fracture en extension et d'épanchements basaltiques. On a distingué les termes suivants :

K³. Spilites (« variolites du Drac »). Ces roches constituent de 1 à 5 coulées, puissantes en moyenne de 5 à 10 m, mais pouvant atteindre et dépasser localement 50 m (notamment à l'Ouest de Beaufin), séparées par des lits d'argilites rouges, de dolomies ou de cinérites consolidées ; dans de rares cas le matériel spilitique s'insinue en filons décimétriques, longs de quelques mètres, dans le sédiment liasique qui recouvre les coulées. Les spilites reposent souvent en contact direct sur les roches métamorphiques anté-triasiques, mais peuvent en être séparées par des dolomies triasiques.

Du point de vue pétrographique, il s'agit d'une roche vert sombre, parfois riche en vacuoles remplies de calcite et/ou de chlorite. Au microscope la texture est le plus souvent doléritique avec paragenèse à albite, chlorite et carbonates. L'épi dote est relativement rare.

Les structures en *pillow-lava* y sont exceptionnelles (Beaufin) et peu caractérisées. Des niveaux de projections (cinérites à tuffites), confirmant leur mise en place subaérienne, se rencontrent en divers points.

V1. Minettes. Elles constituent des filons (surtout abondants dans le chaînon du Petit Chaillol) orientés de façon constante suivant N 30° à N 50°E ; puissants de 1 à 10 m et continus sur plusieurs centaines de mètres, ils apparaissent morphologiquement comme des lignes déprimées et présentent toujours des traces de friction, au moins à leurs épontes (où se développent en outre des veinules et amygdales de carbonate roux).

Il s'agit de microsyénites surbiotitiques auxquelles l'altération de la biotite, omniprésente en grands cristaux automorphes centimétriques, confère une patine brune. La cassure est gris anthracite, sauf lorsque (comme cela est fréquent), la biotite est chloritisée. La roche est équate avec une phase quartzo-feldspathique de proportion et de granulométrie variable. On y trouve des zones pegmatitiques à biotites de plus de 5 cm (par exemple vers 1 850 m, au Bec de l'Aigle près de l'Esparcelet de Saint-Firmin, ou à l'appui aval de rive droite du barrage du Motty).

Les âges «biotite» de ces minettes (datations J.-C. Baubron, B.R.G.M.) sont groupés à 320 ± 10 M. A. lorsque les biotites ne sont pas chloritisées. Ces âges peuvent correspondre à la mise en place des filons et les dateraient du Carbonifère.

θ. Dolérites. A l'exception de l'amas de la Chaup (20 m d'épaisseur sur 300 m de long) il s'agit de filons seulement métriques ; ils sont orientés N 0° à N 30°E.

De teinte sombre, verdâtre, la roche révèle au microscope une structure intersertale à ophitique avec, pour minéraux ferro-magnésiens prédominants, de la hornblende verte et surtout de la chlorite ; il y apparaît parfois (la Chaup) d'abondants petits cristaux automorphes de biotite, ce qui suggère une liaison génétique possible avec les minettes.

Le chimisme de ces roches est celui de basaltes spilitisés, ce qui est un argument pour penser que ces filons représenteraient des voies de montée des émissions spilitiques triasiques.

La dolérite de la Chaup a été datée sur les amphiboles (J.-C. Baubron) de 197 ± 8 M. A., soit un âge fini-triasique qui confirme l'hypothèse précédente.

P. Filons aplo-pegmatitiques. Des aplites et pegmatites constituent un réseau filonien associé au granité porphyroïde du Grun ; il n'a pu être représenté que très incomplètement et se rencontre tant dans le granité que dans son encaissant.

Q. Filons de quartz. Des filons de quartz laiteux, d'orientation en général méridienne et de pendage variable, s'observent un peu partout : on a figuré seulement les plus importants reconnus. Les filons du Roux se distinguent par leur forte minéralisation (B.P. G.C.) et la présence de fluorine et barytine dans la gangue.

ROCHES PLUTONIQUES ET MIGMATITIQUES

Elles sont limitées au chaînon du Grun de Saint-M au ri ce et attribuées au Paléozoïque supérieur, ce qui semble confirmé par une unique datation radiochronologique (plomb total sur zircons ; J.-B. Storet, 1968) qui a donné un âge de 370 M. A. pour le granité porphyroïde du Grun.

pγ. Granité porphyroïde du Grun. Granité à gros cristaux (2 à 3 cm, localement 10 cm) de feldspaths potassiques maclés Carlsbad, rectangulaires (faciès « dents de cheval ») ou plus fréquemment arrondis ; le quartz y forme des amas globulaires de quelques millimètres. On y trouve en outre des minéraux phylliteux (chorite, muscovite), jamais abondants, dispersés dans la roche.

Une cataclase modérée affecte le plus souvent ce granité ; dans certains cas, toutefois, elle provoque une foliation qui aboutit à un faciès de gneiss caillé proche de celui de certaines anatexites.

Localement (point coté 2221, sur l'arête de Chamousset) apparaissent des faciès microgranitiques à quartz globulaires et même des zones filoniennes rhyolitiques, à faciès de porcelaine verdâtre.

A ce granité sont liés des filons aplitiques et des bouffées pegmatitiques.

Mγ. Granité d'anatexie du Grun. Granité sans porphyroblastes, à structure équante et enclaves (schlieren) gneissiques. La roche est claire, légèrement verdâtre avec minéraux ferro-magnésiens (chlorite, biotite) peu abondants répartis irrégulièrement en amygdales ou minces lits très contournés. Le quartz y forme des plages généralement elliptiques, mais aussi des assemblages quartzo-feldspathiques compacts. Il s'agit donc d'un granité migmatitique (« palingénétique ») associé par le phénomène d'anatexie aux gneiss migmatitiques **M**.

M. Faciès migmatitiques du Grun. On a groupé sous ce figuré des faciès assez variés qui affleurent en marge du granité **Mγ** et en deux pointements isolés hectométriques (Bec de l'Aigle, jas de Palluel au Petit Chaillol) ; ils sont caractérisés par les traces d'une mobilisation anatectique plus ou moins avancée : ceci leur confère un aspect lenticulaire, rubané ou même celui d'un granité, mais doté d'une foliation nette.

ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES

Elles peuvent être rattachées à deux ensembles fondamentaux qui sont :

- *le noyau du massif du Pelvoux*, relativement ancien et affecté par des granitisations successives, donc formé de roches assez fortement remobilisées ;
- *la zone corticale du Pelvoux*, relativement récente (formée de sédiments et volcanites

probablement dévono-dinantiens) et ayant échappé aux granitisations (sauf en marge du granité du Grun de Saint-Maurice).

Dans la série de cette zone on reconnaît une succession, d'origine probablement stratigraphique, où l'on peut séparer deux groupes d'assises :

— le groupe inférieur, où prodominent les faciès amphiboliques,

— le groupe supérieur formé de micaschistes et de gneiss ; il se termine, à sa partie haute, par le faciès conglomératique du Vieux Chaillol.

En outre, les affleurements discontinus du linéament d'Aspres appartiennent à un groupe encore plus élevé, connu dans cette série sur la feuille la Mure.

Formations du noyau

ζ. **Gneiss clairs du Roux.** Roches essentiellement quartzo-feldspathiques très claires, généralement à petits lits micacés, mais aussi, par places, d'aspect granitoïde ou même pegmatitique.

Les feldspaths y ont parfois la forme de sphérules millimétriques jaunâtres (faciès ocellaire). On y rencontre en outre souvent des passées importantes de quartzites micacés.

Ces roches se rattachent aux faciès non amphiboliques dits «de la Lavey» et n'affleurent qu'à l'extrême angle nord-est de la carte.

Formations corticales

• *Groupe inférieur amphibolique*

Puissant de plus de 1 000 m, ce groupe est formé d'alternances de leptynites et d'amphibolites ; on y a distingué, de bas en haut, un certain nombre de termes (décrits ci-après) qui passent les uns aux autres verticalement, mais aussi latéralement. Le dernier de ces termes (les cipolins) constitue sans doute un repère stratigraphique, mais se révèle malheureusement discontinu.

ζδ. **Gneiss amphiboliques et amphibolites.** La partie basse du groupe amphibolique montre des alternances rythmiques (évoquant une ancienne stratification) de lits amphiboliques et de lits leptynitiques, d'importance en général subordonnée. Le chimisme des amphibolites correspond plutôt à celui de métavolcanites. Dans certains cas, les bancs amphiboliques deviennent massifs et d'épaisseur telle qu'ils peuvent être cartographiés ; on a alors distingué :

ζδ. **Amphibolites à grain fin.** Elles constituent des bancs compacts à texture très fine, à débits prismatique ou en boules, ce qui évoque parfois des empilements de *pillow-lavas* écrasés (sentiers de la Selle du Petit-Chaillol, entre les points cotés 1719 et 1877) ou même des brèches volcaniques. Ces structures sont mieux visibles sur les surfaces altérées, où la patine souligne les différences granulométriques.

La paragenèse de ces roches est assez basique : hornblende verte (40 %), andésine-oligoclase (30 %), quartz (28 %) (biotite, chlorite, apatite, sphène et parfois grenat) et leur chimisme est assez caractéristique de volcanites basiques.

αδ. **Amphibolites à gros grain.** Des cristaux d'amphibole de grande taille, à tendance automorphe y sont engrenés dans les agrégats quartzo-feldspathiques dont les formes évoquent les lattes de feldspaths à texture ophitique.

En dépit de la schistosité et des déformations tectonique, on y observe donc une ressemblance frappante avec les structures doléritiques ou gabbroïques.

Les paragenèses sont les mêmes que celles des amphibolites à grain fin ; en outre, la roche est lardée de minces veinules de chlorite, d'épidote et de carbonates.

ζδλ. **Gneiss leptyno-amphiboliques.** L'essentiel du groupe amphibolique est constitué par des alternances souvent rythmiques, de niveaux bien individualisés de leptynites franches et de niveaux plus sombres où l'amphibole n'est cependant jamais prédominante.

On y trouve des bancs franchement amphiboliques, à faciès rubané de lits millimétriques très riches en amphiboles et de lits quartzo-feldspathiques millimé-

triques à centimétriques ; ils se rencontrent surtout dans la partie basse de ce terme où ils assurent le passage avec le précédent.

Vers le haut, ce terme montre des passées de lits de chlorito-schistes et même quelques bancs de quartzites.

X. Quartzites et leptynites claires. La partie haute du groupe amphibolique est en général caractérisée par le développement de bancs décimétriques à métriques clairs à patine un peu verdâtre avec intercalations rares de lits micaschisteux et grosses lentilles de quartz pouvant prendre l'aspect de filons recoupant les bancs.

Il s'agit de roches pauvres en minéraux de métamorphisme (amphibole et muscovite exceptionnelles ; chlorite prédominante) formées de quartz et de feldspath selon des proportions très variables. En dépit de la recristallisation presque totale, on y reconnaît parfois un granoclassement d'allure sédimentaire.

C. Cipolins. Bancs de carbonates, soit massifs et épais de 2 à 10 m, soit décimétriques et interstratifiés dans les formations leptyno-amphiboliques, ils sont lenticulaires, soit qu'ils aient été biseautés ou boudinés tectoniquement, soit qu'ils aient été originellement discontinus. On les suit parfois, cependant, sur près de 1 km.

Il s'agit de marbres saccharoïdes gris clair, fréquemment teintés de rose ou de vert et dotés généralement d'une patine ocre brunâtre identique à celle des filons volcaniques du massif. Les épontes montrent de belles cristallisations d'épidote, d'apatite et même de grenats ; la pâte présente souvent un fin litage micacé très plissé qui témoigne de la déformation très plastique subie par ces marbres.

Ils ont été exploités comme pierre à chaux à Molines et à la Chaup-en-Valgodemard.

• *Groupe supérieur micaschisteux*

La partie haute de la série se caractérise par la large prédominance des faciès de schistes phylliteux qui apparaissent déjà en intercalations au sommet du groupe amphibolique. On y distingue :

ξ. **Micaschistes.** Les faciès micaschisteux sont très variables dans le détail mais présentent principalement un aspect de schistes sombres, violacés à noirs («dalles noires»), dû à la présence de carbone. Ces faciès affleurent le plus souvent au-dessus de 2000 m où ils sont, en partie, à l'origine des cirques glaciaires. Le grain de la roche est fin et la schistosité est soulignée par le développement de la muscovite ; la paragenèse est à deux micas, disthène, staurotide et grenat.

On y trouve des zones plus claires à texture plus grossière et à lits de leptynites : le quartz y recristallise en lentilles et de la biotite, peu abondante, y apparaît en baguettes millimétriques ; ces faciès sont proches de ceux connus du sommet de la formation (notés E_c).

ξξ. **Faciès gneissiques** à deux micas. Dans certains cas, la biotite se développe et forme des lits alternés avec des lits quartzo-feldspathiques (ravin de Chasserand au Sud de la Chaup-en-Valgodemard). L'aspect est alors celui d'un gneiss (mais la paragenèse est toujours à deux micas).

ξξg. **Micaschistes à grenats macroscopiques.** Localement, on trouve des niveaux où les grenats sont abondants et atteignent une taille permettant de les observer à l'œil nu (millimétrique à centimétrique) réalisant le faciès *schiste à gouttes de sang*.

ξξc. **Micaschistes particulièrement détritiques.** Dans la partie haute de la série (pic des Hauts Moulins, Chaperon), on observe des lentilles quartzo-feldspathiques de quelques centimètres de diamètre qui sont, selon toutes apparences, des galets. Ces niveaux résultent donc du métamorphisme d'anciens conglomérats et peuvent être assimilés aux conglomérats du Vieux Chaillol qui représentent (P. Lefort, 1973) un niveau-repère dans les séries des massifs cristallins externes des Alpes.

