

**La structure des Collines bordières du Grésivaudan
et des secteurs adjacents, à l'est de Grenoble (Isère, France),
(cartes géologiques à 1/50 000 Domène et Vizille)**

par Jean-Claude BARFÉTY * et Maurice GIDON **

RÉSUMÉ. — Le style tectonique des Collines bordières de la rive orientale du Grésivaudan ne se distingue que par des détails de celui des massifs subalpins voisins (et particulièrement de celui de la Chartreuse), dont les principaux accidents s'y prolongent. On y trouve notamment des plis subméridiens, des chevauchements plus tardifs que ces plis et des décrochements dextres nord-est - sud-ouest. La continuité vers le sud-est de ces accidents est cependant perturbée par la dysharmonie due aux niveaux argileux de l'Aalénien moyen et supérieur puis par leur intersection avec l'important faisceau de failles du socle de Jarrie-Vizille. Rien enfin ne suggère que les plis et chevauchements des Collines bordières résultent de la déformation du socle de Belledonne, ni par ailleurs que la vallée du Grésivaudan puisse représenter autre chose qu'une simple combe monoclinale.

MOTS CLÉS. — Alpes françaises, Isère, Massifs cristallins externes, Tectonique de socle et de couverture, Plis, Chevauchements, Décrochements.

**Tectonics of the foothills (“Collines bordières”)
between the Isère valley and the Belledonne Crystalline Massif,
near Grenoble (French External Alps, France)**

ABSTRACT. — The name of « Collines bordières du Grésivaudan » is given to the hills between the Isère valley (the so-called Grésivaudan) and the Belledonne range near Grenoble. They are only composed of the marly calcareous beds of the lower Bajocian, and are tectonized in the same way as the neighbouring Subalpine Massifs (and particularly of the Chartreuse Massif). The major structures of these massifs crosscut these hills and run south-easternward until they are interrupted by the dysharmonic level of the middle and upper aalenian shales. These structures are (1) north-south trending folds, which are cutted by (2) later thrusts and (3) right-lateral wrench-faults. The most important of these right-lateral faults are the “Jarrie-Vizille bundle of faults”. There are no relations between the folding and thrusting of the sedimentary cover and the deformation of the crystalline basement. This cover exhibits no structural data that could support the idea that the Isère valley (the Grésivaudan) may be located along a tectonic structure.

KEY WORDS. — French Alps, Isère, External Crystalline Massifs, Basement and cover tectonics, Folds, Thrusts, Strike-slip faults.

* B.R.G.M., Bureau de l'Isère et Institut Dolomieu, 15, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cedex.

** Rue des Edelweiss, 38500 Voiron, France.

Entre le Grésivaudan et les crêtes de Belledonne (cartes géologiques à 1/50 000 Domène et Vizille) la bordure sédimentaire du massif cristallin comporte plusieurs ensembles naturels qui s'étagent parallèlement.

Les *Collines bordières du Grésivaudan* constituent une ligne de reliefs culminant entre 1000 et 1200 m au-dessus du Grésivaudan, que recourent les gorges de raccordement des torrents affluents de rive gauche de l'Isère. Bien qu'initialement cet ensemble ait été désigné du nom de collines liasiques on sait maintenant [Barféty *et al.*, 1972] qu'il est entièrement formé par du Bajocien inférieur (zones à Humphriesianum, Sauzei et Sowerbyi). Les couches basales de celui-ci sont à forte prédominance de marnes et seront qualifiées ici de **Bajocien marneux**. Les niveaux plus élevés comportent des bancs de calcaires argileux décimétriques à métriques alternant avec les lits marneux et seront qualifiés de **Bajocien calcaire**. L'épaisseur totale de ces couches excède au total 1500 m, ce qui a incité de longue date à envisager qu'elle soit multipliée par des complications tectoniques [Bernard et Lory, 1936 ; Gignoux et Moret, 1952].

Ces collines sont séparées de la chaîne de Belledonne par le *Balcon de Belledonne*, replat jalonné de cols (du nord au sud : cols du Barioz, du Lautaret, des Mouilles, de Pré Long, de Pré Raymond et, pour finir, du Pinet d'Uriage et du Noyarey d'Herbeys). C'est une combe monoclinale ouverte dans les argilites à fines lamines de l'Aalénien moyen et supérieur. Ce n'est que plus à l'est, dans les pentes qui s'élèvent vers les crêtes du massif cristallin, qu'affleurent les terrains liasiques et triasiques de la couverture immédiate de Belledonne, puis le Permien et le Houiller.

Dans tout ce secteur l'analyse tectonique est fortement gênée par le couvert végétal, l'extension des dépôts morainiques, le manque de niveaux repères identifiables et l'extrême rareté des datations par fossiles. Tous ces facteurs font que l'organisation tectonique de ce domaine reste d'interprétation difficile, mais la cartographie précise, effectuée par l'un de nous [J.C.B.] pour la seconde édition de la feuille Domène au 1/50 000, a cependant permis une importante avancée dans sa compréhension (fig. 1 et 2). Trois faits nouveaux ressortent des données recueillies :

- l'existence d'un plissement plus complexe que celui que l'on admettait ;
- la présence de chevauchements comparables à ceux des massifs subalpins ;
- la présence vraisemblable de décrochements.

On examinera enfin l'éventualité d'un redoublement tectonique au sein de la succession du Bajocien calcaire.

1. - LA STRUCTURE DES COLLINES BORDIÈRES AU NORD DE GIÈRES

La cartographie des collines bordières de la feuille Domène, associée à leur analyse tectonique, conduit à distinguer deux ensembles structuraux, qui seront qualifiés respectivement d'*Unité inférieure* et d'*Unité supérieure*. Leur surface de séparation, inclinée vers l'est, passe, au flanc des versants qui tombent sur le Grésivaudan, à une altitude d'environ 900 m au sud, s'abaissant vers 600 m au nord.

a - **L'Unité inférieure** est entaillée par les gorges de raccordement des torrents affluents de rive gauche de l'Isère. Elle montre surtout des affleurements de Bajocien calcaire, dont les bancs sont plissés mais restent toujours à l'endroit et pentés, en général modérément, vers le nord-ouest ou le nord, selon la position par rapport à la voûte des plis (plus rarement vers le nord-est en raison de la forte dissymétrie de ces voûtes).

b - **L'Unité supérieure** affleure dans la partie haute du chapelet des collines bordières et sur leur revers oriental. C'est au contraire le Bajocien marneux qui y prédomine et forme même souvent les points culminants, à l'exception de quelques sommets, tels celui de Saint-Genis et du Plan de la Malade (au nord de Theys) qui sont couronnés par un chapeau de Bajocien calcaire.

Cette constitution s'accorde mal avec les faibles pendages des couches de l'Unité inférieure, qui justifieraient plutôt que l'on rencontre ici des terrains plus récents que le Bajocien calcaire. La première édition de la feuille Domène [Bordet *et al.*, 1969] expliquait ses rapports avec l'Unité inférieure par des failles verticales, mais la cartographie impose en réalité que l'Unité inférieure s'engage vers l'est sous l'Unité supérieure. Ceci implique un redoublement de la série, soit par un renversement global, qui ne peut être invoqué, soit par un chevauchement.

En outre l'originalité de l'Unité supérieure se manifeste par son régime tectonique, qui diffère de celui de l'Unité inférieure par une intensité accrue du raccourcissement et du déversement. On y observe en effet, avec un pendage de la schistosité qui reste proche de 30 à 20° vers l'est (plus tangentiel que dans l'Unité inférieure), des variations rapides du pendage des strates, la présence fréquente de couches en série renversée (à pendage vers l'est subvertical ou au contraire relativement faible), et celle de plis métriques à décimétriques à géométrie de replis de flanc inverse.

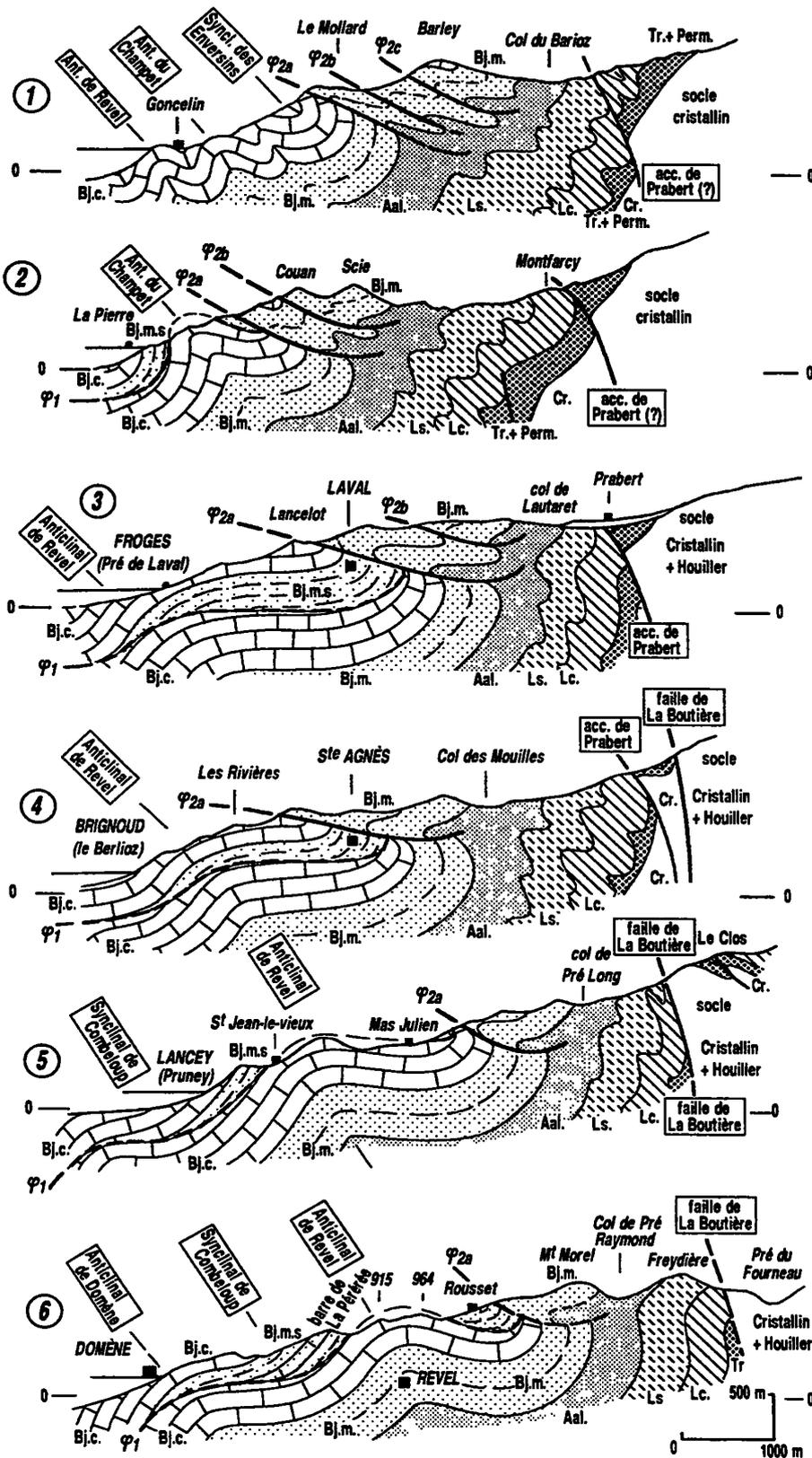
1.1. Les plis de l'Unité inférieure

Dans cette unité les alternances de calcaires argileux et de marnes du Bajocien calcaire permettent de voir que cette formation est affectée de larges plis.

