

Nouvelles données sur la structure du Flysch de Tarentaise entre Doire de Veni et Doire de Verney (Val d'Aoste)

par Pierre ANTOINE

I. — INTRODUCTION

Les nombreux travaux consacrés jusqu'à présent à la région des brèches de Tarentaise au Nord de l'Isère n'ont en général pas approfondi la structure propre du « flysch » de cette zone. Celui-ci forme pourtant la majeure partie des terrains de ce vaste feston tectonique qui se développe depuis les environs de Moûtiers, pour se poursuivre vers le Nord, en Italie, dans le Val Veni et le Val Ferret. Tous les auteurs ont admis qu'il s'agissait d'une très épaisse série dont le style isoclinal très poussé était dû à la surrection tardive du massif du Mont-Blanc, mais leurs estimations d'épaisseur sont assez variables ; pour H. SCHOELLER (1929), en France, la série du « flysch » atteindrait 2 000 m d'épaisseur. Pour P. ELTER (1954) elle serait de plus de 1 000 m, et enfin G. ELTER avance lui aussi l'ordre de grandeur de 2 000 m. Dans toutes ces estimations la part d'éventuels redoublements de séries par des plis plus anciens que le soulèvement du Mont Blanc n'est pas définie, sauf

toutefois en ce qui concerne la valeur synclinale généralement admise pour l'ensemble du « flysch » de Tarentaise à partir du massif du Roignais.

Si un examen rapide de la région montre bien la généralité du style isoclinal, l'observateur plus attentif décèle assez vite un certain nombre de secteurs où les séries monotones du « flysch » présentent d'intenses phénomènes de microplissement. Nous allons tenter de montrer que des observations de détail et une cartographie minutieuse permettent dans bien des cas de reconstituer la structure de façon satisfaisante. Nous verrons ainsi comment les structures tectoniques « en petit » reflètent l'architecture générale de la zone. Pour cela nous utiliserons une coupe située en Italie, entre la Doire de Veni et la Doire de Verney, passant à peu près par le méridien de Pont-Serrand (fig. 1). Cette coupe est choisie volontairement dans un secteur de structure relativement simple, présentant des niveaux repères.

II. — SÉRIE STRATIGRAPHIQUE SOMMAIRE

A) Succession lithologique.

D'une façon générale, les séries du « flysch » de Tarentaise se caractérisent par l'absence de faune (macro ou micro). Nous nous bornerons donc à donner ici, faute de mieux, une succession lithologique (vérifiée sur un grand nombre de coupes) et qui nous tiendra lieu de série stratigraphique.

Nous distinguerons de haut en bas :

1. *Le « Flysch » (F)* : Bien que certainement impropre dans le cas particulier, ce terme sera conservé pour des raisons de commodité. Il s'agit d'une alternance monotone de calcaires cristallins en minces bancs, de calcschistes et de schistes. La patine de l'ensemble est d'un gris rosé.

2. *La série gréseuse (Fg)* : D'une manière insensible les niveaux précédents perdent peu à peu leurs schistes, alors que la teneur en quartz détritique

augmente. La roche prend une teinte roussâtre, un toucher rugueux, et se débite en plaquettes sonores portant très souvent de nombreuses ondulations. Sur le terrain la distinction d'avec la série sus-jacente peut être assez malaisée. Toutefois, en

prenant du recul, la morphologie permet souvent de trancher. Les sommets formés par la série gréseuse sont en général plus massifs, présentent des arêtes plus vives, une teinte plus rousse que ceux situés dans le « flysch ».