• *Affleurements discontinus du linéament d'Aspres-lès-Corps :*

ξξs. **Schistes cristallins non différenciés** (micaschistes prédominants). La plus grande partie des affleurements se montre ici constituée par des faciès de sérécito-schistes et de chlorito-schistes plus ou moins quartzeux, inconnus dans les groupes

précédents (mais voisins, par contre, de ceux de la partie haute des séries corticales sur la feuille la Mure et notamment de ceux du Valjouffrey occidental). On y trouve, en outre, des bancs de quartzites et des zones où une albitisation affecte les faciès les plus phylliteux, au point de leur conférer un aspect ocellaire.

Localement, des faciès d'aspect granitoïde peuvent y représenter des filons leuco-granitiques laminés, des niveaux de leptynites ou des orthogneiss.

L'étude microscopique montre que ces formations résultent de la rétro-morphose dans le faciès *schistes verts* (avec apparition d'albite, séricite et chlorite) de roches métamorphiques antérieures, à biotite, grenat et feldspath potassique.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Dans la description des terrains sédimentaires, on peut distinguer plusieurs grands ensembles qui se séparent par leur composition lithologique et par leur comportement tectonique.

Tégument du socle cristallin

Les terrains antérieurs au Lias ont un comportement tectonique étroitement solidaire de celui du socle cristallin. Sur la feuille Saint-Bonnet on peut seulement y distinguer deux formations lithologiquement bien distinctes :

h. Houiller. Schistes noirs argilitiques, pélites et grès sombres micacés, en bancs décimétriques. Quelques lits de charbon y sont interstratifiés. Ce terrain n'affleure, dans les limites de la carte, qu'au voisinage d'Aspres-lès-Corps.

tD. Dolomies triasiques. Le Trias est représenté par des dolomies grises, à patine souvent orangée, qui se développent sur une puissance très variable, décamétrique à métrique et sont le plus souvent subordonnées, en interstratification, entre les coulées de spilites. Les bancs de dolomie sont d'épaisseur en général métrique, séparés par des joints argilo-dolomitiques ou franchement argilitiques. Des lits métriques d'argilites noires, vertes ou rouges s'intercalent par places. Ces faciès, non datés, évoquent plutôt ceux du *Rhétien* des chaînons au Sud de la Durance.

Lias calcaire

Le Lias inférieur et la partie basse du Lias moyen possèdent dans l'ensemble un faciès assez monotone de calcaires argileux sombres à pâte assez fine, régulièrement lités en bancs épais, en moyenne, de 50 cm. Cette formation n'est pas riche en fossiles et les niveaux repères n'y sont pas nombreux, de sorte que les limites chronostratigraphiques entre les étages ne peuvent être placées qu'avec peu de précision.

I1-2. Calcaires hettangiens. La série liasique débute en général par des calcaires gris clair à pâte assez fine, formant des bancs de 1 à 3 m, massifs ou constitués de lits qui séparent de très minces joints marneux onduleux ; ils ont le plus souvent une patine d'un gris clair un peu ocreux ; on y rencontre par places, de nombreux Lamellibranches et Gastéropodes et plus rarement (le Thunou au SE de la Motte) des Polypiers. Ces couches ont livré *Schlotheimia angulata* à l'Esparcelet de Saint-Firmin.

Les calcaires clairs peuvent être remplacés, en partie, par des calcaires sombres largement spathiques et à Brachiopodes (route le Motty-Ambel) ; ils débutent fréquemment, sur 0,5 à 1 m, par des petits bancs décimétriques à joints marneux, plus ou moins riches en débris charbonneux de plantes.

La puissance totale de ces couches n'excède nulle part 10 à 20 m et elles peuvent faire totalement défaut.

I3-4a. Sinémurien - Lotharingien inférieur (et éventuellement base du Lotharingien supérieur) : calcaires gris. L'essentiel du Lias calcaire est constitué par une succession monotone de bancs de calcaires argileux noirs à pâte fine, bien réglés, à patine grise, qui ont fourni des fossiles s'étageant du Sinémurien au Lotharingien supérieur (zone à *Raricostatum*). On peut assez souvent y reconnaître une succession de termes repères, peu distincts les uns des autres, dont les épaisseurs sont très

inégaux et dont les limites, le plus souvent diffuses, sont d'un isochronisme incertain (ils n'ont pas été distingués cartographiquement) ; ce sont, de bas en haut les niveaux suivants :

— **calcaires en petits bancs** : bancs épais de 10 à 20 cm, à surfaces plus ou moins corrodées et gaufrées et à joints très marneux. Leur puissance n'excède pas 50 mètres ;

— **calcaires à patine grise**, en bancs à surfaces parallèles épais de 50 cm, à joints marneux décimétriques à centimétriques ; ils succèdent dans beaucoup de cas aux niveaux précédents mais ils peuvent également reposer directement sur les spillites. Cet ensemble, particulièrement puissant dans toutes les coupes, atteint une centaine de mètres en bordure du massif du Pelvoux et dépasse 300 m dans le Beaumont méridional ;

— **calcaires gris à joints bruns**, en bancs de 30 à 50 cm dont la base et le sommet sont, sur 10 cm environ, plus argileux et à patine brune. De puissance variable (de quelques mètres à environ 20 m), ces calcaires d'aspect rubané peuvent être aisément confondus avec ceux du Carixien (à la différence de ces derniers les calcaires rubanés lotharingiens ont des joints marneux relativement minces et non saillants en altération). Dans certaines conditions d'affleurement ils sont indistinguables des précédents ;

— **calcaires gris en gros bancs** : ces calcaires, puissants de 10 à 20 m, sont formés de bancs épais de 2 m en moyenne, séparés par des joints marneux noirs de 0,5 à 1 mètre. Ce niveau n'est individualisé que dans le Beaumont méridional ;

— **calcaires gris réguliers**, en bancs épais de 40 à 50 cm, identiques à ceux du membre n° 2 mais présentant par places une patine plus ou moins tachetée de vermillon. Ils sont puissants de plus de 50 m et ont livré à leur partie haute (notamment à l'Est d'Aspres-lès-Corps), une faune *ôEchioceras* du Lotharingien supérieur (zone à *Raricostatum*). On peut y trouver une ou deux passées, de 1 à 10 m de puissance, où les bancs possèdent une patine rousse plus ou moins marquée (*niveaux rous inférieurs*) et peuvent être confondus avec ceux du membre suivant.

14b. Lotharingien supérieur à Carixien basal (?) : calcaires à patine rouille. Ce membre, indiscernable des niveaux précédents ou puissant seulement de 2 à 10 m en bordure du massif du Pelvoux, s'épaissit jusqu'à 20 et même 40 m dans le Beaumont méridional. Il est formé de calcaires d'un noir charbonneux où le litage est souvent peu distinct ou aisément masqué par le développement de la schistosité. La patine est en général caractéristique par sa teinte franchement rouille (mais peut dans certains cas s'atténuer de façon capricieuse).

La récolte, en plusieurs points, d'empreintes *ôEchioceras* porte à attribuer encore ces couches au Lotharingien supérieur. Toutefois il y a également été récolté une empreinte attribuable à une *Uptonia*, ce qui pourrait indiquer que ce faciès mord, à son sommet, sur la base du Carixien.

15a. Carixien inférieur : calcaires gris supérieurs. Au-dessus des couches rouille, viennent de nouveau des bancs épais de 0,5 à 1 m de calcaires à patine grise et joints marneux minces, très analogues à ceux qui prédominent dans les niveaux inférieurs du Lotharingien. Ces assises, d'une puissance assez irrégulière, atteignent en moyenne 30 à 50 mètres. Elles ont livré (pentes nord-est de la montagne de la Sambut, au Sud d'Ambel) plusieurs *Uptonia* qui permettent de les rapporter au Carixien inférieur (zone à *Jamesoni*).

15b. Carixien supérieur : calcaires zones à Bélemnites. Le couronnement des assises du Lias calcaire est constitué par une formation de calcaires argileux à trame siliceuse et à patine rousse dans laquelle s'intercalent, à peu près tous les 0,5 m, des lits, de 10 à 20 cm de puissance, de calcaire à patine grise plus claire. Ces lits calcaires sont en outre souvent disjoints en miches plus ou moins allongées, toujours assez irrégulières. Sur les surfaces altérées, le marno-calcaire roux apparaît en saillie et les bancs calcaires clairs sont en retrait. D'assez nombreuses Bélemnites, de diamètre moyen centimétrique, parsèment ces couches qui n'ont livré aucune Ammonite sur la feuille Saint-Bonnet.

Dans le Beaumont méridional, et particulièrement en rive gauche du lac du Sautet, les bancs calcaires acquièrent un faciès plus ou moins grossièrement crinoïdien.

I3-5. Lias calcaire indifférencié. En rive droite du Champsaur, la succession devient trop mince, au Sud-Est de la Motte, pour permettre la distinction graphique des différents niveaux du Lias calcaire qui ont été réunis sous le figuré **I3-5**.

I5. Carixien non subdivisé. Dans les secteurs où il est trop mince (bordure du massif cristallin du Pelvoux), le Carixien n'a pu, cartographiquement, être subdivisé.

Lias schisteux

Le Domérien et le Toarcien sont représentés par des faciès marneux à rares fossiles pyriteux ; un examen attentif permet d'y séparer plusieurs niveaux.

I6-7a. Domérien-Toarcien basal : marnes micacées. Marnes « sèches » riches en micas détritiques, de teinte grise à flammures sombres, à débit plutôt prismatique (rarement feuilleté) et à patine d'un gris brunâtre. La transition avec la formation précédente est progressive dans le Beaumont méridional et à l'Ouest de Saint-Firmin-en-Valgodemard : sur une épaisseur de 20 à 30 m, les bancs **I5b** passent graduellement, par disparition des lits calcaires et augmentation du taux d'argile, à des calcaires argileux noirs, à pâte grenue flammée de gris sombre (bioturbations?) et à patine brun jaunâtre. Des joints plus marneux ou seulement plus feuilletés y déterminent un litage en bancs mal délimités, épais en moyenne de 0,5 mètre. À l'Ouest de Corps des petits bancs spathiques isolés, épais de 5 à 20 cm, s'intercalent tous les 1 à 2 mètres.

Le membre inférieur, transitionnel, des marnes domériennes, a livré en plusieurs points, localisés entre les Reculas et Saint-Firmin des *Amaltheus margaritatus*, ce qui indique qu'il appartient déjà en majeure partie au Domérien inférieur. Mais il comporte vers sa partie basse un niveau assez constant à gros *Lytoceras* (*L. salebrosum*) et a livré, quelques mètres plus bas (montagne de la Sambut, au Sud d'Ambel), des *Protogrammoceras* ; on doit donc penser que ce terme débute peu en dessous de la limite Carixien-Domérien. Il n'est pas individualisé dans les secteurs de bordure du massif du Pelvoux où le passage Lias calcaire — Lias schisteux est brutal.

Au Sud-Est de la Motte-en-Champsaur, la partie haute de la formation des marnes montre l'apparition, sur 10 à 20 m, de petits bancs décimétriques de calcaires gris, intercalés à peu près à raison de un tous les mètres ; ces couches n'ont livré que de mauvaises empreintes d'Ammonites qui permettent cependant de penser qu'elles appartiennent déjà au Toarcien basal. Ces marnes se terminent à peu près partout par un niveau de 5 à 10 m de marnes plus tendres et d'un noir charbonneux. Leur puissance totale est comprise entre 60 et 150 mètres.

I7. Toarcien inférieur et moyen : calcaires argileux roux et calcschistes beiges. Au-dessus du niveau précédent un ressaut correspond à un gros banc, mal délimité vers le haut et épais, de calcaires finement lités, très argileux, à cassure très noire et à patine rousse, parfois franchement rouille. La base de cette « barre rousse » a livré en plusieurs points *Harpoceras falciferum* tandis que son sommet contient souvent des *Hildoceras* ; elle correspond donc à la limite du Toarcien inférieur et moyen.

Plus haut, on passe graduellement à des calcschistes gris sombres se débitant en plaquettes centimétriques, à patine d'un gris plus ou moins ocreux, où se rencontrent encore des *Hildoceras* ; leur puissance est à peu près uniformément de 50 à 100 mètres. Ils passent eux-mêmes très graduellement au terme suivant.

I8. Toarcien supérieur : marnes noires feuilletées. Puissant niveau (100 à 200 m) de marnes d'abord assez calcaires puis de plus en plus argileuses, se débitant en feuillets parfois très fins à surface d'un noir luisant. La partie haute de cette succession à livré dans les gorges du Drac et, plus au Nord dans le Beaumont (feuille la Mure), des Ammonites pyriteuses (*Pleydellia*, *Cotteswoldia*) de la zone à Aalense du Toarcien supérieur. La partie tout à fait terminale de ces marnes a fourni dans les gorges de la Souloise (les ruines de Pellafo) des fragments attribuables à des *Lioceras*, ce qui la placerait dans l'Aalénien inférieur.

Marnes et calcaires argileux du Dogger

On a pu séparer cartographiquement les termes suivants :

I9a. Aalénien inférieur : calcaires argileux gris. Les marnes du Toarcien supérieur passent, en quelques mètres, à des marno-calcaires feuilletés gris à patine gris clair où, après une dizaine de mètres, s'individualisent des bancs mal délimités, d'épaisseur moyenne métrique. En général ces bancs bien visibles à distance, sont plus difficiles à distinguer de près, du fait de l'absence totale de diastèmes et du développement en général accentué de la schistosité oblique. Cette formation dont la puissance est communément proche de 200 m, forme souvent un ressaut ou une falaise bien marquée.