1.1.1. Caractéristiques

Chacune des coupes naturelles que donnent les gorges des torrents affluents de l'Isère montre que les couches du Bajocien calcaire et inférieur y sont ployées en anticlinal (fig. 2). En fait il ne s'agit pas d'un pli unique mais de quatre ondulations anticlinales successives et parallèles qui se relaient, en échelons, du SW vers le NE, entre la bordure du Grésivaudan et la limite supérieure de l'unité inférieure des collines bordières (fig. 3).

Ce sont des plis de flexion, néanmoins synschisteux car visiblement associés à une schistosité de dissolution dont les rapports avec les couches (pendages relatifs et sens de réfraction) s'accordent avec le dessin, déversé vers l'ouest, de ces plis.



Légende stratigraphique :

Bj.c. = Bajocien calcaire (zone à Humphriesianum).

Bjms = niveaux marneux supérieurs du Bajocien, d'âge incertain : zone à Sowerbyi, dans l'hypothèse d'un redoublement, ou, sinon, zone à Humphriesianum.

Bjm = Bajocien marneux (zones à Sauzei et à Sowerbyi).

Aal. = Aalénien supérieur et moyen.

Ls = "Lias schisteux" : Aalénien inférieur (?), Toarcien et Domérien.

Lc = "Lias calcaire" : Carixien à Hettangien.

Tr = Trias ;

Tr. + Perm. = Trias et Grès d'Alleverd, là où ces derniers sont stratigraphiquement présents.

Le soubassement anté-Permien est laissé en blanc.

FIG. 2. - Coupes sériées dans les collines bordières septentrionales.

(orientation en moyenne N120 ; localisation en figure 1).

ϕ_1 = surface de chevauchement du probable redoublement du Bajocien inférieur de l'Unité inférieure (chevauchement précoce, enroulé par les plis).

ϕ_2 = surfaces de chevauchement de l'Unité supérieure :

a) chevauchement de Sainte-Agnès et du Mollard de Cuche ; b) chevauchement du Saint-Genis ; c) chevauchement de Barley.

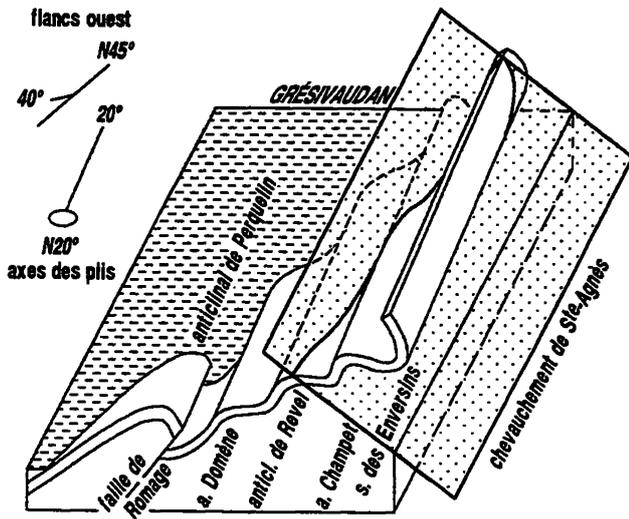


FIG. 3. – Tectonogramme schématisé montrant les rapports entre les plis de l'unité inférieure des collines bordières, le chevauchement de Sainte-Agnès (base de l'Unité supérieure) et le colmatage alluvial du Grésivaudan, à l'est et au nord-est de Grenoble.

Le symbole de pendage, en haut à gauche, concerne l'orientation moyenne des flancs de plis (obliques aux axes) dans la moitié sud du bloc (c'est celle de la bordure de la plaine alluviale du Grésivaudan dans son secteur méridional).

Cette schistosité pend en moyenne de 45° vers l'est dans les niveaux les plus marneux mais se réfracte fortement dans les bancs plus calcaires. Le clivage des bancs calcaires a un espacement décimétrique et manifeste un net éventail de schistosité : il pend plus fortement sur la voûte elle-même, de 70° ou plus vers l'est, et plus faiblement, de 35° vers l'est ou moins, dans sa retombée ouest.

La charnière de chaque anticlinal est très floue et se situe, en fait, très à l'ouest par rapport à la large voûte que dessine son flanc est (fig. 4A). Les axes des plis sont orientés environ N20 et plongent de 10 à 20 degrés vers le nord, ce qui les fait s'enfoncer à tour de rôle, dans cette direction, sous les alluvions du Grésivaudan (fig. 1 et 3). Ces chiffres sont aussi ceux du pendage des linéations d'intersection couches/schistosité, comme il convient pour des plis synschisteux.

Les anticlinaux les plus occidentaux (**anticlinaux de Domène et de Revel - Goncelin**) affleurent largement dans la partie sud de la feuille Domène. Ils ont une longueur d'onde d'environ 3 km et dessinent chacun une large voûte très dissymétrique, à vergence ouest, dont le flanc oriental n'est pas incliné vers l'est mais plutôt vers le nord (selon le plongement axial du pli). Le synclinal qui les sépare (**synclinal de Sainte-Agnès**) est large et peu creusé (de sorte que sa charnière est difficile à localiser avec précision). Les plis plus orientaux (**synclinal du Cheylas, anticlinal du Champet, puis synclinal des Enversins**) affleurent seulement dans la moitié nord de la feuille Domène et disparaissent vers le sud sous le chevauchement de l'unité supérieure des collines bordières (voir plus loin). Ils ont une longueur

d'onde plus courte (environ 1 kilomètre) et sont à la fois plus fermés et plus déversés (fig. 1 et 2).

Le faible pendage du flanc oriental des anticlinaux, qui serait horizontal si les axes ne plongeaient pas vers le nord, donne à ce train de plis une *disposition en cascade descendant vers le Grésivaudan*, parallèlement à la pente de l'interface cristallin - couverture sédimentaire du versant ouest de Belledonne (fig. 3). Ils représentent donc de simples ondulations du grand monoclin à pendage ouest que dessine globalement la couverture du versant occidental de Belledonne. Du fait du plongement des plis vers le nord, leurs tracés s'élèvent obliquement vers le sud, au flanc de ce massif, et vers le nord sous le Grésivaudan.

En fait, les relations de ces plis avec la bordure du Grésivaudan varient quelque peu du sud au nord. Au sud de Frogès les couches du flanc ouest des anticlinaux de Domène et de Revel ne pendent jamais à plus de 50°W. Du fait du plongement axial l'azimut de ces couches s'écarte sensiblement de celui de l'axe des plis pour prendre une valeur moins méridienne, en général voisine de N40. Les pentes qui dominent la bordure du Grésivaudan ont ici à peu près la même direction car elles correspondent sensiblement à des dalles structurales, mais les voûtes anticlinales sont néanmoins recoupées en biseau par cette ligne morphologique. Au nord de Frogès (et surtout de La Pierre) la bordure du Grésivaudan suit le flanc ouest de l'anticlinal du Champet mais devient N20 car, en raison de la raideur des pendages des couches de ce flanc de pli, leur azimut est ici identique à celui de l'axe du pli.

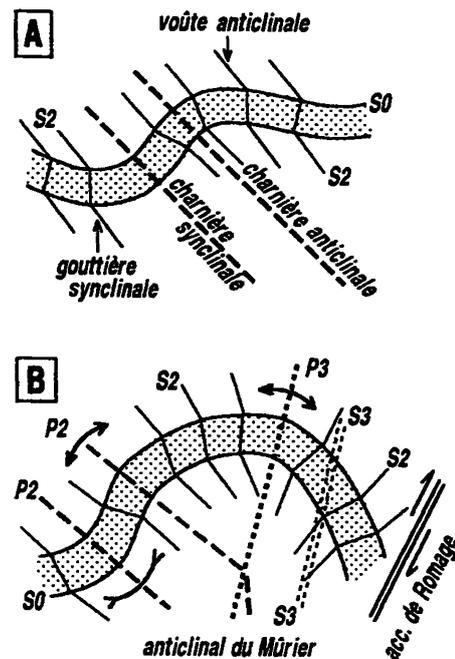


FIG. 4. – Géométrie et microtectonique des plis des collines bordières (très schématisé).

A - Plis septentrionaux ; B - anticlinal du Mûrier : le flanc-oriental est enroulé par un repliement P3 qui génère localement une schistosité S3.

1.1.2. Rapports avec les plis de Chartreuse et des Bauges

Les plis des Collines bordières possèdent des caractéristiques fondamentales d'orientation, d'inclinaison et de sens de déversement très proches de celles des plis de la Chartreuse orientale. Ils s'en distinguent cependant par leur plus faible ampleur, leur plus grande ouverture et leur plus fort déversement. Si l'on examine leur prolongements axiaux on voit que la direction des plus occidentaux des plis des Collines bordières les amène à traverser le Grésivaudan obliquement pour passer sous la barre tithonique du rebord oriental des Petites Roches entre Crolles et Le Touvet. Comme ces plis ne se manifestent pas dans le Tithonique il faut en conclure qu'ils ne représentent que des ondulations dysharmoniques secondaires greffées sur le flanc est du grand synclinal de la Dent de Crolles.

Les plus orientaux de ces plis se dirigent par contre à l'est des limites du massif de la Chartreuse vers la partie orientale de la cluse de Chambéry. D'autre part leur forme plus accusée et leur attitude franchement déversée sont plutôt celles de plis secondaires du flanc occidental d'un nouvel anticlinal majeur, plus oriental que le synclinal de la Dent de Crolles. Or leur azimut les conduit précisément vers le système anticlinal du massif de Curienne - La Thuile (feuilles Chambéry et Montmélian), dont il est satisfaisant de penser qu'ils en représentent le coeur.

1.2. Les chevauchements de l'Unité supérieure

1.2.1. Le chevauchement majeur

La limite précise et les rapports tectoniques entre ces deux unités ne sont que rarement observables.

1.2.1.1. Au nord de Theys

À l'est de Goncelin, dans les ravins du versant nord-ouest de la montagne de Barley (pentes nord du **Mollard de Ruche**), l'entaille de la route D29b met en évidence la présence d'un chevauchement majeur penté vers l'est (φ2a, fig. 1 et 2). Il fait reposer le Bajocien marneux de l'Unité supérieure, à l'endroit et à pendage très modéré, en discordance angulaire sur le Bajocien calcaire de l'Unité inférieure, subvertical puis renversé vers l'ouest. Ce dernier appartient plus précisément au flanc oriental du synclinal des Enversins et le renversement vers l'ouest de ses couches évoque donc un crochon de chevauchement. Toutefois le contexte plus large (voir ci-après) indique au contraire que le chevauchement sectionne obliquement ce pli.

Un joli pli d'entraînement très fermé, pratiquement isoclinal, s'observe peu au-dessus de la surface de chevauchement, à l'embranchement d'un chemin qui s'élève au-dessus de la route vers l'altitude de 790 m

(granges de Bois Guillot). Il est dessiné par un des bancs calcaires à patine jaune que l'on rencontre, isolés, dans les marnes du Bajocien inférieur. Sa présence témoigne de l'importance de la déformation cisailante affectant le Bajocien marneux de l'Unité supérieure, au moins à proximité de sa surface de contact tectonique basale mais peut-être aussi au sein de toute cette unité.