Les calcschistes basaux ont fourni en plusieurs points des *Lioceras* gr. *opalinum* (notamment aux Prés Hauts et au col de l'Esparcelet, près de Saint-Firmin, ainsi que dans les gorges de la Souloise, aux ruines de Pellafol, et dans celles du D.rac au Vernet, peu au Nord des limites de la feuille).

Les premiers bancs marno-calcaires ont livré (gorges du Drac) un *Pseudohammatoceras subinsigne*.

Plus haut (à peu près à mi-hauteur dans la coupe des Infoumas Hauts) ont été récoltés des *Tmetoceras* tandis que les bancs calcaires alternés de marnes qui font transition avec la formation suivante ont livré des *Lioceras* de grande taille indiquant le sommet de la zone à Opalinum.

L'extension des calcaires argileux gris recouvre donc presque exactement celle de Y *Aalénien inférieur* (zone à Opalinum).

I9b. Aalénien supérieur : marnes franches. Un passage progressif sur 10 à 20 m, par développement et enrichissement en argile des joints marno-calcaires de la formation précédente, conduit à un nouvel ensemble marneux épais d'une centaine de mètres. Il s'agit de marnes franches d'un noir brunâtre, à patine sombre. On y observe souvent un fin litage et par places de petits nodules plus durs, aplatis, de quelques centimètres de diamètre.

Ces marnes ont fourni dans leur partie supérieure des *Graphoceras* et *Ludwigia* pyriteuses (zones à Murchisonae et à Concavum), notamment aux Infoumas Hauts, mais elles ne peuvent pratiquement pas être distinguées par leur seul faciès de celles du Toarcien ou du Bathonien-Oxfordien.

j1a. Bajocien inférieur : calcaires alternés de marnes. Alternances de calcaire gris à pâte assez fine en bancs bien délimités, épais en moyenne de 30 cm, avec des lits de marno-calcaires feuilletés d'épaisseur comparable. La patine des bancs calcaires est grise, souvent mouchetée de roux, notamment sur les surfaces de bancs ; les marno-calcaires ont une patine brun ocreux. La puissance totale est de l'ordre de 100 mètres. Les bancs calcaires inférieurs sont souvent relativement épais et atteignent près de 1 mètre. L'épaisseur des bancs supérieurs, plus faible, ne s'abaisse cependant guère en dessous de 20 cm. Cette formation n'est pas aisée à distinguer de celle des calcaires de l'Aalénien inférieur, toutefois les bancs sont ici moins épais, plus franchement limités à leur base et à leur sommet, et se prêtent moins au développement de la schistosité.

Dans la plupart des cas cette formation ne couvre que le Bajocien inférieur, comme l'indiquent les faunes (*Stephanoceras* principalement) qu'elle a livré ainsi que la datation des niveaux sus-jacents. En de rares points toutefois les derniers bancs ont livré des faunes du *Bajocien supérieur* (et notamment de la zone à Parkinsoni, 400 m au NE de Villardon, en Champsaur). Celles-ci sont contenues dans de petits bancs calcaires rognonneux, à surfaces corrodées et parfois rubéfiées, qui représentent sans doute des niveaux de condensation locaux.

Formation marneuse du Dogger et du Malm inférieur

Ce sont les **Termes noirs** au sens large. On peut y distinguer les trois termes suivants, qui ont été séparés sur la carte :

j1b. Bajocien supérieur : marno-calcaires gris. La disparition, en quelques mètres, des bancs calcaires francs fait passer à un ensemble, puissant de plus de 200 m, qui

constitue une transition assez progressive avec les marnes des Terres noires. Il s'agit de marno-calcaires dotés d'un fin litage centimétrique et qui s'organisent en bancs épais de 0,5 à 1 m, très peu marqués et très mal délimités, que le développement de la schistosité rend presque toujours inapparents.

Ils sont assez riches en *Phylloceras* pyriteux et en empreintes de *Posidonomyes* centimétriques ; ils ont livré également des *Garantiana*, *Infraparkinsonia* et *Steminatoceras* (Bajocien supérieur, zone à *Subfurcatum*), notamment à Lauberie, au Sud des Infoumas. Dans le gisement de Mandaty (à l'Est de Chauffayer) les formes rencontrées s'étagent, sur une quinzaine de mètres d'épaisseur seulement au-dessus des derniers niveaux calcaires, de la zone à *Subfurcatum* à la zone à *Parkinsoni*. La partie la plus élevée de ces marno-calcaires correspond donc au Bajocien term mal et, peut-être même, à la base du Bathonien (*Parkinsonia parkinsoni* dans le ravin de la Croix de la Pigne, *Morphoceras polymorphum* à Lauberie).

• N.B. Le Bajocien supérieur est exceptionnellement représenté, au sommet des faciès calcaires **j1a**, par des bancs grumeleux remaniés (voir plus haut).

j2-4. « Terres noires » proprement dites (Bathonien-Oxfordien inférieur). On passe progressivement vers le haut, au-dessus des marno-calcaires bajociens, à des marnes noires plus franches, à patine brunâtre. Elles n'affleurent en général que d'une façon discontinue, sous la couverture quaternaire, mais leur puissance probable peut être évaluée à environ 400 mètres.

En de rares points (notamment aux environs de Tréminis, ainsi que 1 km au Nord de Saint-Bonnet) on y rencontre, à peu près à mi-hauteur, un niveau à plaquettes biodétritiques d'épaisseur centimétrique (qui représente peut-être l'équivalent des plaquettes du « niveau médian » du Bathonien terminal de la région de Laragne) : ce niveau à plaquettes a été distingué sur la carte (figuré 1). La partie haute de la formation est assez riche en petits nodules décimétriques de teinte brun sombre. Enfin le sommet des Terres noires se distingue, sur une cinquantaine de mètres, par la présence de petits lits épais de 5 à 10 cm, de calcaires à patine jaune ou même pourpre irrégulièrement espacés à raison d'un tous les 2 mètres en moyenne. Les Terres noires de la feuille Saint-Bonnet n'ont fourni à ce jour aucun fossile significatif au point de vue chronostratigraphique et ne sont donc datées que par encadrement et par comparaison avec les régions voisines.

j5. Oxfordien supérieur : marno-calcaires « argoviens ». Marno-calcaires sombres, plus ou moins argileux, à patine roussâtre, admettant par places des bancs, épais d'environ 0,5 m, de calcaires très argileux et très fissiles à débit en prismes. Dans son ensemble cette formation est assez propice au développement de la schistosité. Elle n'a livré que des empreintes de Périssphinctidés (*Orthosphinctes*) qui ne permettent pas de préciser son extension chronostratigraphique. La puissance de l'Argovien se situe aux alentours de 150 m et ne semble pas varier sensiblement, sauf pour la partie basale de la formation qui est très dilatée dans la région de Tréminis et y a été distinguée sous la notation **j5a** : non daté paléontologiquement, cet « **Argovien inférieur** » est lithologiquement proche de l'Argovien supérieur ; il s'agit en effet de calcaires argileux grenus, très schistosés, de couleur gris sombre et de patine brune à roussâtre, en bancs de 50 cm d'épaisseur moyenne, séparés par des intercalations marneuses sombres de 1 à 2 mètres. L'Argovien inférieur se distingue cependant des autres assises argoviennes par la texture beaucoup plus grossière des bancs calcaires et par l'importance des horizons marneux intercalaires.

Formation calcaire du Malm récent : « barre tithonique »

La « barre tithonique », puissante de plus de 300 m, forme le repère stratigraphique le plus aisé à reconnaître de toute la série stratigraphique ; elle est constituée de bancs calcaires peu argileux de teinte relativement claire et à pâte toujours assez fine. Cette formation est constituée par 4 membres qui se distinguent toutefois bien moins aisément que dans les régions situées plus à l'Ouest (feuilles Gap, Mens et la Chapelle-en-Vercors).

On a donc distingué cartographiquement, de bas en haut :

j6. Calcaire lités « çequaniens » (Oxfordien terminal). Calcaires gris brunâtre en cassure. a patine grise. en bancs réguliers epais en moyenne de 50 cm, La pâte est fine et le plus souvent riche en Radiolaires; les joints marneux sont minces (10 cm) ou absents.

Les faunes récoltées, peu abondantes, sont constituées par des Périssphinctidés (*Orthosphinctes*, *Lithacoceras*) indiquant, comme sur les feuilles voisines. l'Oxfordien terminal (zones a Planula et a Bimammatum). La puissance atteint largement 150 m mais la limite supérieure de ce terme est mal définie dans la partie nord de la feuille (le Châtel) Plus au Sud dès le soubassement septentrional de l'Obiou (au SE de Rochassac) cette limite est soulignée par l'apparition. dans la moitié supérieure, de 3 ou 4 gros bancs soi-vent conglomératiques, espacés. épais de 1 à 3 m, dont le dernier a été pris comme repère cartographique. Entre ces bancs se développent en plusieurs points des niveaux de slumping épais de 5 à 10 mètres

j7. Calcaires en petits bancs (Kimméridgien inférieur). Ces couches forment une vire plus ou moins marquée (en general non individualisée si la falaise tithonique est vraiment abrupte) et sont constituées par des calcaires identiques aux précédents mais plus finement (bancs de 10 à 30 cm). On y note l'apparition de lits de silex noirs plus ou moins fréquents et l'importance relative plus grande des joints marneux.

Ce terme n'a pas livré de fossiles très significatifs sur le territoire de la feuille Saint-Bonnet. Il ne paraît guère douteux toutefois qu'il soit à rapporter, comme sur la feuille Gap (où il est plus marneux) au Kimméridgien inférieur (Crussolien) Sa puissance est d'environ 80 mètres

j8-9a. Calcaires massifs tithoniques (Kimméridgien supérieur-Tithonique inférieur). La corniche supérieure de la barre tithonique, plus abrupte que les parties inférieures, est constituée de calcaires en petits bancs à surfaces onduleuses, sans joints marneux ce qui lui confère un aspect massif à distance. Le calcaire est en général plus lithographique et plus clair (teinte café au lait en cassure) et comporte, par niveaux, des lits de silex en général blonds. Les calcaires tithoniques s'individualisent aussi par la présence de plusieurs gros bancs (épais de 5 à 40 m) qui s'effilent en quelques kilomètres de sorte que suivant les points leurs puissances relatives varient; leur nombre total est en général de 3 et ne dépasse guère 5 et ils s'étagent sur toute la hauteur de ce membre; le banc médian est souvent le plus épais. Ces bancs sont souvent constitués de conglomérats calcaires encore que fréquemment cela ne soit visible qu'en patine et non en cassure (en raison de la faible différence de constitution entre les galets et le ciment).

Aucun fossile d'intérêt chronostratigraphique précis n'a été récolté dans ces calcaires qui contiennent toutefois des empreintes de Périssphinctidés et des *aptychus* (*Puncaptychus*) il n'y a pas de Calpionelles en lame mince sauf parfois à l'extrême sommet du membre.

La puissance de ce membre varie un peu selon le développement des bancs de conglomérats; elle est de l'ordre de 100 à 150 mètres. Son âge doit correspondre, pour des raisons de continuité et d'encadrement, à peu près au Kimméridgien supérieur-Tithonique inférieur.

j9b. Calcaires blancs vocontiens (Tithonique supérieur). Calcaires très clairs (blancs à beige clair) à pâte lithographique fine, en bancs de 50 cm en moyenne, sans joints marneux, comportant encore des silex blonds surtout vers leur base. Ils sont assez fissiles et se cassent avec un bruit de porcelaine brisée

Les empreintes d'Ammonites (rares *Perissphinctes* et *Berriassella*) et les nombreuses Calpionelles (*Calponiella alpina* dominante) permettent d'attribuer ces couches au Tithonique supérieur.

La puissance de ce membre est de l'ordre de 50 m mais ses limites, inférieure et supérieure correspondent à un passage très transitionnel.

Suivant une bande sensiblement E-W qui traverse le Dévoluy à la latitude de Chauffayer le faciès de ce terme, ainsi d'ailleurs que celui des calcaires massifs

tithoniques **j8-9a**, se modifie dans le sens d'un assombrissement et d'une plus grande grossièreté de la pâte, dus à des apports argileux plus importants

Formations calcaréo-marneuses du **Crétacé** inférieur

Entre les barres tithonique et barrémienne se développe un talus souvent raviné, constitué par les formations suivantes :

n1a. Berriasien inférieur : calcaires lithographiques beiges. Calcaires lités, en bancs de 20 à 40 cm, à patine ocreuse à taches rouille, avec joints marneux de 5 à 20 cm d'épaisseur; la pâte est très fine, à cassure esquilleuse, de couleur beige et contient de nombreuses Calpionnelles. Les empreintes de *Berriasella* prédominent et confirment l'âge berriasien de ce terme puissant de 80 m en moyenne

n1b-2. Berriasien-Valanginien basal : marna-calcaires gris. La formation précédente passe de façon graduelle, par l'intermédiaire de bancs de calcaires argileux gris à pâte finement grenue, à des lits de marno-calcaires gris feuilletés, toujours séparés par des lits de marnes gris-bleu de plus en plus épais vers le haut. Ce terme atteint 30 m de puissance approximative, il a livré (principalement sur la feuille Gap) des faunes (*Thurmanniceras*, *Berriasella callisto*) du Berriasien supérieur et du passage au Valanginien basal.

n1. Berriasien indifférencié. Pour des raisons uniquement graphiques les deux subdivisions précédentes n'ont pas toujours pu être faites.

n2. Marnes valanginiennes. Marnes à patine jaune contenant encore des petits lits de marno-calcaires gris espaces de un à plusieurs mètres. Les faunes sont assez abondantes et principalement pyriteuses avec prédominance des *Phylloceras* (*P semisulcatum* etc) des *Lytoceras* (*L juilleti* *Protetragonites quadrisulcatus*) des *Neolissoceras* et des *Neocomites* indiquant les zones à *Roubaudiana* à la base et à *Verrucosum* dans la partie haute

La puissance de ces marnes n'exécède pas 60 mètres. Elle décroît du SW vers le NE par suite de l'invasion progressive de leur partie haute par les faciès de la formation n2-3 et peut disparaître totalement (extrémité NE du Dévoluy en rive droite de la Souloise)

n2-3. Calcaires grés-argileux bruns (Valanginien supérieur-Hauterivien basal). Dans la partie SW de la feuille Saint-Bonnet, comme sur la feuille Gao ou sur la feuille Mens, le sommet des marnes valanginiennes et la base des calcaires hauteriviens hébergent chacun un niveau de calcaires spathiques roux à silex noirs

Ces deux niveaux viennent latéralement s'intégrer respectivement à la base et au sommet d'une formation de marnes gréseuses brunes devenant de plus en plus calcaires vers le NE (en même temps que les silex y deviennent moins abondants). Cette formation, totalement azoïque, peut atteindre 150 m de puissance. Le litage y est le plus souvent indiscernable: sa partie moyenne reste généralement plus argileuse que sa base et son sommet; dans ce dernier on voit se développer, par place, une trame siliceuse rousse visible surtout en patine.