La cartographie montre que ce chevauchement rejoint vers le sud le versant du Bois du Fays et de Bel Essart, et le traverse entre les cotes de 850 m, sur les échines, et 600 m dans les fonds de ravins les plus profonds. Plus au sud la cote du tracé de cet accident s'abaisse brutalement à moins de 600 m, ce décalage trahissant un décrochement passant à peu près par le hameau de Ruche et s'orientant, en direction NE-SW, vers Tencin. À partir de la latitude de Tencin le chevauchement se suit de nouveau, d'abord sans ambiguïté, en gardant à peu près la même altitude de 600 m, jusqu'à la rive sud de la gorge du torrent de Theys (1 km à l'est de Tencin). Les relations entre Unité supérieure et inférieure sont très comparables à celles du secteur du Mollard de Ruche mais c'est l'anticlinal du Champet, et non le synclinal des Enversins, qui est ici tranché par le chevauchement (fig. 2, coupes 1 et 2). Enfin on suit encore cet accident, bien que plus difficilement, par Faverge et Tigneux, jusque dans les pentes qui dominent Froges.

1.2.1.2. Au sud de Theys

Dans ce secteur les choses sont moins nettes : on constate seulement qu'en passant de l'Unité inférieure à l'Unité supérieure (d'ouest en est en même temps que de bas en haut) on quitte le plus souvent des couches du Bajocien calcaire, à l'endroit, pour entrer directement dans le Bajocien basal (parfois à l'endroit lui-même), sans rencontrer jamais de Bajocien calcaire renversé. Compte tenu de la forte épaisseur de cette dernière formation cela ne peut s'expliquer que par sa suppression tectonique. D'autre part le Bajocien calcaire de l'Unité inférieure, en dépit de son pendage subhorizontal, disparaît systématiquement vers l'est, à flanc de pente ou dans les fonds de ravins, pour faire place latéralement au Bajocien marneux de l'Unité supérieure.

Cette géométrie conduit, ici aussi, à admettre la présence d'une *surface de chevauchement*, mais son tracé ne se repère que d'une façon approximative (en raison de la trop faible densité des affleurements). L'imprécision de ce tracé n'empêche cependant pas de voir qu'il prolonge sans difficulté, vers le sud, le chevauchement du Mollard de Ruche (φ2a, fig. 1 et 2), ce qui confirme la validité de son interprétation. Il passe ensuite à l'est de Laval et approximativement à la localité de Sainte-Agnès, d'où sa désignation sous le nom de **chevauchement de Sainte-Agnès**.

Au sud de Sainte-Agnès cet accident se suit d'une façon de plus en plus de floue (faute d'affleurements suffisants) jusqu'à aboutir aux Mollettes (limite sud de

la feuille Domène, à l'est de Revel), après avoir contourné le Mont Morel par l'ouest. Il rejoint alors, en contrebas sud des granges de Freydière, la combe de l'Aalénien supérieur où on le perd définitivement.

1.2.2. Structure interne de l'unité supérieure

Au sein du Bajocien marneux de cette unité les affleurements de couches renversées se répartissent, notamment au nord de Theys (dans les pentes de Sollières et du versant ouest du Plan de la Malade), en bandes que l'on suit à flanc de pente : elles représentent vraisemblablement des crochons dus à des chevauchements plus mineurs mais analogues à celui de Sainte-Agnès (même si leur tracé reste le plus souvent entaché d'imprécision). Une telle tectonique d'imbrications est d'ailleurs nécessaire pour expliquer que le Bajocien marneux, en dépit de ses pendages fréquemment très modérés, y occupe à lui seul une épaisseur supérieure à 600 m.

On dénombre au moins deux chevauchements secondaires, caractérisés de cette façon. Celui de **Saint-Genis** passe entre 900 et 1000 m dans les pentes de Sollières et se prolonge sans doute par celui du **Plan de la Malade** ($\phi 2b$, fig. 1 et 2) au sud du décrochement de Ruche ; sa prolongation vers le sud, dans les collines d'Hurtières (au-delà de la dépression de Theys) semble probable, mais elle est encore plus difficile à localiser. Celui, plus élevé, de **Barley** ($\phi 2c$, fig. 1 et 2) ceinture du côté sud-ouest, vers l'altitude de 1200 m, le sommet de ce nom. Il explique la position du Bajocien calcaire des granges Ménard, presque au contact de l'extrémité sud des affleurements d'Aalénien du col du Barioz.

1.2.3. Prolongements de ces chevauchements

Le tracé du grand **chevauchement de Sainte-Agnès** l'amène à recouper successivement, en biseau, du nord vers le sud, le synclinal des Enversins, l'anticlinal du Champet (vers Laval et Sainte-Agnès), puis l'anticlinal de Revel (près de cette dernière localité). Ceci est lié au fait que la surface de chevauchement plonge moins fortement vers le nord que les axes de ces plis (fig. 3) et montre que ces deux groupes de structures ne sont pas de même âge, le chevauchement étant plus récent que les plis. Ces relations sont très analogues à celles observées entre les structures similaires de Chartreuse. Par ailleurs la géométrie du chevauchement de Sainte-Agnès est également très comparable à celle du chevauchement de la Chartreuse orientale.

Enfin il y a de sérieux indices qu'il se poursuive, vers le nord, à travers la montagne de Bramefarine et l'extrémité nord du Grésivaudan, pour rejoindre, à l'ouest de Montmélian, le chevauchement du Montgelaz - Margéaz. Il représenterait donc l'aboutissement méridional de cette cassure majeure, qui traverse longitudinalement le massif des Bauges depuis le lac d'Annecy.

1.3. Les décrochements dextres

Des décalages d'axes de plis et/ou des traces topographiques des surfaces de chevauchement portent à penser que plusieurs décrochements traversent les collines bordières (fig. 1), mais leurs surfaces de cassure n'ont été observées nulle part. D'après la cartographie ces décrochements présentent les mêmes caractères d'orientation (environ N60 à N70), de rejet (dextre avec composante d'abaissement du compartiment sud-est) et d'inclinaison de la surface de cassure (forte, vers le sud-est) que ceux qui affectent la Chartreuse orientale.

Par ailleurs, comme dans l'Urgonien et le Tithonique de la Chartreuse les bancs les plus calcaires du Bajocien montrent un clivage N110 assez ubiquiste, d'espacement décimétrique, plus ou moins dense selon les endroits (de 5 à 20 cm) et à remplissage de filonnets de calcite. Ce clivage recoupe la schistosité et témoigne donc d'une déformation (post-schisteuse) tardive par rapport au plissement. Elle traduit une extension N20, donc tout à fait parallèle à l'axe des plis, qui est sans doute celle à laquelle sont associés les décrochements.

1.3.1. Les décrochements des environs de Theys

Un premier faisceau de décrochements semble traverser la partie nord de la feuille Domène et ses confins avec la feuille Montmélian. Il se manifeste notamment par une série de décalages du chevauchement basal de l'Unité supérieure, ainsi coupé en tronçons successifs qui sont abaissés et déplacés vers l'ouest, du nord vers le sud.

Le décrochement le plus septentrional de ce faisceau qui ait été reconnu sur la feuille Domène passe au nord du sommet de Saint-Genis et se dirige vers Saint-Pierred'Alleverd. Les données fournies par la feuille Montmélian laissent à penser qu'il est doublé par une cassure au moins aussi importante, que recouperait en biais la gorge de Mailles, mais ce point reste à vérifier et à préciser.

Un autre décrochement, plus méridional, passe aux abords du village de Ruche où il explique le fort décalage de l'altitude du chevauchement basal de l'Unité supérieure. Il se dirige vers le sud-ouest en direction de Tencin et se poursuit probablement, vers l'est, par le nord du sommet de Barley et les confins septentrionaux du col du Barioz.

La cassure la plus importante de ce faisceau est le **décrochement de Theys**, qui décale la combe monoclinale de l'Aalénien supérieur de plus d'un kilomètre en distance perpendiculaire aux couches (3 km selon la direction de la faille). Il semble bien se prolonger, plus à l'est, à travers l'interface cristallin sédimentaire pour rejoindre, au sein du cristallin, l'accident de Pinsot.

1.3.2. Le décrochement du col du Merdaret

Dans la partie sud de la feuille Domène, de part et d'autre d'une ligne passant approximativement par Saint-Jean-le-Vieux et Saint-Mury, l'axe de l'anticlinal de Revel est décalé d'environ un kilomètre dans le sens dextre. Plus au nord-est, la combe aalénienne est également décalée dans le même sens de part et d'autre du col des Mouilles. Enfin plus à l'est, au delà d'une zone où les affleurements sont insuffisants pour le suivre, on aboutit à l'importante zone fracturée, de même orientation SW-NE qui affecte le cristallin et le sédimentaire des abords du col du Merdaret et décale dans le sens dextre la limite entre les rameaux interne et externe de Belledonne : il s'agit donc très vraisemblablement du prolongement de ce décrochement (ce qui justifie le nom donné à cette cassure).

1.3.3. Prolongements hors des Collines bordières

Du côté est, ces décrochements s'avèrent correspondre, pour la plupart, à des cassures du socle qui se connectent à l'accident médian de Belledonne. C'est tout spécialement le cas pour le décrochement du Merdaret qui décale même l'accident médian d'environ deux kilomètres, entre Fond-de-France et le col du Merdaret (sa poursuite dans le rameau interne y est suggérée par la présence d'un décrochement pluri-kilométrique de même direction qui se place dans son prolongement exact, mais la continuité entre les deux n'est pas confirmée par la cartographie du cristallin [Bordet *et al.*, 1969]).

Du côté ouest, la direction de ces accidents les conduit à se poursuivre, vers le sud-est, au delà du Grésivaudan, dans l'extrémité sud du massif de la Chartreuse. On trouve effectivement, dans le prolongement approximatif des plus septentrionaux d'entre eux, deux accidents très comparables, qui recourent le Tithonique du Saint-Eynard et de l'Écoutoux. Quant aux décrochements de Theys et du Merdaret, leur poursuite à travers le Grésivaudan les mène à peu près en direction de Grenoble et de la faille qui coupe le chaînon du Moucherotte entre Les Trois Pucelles et Seyssinet [Debelmas, 1965]. En effet cette faille des Bruziers [Gidon, 1995] est aussi une importante déchirure transverse, dont le fort rejet décrochant se manifeste par le décalage dans le sens dextre du chevauchement du Moucherotte par rapport à celui de la Chartreuse orientale [Gidon, 1981a] et sa direction moyenne est tout à fait analogue.

Les décrochements des Collines bordières se rattachent donc sans problème à la grande famille de cassures qui est bien connue aussi bien dans le socle du massif cristallin de Belledonne que dans les massifs sub-alpins septentrionaux (où l'on sait que leur place dans l'évolution tectonique est également tardive).

2. – LA STRUCTURE DES COLLINES BORDIÈRES AU SUD DE GIÈRES

2.1. Les collines de la transversale d'Uriage

2.1.1. Organisation structurale

Au sud de la gorge du Sonnant (qui mène de Gières à Uriage), les plis les plus occidentaux des Collines bordières septentrionales, l'**anticlinal de Domène** et le **synclinal de Combeloup**, se suivent sur les deux versants des reliefs des Quatre Seigneurs jusqu'à la combe de l'Aalénien supérieur, où ils débouchent sur le flanc oriental des Collines bordières (ce qui apparaît déjà sur la feuille Vizille [Barféty *et al.*, 1972]).