La présence, à mi-hauteur, de quelques bancs calcaires gris, analogues à ceux qui sont communs dans l'Hauterivien, confirme que cette formation, particulière au Dévoluy, se développe à cheval sur la limite Hauterivien-Valanginien

n3. Calcaires gris hauteriviens : calcaires argileux gris, en bancs de 30 à 60 cm bien délimités, séparés par des joints marneux de 5 à 30 cm, formant une succession monotone mais coupée de niveaux décimétriques à lits contournés et disloqués (*slumpings*), généralement plus riches en marnes et déterminant parfois des vires

La faune, moins abondante que sur la feuille Gap est surtout constituée par des *Olcostephanus* et des *Crioceras*, avec des représentants de toutes les zones de l'Hauterivien.

Dans la partie sud-ouest de la feuille la partie inférieure de la formation comporte un niveau de calcaires roux à silex, puissant de quelques mètres, vers le NE. L'Hauterivien inférieur, niveau à silex inclus (c'est-à-dire à peu près jusqu'au

milieu de la zone à Duvali, par corrélation avec la feuille Gap), est envahi par les faciès de la formation **n2-3**.

La puissance de cette formation atteint et dépasse parfois 200 mètres.

n3-4. Marnes et marno-calcaires de l'Hauterivien terminal. Le niveau terminal de la formation des calcaires lités hauteriviens peut être distingué assez souvent par sa plus grande richesse en marnes ; il a livré, sur la feuille Gap, des *Balearites*, *Emericeras* et *Barremites difficilis* qui indiquent le passage au Barrémien (mais il est probablement diachrone).

Sa puissance est de l'ordre de 20 à 50 m, mais on ne peut lui assigner de limites précises.

Calcaires de la « barre barrémo-bédoulienne »

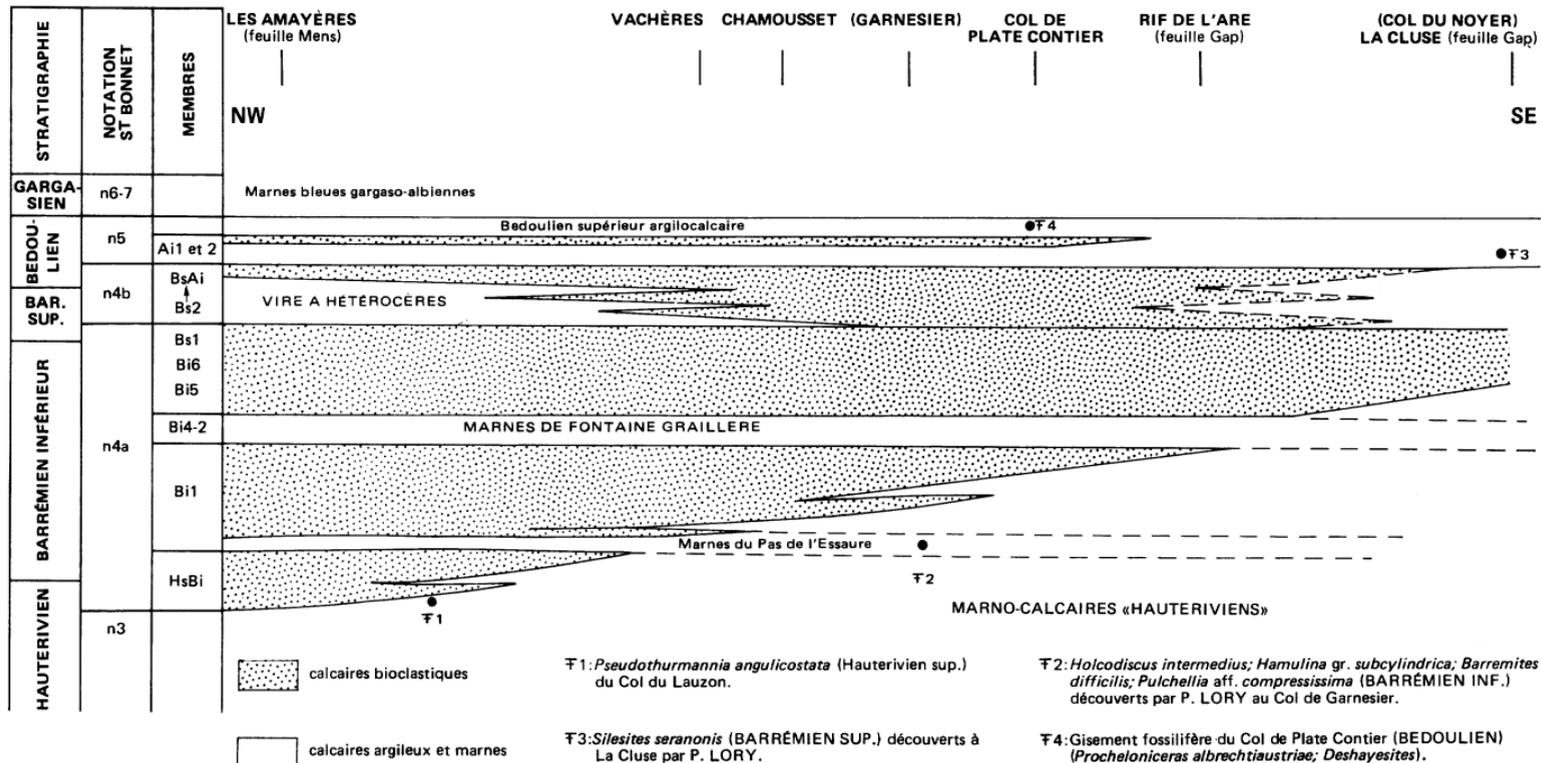
Le Barrémo-Bédoulien du Dévoluy est essentiellement représenté par des calcaires bioclastiques. Trois subdivisions lithologiques ont pu être cartographiées :

- la première (**n4a**. Barrémien inférieur) est caractérisée par des faciès bioclastiques déposés en milieux agités et peu profonds, sur la surface terminale et le talus périphérique d'un haut-fond localisé sur la partie occidentale de la feuille Saint-Bonnet et la partie orientale de la feuille Mens (haut-fond du Dévoluy) ;
- la seconde (**n4b** Barrémien supérieur) est marquée par une sédimentation vaseuse, caractéristique des milieux relativement profonds qui bordaient à l'Est le talus de la plate-forme urgonienne contemporaine du Vercors. Ces calcaires argileux renferment en abondance des calcaires bioclastiques à fragments remaniés de Characées qui représentent des coulées de sables bioclastiques, s'accumulant parfois pour former la presque totalité de la série du Barrémien supérieur (région de Gamesier) ;
- la troisième (**n5** Bédoulien inférieur) comporte des calcaires argileux fins à Radiolaires et à Céphalopodes, caractéristiques d'un milieu marin déjà profond, et renferme quelques intercalations bioclastiques qui présentent tous les caractères des turbidites.

La description des assises barrémo-bédouliennes de cette région se référera en premier lieu à la coupe type des Amayeres (feuille Mens), située 3 km à l'Ouest du rebord occidental de la feuille Saint-Bonnet (fig. 3), et comportera, en second lieu, l'indication sommaire des principales variations latérales de faciès constatées sur l'ensemble de ce territoire, par rapport à cette coupe (fig. 4).

Les rapports entre les notations employées sur la présente feuille et celles des feuilles voisines sont en outre indiqués sur la figure 3.

n4a. Barrémien inférieur. Épais de 200 m aux Amayeres, le Barrémien est formé de calcaires bioclastiques (biomicrites à biosparites) de couleur beige et de patine gris clair, disposés le plus fréquemment en gros bancs métriques ou plurimétriques, mal individualisés, se rassemblant généralement pour former des falaises atteignant plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Les « débris » (bioclastes), de taille généralement inférieure ou égale au millimètre, sont parfois beaucoup plus grossiers ; ils sont formés de nombreux Foraminifères (Miliolidés, Orbitolinidés...), de fragments d'Algues dasycladacées et de Métazoaires parmi lesquels les Echinodermes, Lamellibranches, Madréporaires, Brachiopodes et Gastéropodes sont les mieux représentés. Les silicifications secondaires sont très fréquentes. Des silex peuvent se rencontrer à tous les niveaux de la série ; ils sont particulièrement abondants et de grande taille (cérébroïdes ou stratoïdes) à la partie supérieure du niveau **n4a** du Dévoluy occidental. Plusieurs horizons de calcaires argileux ou de marnes (micrites à spicules) se rencontrent au sein de la série **n4a** des Amayeres. Le plus important et le plus épais d'entre eux correspond aux *marnes de Fontaine Graillère* (*sensu lato*) du Vercors méridional et scinde cette série en deux grands ensembles :



Entre parenthèses les noms de lieux qui ne sont pas situés sur le tracé de cette coupe.

Fig. 4 : Schéma montrant la position stratigraphique des différents niveaux bioclastiques du Barrémo-Bedoulien du Dévoluy et leur passage latéral aux séries vocontiennes argilo-carbonatées [entre les Amayères et le Col du Noyer (direction E-W), le schéma serait identique].

Noter l'isochronie de la base des assises bioclastiques et, en conséquence, du sommet des calcaires argileux «hauteriviens».

— *L'ensemble supérieur* (homologue des membres Bi5 à Bi6 du découpage stratigraphique du Vercors) se développe partout sur la feuille Saint-Bonnet où il forme l'essentiel de la falaise «suburgonienne» ;

— *L'ensemble inférieur* au contraire (membres HsBi et Bi1) n'est bien développé qu'aux alentours des Amayères et de la Jarjatte. Il est subdivisé en plusieurs assises bioclastiques par des horizons de calcaires argileux généralement peu épais (cf. schéma). Vers l'Est et le Sud, ces membres bioclastiques disparaissent très rapidement par variation latérale de faciès au profit des calcaires argileux : à Garnesier et aux Aiguilles de Lus, seul le sommet du membre Bi1 (horizons Bi1b et Bi1c) subsiste. Au col de Plate Contier ce dernier n'est plus représenté que par une dizaine de mètres de calcaires bioclastiques (partie terminale de l'horizon Bile).

En raison de ces variations latérales de faciès, l'épaisseur du Barrémien inférieur bioclastique décroît très rapidement vers l'Est et le Sud (200 m aux Amayères, 100 m au col de Plate Contier, 50 m à l'extrémité SE du Dévoluy) tandis que l'âge des séries argilo-calcaires sous-jacentes varie : probablement Hauterivien supérieur pas très élevé aux Amayères, Hauterivien supérieur à *Pseudothurmannia angulicostata* dans la série du Lauzon, Barrémien inférieur basal au col de Garnesier.

n4b. Barrémien supérieur. Dans la partie SW de la feuille ce terme est bien représenté et a été distingué cartographiquement. Deux lithofaciès se rencontrent, dont les deux types peuvent être pris aux Amayères (feuille Mens) et au col de Plate Contier :

— *au col de Plate Contier*, le terme **n4b** est représenté par un ensemble d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur de calcaires bioclastiques roux, bien lités à la base, plus massifs et moins riches en oxyde de fer au sommet (biosparites ferrugineuses à Foraminifères, Algues dasycladacées et fragments de Métazoaires variés) ;

— *aux Amayères*, la série est essentiellement formée à la base de marnes jaunâtres, renfermant parfois d'assez nombreuses Orbitolines (*Palorbitolina lenticularis*), entrecoupées de petits bancs décimétriques, à patine rousse, de calcaires bioclastiques très fins (l'allochtonie relative de leur matériel constitutif est marquée par de nombreuses figures de bases de bancs). Au sommet elle comporte une barre massive de calcaires bioclastiques beiges, grossiers, d'une dizaine de mètres d'épaisseur.