Par contre, à l'ouest d'un point situé peu au nord-est de Gières (fig. 1 et fig. 2, coupe 7), la bordure du Grésivaudan est recoupée en sifflet par l'**accident de Romage**, dont l'azimut, N20, est fortement oblique aux couches du flanc ouest de l'anticlinal de Domène (orientées à N60). Il s'agit d'une zone fracturée, à fort pendage ouest, dont le compartiment ouest est surélevé de plusieurs centaines de mètres. L'importance de cette cassure est soulignée par le fait que, du côté ouest les pendages s'inversent brutalement et s'orientent vers l'est pour correspondre au flanc oriental de l'**anticlinal du Mûrier** [Barféty *et al.*, 1972]).

Ce nouveau pli, que le Grésivaudan coupe assez obliquement à sa bordure, ne se distingue des précédents ni par son azimut axial ni par son fort plongement vers le nord (fig. 3). Par contre il s'oppose à eux par sa forme plus symétrique, plutôt déjetée vers l'est (fig. 3 et fig. 2 coupe 7). Ce dessin résulte d'une double vergence clairement exprimée au niveau microtectonique (fig. 4B). En effet les couches de son flanc ouest montrent les mêmes rapports schistosité - stratification que les plis précédents. Ils définissent un plan axial penté à 45° vers l'est, que l'on recoupe à plusieurs reprises et à différents niveaux stratigraphiques sur la route du fort des Quatre Seigneurs (par exemple 1 km au sud du Mûrier, dans les tournants de la route qui précèdent l'embranchement de Bigot, ou encore plus au sud, dans le versant sud des Civières, peu avant l'embranchement du chemin descendant vers Romage).

Son flanc est, aisément observable dans les premiers lacets de la route D164 menant de Gières à Venon, est caractérisé par des pendages de strates très redressés, avec une schistosité à pendage ouest plus faible, qui est donc celle d'un *flanc de pli déversé à l'est*. Or, au sud du Mûrier, entre le hameau de Bigot et le col du Gourlu, la bonne continuité des observations permet de constater que ce basculement rétroverse des couches s'accompagne d'un **enroulement** de la schistosité (fig. 4B) : celle-ci décrit en effet un éventail de pendage et de réfraction très dissymétrique, dans lequel l'angle schistosité - couches reste pratiquement constant. Ce rétroversement résulte donc d'une déformation tardive qui a

surtout affecté le flanc oriental du pli. On observe aussi, localement (au dessus de Romage, dans le versant sud des Civières), la coexistence de deux schistosités. La seconde se distingue de la première, serrée et modérément pentée vers l'ouest, par son espacement plus large (décimétrique même dans les niveaux peu calcaires) et son pendage plus proche de la verticale. Elle la recoupe et est donc liée au rétrodéversement (S3, fig. 4B).

Ces faits montrent que l'anticlinal du Mûrier est un pli de la même famille que les plis plus septentrionaux des Collines bordières mais que son flanc oriental, sans doute initialement peu ployé, a été déformé, dans une étape ultérieure, à l'occasion du chevauchement vers l'est de l'accident de Romage. Ces deux structures se perdent vers le sud sous les alluvions du plateau de Champagnier - Haute Jarrie et l'on ne reconnaît plus, au-delà, que le flanc ouest de l'anticlinal, représenté par les affleurements de Bajocien calcaire du Saut du Moine. On verra qu'au sud de la Romanche la poursuite de ces structures, au-delà du faisceau de cassures de Jarrie - Vizille, est conjecturale.

2.1.2. Rapports avec la Chartreuse

L'anticlinal du Mûrier et l'accident de Romage sont remarquablement similaires, à un niveau stratigraphique et structural inférieur, aux structures qui affectent, sur la rive opposée de la vallée, la partie orientale du massif de la Chartreuse. L'anticlinal du Mûrier, en particulier, a un axe qui se confond pratiquement avec celui de l'**anticlinal de Perquelin** qu'y dessine le Tithonique : il en représente certainement le coeur car il en possède aussi la forme caractéristique, déversée vers l'est, et l'enroulement de sa schistosité en éventail (c'est-à-dire le même caractère de pli déformé par un cisaillement rétroverse tardif) [Gidon, 1966].

L'accident de Romage est très analogue aux **failles du Baure et du Manival**, qui rompent, au sud du col du Coq, le flanc oriental de l'anticlinal de Perquelin (donc du même pli) et se place sensiblement dans leur prolongement. Comme l'accident de Romage ces failles sont remarquables l'une et l'autre par leur chevauchement vers l'est dû à un rétrochevauchement tardif par rapport à la formation des grands plis régionaux.

Il est difficile de savoir, étant donné d'une part la largeur considérable de la vallée et d'autre part les imprécisions sur les azimuts et les pendages (notamment en ce qui concerne ceux du plan axial de l'anticlinal de Perquelin), si ces accidents se placent exactement dans leurs prolongements respectifs. Mais la faille du Baure n'occasionne pas de décalage dans les affleurements de Callovien de Montbonnot, de sorte que son tracé doit plutôt les contourner par l'est, ce qui le conduit à atteindre la rive gauche du Grésivaudan avec un décalage dextre de l'ordre du kilomètre par rapport à la faille de Romage. Or ce décalage correspond remarquablement à celui que doit précisément introduire

là le passage du décrochement du Merdaret (fig. 1), de sorte que toutes les données sur les correspondances d'une rive à l'autre aboutissent à un résultat très cohérent.

2.2. Les prolongements des collines bordières à la latitude de Vizille

1. Comme il a été dit plus haut, les prolongements vers le sud des plis les plus orientaux des collines bordières sont tranchés à tour de rôle par la surface de chevauchement de Sainte-Agnès, bien avant d'atteindre la bordure du massif cristallin, vers laquelle leur azimut les conduirait.

Les plis plus occidentaux des collines bordières, c'est-à-dire ceux de l'enchaînement anticlinal du Mûrier - accident de Romage - anticlinal de Domène - synclinal de Combeloup, se suivent bien jusqu'aux affleurements de "Lias schisteux" (Aalénien inférieur à Domérien) de la dépression suspendue d'Herbeys (fig. 5 et 6). Mais on ne peut plus guère les individualiser au-delà, dans la succession, presque uniformément pentée vers l'ouest, du Toarcien entre Tavernolles et Montchaboud, de sorte qu'il faut conclure qu'ils s'amortissent également là dans les niveaux argilo-schisteux de l'Aalénien supérieur et du Toarcien supérieur (tous deux rapportés à l'Aalénien "16c" et "16a" sur la feuille Vizille).

2. Plus au sud, à partir de la gorge de la Romanche, on retrouve des plis bien dessinés, qui affectent le Lias et le Trias du secteur de Champ-sur-Drac. Ils présentent de nettes similitudes avec les plis plus septentrionaux en ce qui concerne leur azimut, leur plongement axial et leurs rapports avec la schistosité. L'anticlinal le plus oriental et le plus ample de ce système, l'**anticlinal de Cornage**, crevé jusqu'à son coeur gypseux à la localité de ce nom, est flanqué du côté est par le **synclinal de Vizille** (fig. 7).

Pour rechercher les éventuels prolongements septentrionaux de ces plis il faut tenir compte du fait qu'ils sont traversés par le "**faisceau de cassures de Jarrie - Vizille**". Ce couloir de décrochement, orienté N45 à N50, est constitué par la "**faille de Vizille**" [Barfély *et al.* 1972] et surtout par les failles jumelles de Cornage et de la Combe de Champ (fig. 7).

C'est ainsi que, vers le nord, l'anticlinal de Cornage est coupé en biseau et dissocié en lanières par la faille de La Combe de Champ et la faille occidentale de Vizille (fig. 7). Dans ces conditions il est tout à fait possible que ce pli représente le prolongement méridional de l'anticlinal de Revel et que le synclinal de Vizille corresponde au synclinal de Sainte-Agnès (fig. 5 et 6). En effet ces plis plus septentrionaux se suivent vers le sud jusqu'aux abords d'Uriage, où cela les conduit à rencontrer le faisceau de cassures de Jarrie - Vizille dans le secteur de Vaulnaveys (fig. 5) : compte tenu de l'angle

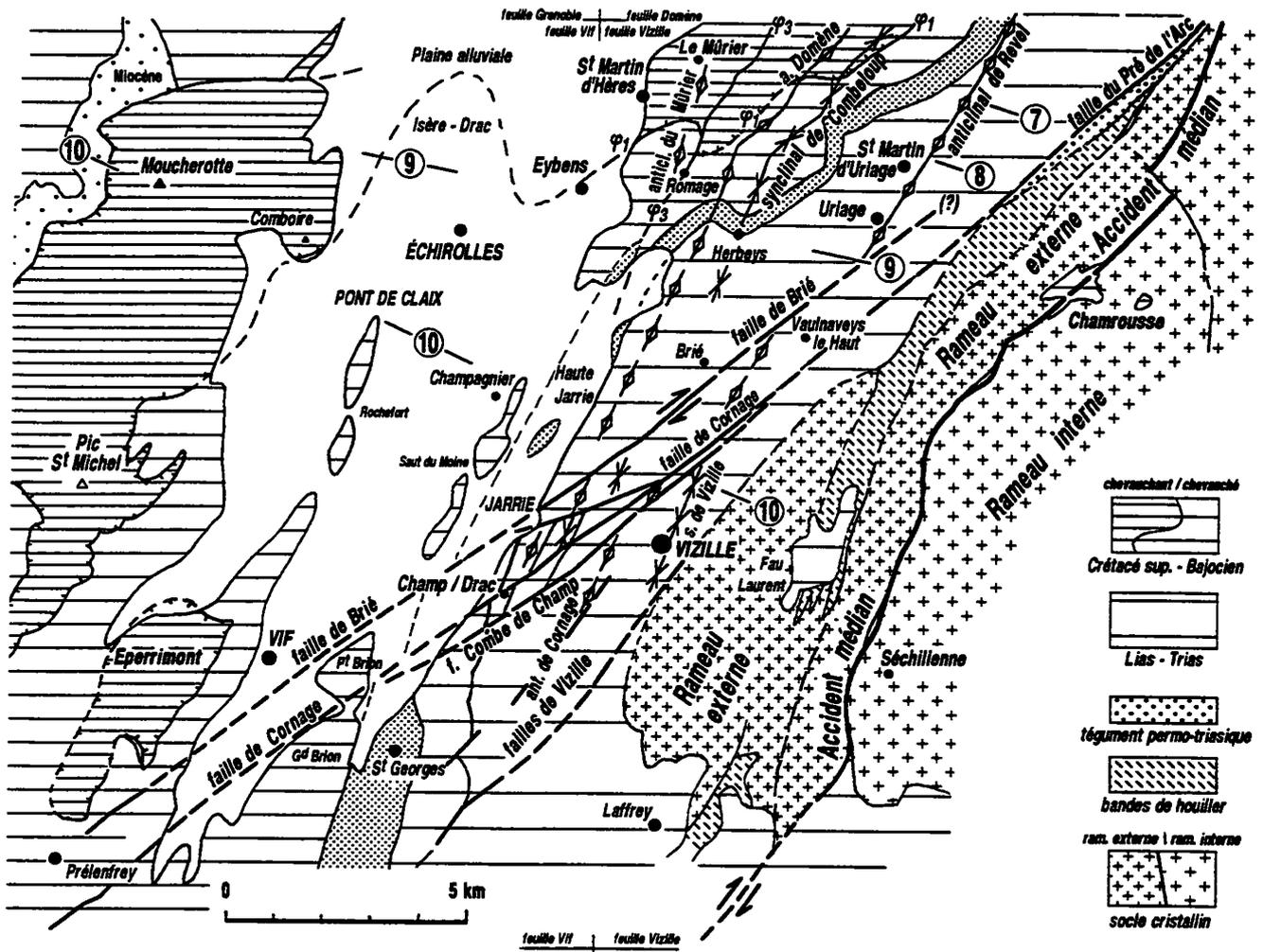


FIG. 5. – Carte structurale schématique des collines bordières méridionales, sur les territoires des feuilles Vif et Vizille.

Cette carte fait suite vers le sud-ouest à celle de la figure 1 et montre les relations des collines bordières méridionales avec le massif de Belledonne et avec celui du Vercors. Elle est traversée en diagonale par le faisceau de failles de Jarrie-Vizille. Ce couloir de décrochement, orienté N45 à N50, traverse le socle et la couverture mésozoïque. Il possède à la fois un rejet de coulissement dextre, bien étayé par la cartographie générale et par l'analyse des plis dans le secteur de La Combe de Champ (fig. 6), et de soulèvement relatif du compartiment sud-est, que démontrent les relations entre la couverture et le massif cristallin au nord-est de Vizille.

Plus au sud-ouest cet accident majeur se manifeste encore, aux abords de Vif, par le décalage de la barre du Bajocien calcaire entre les affleurements du Saut du Moine et ceux du Petit Brion, d'une part, et ceux du Grand Brion (Les Riperts), d'autre part. Puis il va se perdre dans le Néocomien de la bordure du Vercors aux abords de Prélénfrey. Il se manifeste encore par le décalage de la barre Tithonique au nord-est et au sud-est de ce village et y est sans doute responsable de l'interruption du système de redoublement de cette barre au sud de l'Éperrimont.

On a représenté en tiretés, dans la plaine alluviale, le tracé du raccord qui pourrait relier le chevauchement de Comboire - Éperrimont à l'hypothétique redoublement du Bajocien des collines bordières. Le dessin en coupe (fig. 6, coupe 9) montre en effet qu'un raccord de leurs surfaces de chevauchement, à travers la plaine alluviale entre Eybens et Pont-de-Claix (fig. 5) serait plausible.

Les emplacements des coupes de la figure 6 sont indiqués par des chiffres cerclés.

assez faible entre l'axe des plis et la direction des failles, le décalage qu'impliquerait ce raccord paraît cohérent avec le rejet des cassures de ce faisceau.

Par contre les plis plus occidentaux du système de Champ-sur-Drac ne peuvent pas représenter la simple continuation des divers plis reconnus plus au nord dans les niveaux plus élevés de la série. En effet ils s'en distinguent par leur forme, plus fermée, et par l'ordonnance de leur succession. Cette dernière montre, sur une largeur de l'ordre de deux kilomètres,

un triple enchaînement anticlinal-synclinal (fig. 7), ce qui correspond à une longueur d'onde de plissement inférieure à un kilomètre, donc quatre fois plus courte que pour les plis qui affectent le Bajocien plus au nord. Ces plis sont en outre hachés longitudinalement par un faisceau de failles N20, espacées d'environ 500 m, ce qui n'existe pas au niveau du Bajocien des collines septentrionales. Cette différence d'organisation traduit une nouvelle fois la dysharmonie occasionnée par les termes marneux de la limite Lias - Dogger.

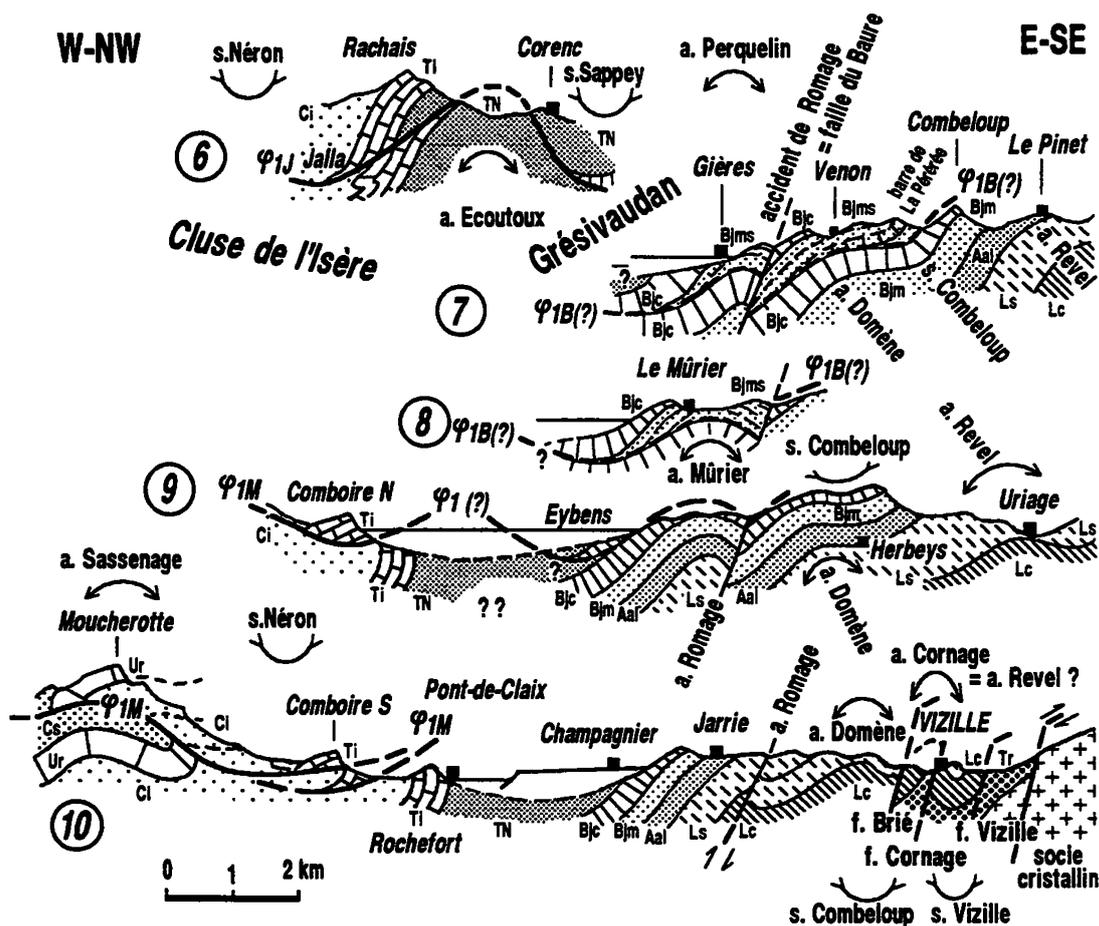


FIG. 6. - Coupes schématiques des prolongements des collines bordières méridionales.

Ces coupes font suite vers le sud à celles de la figure 2. Certaines ont été prolongées au travers du sillon subalpin jusqu'aux confins de la Chartreuse et du Vercors (voir leur localisation en figure 5).

6 - Coupe de l'extrémité sud de la Chartreuse (voir la partie plus orientale de la coupe en figure 2), montrant le ploiement des chevauchements du Jalla et de Corenc ($\phi 1J$) par l'anticlinal de l'Écoutoux [d'après Gidon, 1981].

7 - Coupe par la rive droite du Sonnant (voir localisation en fig. 1 et 5).

8 - Coupe par la rive gauche du Sonnant.

9 - Coupe suivant la transversale d'Uriage, montrant comment pourraient se connecter le redoublement du Bajocien des collines bordières ($\phi 1B$) et le chevauchement du Moucherotte ($\phi 1M$) : on voit qu'un raccord de leurs surfaces de chevauchement, à travers la plaine alluviale entre Eybens et Pont-de-Claix (fig. 5) est plausible. Il nécessite seulement que la surface de chevauchement y dessine une torsion sigmoïde, ce qui ne serait pas une grave difficulté si l'on considère que le chevauchement de Corenc subit précisément une telle torsion, à l'extrémité sud de la Chartreuse, du fait de sa déformation par l'anticlinal de l'Écoutoux (coupe 6 de la présente figure).

10 - Coupe suivant la transversale de Vizille, montrant l'interférence du faisceau de failles de Jarrie - Vizille avec les plis occidentaux des collines bordières : l'anticlinal de Cornage est le prolongement probable de l'anticlinal de Revel et le synclinal de Vizille de celui de Sainte-Agnès (voir figure 5). Le prolongement de cette coupe en direction du Moucherotte [d'après Gidon, 1981] montre les rapports des structures des collines bordières avec celles du bord oriental du Vercors.

3. Enfin, en ce qui concerne l'anticlinal du Mûrier et la faille de Romage, ni l'une ni l'autre de ces structures ne se reconnaissent dans le secteur plus occidental, entre les Combes de Champ et Vif, où l'organisation structurale est purement monoclinale. La continuation de la faille de Romage, en particulier, ne peut la mener, pour des raisons de géométrie, que dans la combe monoclinale de l'Aalénien de Commiers (dont elle a d'ailleurs sensiblement le pendage). Il faut en conclure que ce chevauchement s'amortit (sans doute sous forme de glissement couches sur couches) au sein des schistes argileux. Toutefois le cisaillement rétroverse se

manifeste de nouveau, plus au sud (à l'ouest de la Matheysine) dans les chevauchements à vergence est du Connest et du Sénépy [Gidon 1981b].

En définitive si le système de plissement des massifs subalpins se poursuit bien, à travers les collines bordières, jusqu'au-delà de la voûte de Belledonne, le régime et la géométrie de détail de ce plissement se modifient par contre sensiblement, sur la transversale d'Uriage, par suite d'une dysharmonie générale au niveau de l'Aalénien supérieur, et peut-être aussi du passage du couloir de décrochement de Jarrie - Vizille.