Ces deux types de faciès passent latéralement de l'un à l'autre, l'importance des marnes diminuant fortement vers le Sud-Est jusqu'au sommet de Chamousset au Sud duquel elles disparaissent totalement (fig. n° 4)

Au point de vue biostratigraphique, l'ensemble marneux des Amayères renferme, à sa base, *Matheronites orbignyana* : la position stratigraphique de cette forme, à la base de l'horizon à Hétérocères du Vercors méridional, permet la corrélation des marnes des Amayères avec ce dernier niveau et, par conséquent, son attribution au Barrémien supérieur.

n5. Bédoulien. Les niveaux de cet âge ne sont bien distincts et suffisamment épais pour être cartographiables que dans la partie SW de la feuille (vallon de Garnesier) ; ils sont constitués de bancs de 20 à 40 cm de calcaires blancs à taches gris bleu, à grain sublithographique et à patine grise; des passées bioclastiques à *Palorbitolina lenticularis*, d'épaisseur décimétrique, ravinent les bancs et correspondent à des coulées de matériel bioclastique qui provenaient des bordures de la plate-forme urgonienne du Vercors.

La partie basale, plus marneuse, de cette succession est très certainement, au point de vue chronostratigraphique, l'équivalent latéral des couches inférieures à Orbitolines du Vercors ; la partie centrale, qui renferme les coulées bioclastiques, est l'homologue de la masse supérieure de l'Urgonien des massifs subalpins septentrionaux (son dernier banc a livré, au col de Plate Contier, une très riche faune de la

zone à Forbesi du Bédoulien) ; la partie terminale, marno-calcaire avec des bancs marneux intercalés, surmonte le Barrémo-Bédoulien calcaire et se situe au-dessous des marnes gargasiennes à *Schackoina cabri* ; elle représente donc l'équivalent exact des couches supérieures à Orbitolines du Vercors septentrional.

n4-5. Barrémo-bédoulien non différencié. Au revers oriental du Dévoluy la réduction des épaisseurs n'a pas permis de distinguer graphiquement les divers niveaux décrits ci-dessus ; toutefois, les calcaires sublithographiques bédouliens sont très généralement représentés au sommet de la barre bioclastique du Barrémien.

Formations marneuses du Crétacé « moyen »

Les formations marneuses de l'intervalle Gargasien-Albien-Cénomaniens n'affleurent que dans les synclinaux anté-sénoniens sous la couverture transgressive du Néocrétacé et n'y sont jamais représentées au complet. Deux termes d'âge non précisés ont été distingués.

n6-7. Marnes « bleues » (Gargasien-Albien). Marnes noires à patine verdâtre, comportant vers leur base des niveaux espacés de marno-calcaires clairs. Rares Ammonites pyrétiques, le plus souvent trop mal conservées pour être déterminables. L'épaisseur est de l'ordre de 20 à 100 m suivant les points.

n7-c1. Grès verts (Albien?- Cénomaniens ?). Des grès plus ou moins calcareux et plus ou moins riches en glauconie envahissent le sommet observable des marnes bleues n6-7. Ils y forment parfois des petits bancs décimétriques, avec figures de courant à leur base, séparés par des lits marneux, ce qui confère à ce terme un net cachet de flysch (Nord-Est du Dévoluy) ; il est alors puissant de 20 à 30 mètres et recouvert par des marno-calcaires gris-bleu, feuilletés, puissants d'au moins 30 mètres.

Ailleurs (Sud-Est du Dévoluy) les bancs de grès sont plus épais (50 cm à 1 m) et plus jointifs et leur puissance peut atteindre 50 mètres.

Néocrétacé calcaire

La puissante dalle des calcaires néocrétacés montre des faciès peu variés et dont l'ordonnance n'est guère constante d'une coupe à l'autre ; on a cependant tenté d'y distinguer cartographiquement plusieurs termes lithologiques superposés, mais qui se sont avérés passer latéralement de l'un à l'autre avec des récurrences (limites diachrones). Leur datation est par ailleurs très incertaine en raison de l'absence quasi totale de fossiles macroscopiques significatifs et de la pauvreté en microfossiles de la plupart des niveaux.

c3. Calcaires lithographiques et argileux (Turonien). A l'extrémité SE du Dévoluy (sommet de la Grand Combe) on trouve, comme sur la feuille Gap, un membre basal comportant des calcaires argileux gris en bancs de 30 cm en moyenne passant vers le haut à des calcaires clairs sublithographiques. La microfaune de *Globotruncana* indique un âge turonien à coniacien basal (C. Afchain, 1962).

Ce terme est absent ou représenté de façon incertaine dans le reste de la feuille ; il semble passer en continuité au membre suivant bien que l'ensemble des datations, sur la feuille Saint-Bonnet comme sur la feuille Gap, tende à indiquer une lacune presque totale du Coniacien et du Santonien.

c6-7a. Lauzes rubanées (Campanien-Maestrichtien). Succession très monotone de petits bancs, de 20 à 30 cm d'épaisseur, de calcaires gris clair à pâte assez fine, dotés d'un fin litage siliceux parallèle aux bancs, surtout net dans la partie basse de la formation en Dévoluy occidental. Ce litage s'efface plus haut par développement, dans toute la partie médiane du banc (sur la moitié ou les 2/3 de son épaisseur), d'un lit de cherts plus ou moins siliceux à patine beige ; les bancs à cherts sont espacés de 0,5 à 3 m et les lits de cherts eux-mêmes plus ou moins continus ou amygdalaires, montrent des surfaces à ondulations cérébroïdes de 5 à 30 cm de dimension.

En de nombreux points et notamment dans le Dévoluy occidental les lauzes rubanées reposent directement sur le Néocomien ou sur le Jurassique par une

surface de ravinement. Localement on y observe des lentilles conglomératiques métriques (versant est de l'Obiou, versant ouest de la montagne d'Aurouze) qui soulignent la surface de transgression.

Cette formation possède une puissance variable dont le maximum semble atteint dans le Dévoluy occidental (près de 500 m au Grand Ferrand et à l'Obiou). Elle livre à sa partie haute, des *Jereminnella pfenderae* et a fourni à P. Lory *Belemnitella mucronata* et *Scaphites constrictus*. En accord avec ces faunes la microfaune indique un âge campanien à maestrichtien inférieur (R. Dubois et J.C. Fontes 1962).

c7b. Lauzes à silex (Maestrichtien inférieur). Bien qu'elle admette des passées plus ou moins épaisses de faciès rubanés identiques aux précédents, cette formation est constituée dans sa majeure partie par des calcaires gris clair, régulièrement lités en bancs de 20 à 30 cm, où les silex véritables sont fréquents et non accidentels. Le calcaire a une pâte en général grise, plus ou moins claire et assez fine, avec toutefois des zones plus riches en grains de quartz ; les *convolute-laminations*, terriers et autres figures de bioturbation y sont abondantes dans certains lits.

Suivant les cas les silex se présentent de façon très variée : lits centimétriques à décimétriques, chapelets de silex amygdalaires, petits silex amiboïdes irrégulièrement dispersés, grosses boules pluridécimétriques de chert blond à cœur de silex et à surface plus ou moins amiboïde ou même fragments de silex brisés, dispersés dans la pâte de la roche. Il n'a pas été possible d'utiliser ces différences d'aspect pour faire des corrélations lithostratigraphiques en dépit de tentatives en ce sens. Dans de nombreux cas, en outre, les zones à silex brisés se sont avérées correspondre à des fractures de tassement synsédimentaire.

Sur 50 à 100 m d'épaisseur, à la base de ce membre, en Dévoluy occidental, on voit se développer plusieurs gros bancs décimétriques constitués par des calcaires clairs, cristallins, mal lités ou massifs, où les silex sont rares. La transition avec la formation précédente est en outre marquée par des interstratifications de lits rubanés et de bancs massifs à grosses boules (métriques parfois) de chert ou de silex.

La formation des lauzes à silex est de puissance très variable et semble passer latéralement aux lauzes rubanées à lits de cherts (ce faciès réapparaît même par places, à son sommet). Elle atteint 400 m dans les gorges de la Souloise, en aval de Saint-Disdier et se réduit, vers le Sud, jusqu'à 50 à 100 m en Dévoluy occidental au niveau d'Agnières et en Dévoluy oriental au niveau de la brèche de Féraud. Au Sud de ce dernier secteur elle se développe à nouveau sur plus de 300 m dans la montagne d'Aurouze.

Aucun fossile à signification chronostratigraphique vraiment caractéristique n'y a jamais été signalé et c'est donc par encadrement qu'il faut l'attribuer au Maestrichtien.

c7c. Lauzes à joints jaunes (Maestrichtien supérieur). Le sommet des calcaires sénoniens montre très généralement un faciès (peut-être diachrone d'ailleurs) de calcaires presque totalement dépourvus de silex, à pâte en général plus lithographique et plus claire (mais admettant des passées calcarénitiques plus sombres) ; le trait le plus caractéristique est que les bancs, épais de 30 cm en moyenne, sont dotés de joints siliceux à patine jaune qui apparaissent dans la majorité des cas comme constitués par un réseau de tubes de quelques millimètres de diamètre attribuables à des bioturbations.

Ce membre est, par places, séparé de celui des lauzes à silex par une vingtaine de mètres de calcaires argileux gris feuilletés ; ailleurs il semble venir en continuité avec les lauzes à silex ou le sommet des lauzes rubanées ou au contraire les recouvre localement en discordance.

On y rencontre accidentellement des lits gréseux riches en quartz et, plus souvent, des lits conglomératiques à éléments calcaires. Par ces intercalations ce terme semble passer latéralement aux suivants.

c7d. Calcaires bioclastiques (Maestrichtien supérieur). En plusieurs points, en particulier au SW du Grand Villard et à l'Ouest du col du Festre (Jas des Arres, etc.) les assises sénoniennes se terminent par des bancs de calcaire gris à patine brunâtre

qui ont un faciès assez proche de certains calcaires nummulitiques. La pâte est assez fine mais nettement bioclastique et parcourue le plus souvent de nombreuses bioturbations tubulaires de diamètre centimétrique ; les quartz détritiques n'y sont pas rares.

Aux Adroits (SW du Grand Villard) ces couches ont montré en lame mince la présence de *Globotruncana* ; à l'Ouest du col du Festre elles contiennent une microfaune maestrichtienne (*Orbitoides média*, *Siderolites*) et présentent un niveau riche en Bivalves avec notamment *Pycnodonta vesicularis*.

Ce membre doit donc être considéré comme l'équivalent approximatif des couches notées **c7P** sur la feuille Gap et **c7G** sur la feuille Mens.

c7P. Poudingues et brèches à ciment siliceux et à *Microcodium* (Maestrichtien ?).

Des lentilles conglomératiques à éléments calcaires décimétriques plus ou moins mal arrondis (formés de calcaires sénoniens), très comparables à certaines passées observées au sein des calcaires **c7C** (et incluant des récurrences de ces derniers) se développent localement de façon notable et reposent en discordance sur les termes inférieurs. Le ciment de ces poudingues possède un aspect scoriacé et une patine ocreuse et reste en saillie par dissolution ; il est souvent siliceux mais parfois calcaire et indistinct des galets en cassure ; dans certains cas (extrémité sud de la montagne de Gicon : les Prés de l'Aup) il possède une nette texture de *Microcodium*.

Ces poudingues peuvent atteindre plus de 50 m d'épaisseur (Pierre Baudinard, à l'Ouest de Saint-Disdier notamment). En de nombreux points ils manquent totalement ; sous la brèche de Feraud ils sont remplacés par une croûte de silex vert bronze, en lits de 10 cm, qui tapissent irrégulièrement mais avec une épaisseur atteignant 1 m le sommet des formations sénoniennes.

Ces couches ne sont pas datées paléontologiquement mais sont apparemment à rapporter au Maestrichtien supérieur comme les précédentes en raison de leurs intrications avec ces dernières et de leur caractère probable de couches de remaniement intraformationnel.

En quelques points un passage latéral apparent avec les couches du Nummulitique peut être également observé (par exemple 1,6 km à l'Ouest de Saint-Disdier). Il s'agit en fait, vraisemblablement, d'un remaniement sur place, lors de la reprise du dépôt, des assises marines du Nummulitique.

Tertiaire

Les formations tertiaires présentent, dans le cadre de la feuille, des variations assez rapides de faciès et de puissance ; les divers termes lithologiques qui ont été distingués passent latéralement les uns aux autres dans une assez large mesure et leurs limites sont donc très vraisemblablement diachrones.

eP. Poudingues et formations continentales de la base du Tertiaire. Une partie des couches **eP** des feuilles Gap et Mens semble, en fait, plutôt l'équivalent des couches **c7P** que de celles notées **eP** sur la présente feuille. Ces dernières sont constituées par des poudingues à éléments souvent très hétérométriques (galets et blocs de quelques centimètres à quelques mètres avec une taille moyenne décimétrique) qui viennent souvent en discordance et ravinement sur les formations sénoniennes.

Le matériel y est essentiellement sénonien, parfois avec une grande abondance de galets à silex. Exceptionnellement, ces poudingues reposent directement sur le Jurassique (2 km au S.SW du col du Festre) et ils contiennent alors, en prédominance, des galets jurassiques, ce qui atteste de l'origine proche des matériaux.

Le ciment est ordinairement grésocalcaire et ressemble beaucoup à la pâte des calcaires à Nummulites (**e6-7C**) dont on trouve de-ci, de-là des bancs intercalés. Plus rarement (Ouest du col du Festre), il est formé par un grès quartzueux clair à peine calcaire.

A l'extrémité NE du Dévoluy, ces conglomérats atteignent leur puissance maximale qui dépasse 100 m au pic Pierroux ; ils montrent alors des intercalations de marnes rouges particulièrement importantes à leur base et à leur sommet ; sous la bergerie de l'Aiguillette, ils sont séparés du Sénonien par une trentaine de mètres

d'alternance de calcaires argileux gris et de marnes rouges et vertes. Ces couches n'ont fourni aucun fossile mais peuvent représenter des dépôts continentaux de l'Éocène (Paléocène à Lutétien?).

eG. Grès et sables continentaux éocènes. Des sables blancs ou rouges, siliceux, totalement décalcifiés, forment des placages d'épaisseur métrique en diverses localités (1 km à l'Ouest de Chaup d'Agnières ; Ouest du col du Festre) ; il s'agit sans doute, là encore, de dépôts continentaux éocènes (au col du Festre, ils sont recouverts par les calcaires à Nummulites) analogues à ceux du synclinal de Lus (feuille Mens).

e6-7C. Calcaires à Nummulites (Priabonien). Calcaires gris sombre plus ou moins riches en grains de quartz, à patine d'un brun terreux et à litage irrégulier, le plus souvent en bancs de 0,5 à 2 m avec des joints plus marno-calcaires. Suivant les cas, leur base est directement transgressive sur le Sénonien ou encroûte les conglomérats **Ep** ; par places, les premiers bancs possèdent un faciès un peu distinct : couches à Pectens et débris charbonneux de plantes, calcaires à petits Polypiers ou micro-brèches souvent riches en éclats de silex et ayant fourni des *Chapmanina* à R. Dubois (1961).

Les *Nummulites* sont souvent abondantes avec les espèces *Nummulites striatus*, *N. vase us*, *N. boulei*.

Ces couches sont puissantes de 0 à 50 m et passent de façon transitionnelle au terme suivant. Elles sont à attribuer à un Priabonien plutôt élevé mais sont certainement, dans le détail, d'âge variable d'un point à un autre ; elles donnent lieu effectivement en certains points (extrémité sud de la montagne du Gicon) à des récurrences, au sein de la formation qui leur est normalement superposée, en relation avec le jeu synsédimentaire de fractures déterminant un relèvement local du fond marin.

e6-7M. Marno-calcaires priaboniens. Marno-calcaires mal lités, fort sensibles au développement d'une schistosité, à pâte gris sombre et à patine gris brunâtre, ils font suite de façon progressive aux calcaires **e6-7C** et passent de façon encore plus progressive, vers le haut, aux marnes e7. Ils sont pratiquement azoïques ; leur puissance moyenne est de 100 m mais cette valeur peut être portée à 300 m (vallon de l'Aup à l'extrémité NE du Dévoluy).

e7. Marnes à Globigérines (Éocène terminal - Oligocène). Marnes gris sombre, à patine brunâtre, comportant de petits lits plus ou moins pélitiques ou gréseux et des lits à empreintes d'écaillés du Poissons. En Dévoluy, les bancs gréseux deviennent plus nombreux et plus épais en direction du NW (Rioupes, Gicon), ce qui confère à la formation un aspect de flysch ; ils prennent alors souvent un faciès glauconieux par lequel se manifeste le passage latéral à la formation suivante.

La microfaune (*Caucasina*, *Uvigerina*) permet (M. Sigal, in M. Ducroz, 1962) de rapporter ces marnes au Priabonien supérieur ou à la base de l'Oligocène.

e7-g. Grès de Saint-Disdier (Éocène terminal - Oligocène). A l'Ouest d'une ligne Gicon - Puy de Rioupes, les marno-calcaires priaboniens puis les calcaires à Nummulites (et même le Sénonien) supportent directement une formation de grès glauconieux en bancs de 0,5 à 3 m, séparés par des lits plus argileux, de caractère molassique accusé. Cette *molasse verte* semble bien constituer en partie un équivalent latéral des marno-calcaires et des marnes priaboniennes qu'elle envahit de plus en plus d'Est en Ouest dans le flanc oriental du synclinal de Saint-Disdier (environs du village de Gicon). Toutefois, la partie haute de la formation montre le développement de niveaux de marnes rouges et de bancs de grès qui ont livré des Characées attribuées au Stampien (faciès *molasse rouge* analogues à ceux bien connus dans les Alpes de Haute Provence) ; il n'a cependant pas paru possible de distinguer cartographiquement ces faciès rouges, qui apparaissent progressivement (et d'autant plus précocement que l'on se trouve plus au SW) et admettent des récurrences des faciès de molasse verte (notamment au Sud du col du Festre et dans l'angle sud-ouest de la feuille).

ALLUVIONS QUATERNAIRES

La feuille Saint-Bonnet présente un grand développement des formations quaternaires, glaciaires ou fluviales, qui encombrant les zones déprimées et principalement la vallée du Champsaur. Le classement chronologique de ces formations présentant des difficultés et des incertitudes, il paraît préférable de les classer d'abord par catégories sédimentologiques successives.

Éboulis

On a distingué les différents types suivants :

Ev. Éboulis anciens : on a rangé sous cette notation d'épaisses formations ébouleuses, colonisées par la végétation, qui tapissent les versants rocheux des vallées. Elles peuvent atteindre plus de 100 m d'épaisseur et sont, en général, limitées à leur sommet par une surface plus ou moins aplanie, dont la pente est plus douce en tous cas que celle des éboulis récents. Ces éboulis se distinguent en outre par le fait qu'ils sont fortement entaillés par les ravins actuels ce qui atteste de leur formation dans un système morpho-climatique nettement différent du système actuel.

Certaines de ces masses ébouleuses hébergent (notamment en rive gauche du Champsaur) des panneaux rocheux effondrés qui atteignent des dimensions hectométriques à décamétriques et proviennent, évidemment, d'anciens tassements de versant ; ils contiennent, de façon d'ailleurs irrégulière, des zones riches en blocs métriques à décamétriques, mais présentent souvent aussi l'aspect fin et régulier des éboulis de gélivation. Ces caractères portent à penser qu'il s'agit là d'une formation qui s'est constituée lors d'une époque de retrait glaciaire.

L'ancienneté relativement importante de ces éboulis est encore soulignée par le fait qu'ils sont, en plusieurs points, assez nettement *recouverts* par la moraine la plus élevée des stades de la glaciation du Würm (le plus souvent cette moraine s'appuie sur le flanc du talus de ces éboulis). Au Nord-Ouest de Poligny, en outre, ils semblent être recouverts par un matériel glaciaire qui atteint une côte supérieure à celle des dépôts du Würm et qui, pour cette raison, est à rattacher au moins au Riss.

Il est donc certain que ces formations doivent être attribuées à un Quaternaire relativement ancien, au moins rissien (et probablement antérieur, dans certains cas au moins, au dépôt des dernières moraines rissiennes du Champsaur). Il faut peut-être envisager un âge encore antérieur (Mindel?) pour la puissante nappe d'éboulis anciens conservée par lambeaux entre les versants nord et est de l'Obiou ; en effet, l'altitude élevée de sa surface jointe à la modicité de sa pente ne permet d'envisager son raccord avec un fond de thalweg qu'à la condition que ce dernier n'ait été creusé beaucoup moins profondément que le thalweg actuel.

Les formations **Ev** de la feuille Saint-Bonnet doivent être les équivalents de celles notées **Ew-r** (et certaines notées **Gr**) sur la feuille Gap et de celles notées **Ew** sur la feuille Mens. Ces diverses notations ont paru ici inappropriées, pour les raisons d'âge vraisemblable exposées ci-dessus.

Ey. Éboulis stabilisés : éboulis d'ancienneté modeste mais ne recevant plus d'alimentation permanente actuelle et de ce fait colonisés par la végétation. Ils sont à peine réentaillés par les érosions actuelles et leur surface se raccorde souvent à des surfaces d'alluvionnement datant du Würmien ; il est probable, par conséquent, qu'ils se sont principalement accumulés depuis le début du retrait du Würm (de sorte qu'ils auraient mérité la notation **Ey-w** ; celle-ci n'a pas été adoptée pour ne pas alourdir la désignation) ; il s'agit le plus souvent, de fait, d'éboulis de gélivation dont les fragments ont une taille décimétrique à centimétrique et qui possèdent une matrice terreuse jaune plus ou moins abondante.

Ez. Éboulis vifs : ce sont les éboulis les plus récents, principalement développés en altitude où ils sont encore alimentés par les falaises actuelles et très incomplètement colonisés par la végétation ; ils sont particulièrement abondants au pied des abrupts sénoniens du Dévoluy et de ceux, cristallins, du massif du Pelvoux. Leur calibre est

assez variable, décimétrique à métrique le plus souvent ; leur nappe se superpose généralement à celles d'éboulis plus anciens, **Ey** et parfois **Ev**, mais ils se forment également aux dépens d'entailles ouvertes dans ces derniers.

Eb. Éboulements à gros blocs : on a distingué les principales masses ébouleuses à blocs, atteignant un à plusieurs mètres, qui résultent d'effondrements catastrophiques de pans de falaises. Leur âge peut être des plus variables, on a noté **EBZ** les éboulements les plus récents et **EBY** ceux, plus anciens, largement colonisés par la végétation.

EJ. Cônes de ruissellement : cônes d'éboulis entraînés en épandage par des ruissellements très temporaires (au débouché de ravins secs). On a distingué les cônes actifs (**EJz**) des cônes plus anciens (**EJy**) sans que cette distinction ait une valeur rigoureuse.

Eg. Rock-glaciers, éboulis glissés, moraines de névé : éboulis d'âge et de nature variés, mis en mouvement par glissement et dessinant des ressauts et bourrelets successifs (crevasses et loupes de glissement). Lorsque le glissement a colmaté un fond de vallon, on voit se développer des bourrelets pseudomorainiques caractéristiques des rock-glaciers (= glaciers pierreux). Certains cônes d'éboulis sont ceinturés à leur base par un arc morainique (moraine de névé) résultant du glissement des matériaux ébouleux à la surface de névés plus ou moins permanents : on leur a affecté la même notation et on a représenté l'arc morainique.

Alluvions glaciaires

Les formations glaciaires, caractérisées par leur absence presque totale de classement, leur hétérométrie et la présence de blocs anguleux mêlés de galets striés, couvrent une grande superficie sur cette feuille.

A l'intérieur du Dévoluy, leur matériel est exclusivement local, ce qui, dans certaines conditions d'affleurement défectueuses, n'aide pas à les distinguer des éboulis. En Champsaur, par contre, la présence de blocs de grès, surtout lorsqu'ils sont mouchetés de blanc (Grès du Champsaur, affleurant en place sur la feuille Orcières) est un critère très sûr ; en rive gauche de la vallée, on peut aussi se fier à la présence de blocs cristallins, tandis que ces derniers peuvent avoir une origine ébouleuse sur la rive droite.

Ce matériel morainique possède une matrice plus ou moins argileuse ou sableuse, et ne présente ici, hormis quelques cas actuels, qu'une tendance modeste aux glissements de terrain. Par contre quelques grands glissements en masse, actuellement stabilisés semble-t-il, ont affecté les dépôts glaciaires dans les secteurs où ils reposent sur un soubassement argileux (Terres noires par exemple) : tel est le cas à l'Est de Chauffayer, au Sud des Infournas et aux environs de Saint-Bonnet.

Au point de vue de leur âge, on a distingué les termes suivants :

Gv. Moraines rissiennes, à morphologie molle (avec des crêtes souvent difficiles à reconnaître avec certitude) formant des placages discontinus (car très disséqués par l'érosion) sur les plus hautes pentes, où ils supportent souvent une couche plus ou moins notable d'éboulis plus récents.

On les rencontre assez régulièrement au-dessus de 1 200 m d'altitude en rive droite du Champsaur, mais elles sont par contre plus souvent absentes en rive gauche. Un lambeau de moraine attribué au Riss tapisse également le sommet de la haute terrasse de Pellafol. Enfin, on a rapporté au Riss l'important colmatage glaciaire garnissant l'intérieur de la dépression du vallon des Queyras à l'Est de Saint-Disdier-en-Dévoluy.

Gw. Moraines du Würm II : elles se caractérisent, le plus souvent, par une morphologie fraîche avec des crêtes bien reconnaissables qui permettent d'y distinguer plusieurs stades emboîtés.

• *Dans le Champsaur, en amont de la Guinguette* (où les moraines sont dues au glacier du Drac), on a séparé graphiquement sur la carte les stades suivants :

Gw1. Stade supérieur, culminant vers 1350 m au niveau du col Bayard et de Chaillol et s'abaissant jusqu'à 1100 m dans la région des arcs frontaux entre la Motte-en-Champsaur et le Noyer. Il correspond à la première oscillation positive dans le retrait des glaciers, après le maximum du Würm II.

Gw2. Stade de Poligny (et de l'Aulagnier) rarement marqué par de belles crêtes morainiques, mais plus souvent représenté par une banquette d'alluvions glaciaires qui culmine vers 1250 m dans la trouée de diffluence du col Bayard.

A Poligny, trois sous-stades (**Gw2a**, **Gw2b**, **Gw2c**), associés à des épandages d'alluvions glaciaires emboîtés, peuvent localement être séparés.

Gw3. Stade supérieur de la Fare, représenté également par une banquette d'alluvions glaciaires, sans crête morainique nette, qui constitue un niveau distinct, entre la Fare et Saint-Laurent-du-Cros, en rive gauche du Drac (entre 1100 et 1150 m d'altitude). Ce stade est représenté par les formations notées **FGw2** sur la feuille Gap dans le secteur du col Bayard.

Gw4. Stade inférieur de la Fare, doté d'une moraine fort nette au Nord-Ouest du Cros, ainsi qu'aux Forestiers (où il a été noté **Gw3** sur la feuille Gap). Son altitude est comprise entre 1 050 et 1 100 mètres.

Les moraines des stades **Gw3** et **Gw4** montrent, vers l'aval (en direction du NW), un ennoisement sous la surface de la terrasse de Saint-Bonnet (Fw-x) ; les chenaux d'écoulement, actuellement inactifs, qui s'en échappent et longent extérieurement les bourrelets morainiques, se raccordent à cette surface et constituent un élément de corrélation chronologique.