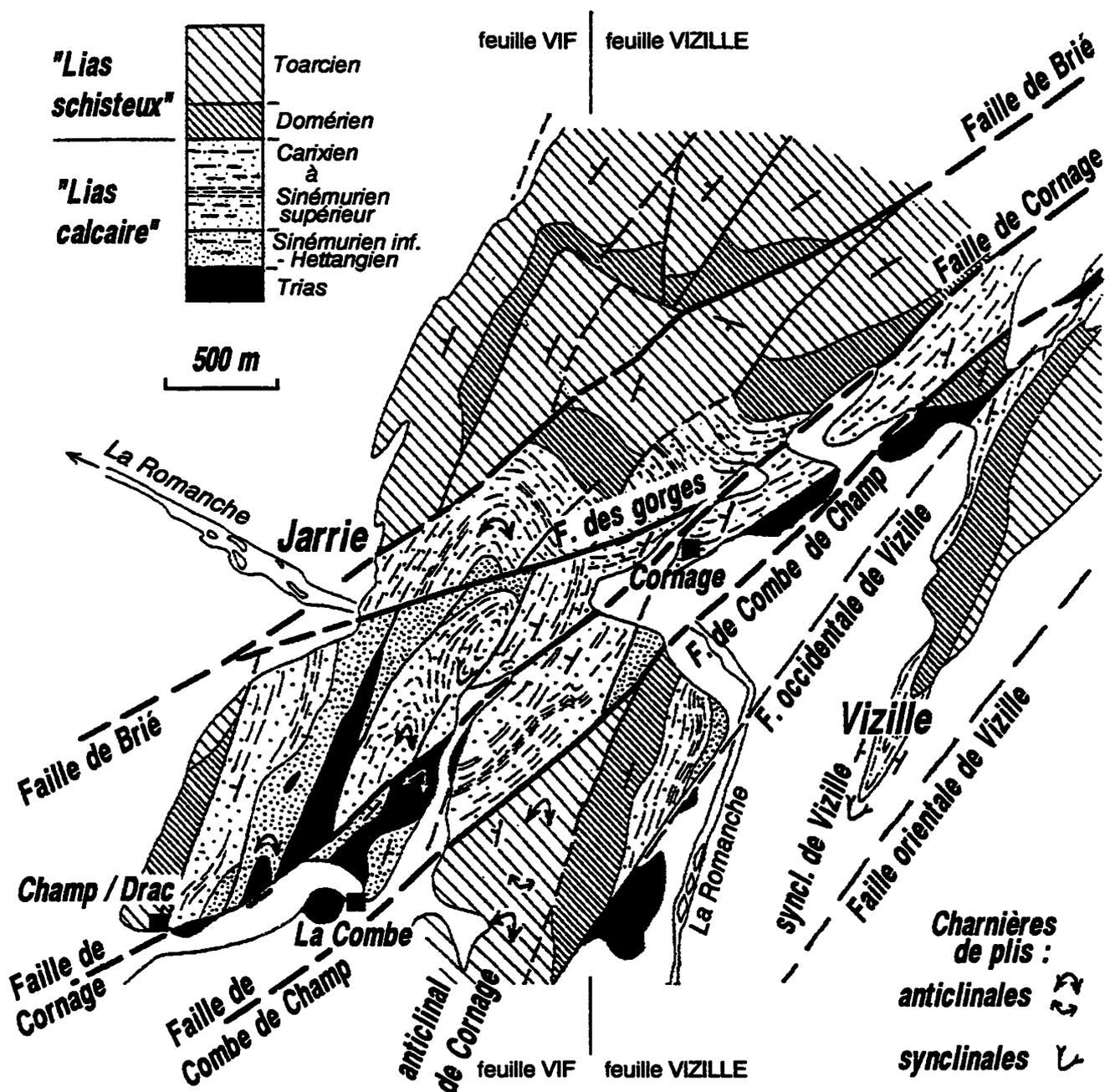


FIG. 7. – Carte détaillée des environs de la gorge de la Romanche en aval de Vizille.

Pour la localisation et l'environnement du secteur représenté se reporter à la figure 5.

Cette carte, établie à l'occasion des levés pour la feuille Vizille [Barfély *et al.*, 1972], corrige les erreurs d'attribution stratigraphique et de notations tectoniques de la feuille Vif.

Noter la multiplicité des plis subméridiens et les cassures de même direction qui les affectent : cette disposition est beaucoup moins simple que celle des plis du Bajocien des collines bordières plus septentrionales (fig. 6).

Le faisceau de failles NE - SW du couloir de décrochement dextre de Jarrie - Vizille montre le détail de ses cassures et de leurs connections. La faille N70 qu'emprunte la gorge de la Romanche en aval de Vizille ne représente qu'une branche secondaire, un "Riedel", qui connecte les failles de Brié et de Cornage (elle ne les recoupe pas). Ces rapports fournissent d'ailleurs un modèle réduit des relations entre le faisceau de Jarrie - Vizille et les autres décrochements qui traversent plus au nord les collines bordières (et ont la même direction N70 que la faille de la gorge de la Romanche).

Le tracé de la Romanche suit le décrochement de la gorge. Il n'y a pas été figuré, afin de donner une meilleure représentation des rapports entre les deux lèvres de cette cassure.

3. – LE REDOUBLEMENT DE LA SÉRIE BAJOCIENNE DANS L'UNITÉ INFÉRIEURE

3.1. Les faits d'observation

Au nord-est comme au sud-ouest de Gières, divers faits conduisent à prendre en considération l'hypothèse d'un redoublement de succession au sein de la série stratigraphique des assises du Bajocien inférieur de l'Unité inférieure. Ce sont les suivants :

a) **L'épaisseur de la succession** des couches datées du Bajocien inférieur : elle est considérable puisqu'entre sa base, datée près de Revel, de la zone à Sowerbyi, et son sommet caché sous les alluvions de l'Isère et du Drac, la construction de coupes tenant compte de ses variations de pendages lui attribue une valeur supérieure à 1500 m (fig. 2, voir en particulier la coupe 6).

Ceci a de longue date étonné les auteurs [Bernard et Lory, 1936] et a suscité des explications tectoniques, notamment par le dessin de plis couchés rompus [Gignoux et Moret, 1952] dont on a vu qu'ils existent effectivement dans l'Unité supérieure. Il reste que dans l'Unité inférieure le Bajocien calcaire atteint à lui seul plus de 1000 m, bien que de telles dispositions n'y aient pas été retrouvées. Mais on peut expliquer cette épaisseur d'une façon purement stratigraphique, puisqu'on se trouve ici dans un domaine d'accumulation hémipélagique de pied de talus, riche en apports calcarénitiques sur un fond de décantation argileuse.

b) **La constitution de la succession lithologique** du Bajocien calcaire : elle comporte plusieurs niveaux marneux intercalaires qui atteignent des épaisseurs hectométriques. Leur faciès et leur stratonomie ressemblent souvent de façon frappante à celui du Bajocien marneux. C'est tout particulièrement le cas à Gières (entrée des gorges du Sonnant et route de Venon) et à La Pierre, au nord de Frogès. Cela porte à envisager que ces niveaux soient formés de Bajocien marneux qui reposerait en chevauchement sur le Bajocien calcaire sous-incombant. Mais ils n'ont malheureusement pas livré de fossiles et peuvent donc aussi bien représenter des intercalations d'origine purement sédimentaire.

Cependant la cartographie révèle que ces intercalations marneuses présentent de fortes variations d'épaisseur : alors qu'elles sont, par exemple, particulièrement épaisses aux deux endroits où les analogies de faciès sont les plus flagrantes, à Gières et à La Pierre, au nord de Frogès (fig. 2, coupe 2), elles sont par contre plus minces dans l'intervalle, notamment au sud de Frogès, ou vers Saint-Jean-le-Vieux (fig. 2, coupe 5). De telles variations plaident dans le sens de l'existence d'un chevauchement car elles s'expliquent plus aisément par un biseautage tectonique que par des variations latérales stratigraphiques.

L'existence d'un chevauchement se heurte toutefois à l'absence d'indices microtectoniques permettant de le localiser avec précision, à la base de ces niveaux

marneux (en dépit des recherches faites en ce sens). Au contraire le parallélisme des strates et l'apparente transition progressive de stratonomie et de faciès, de part et d'autre de l'emplacement présumé de la surface de chevauchement, fait plutôt penser à des récurrences stratigraphiques.

c) **Les récoltes paléontologiques** (ammonito-faunes) : elles viennent appuyer l'hypothèse du redoublement, par les incohérences que leur détermination met en lumière dans la répartition verticale des zones qu'elles indiquent (il faut cependant préciser que ces récoltes sont rares et donc géographiquement dispersées, ce qui pose des problèmes de corrélations lithostratigraphiques entre les niveaux fossilifères).

Le point fondamental est que la barre inférieure du Bajocien calcaire a fourni à Revel (L'Envers) ainsi qu'à Theys (entre La Gabette et Mongove) des formes (*Stephanoceras*) de la zone à *Humphriesianum* [Barféty et al., 1972]. Ces pièces ont été récemment revues et leurs déterminations confirmées par leur auteur (R. Mouterde). On s'explique donc mal la présence, beaucoup plus haut dans la succession, de formes de la même zone, au fort du Mûrier, ou de formes indiquant plutôt la base de cette zone au "château de Frogès" (1 km au sud de Frogès), car ces deux gisements se situent plutôt vers le sommet du Bajocien des collines bordières.

Encore plus étonnante est la présence de formes indiquant la zone à Sauzei, 1,5 km au sud-est de Domène, à la base de la petite barre calcaire de La Pérérée (fig. 6, coupe 7). Cette barre surmonte précisément un fort niveau marneux intercalaire bien caractérisé, qui repose indubitablement sur la barre basale du Bajocien calcaire (datée de la zone à *Humphriesianum* sur l'autre rive du Domeynon), alors que des ammonites de cette zone ne devraient se rencontrer que sous cette barre, dans le véritable Bajocien marneux. Ces récoltes ont également été revues par R. Mouterde, qui considère que leur détermination est correcte, en dépit de la taille réduite et du caractère fragmentaire des échantillons. En ce point précis le redoublement paraît donc paléontologiquement prouvé, mais les bases de cette démonstration sont tout de même un peu réduites.

En définitive, la paléontologie semble confirmer l'existence, au sein de série bajocienne de l'Unité inférieure, du redoublement que la lithostratigraphie suggère. Mais aucune preuve tectonique définitive de la réalité de cet accident n'a cependant été mise en évidence. Son existence doit donc encore être considérée plutôt comme vraisemblable que parfaitement établie.

Le tracé que doit suivre le contact anormal de chevauchement a été localisé sur les figures ($\phi 1$, fig. 1, 2, 5 et 6), en se repérant sur la base du niveau marnocalcaire qui en représenterait la semelle (fig. 2). Ce chevauchement a une attitude très différente de celle des chevauchements de l'Unité supérieure puisqu'il est globalement plongeant vers l'ouest (fig. 2). D'autre part

on ne le voit recouper les niveaux calcaires de la succession bajocienne en aucun endroit, en dépit des changements de pendage dus au plissement de cette dernière. Il ne peut s'agir que d'une faille inverse peu oblique aux couches, qui a été plissée au même titre qu'elles et qui est donc antérieure au plissement.

3.2. Le contexte régional

Sans que ceci soit un véritable argument, la formation d'un tel redoublement de succession avant le plissement s'inscrirait sans difficulté dans le contexte régional connu. En effet des chevauchements précoces analogues ont été décrits en Chartreuse, notamment à la Scia ou au Jalla [Gidon, 1981a], où ils se caractérisent aussi par leur angle faible avec les couches et leur repliement ultérieur.

C'est en outre à cette génération d'accidents qu'il a été envisagé [Gidon 1981a] de rattacher la formation initiale des *chevauchements de la bordure orientale du Vercors*, notamment celui de l'Éperrimont et de Comboire, qui se poursuit vraisemblablement vers le nord, au-delà de la cluse de Grenoble, par le chevauchement du Jalla et celui de Corenc dans le Tithonique et les Terres Noires (il faut distinguer le jeu de ces accidents de celui, plus récent, post-miocène, du chevauchement du Moucherotte, qui se poursuit par le chevauchement de la Chartreuse orientale) [Gidon 1981a]. Le redoublement de la série bajocienne des Collines bordières représenterait donc un prolongement vers l'est tout indiqué pour ces chevauchements précoces (fig. 5 et 6).

4. – LES RAPPORTS DES COLLINES BORDIÈRES AVEC LA CHAÎNE DE BELLEDONNE

Ils changent foncièrement de caractère, du nord-ouest au sud-est, de part et d'autre d'une ligne passant par le col du Merdaret (fig. 1).

4.1. Au nord-ouest du col du Merdaret

4.1.1. Modalités des rapports entre couverture et socle

À l'est de Theys et du col du Barioz les Collines bordières sont séparées du socle par une succession stratigraphique normale de terrains du Lias et du Trias. Leurs couches ont globalement un fort pendage ouest. Par places (est du col du Barioz, ravins au sud-est de Theys) elles sont déformées en plis décimétriques à hectométriques déversés vers l'ouest dans lesquels la schistosité et les plans axiaux restent pentés vers l'est, comme dans les Collines bordières proprement dites.