- *Dans le secteur de Chauffayer*, en aval de la Guinguette, les moraines ont été abandonnées par le glacier de la Séveraysse, qui descendait du Valgodemard ; elles y dessinent un bel amphithéâtre, ouvert vers le NE, qui s'appuyait, à son extrémité frontale, sur les basses pentes du Dévoluy, obturant ainsi la vallée du Drac.

Les crêtes morainiques sont ici trop serrées pour autoriser la distinction cartographique de plusieurs stades mais il semble que l'on y retrouve aussi 4 stades, représentés chacun par une crête morainique ; on ne peut cependant affirmer avec certitude qu'il y ait équivalence chronologique exacte de ces 4 moraines avec les stades de la vallée du Drac. L'ensemble du glaciaire attribué au Würm II a été représenté sous la notation **Gw**.

- *En Dévoluy*, les multiples arcs morainiques abandonnés par les glaciers locaux peuvent être répartis et coordonnés en 5 groupes (attribuables à autant de stades emboîtés). Le degré de fraîcheur de ces formes morainiques et l'ampleur de l'extension glaciaire qu'elles indiquent paraissent très compatibles avec l'attribution de la plupart d'entre elles au Würm. En outre, les moraines du bois des Gillardes, correspondant à l'arc externe de l'un des dispositifs du Dévoluy, montrent leur raccord, par des formations fluvio-glaciaires, avec la terrasse de maximum du Würm II à la Posterie de Pellafol. Aussi a-t-on mis en parallèle les 4 stades les plus externes avec les stades du Würm II du Champsaur et les stades plus internes avec ceux du Würm III.

Toutefois, ici plus encore que pour les moraines de la Séveraysse, il n'est pas possible de garantir la correspondance exacte des stades distingués avec ceux du glacier du Drac.

Gx. Moraines du Würm III. Les moraines les plus internes des vallums du Champsaur (en amont de Saint-Bonnet) et de la Séveraysse (à Chauffayer) reposent sur les alluvions fluvio-glaciaires du Würm II : ceci témoigne d'un épisode d'avancée glaciaire que l'on rapporte donc au Würm III ; deux stades de retrait succèdent à cette avancée :

Gx1. Moraines du Cros et de Robin, en Champsaur, et de **Chauffayer**.

Gx2. Moraines de Serre Repiton, tout à fait à l'angle SE de la feuille (en Champsaur).

Les chenaux de fusion issus de ces moraines se raccordent à la surface de la terrasse (**Fw-x**) de Saint-Bonnet.

Dans le vallum de Chauffayer le glaciaire du Würm III a été noté Gx sans autre distinction. En Dévoluy on a attribué au Würm III (sans preuves stratigraphiques) les vallums les plus internes du vallon de Saint-Étienne.

Gy. Moraines postwurmienne : on a distingué sous cette notation, les dépôts glaciaires, certainement récents, abandonnés dans les cirques montagneux, très en retrait, par conséquent, par rapport aux moraines wurmiennes.

Dépôts fluviatiles et torrentiels

Ils sont caractérisés par le classement de leurs éléments en couches, plus ou moins nettement séparées, de matériels de calibre différent, plus ou moins fin (sable) ou grossier (galets). Les cônes de déjections, à pente forte, qui sont développés au débouché des ravins et sont riches en matériel anguleux mal classé, s'opposent aux vraies terrasses fluviatiles, à surface presque horizontale, à classement accentué du matériel où les galets sont presque toujours bien arrondis ; mais les limites entre les deux sont imprécises surtout dans les vallées étroites.

On a été amené à distinguer, en fonction de leur âge, les formations suivantes :

Fv. Terrasse rissienne du Drac. Elle est représentée sur la feuille par la terrasse fluviatile supérieure des Payas de Pellafol, culminant vers 950 mètres. Celle-ci est, suivant les points, entaillée (Pellafol) ou recouverte (la Croix de la Pigne et rive droite du Sautet) par les alluvions plus récentes. Elle est constituée de cailloutis bien arrondis, de calibre moyen décimétrique, avec des passées plus sableuses, mais pratiquement sans matériel argileux.

Jv. Cônes et pédiments rissiens du Trièves. En Trièves (Menglas, Saint-Baudille-et-Pipet) on trouve des témoins d'anciennes surfaces topographiques de colmatage qui sont fortement entaillées par l'érosion récente.

Elles sont inclinées en pente assez forte vers l'Ouest, au flanc de la montagne de Chatel, et sont constituées d'un matériel caillouteux assez hétérométrique et médiocrement classé en général mais avec des lits sableux, plus importants vers l'aval, dont l'épaisseur peut être considérable (Saint-Baudille) ou médiocre. On doit y voir des surfaces de pédiments formées par les déjections torrentielles à une époque anté-wurmienne.

Deux niveaux peuvent y être reconnus ; ils ont été attribués respectivement au Riss I (**Jv1**) et au Riss II (**Jv2**) en fonction des étagements reconnus dans le reste du Trièves (ils correspondent aux dépôts notés **P1** et **P2** sur la feuille Mens).

Fw. Terrasses wurmiennes anciennes du Drac (Würm II ; 70000 à 30000 ans). Plusieurs terrasses sont rapportées au Würm II.

Fw1. La terrasse inférieure de Pellafol, qui culmine vers 950 m ; les coupes naturelles y montrent de bas en haut :

Fw1a, une formation caillouteuse basale qui culmine peu au-dessus du niveau du lac du Sautet et peut sans doute être considérée comme déposée pendant l'avance glaciaire du Würm,

Lw1, un remplissage principal, riche en niveaux argileux lacustres, passant latéralement à des sablons, intercalés entre des graviers plus ou moins grossiers ; ce niveau se retrouve, en amont de Corps, jusqu'à Chauffayer,

Fw1b, un entablement supérieur glacio-lacustre caillouteux attribué au maximum du Würm, car il se raccorde, en amont d'Aspres, aux crêtes morainiques les plus externes du vallum wurmien du Valgodemard ; il culmine vers 950 mètres.

Fw1. La haute terrasse du Champsaur, qui culmine entre 1050 et 1100 m, est représentée en rive gauche, au Noyer, et en rive droite, à Saint-Eusèbe. Elle montre, de la même façon, deux niveaux (notés **Fw1a** et **Fw1b**) de cailloutis plus ou moins grossiers, séparés par des niveaux, particulièrement développés à mi-hauteur, d'argiles varvées lacustres (notées **Lw1**). Vers le haut, cette terrasse est assez

largement recouverte, au-dessus de 1 050 m, par les alluvions morainiques des stades extrêmes wurmiens.

Les terrasses de Pellafol et du Champsaur doivent être considérées comme distinctes car leurs surfaces ont des altitudes différentes ; en raison de leur constitution et de leurs rapports avec les formations morainiques elles apparaissent toutefois l'une et l'autre comme des dépôts glacio-lacustres d'obturation dont les matériaux ont été déposés dans la vallée du Drac, en amont de barrages constitués respectivement par les langues glaciaires de la Bonne (à la Mure) et de la Séveraysse (à Chauffayer) pendant la progression des glaciers, lors du maximum d'extension du Würm II (fig. n° 2). Elles ont, pour cette raison, été indiquées sous la même notation. En outre la présence de niveaux argileux y est à l'origine de glissements de terrain nombreux et vastes (dont peu méritent d'être considérés comme véritablement stabilisés) ; localement, ces glissements dégénèrent en véritables coulées boueuses (rive droite du Drac, sous Saint-Eusèbe).

Fw2, Fw3, Fw4. Les terrasses de Pouillardenc, de Poligny, du Villard et de Charbillac : entre Charbillac (en rive droite du Drac) et Poligny - le Noyer (en rive gauche), on trouve un certain nombre de surfaces étagées, emboîtées dans le matériel de la terrasse de Saint-Eusèbe ; elles semblent représenter des niveaux successifs d'érosion, puis de modeste colmatage cataglaciare, correspondant aux étapes de la décrue glaciaire qui a succédé au maximum du Würm II ; on peut, en effet, distinguer leurs corrélations avec les stades morainiques auxquels on a affecté les mêmes numéros dans la notation (en particulier en suivant le trajet des effluents d'eaux de fusion dont les chenaux viennent se raccorder à chacune de ces surfaces).

Fx. Terrasses wurmiennes récentes (Würm III, moins de 30000 ans).

Fx1. La terrasse de Chauffayer, et son homologue en rive gauche du Drac, **la terrasse du Glaizii,** culminent l'une et l'autre à l'altitude de 910 m ; elles doivent être attribuées à un cataglaciare du retrait du Würm III car elles recouvrent les moraines les plus externes abandonnées par la récurrence glaciaire de cette époque. Le matériel y est essentiellement caillouteux ou sableux sans niveaux argileux connus.

Fx2. Une deuxième terrasse, culminant à une altitude inférieure (860 m), est conservée dans l'ombilic de Chauffayer (les Richards en rive gauche de la Séveraysse, pentes inférieures de la Broue, en rive droite). En rive gauche du Drac, on voit s'étaler au même niveau, les cônes de Lesdiguières (**Jx2**) qui sont à rattacher également à ce 2^{me} stade cataglaciare du Würm III.

Fw-x. La terrasse de Saint-Bonnet atteint l'altitude de 1 020 m et ne possède qu'une pente très faible vers l'aval. Sous un épandage de cailloutis fluvio-glaciaires superficiels, elle montre un niveau de matériel fin, sableux à argileux, de type glacio-lacustre puis un niveau inférieur caillouteux.

Les cailloutis inférieurs sont recouverts, à l'amont de Saint-Bonnet, par la moraine **Gw1** de Robin tandis que les cailloutis supérieurs passent latéralement au matériel morainique par l'intermédiaire de niveaux à litages obliques deltaïques.

Ces faits amènent à considérer que la terrasse de Saint-Bonnet s'est édifiée progressivement, par sédimentation glacio-lacustre dans la dépression fermée créée par le barrage des moraines **Gw1**, **Gw2** et **Gw3** de Poligny et de Chauffayer, durant la fusion des langues glaciaires du Würm II et pendant la recue puis le nouveau recul glaciaire du Würm III. C'est pour cette raison que les différents chenaux d'eau de fusion émis par les moraines **Gw4**, **Gx1** et **Gx2** viennent se raccorder, à tour de rôle, à la surface de cette terrasse.

Jw, Jw-x, Jx. Cônes de déjections périglaciaires wurmiens. Un certain nombre de cônes de déjections s'appuient (sans emboîtement) sur des formations glaciaires du Würm II ou du Würm III, ou bien se raccordent à des terrasses wurmiennes ; ils ont été, pour cette raison, distingués des cônes post-wurmiens, mais, dans la majorité des cas, il a paru illusoire d'en préciser l'âge, car leur édification a dû être progressive et durer pendant toutes les étapes de la déglaciation. Tel est le cas en particulier pour les épandages alluviaux qui encombrant les vallons principaux du Trièves

oriental : ils sont entaillés par les érosions subactuelles mais se raccordent à l'aval (feuille Mens) avec les colmatages du Würm II et du Würm III ; ils ont été notés **Jw-x**. Les cônes notés **Jx** sont issus de thalwegs entaillant les dépôts du Würm II et entaillés à leur tour par les cônes stabilisés (ils sont surtout distincts dans les secteurs de Saint-Bonnet et Saint-Firmin). Les cônes notés **Jw** s'appuient sur les alluvions du Würm II et sont entaillés par les écoulements donnant naissance aux cônes **Jx**.

Fy, Jy. Alluvions récentes (post-wurmiennes). Alluvions sableuses ou, plus souvent, caillouteuses, déposées dans les thalwegs qui entaillent les formations wurmiennes ou plus anciennes. Elles forment des terrasses (Fy) ou des cônes de déjections (Jy) qui sont légèrement entaillés par les cours d'eaux actuels et en dominent le thalweg au maximum de quelques mètres. Certains cônes notés **Jy** qui ne sont pas emboîtés dans des alluvions d'âge wurmien reconnu peuvent correspondre à des dépôts accumulés depuis le début du Würm.

Fz, Jz. Alluvions actuelles. Cailloutis déposés par l'activité actuelle des cours d'eau et occupant le niveau le plus bas dans leur thalweg, de sorte qu'ils sont soumis périodiquement à l'action des crues. On les a répartis sous deux notations : Fz. Alluvions fluviales des fonds de vallée. Jz. Cônes de déjections actifs.

Js. Déjections par coulées boueuses. Cônes de déjections très hétérométriques, avec gros blocs noyés dans une matrice plus fine, mis en place à l'occasion de coulées boueuses.

Lt. Dépôts de lavage, limons, tourbes. Alluvions de granulométrie fine, le plus souvent peu épaisses, garnissant les zones plates à l'intérieur de dépressions fermées.

Certaines dépressions fermées recèlent de la tourbe ; celle de la Joue du Loup, à l'Est d'Agnières, a fait l'objet d'analyses polliniques qui montrent que le début de sa formation remonte au Wurmien.

U. Tufs calcaires. On a représenté sous ce figuré l'accumulation de tuf, large de plusieurs centaines de mètres, qui s'est développée dans les pentes dominant Saint-Étienne-en-Dévoluy.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

La surface couverte par la carte Saint-Bonnet peut se diviser en trois zones distinctes : le massif du Dévoluy au centre, le Drac et ses affluents dans la partie est et nord-est et enfin une fraction du Trièves à l'Ouest.

Le Dévoluy

Les conditions géologiques sont telles en Dévoluy que, malgré une structure d'ensemble plutôt favorable, l'alternance de marnes, de calcaires et de marno-calcaires sur plus de 1500 m ne permet pas d'escompter des réserves d'eau souterraines importantes.

En fait la seule possibilité pour constituer un réservoir souterrain dans les calcaires non poreux est que ceux-ci soient caverneux, ce qui est le cas des calcaires senoniens. C'est sans conteste la formation aquifère la plus importante du massif.

Néanmoins, les grès verts tertiaires fissurés, les dépôts glaciaires, les éboulis et les horizons chevauchants et disloqués de calcaires senoniens peuvent constituer des systèmes aquifères, bien que modestes, dans la mesure où ils sont installés sur

des formations imperméables (moins perméables). Les débits obtenus aux meilleures sources dans ces cas-là ne dépassent pas vingt litres/s, alors qu'aux exurgences du karst, le débit est de plusieurs m³/s.

Malgré tout, remarquons que sans la présence de telles formations, les eaux de surface seraient inexistantes en Dévoluy ; elles constituent actuellement la source d'alimentation en eau des populations.

Le karst des calcaires sénoniens du Dévoluy, dont le développement paraît s'étendre jusqu'aux marnes et marno-calcaires du Crétacé inférieur, affecte non seulement le calcaire senonien mais aussi les formations qui l'encadrent : complexe de base de la série tertiaire, essentiellement calcaire, ainsi qu'une partie des formations calcaires sous-jacentes.

La structure globale de cette carapace est celle d'une cuvette ouverte vers le Nord et relevée dans sa partie sud. Cette architecture est dans l'ensemble bien conservée ; toutefois la présence d'un réseau de failles entrecroisées, qui a assez largement haché la masse calcaire, est la cause première de l'installation du karst.

D'autre part, les conditions de pénétration de l'eau dans les calcaires sont favorables : grandes surfaces d'affleurement à faible pente. De plus, les conditions particulières d'absorption qui caractérisent la morphologie karstique sont bien développées : lapiaz, dépressions fermées, vallées sèches, pertes, gouffres (*chouruns*). Ces derniers restent des caractères marquants de ce karst. On en dénombre actuellement plus d'une centaine, tous installés dans des fractures ou des joints de stratification préalablement décollés par le jeu de la tectonique ; leur profondeur peut être importante : elle varie pour les plus profonds entre 300 et 958 m (au chourun des Aiguilles).

Les exurgences du karst sont peu nombreuses : elles se situent dans la partie nord du massif, de part et d'autre de la Souloise, et se répartissent respectivement sur la rive droite : *la Grande Gillarde* et, pour la rive gauche, l'ensemble des *Petites Gillardes*. La première est permanente, les secondes temporaires. Ces sources drainent les eaux tombées sur l'ensemble des calcaires sénoniens du Dévoluy. Leur débit instantané peut atteindre plus de 50 m³/s en moyenne. D'autre part, leur indice de variabilité est élevé, puisque les débits moyens journaliers s'étalent entre 1 m³/s et 35 m³/s en moyenne. Leur température oscille, suivant les saisons, entre 5°9 et 7°8, plage de température constatée à ce jour, avec un léger décalage entre la Grande et les Petites Gillardes.

Leur chimisme bicarbonaté-calcique est loin d'être constant puisque la résistivité varie entre 4500 et 6500 ohms/cm ; le pH par contre reste relativement constant autour de 7,8.

En amont des Gillardes, sur la rive droite de la Souloise dans la zone centrale du Dévoluy, se situent deux exurgences temporaires : *le Puits des Bans* et *la grotte de Crève-cœur* ; ces deux cavités font partie d'un même système hydraulique souterrain, dont elles constituent des piézomètres naturels. Si la fréquence des sorties d'eau est très faible, par contre le niveau dynamique que l'on rencontre à l'intérieur du Puits des Bans évolue au gré de l'alimentation et de la vidange du karst.

Les connaissances actuelles conduisent à envisager le transit de l'eau dans les calcaires comme devant correspondre au schéma suivant : après infiltration, l'eau suit un parcours quasi vertical qui la conduit à un réseau noyé dans lequel elle circule en direction des Gillardes. Les hauteurs de cheminement vertical ainsi que le gradient de la zone noyée dépendent de l'état hydraulique du karst.

Le Drac et ses affluents

La zone où coule le Drac et ses affluents qui viennent du Nord présente des caractères particuliers. Des nappes existent dans les alluvions ; souvent peu étendues elles ne sont pas exploitées sauf celle de la vallée du Drac en amont de Saint-Bonnet.

L'alimentation de ces aquifères se fait par les infiltrations dans les cônes de déjections ou dans les éboulis qui tapissent les flancs. A la faveur d'hétérogénéités dans les alluvions apparaissent des sources qui sont des exutoires de ces nappes (source de la Sagne dans la vallée de la Séveraisse).

Sur les versants, si les sources sont assez nombreuses, elles sont très rarement importantes. Elles sont, pour la plupart, en relation avec les formations quaternaires (moraines, éboulis, etc.) surtout sur les basses pentes. Plus en altitude, il existe des sources liées à des changements de lithologie ou à une fissuration marquée de certains horizons.

Il faut dire un mot des anciens réseaux d'irrigation dont les traces sont encore très visibles sur les versants au Nord du Drac. Ces canaux étaient alimentés par des prises d'eau sur tous les différents torrents affluents du Drac. Il y a là une preuve de la faiblesse des ressources en eau gravitaire sur les versants eux-mêmes. L'absence de sources suffisantes a conduit les agriculteurs à la réalisation de ces ouvrages considérables.

La partie orientale du Trièves

Le substratum imperméable de toute cette zone ne permet pas la présence de ressources en eau souterraine. Les sources, par contre, sont assez nombreuses et, pour la plupart, en relation avec des formations quaternaires (moraines, éboulis et cône de déjections).

On peut signaler enfin l'existence de sources minéralisées (la Fontaine du Soufre à Treminis) en liaison avec l'oxydation des pyrites contenues dans les Terres noires.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substances	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Gorges-du-Drac	845.3 × 4 001	Zn	Blende Sidérite	Disséminé	Spilite (Trias)	Indice - Diaclases dans spilits dans les gorges du Drac maintenant noyées
Pointe-de-Rogne Versant sud	845.3 × 4 002	Cu	Malachite Cuivre	Imprégnation	Spilite (Trias)	Indice
Saint-Maurice (Le Roux, Montagne de Reyssac, Travaux des Anglais)	845.4 × 4 001	Pb Cu Zn	Galène Chacopyrite Cuivre gris Barytine Blende Pyrite Fluorine Malachite	3 filons NS pendage 80E puissance 0,30-1,50 m Faille EW	Massif cristallin du Pelvoux	Concession 31/8/1860-12/1/1922 3 niveau de travaux : — Niv. sup. (1350-1450) : 6 galeries totalisant 300 m, sur les 3 filons. Dépilages — Niv. intermédiaire (1270) : T.B. 250 m, traçages 40 m — Niv. inférieur (1046) : T.B. 750 m, traçages 100 m, recoupe Production insignifiante fin 19 ^e siècle.
Petit Adrech de Riou Froid	845.5 × 4 001	Fe			Calcaire (Malm)	Petite extraction ancienne
Les Héritières	845.8 × 4 001	Cu	Azurite Chalcopyrite Malachite		Spilite	Indice ayant fait l'objet d'une galerie de 3 m en 1880 Enduits sur quartz, veinules millimétriques
Ruisseau de Adroit (Les Infornas)	845.8 × 4 002		Graphite	Amas	Gneiss	Graphite en veinules ou amandes, massif et compact Petits travaux d'exploitation vers 1900 (cirage).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

BIBLIOGRAPHIE

Massif du Pelvoux

- AUMAITRE R., BUFFET G. (1973) — Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif Ecrins-Pelvoux. Thèse de 3^e cycle, Grenoble.
- GIDON M., PAIRIS J.-L. et APRAHAMIAN J. (1976) — Le linéament d'Aspres-lès-Corps : sa signification dans le cadre de l'évolution structurale des Alpes occidentales externes. *C. R. Acad. Sc.*, t. 282, p. 271-274.
- LE FORT P. (1971) — Géologie du Haut Dauphiné. Thèse, Arch. Centre doc. C.N.R.S.
- LE FORT P., EHRSTROM CE. (1969) — Caractère géochimique et origine des formations métamorphiques des massifs de Chaillol et de Belledonne. *Sciences de la Terre*, t. 14, n° 3, p. 215-238.
- VERNET J. (1965) — La zone Pelvoux-Argentera, étude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LX, n° 275.

Champsaur

- LORY P. (1905) — Recherches sur le Jurassique moyen entre Grenoble et Gap. *Annales Univ. Grenoble*, t. XVII, n° 1, p. 127-157.
- MONJUVENT G. (1973) — La transfluence Durance — Isère. Essai de synthèse du Quaternaire du bassin du Drac. *Géologie alpine*, t. 49, p. 57-118.

Dévoluy

- AFCHAIN C. (1962) — Sur l'âge des calcaires marneux bleutés de l'angle SE du Dévoluy. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, 17-12-1962, p. 324.
- ARNAUD H. (1974) — Nouvelles données sur la tectonique anté-sénonienne des environs de la Jarjatte (Dévoluy occidental). *C.R. Acad. Sc.*, t. 278, p. 697-700.
- ALBISSIN M. d' (1958) — Étude structurale d'un micropli du synclinal de Saint-Disdier-en-Dévoluy. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5) VIII, p. 165-172.
- DUBOIS R. (1962) — Le Nummulitique du Dévoluy (Hautes-Alpes.) Relations avec les régions voisines. *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 4, n° 4, p. 612.
- DUBOIS R., FONTES J.-C. (1962) — Sur le Crétacé supérieur du Dévoluy (Hautes-Alpes) et ses relations avec les régions voisines. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, n° 4, p. 607.
- FONTES J.-C., MERCIER J., SIGAL J. (1963) — L'Aptien-Albien dans le massif du Dévoluy. Colloque sur le Crétacé inférieur, *Mém. B.R.G.M.* n° 34, p. 747.

GIDON M. et PAIRIS J.-L. (1976) — Le rôle des mouvements tectoniques éocènes dans la genèse des structures de l'extrémité NE du Dévoluy et dans celle du chevauchement de Digne. *Géologie alpine*, t. 52, p. 73-83.

GLANGEAUD L., ALBISSIN M. d' (1958) — Les phases tectoniques du NE du Dévoluy et leur influence structurologique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), VIII, p. 675.

LABESSE B. (1953) — Quelques observations tectoniques sur le rejeu des structures anté-sénoniennes lors de la phase alpine dans la région de Lus-la-Croix-Haute. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 273, t. LIX, p. 985-993.

MERCIER J. (1958) — Sur l'âge de la phase turonienne à l'Est du massif du Dévoluy. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), VIII, p. 689-697.

MERCIER J. et NEVEU F. (1956) — Le chevauchement du sommet Gicon, près de Saint-Didier-en-Dévoluy (Hautes-Alpes). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, n° 15, p. 319-322.

Gîtes minéraux

MARTIN D. (1885-1901) — Liste des gisements de spilites dans les Hautes-Alpes. Archives départ, des Hautes-Alpes.

MÉLOUX J., POULAIN A. (1969) — Indices du Valgaudemar (Hautes-Alpes). Rapp. B.R.G.M. division S. E., n° 110.

PIERROT R., PICOT P., POULAIN A. (1972) — Inventaire minéralogique de la France. Hautes-Alpes. Éd. B.R.G.M., 184 p.

Carte géologique de la France à 1/250000

Feuille *Gap* (1980), coordonnée par Cl. Kerkhove et G. Monjuvent.

Carte géologique de la France à 1/80000

Feuille *Briançon* :

1^{re} édition (1900), par P. Termier, W. Kilian, M. Lugeon, P. Lory.

2^e édition (1933), par M. Gignoux, L. Moret, E. Raguin, D. Schneegans.

3^e édition (1969), par M. Lemoine.

Feuille *Die* :

1^{re} édition (1899), par D. Martin, W. Kilian, P. Lory, V. Paquier.

2^e édition (1965), par J. Goguel.

Feuille *Gap* :

1^{re} édition (1905), par E. Haug, W. Kilian, P. Lory, D. Martin, P. Termier.

2^e édition (1945), par F. Blanchet, M. Gignoux, J. Goguel, P. Lory, M. Roques, D. Schneegans.

3^e édition (1966), coordonnée par M. Gidon.

Feuille *Vizille* :

1^{re} édition (1885), par Ch. Lory.

2^e édition (1913), par M. Gignoux, Ed. Hitzel, Ch. Jacot, W. Kilian, P. Lory, V. Paquier, P. Termier.

3^e édition (1959), coordonnée par J. Debelmas.

4^e édition (1965), coordonnée par M. Gidon.

Carte géologique de la France à 1/50000

Feuille *Gap* (1971) par M. Gidon, J. Aprahamian, H. Arnaud, J.-L. Paris, A. André, G. Grandjean.

Feuille *Mens* (1974) par H. Arnaud, G. Monjuvent.

Feuille *Orcières* (1980) par J. Debelmas.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500000

Feuille *Lyon* (1979), par A. Emberger et J. Méloux.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

- au S.G.R. Rhône-Alpes, 26 boulevard du 11 novembre, 69100 Villeurbanne ;
- au S.G.R. Provence-Côte d'Azur, route Léon Lachamp, domaine de Luminy, 13009 Marseille ;
- ou encore au B.R.G.M., 6-8 rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

La notice a été rédigée par M. GIDON, avec la collaboration de :

G. BUFFET, pour les terrains cristallins

J.-L. BONHOMME et J.-C. FOURNEAUX, pour l'hydrogéologie G.

MONJUVENT, pour les terrains quaternaires.

Les déterminations de fossiles du Jurassique inférieur et moyen ont été établies ou contrôlées par R. MOUTERDE.