Le coeur de ces plis est formé par des gypses et des cargneules et les Grès d'Allevard (Stéphano-Permien) ne s'y engagent pas. On sait effectivement de longue date que ces grès, qui recouvrent directement - en discordance accusée - le socle cristallin du rameau externe, ont un comportement tectonique alpin tégumentaire, solidaire de celui du socle. Leur disposition nous renseigne donc sur la déformation alpine de celui-ci : elle consiste fondamentalement en une voûture à très grand rayon de courbure, la **demi-voûte du Grand Rocher**. Le pendage passe en effet, d'est en ouest, de l'horizontale à des valeurs supérieures à 45° W.

L'interface Trias - Permien est en outre affectée de failles subverticales est-ouest ou nord-est - sud-ouest. Ces dernières découpent la demi voûte en gradins qui descendent vers le Grésivaudan et accentuent son abaissement rapide dans cette direction : à elle seule la poursuite d'un plongement de cette valeur explique en grande partie la profondeur atteinte par la surface du socle sismique à l'aplomb de Grenoble, sans avoir à invoquer d'accident tectonique caché sous la couverture sédimentaire. La plus importante de ces cassures est l'**accident de Prabert** (fig. 1 et 2), qui remonte des micaschistes au contact du Lias des Collines bordières, dans la vallée du Muret à la latitude de Prabert. Or il est grossièrement subvertical. C'est peut-être sa présence qui explique pourquoi un sondage profond de 900 m, effectué moins d'un kilomètre à l'ouest, près du col des Mouilles, n'a traversé que des terrains sédimentaires. La cartographie suggère que cet accident de Prabert se prolonge vers le nord jusqu'aux abords est du col du Barioz (peu en amont de L'Envers de Theys), où il serait responsable là encore du brutal enfoncement de la surface du socle qui se manifeste, à cet endroit, au flanc ouest du rameau externe.

Aucun accident chevauchant, notamment qui puisse avoir quelque parenté avec ceux des Collines bordières, ne se manifeste au niveau de la limite Trias - Permien. Le contraste entre la voûte simple du Permien et les plis du Trias et du Lias montre que ces plis sont dysharmoniques et ne sont pas engendrés par des accidents du socle. Ils résultent donc d'un **cisaillement tangentiel à la limite socle couverture**, et témoignent d'un décollement, fût-il modeste, de la couverture vis-à-vis du socle et de son tégument permien.

4.1.2. Rapports entre les Collines bordières et la couverture immédiate du socle

Les rapports entre la structure des Collines bordières, caractérisée par ses chevauchements, et celle de la couverture immédiate du flanc occidental de Belledonne, seulement plissée comme on vient de le voir, autorisent *a priori* deux interprétations :

- La première hypothèse serait que ces chevauchements se raccordent aux plis (et écailles ?) qui affectent la partie triasique et liasique de la série, dont ils représenteraient en quelque sorte l'exagération.

- La seconde est celle de leur désolidarisation par rapport aux structures des niveaux inférieurs, ce qui implique une dysharmonie entre les collines bordières et la couverture triasico-liasique de Belledonne.

Le problème est donc de savoir ce qui se passe exactement dans le secteur limitrophe entre les affleurements du Bajocien des collines bordières et le Lias supérieur de la couverture immédiate de Belledonne, c'est-à-dire dans la bande aalénienne du **Balcon de Belledonne**. Or l'Aalénien y a partout un pendage orienté vers l'ouest, recoupé par une schistosité très dense pentée à l'est. Ceci ne suggère aucunement qu'il soit affecté d'accidents tectoniques et surtout pas de chevauchements pentés vers l'est.

Néanmoins l'Aalénien manifeste, aux approches de la dépression d'Allevard, un épaississement qui pourrait être dû à la présence d'imbrications. De fait quelques cas éventuellement attribuables à des imbrications à pendage vers l'ouest ont été observés à la limite Bajocien - Aalénien, à la marge ouest de la bande aalénienne :

- au sud du col du Barioz on trouve, sous l'Aalénien à pendage ouest, une lame de Bajocien calcaire à même pendage,

- à Montrenard, au bord nord de la carte, une lame d'épaisseur décamétrique de Bajocien marneux s'intercale, dans l'Aalénien à pendage ouest.

Il est donc envisageable que ces imbrications à pendage ouest prolongent dans l'Aalénien celles des collines bordières, mais ce doit alors être au prix d'une torsion de leur plan de chevauchement (fig. 2).

Par contre, à la marge est de la bande aalénienne, c'est-à-dire à l'interface de l'Aalénien et du "Lias schisteux", on n'observe pas les redoublements qu'impliquerait le passage des chevauchements des collines bordières. S'il est juste de dire que la médiocrité des repères lithologiques et des conditions d'affleurements n'y facilitent pas l'observation éventuelle de tels dispositifs, il reste que la cartographie n'en donne pas d'indices : elle suggère seulement la possibilité de l'existence d'une telle structure à l'est du col du Barioz (Granges Bérenger et de Pré Farmé), où une lame de Lias inférieur, également à pendage ouest, s'intercale au sein du Domérien.

Les chevauchements de l'unité supérieure des collines bordières ne traversent donc pas l'Aalénien. Ils doivent sans doute s'y amortir en passant à du glissement intraformationnel, comme le suggèrent plusieurs observations microtectoniques locales de glissement couches sur couches. Par conséquent ces chevauchements représentent une déformation dysharmonique des seuls termes supérieurs à l'Aalénien et sont dépourvus de lien direct avec les plis et failles des termes plus profonds (fig. 2). Ce style dysharmonique n'est d'ailleurs pas propre à cette transversale de la couverture sédimentaire du massif de Belledonne : elle est clairement illustré plus au nord dans le système des plis couchés du Bajocien - Aalénien de la Table,

également dysharmoniques vis-à-vis du Lias (voir la feuille La Rochette [Barféty *et al.*, 1984].

Quant à la surface du chevauchement principal (de Sainte-Agnès) son tracé se rapproche progressivement, du nord vers le sud, de celui (plus méridien) des failles de la bordure occidentale du massif cristallin. Mais, avant même d'atteindre celles-ci, il se perd lorsqu'il rejoint la combe de l'Aalénien supérieur (sous les granges de Freydière). Il est donc vraisemblable que ce chevauchement s'amortit également dans ce niveau et y passe aussi à des glissements couches sur couches.

4.2. Au sud-est du col du Merdaret

Au sud-est du col du Merdaret, la couverture sédimentaire du rameau externe ne laisse plus voir son socle mais vient en contact tectonique presque direct avec celui, surélevé, du rameau interne. Cette disposition conduit à envisager un chevauchement du rameau interne et à se demander si les accidents de la couverture n'en résulteraient pas. L'étude plus précise des rapports socle - couverture dans ce secteur n'appuie guère cette hypothèse.

La surélévation du socle du rameau interne par rapport à sa bordure sédimentaire se fait par l'intermédiaire de plusieurs cassures dont la principale est la **faille du Pré de l'Arc** (fig. 1). Cette faille, très redressée et orientée N50, est bordée du côté occidental par le "**compartiment de La Boutière**", qui forme une marche d'escalier entre les principaux affleurements de la couverture du rameau externe de Belledonne et le cristallin du rameau interne (fig. 1). Caractérisé par un soubassement de Houiller, il se rattache au rameau externe par la présence sporadique de micaschistes et de spilites (car ces terrains ne se rencontrent ordinairement pas dans le rameau interne).

C'est donc la faille du Pré de l'Arc qui constitue ici la limite entre rameau interne et rameau externe. Aussi y a-t-elle été assimilée à l'accident médian de Belledonne [Bordet *et al.*, 1969]. Mais, au sud de la Combe de Lancey, la cartographie montre qu'elle s'en distingue par la constitution de sa lèvre occidentale (présence ou non du Houiller) et s'en sépare par l'obliquité de son tracé (fig. 1). Alors que l'accident médian se dirige vers Chamrousse, la faille du Pré de l'Arc s'en détache vers le sud-ouest (fig. 5) pour se connecter au couloir de décrochement du **faisceau de cassures de Jarrie - Vizille** (où elle se prolonge plus précisément par la faille de La Combe de Champ ou par celle de Cornage). Cette connexion conduit à y voir avant tout un décrochement dextre, ce qui s'accorde bien avec son pendage subvertical et explique qu'il faille aller au nord de Fond de France (fig. 1) pour retrouver, au terme d'un fort décalage dextre, le véritable accident médian de Belledonne avec ses caractères de suture intracristalline et d'azimut plus méridien. Il s'accorde aussi avec le fait que la bande

houillère de Montchaffrey paraît susceptible de représenter le prolongement originel de celle de la Boutière, au prix d'un décalage dextre de quelques kilomètres.

On est cependant tenté d'attribuer au jeu de la faille du Pré de l'Arc le détachement, à sa lèvre ouest, des "écaillés du Clos" (fig. 1). Ces imbrications de la voûte du compartiment de La Boutière sont cependant beaucoup moins pentées vers l'est que la faille du Pré de l'Arc, et la cartographie indique plutôt que cette dernière les recoupe. Plutôt que de représenter des imbrications secondaires induites par un jeu chevauchant de la faille du Pré de l'Arc, ces écaillés sont probablement antérieures à son jeu, et peuvent être attribuées au cisaillement à l'interface socle - couverture que l'on observe plus au nord-ouest.

L'existence d'un lien génétique entre les structures de la couverture et la faille du Pré de l'Arc est également contredit par l'obliquité d'azimut de leurs tracés respectifs. En effet dans le secteur où le Lias vient directement en contact avec le cristallin (c'est-à-dire entre Freydière et Vizille) ce ne sont pas les plis ou chevauchements les plus orientaux des Collines bordières qui viennent s'appuyer sur le socle cristallin (fig. 1 et 5). Ce sont au contraire des plis très occidentaux, plus précisément les prolongements vers le sud du synclinal de Sainte-Agnès et de l'anticlinal de Revel, puis les équivalents dysharmoniques des plis de Combeloup, Domène et du Mûrier (voir plus haut).

En fait les plis du sédimentaire sont obliques aussi par rapport à la voûte du cristallin. Entre Vizille et Laffrey on constate d'ailleurs, à la faveur du plongement de cette voûte sous la surface topographique, que les prolongements de ces plis la franchissent en oblique puis prennent, dès le massif du Connest, une direction plus NW-SE : c'est-à-dire qu'ils s'enroulent passivement autour d'elle, confirmant ainsi qu'ils sont antérieurs à sa formation [Gidon, 1981b].

En définitive les accidents du socle observables au niveau de la surface topographique (qu'il s'agisse des cassures ou de la voussure du cristallin) s'avèrent étrangers à la déformation en plis et chevauchements des Collines bordières, tant par leur azimut, nettement oblique, que par leur caractère fondamentalement coulissant : ce n'est donc pas dans une déformation tangentielle du socle de Belledonne (d'ailleurs peu apparente, voire douteuse au niveau du sol, comme on vient de le montrer) qu'il faut chercher l'origine de la structuration de la couverture.

5. - RAPPORTS ENTRE LA TECTONIQUE ET LE TRACÉ DU GRÉSIVAUDAN

Le tronçon du sillon subalpin que constitue le Grésivaudan suit pratiquement partout les niveaux

marneux compris entre le Bajocien et le Callovien. Il est donc naturel d'y voir une **simple combe monoclinale entre les cuestas du Bajocien calcaire et du Tithonique.**

La cohérence entre les structures des Collines bordières et celles des massifs subalpins septentrionaux est incompatible avec l'hypothèse d'une désolidarisation de ces deux ensembles par un décollement au niveau des Terres Noires, qui aurait permis le glissement gravitaire des massifs subalpins au-dessus de ce niveau [Gignoux et Moret, 1952]. Cette manière de voir supposerait en outre que le plissement ait eu pour moteur le soulèvement de Belledonne, ce qui est contraire à la chronologie des événements tectoniques [Gidon, 1981b].

La largeur de la plaine alluviale de l'Isère, son remarquable calibrage et sa quasi-rectilinéarité ont cependant incité nombre d'auteurs à lui rechercher une autre origine structurale (voir Debelmas, 1995a et 1995b), notamment en faisant appel à la présence d'hypothétiques failles [Darmendrail *et al.*, 1994]. Ces interprétations ne sont pas appuyées par les observations géologiques présentées ici.

Le recours à des accidents tectoniques n'est d'ailleurs pas nécessaire pour expliquer le tracé de la vallée, car sa morphologie est indéniablement guidée par la disposition des couches. Les pentes de sa rive orientale correspondent en effet, presque partout et à des détails de modelé près, à une dalle structurale de Bajocien calcaire, grossièrement conforme à la pente topographique :

- Au nord de la transversale Froges - Bernin la limite orientale du sillon est parallèle aux axes des plis de Chartreuse et des Collines bordières, ainsi qu'à la direction moyenne de la corniche tithonique de la rive occidentale.

- Au sud de cette transversale la limite orientale du sillon subalpin change d'orientation : elle dessine entre Froges et Villard-Bonnot une inflexion de 25°, concave vers l'ouest, qui la fait passer de N20 à N45 (et s'écarte d'autant de l'azimut des plis). Elle ne fait en cela que suivre le dessin de la corniche tithonique de l'extrémité sud des Petites Roches, qui s'infléchit aussi en prenant des pendages plus transverses. Ce mouvement des couches est simplement un pivotement périclinal lié aux approches du fond du synclinal de la Dent de Crolles. Du côté des Collines bordières cette même inflexion s'accompagne d'un changement de style des plis : comme ils deviennent plus ouverts, les dalles bajociennes qui descendent vers la vallée ont un pendage plus faible et surtout moins méridien (fig. 3). Ce changement d'azimut des couches des rives du Grésivaudan suffit à expliquer l'inflexion du cours de la vallée, qui continue à suivre la combe monoclinale des Terres Noires.

Par contre, à partir de Saint-Ismier (en rive droite) et des abords nord de Gières (en rive gauche), les deux limites du Grésivaudan conservent la direction ainsi

acquise mais recoupe l'anticlinal de Perquelin, avant que la vallée s'inscrive de nouveau, jusqu'à Corenc, dans la combe du flanc ouest de cet anticlinal. Elle a donc passagèrement là une signification de cluse. Le fait que l'anticlinal de Perquelin se retrouve, identique à lui-même, de part et d'autre du Grésivaudan montre en tous cas que *les alluvions de la vallée ne cachent pas de structure longitudinale susceptible de perturber l'ordonnance des plis*.

L'obliquité que présente ici le Grésivaudan par rapport à ce détail local de la structure a peut-être été facilitée par le fait que c'est dans ce secteur que le décrochement du Merdaret traverse la vallée. Elle résulte sans doute beaucoup plus du calibrage de la vallée par le passage des glaciers. En effet ceux-ci n'ont évidemment pas pu suivre la courbure localement infligée par ce pli à la combe des Terres Noires (qui devait dessiner un rentrant vers le nord, là où débouche maintenant le ravin du Manival). Tout en restant au maximum dans les terrains tendres de la limite du Jurassique moyen et supérieur, le flux glaciaire a nécessairement dû raboter l'éperon relativement dur du Bajocien de l'anticlinal du Mûrier, rendant ainsi le tracé de cette combe moins sinueux en "lissant" les ondulations qu'avaient initialement imposées les plis à cette combe (ce lissage n'est d'ailleurs qu'imparfait car l'anticlinal du Mûrier dessine encore un cap assez accusé en aval duquel la vallée s'élargit de nouveau).

6. - CONCLUSIONS

Contrairement à la représentation que l'on en a longtemps donné [Gignoux et Moret, 1952], les collines bordières ne sont pas le siège d'imbrications, plongeantes vers l'ouest, de l'ensemble de la couverture. Certes des imbrications et des plis couchés existent bel et bien dans la partie haute des collines septentrionales. Mais les plans axiaux et les surfaces de chevauchement sont inclinés vers l'est et les imbrications n'intéressent que la partie haute, bajocienne, de la série stratigraphique.

1. Cette tectonique s'inscrit harmonieusement dans le contexte régional connu. Ses structures sont non seulement similaires de celles de massifs subalpins voisins mais les prolongent même. Comme ces dernières, elles se répartissent entre trois phases successives de raccourcissement est-ouest (phases P1, P2 et P3 [Gidon, 1981 b]).

Ceci témoigne de la continuité fondamentale, à travers les divers niveaux de la série stratigraphique, des thèmes structuraux reconnus dans ces massifs subalpins. Il n'existe notamment pas de dissociation dysharmonique entre massifs subalpins et collines bordières, de part et d'autre des Terres Noires, la seule différence étant l'apparition de plis mineurs supplémentaires (qui

ne sont d'ailleurs que de molles ondulations) dans le Dogger. L'hypothèse, si séduisante, d'une ouverture du Grésivaudan par décollement et glissement des massifs subalpins [Gignoux et Moret, 1952] ne s'avère pas fondée car elle suppose, au niveau des Terres Noires, une désolidarisation dysharmonique que toute l'analyse tectonique contredit.

Par contre une dysharmonie plus importante se manifeste partout au niveau de l'Aalénien, où les plis larges et les chevauchements des termes les plus élevés de la série s'amortissent pour faire place aux plis plus fermés et de plus courte longueur d'onde du Lias et du Trias.

2. La tectonique des collines bordières est indépendante de celle du socle et n'en est pas tributaire. Rien, en effet, n'indique que les plis et chevauchements de la couverture soient induits par des accidents plus profonds du socle. Le jeu des failles reconnues à l'affleurement est au contraire postérieur à la structuration des collines bordières. Il est le plus souvent décrochant, ce que souligne l'obliquité des failles par rapport aux plis et chevauchements de la couverture, qu'elles recoupe à tour de rôle en biseau du nord vers le sud, et aucun accident chevauchant ne s'y manifeste. Enfin la surrection de Belledonne, qui a conféré à l'interface cristallin - couverture son actuel bombement anticlinal (accidenté d'escaliers qui en accentuent la pente vers l'ouest), est également indépendante et tardive par rapport à la structuration des collines bordières. Quel que soit le moteur et le processus de cette surrection elle ne semble être à l'origine d'aucune des structures observées dans sa couverture sédimentaire.

3. En définitive les traits majeurs de l'évolution tectonique alpine de l'extrémité sud du massif cristallin externe de Belledonne peuvent se résumer dans la succession (1) d'imbrications puis de plissements de la couverture, cisailée vers l'ouest par rapport au socle non déformé ; (2) d'un bombement tardif du socle, dans un contexte de coulissements longitudinaux à la chaîne de Belledonne. Aucun des accidents observés ne paraît pouvoir être lié à un éventuel chevauchement profond de cette chaîne.

REMERCIEMENTS

Nous remercions M. Jean-François Gamond, pour sa contribution au travail de terrain et aux discussions sur les interprétations, M. René Mouterde, qui a revu les déterminations paléontologiques des rares fossiles récoltés dans le Bajocien et M. Jacques Debelmas, qui nous a fait profiter de ses remarques sur notre premier manuscrit et de sa connaissance des régions étudiées.

Références

- BARFÉTY J.C., BLAISE J., FOURNEAUX J. C. & MÉLOUX J. (1984). – Carte géol. France (1/50 000), feuille La Rochette (750), Orléans, Bur. Rech. Géol. Min., Orléans.
- BARFÉTY J.C., DEBELMAS J. & MOUTERDE R. (1972). – Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures W et SE du massif de Belledonne (Isère) (Feuilles au 1/50 000 : Domène, Montmélian et Vizille). *Géologie Alpine*, Grenoble, 48, 61-86.
- BARFÉTY J.C. & coll., sous la direction de DEBELMAS J. (1972). – Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000, feuille Vizille, 1^{ère} édition, Bur. Rech. Géol. Min., Orléans.
- BARFÉTY J.C. (1985). – Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône. Étude stratigraphique et géodynamique (zone externe des Alpes occidentales françaises). *Doc. Bur. Rech. Géol. Min*, Orléans, 131, 655 p.
- BARFÉTY J.C., BARBIER R., BORDET P., MÉLOUX J., MOUTERDE R., VATIN-PÉRIGNON N. & coll. (1977). – Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000, feuille Saint-Jean-de-Maurienne, 1^{ère} édition. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans.
- BARFÉTY J.C., GIDON M., HAUDOUR J. & SARROT-REYNAULD J. (1970). – Nouvelles observations sur les conditions de sédimentation du Trias et du Lias du Dôme de la Mure et de la chaîne de Belledonne méridionale. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 46, 5-16.
- BERNARD F. & LORY P. (1936). – Le Bajocien dans les « collines liasiques » du Grésivaudan. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, Paris, 91-92.
- BORDET P., GIDON M. & DEBELMAS J. (1969). – Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000, feuille Domène, 1^{ère} édition. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans
- DARMENDRAIL X., MÉNARD G. & TARDY M. (1994). – Interprétation néotectonique d'« anomalies » géomorphologiques dans une grande vallée des Alpes nord-occidentales : le Grésivaudan. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, série II, 815-821.
- DEBELMAS J. (1965). – Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000, feuille Vif, 1^{ère} édition. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans.
- DEBELMAS J. (1965). – Quelques observations nouvelles sur l'extrémité nord-orientale du massif du Vercors. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 41, 275-281.
- DEBELMAS J. (1966). – Structure géologique du massif du Moucherotte (Vercors-Isère). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 42, 109-116.
- DEBELMAS J. (1995a). – Réflexions et hypothèses sur l'origine du Grésivaudan. *Bull. mens. Acad. Delphinale*, 10^e série - 8^e année, 4, mai-juin 1995, 86-94.
- DEBELMAS J. (1995b). – Le creusement du Grésivaudan : état actuel du problème. *Géologie alpine*, Grenoble, 71, 169-173.
- DONDEY D. (1960). – Contribution à l'étude de la série cristallophyl-lienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 36, 285-368.
- GIDON M. (1966). – Sur la tectonique de l'élément chartreux oriental au Sud-Est de Saint-Pierre de Chartreuse (Isère). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 42, 117-125.
- GIDON M. (1981a). – La structure de l'extrémité méridionale du massif de la Chartreuse aux abords de Grenoble et son prolongement en Vercors. *Géologie alpine*, Grenoble, 57, 93-107.
- GIDON M. (1981b). – Les déformations de la couverture des Alpes occidentales externes dans la région de Grenoble : leurs rapports avec celles du socle. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 292, série II, 1057-1060.
- GIGNOUX M. & MORET L. (1952). – Géologie dauphinoise. Initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble. 2^e éd., 391 p., 91 fig., 3 cartes en pochette, 147 ref. Masson éd., Paris.