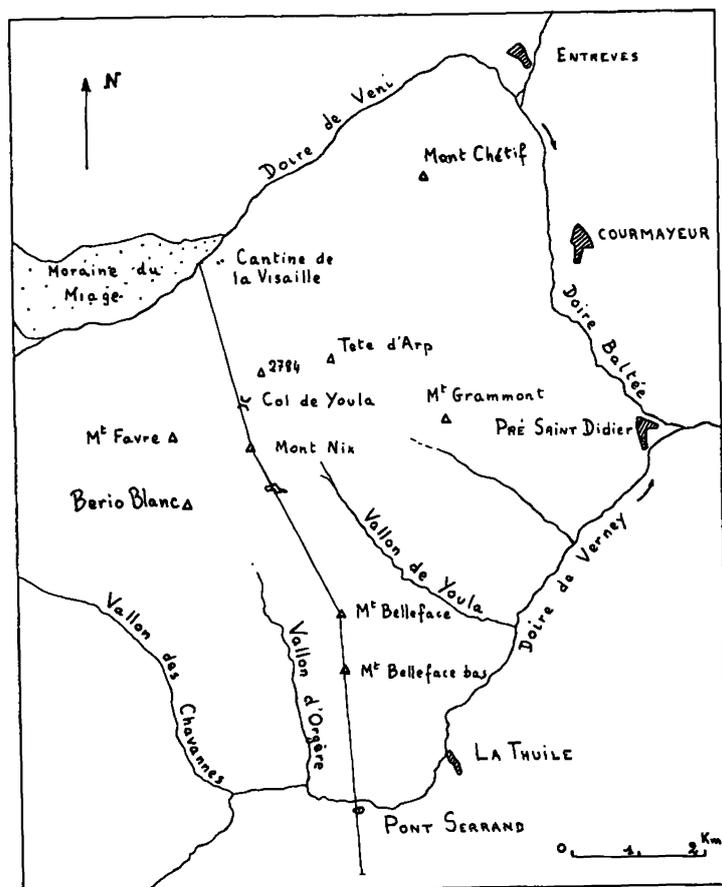


Fig. 1. — Schéma de situation.

3. *Les schistes noirs à quartzites (Sq)* : Ces schistes forment en principe un très bon repère. En eux-mêmes ils sont communs et ressemblent à beaucoup de schistes noirs de la région. Mais ils renferment des bancs de quartzite dont l'épaisseur varie du cm au dm suivant les points. Ces quartzites ont un aspect huileux caractéristique et une teinte verte ou brune. L'épaisseur de ce niveau est toujours faible (quelques mètres) par rapport aux ensembles lithologiques voisins. En outre ils

sont souvent absents, sans que l'on puisse affirmer que la tectonique en soit toujours responsable.

4. *La série détritique de base (Fc)* : Immédiatement sous les schistes à quartzites débute un ensemble de couches beaucoup plus calcaires, présentant aux affleurements une teinte claire et un aspect plus massif. Il s'agit de niveaux bréchiques et microbréchiques à ciment calcaire, formant la base de la série du « flysch ». Les éléments sont

de taille variable ; dans le secteur qui nous pré-occupe ils atteignent rarement 10 cm pour les plus gros, les plus fins étant de taille millimétrique. Leur nature n'est pas très variée, les galets de dolomies triasiques sont très nettement prédominants. Le reste est constitué d'éléments de calcaires ou de calcaires oolithiques. Les éléments de cristallin sont extrêmement rares, voire complètement absents. Enfin la taille des éléments et la « densité » de leur répartition décroît assez rapidement d'Ouest en Est. La série détritique de la base du flysch n'est plus alors représentée que par des calcaires gris marmoréens avec quelques très rares passées de microbrèches (coupe du tunnel de la Thuile d'Aoste).

Cette série est un bon niveau repère au sein des masses plissées de « flysch ». En effet, en dehors d'elle les niveaux brèchiques ou microbrèchiques sont excessivement rares et en tout cas très minces.

5. *Le substratum du « flysch »* : Il est maintenant établi depuis longtemps (R. BARBIER, 1948) que le « flysch » de la nappe des brèches de Tarentaise peut transgresser tous les terrains antérieurs jusqu'au cristallin inclus. Par suite d'une importante phase tectonique antérieure à cette transgression, il existe une importante lacune dans le substratum du « flysch ». Le plus souvent ce dernier repose sur des terrains liasiques ou antéliasiques.

J'ai pu montrer toutefois récemment qu'il existe par endroits, sous la série détritique du « flysch » et en continuité stratigraphique avec elle, un ensemble de schistes noirs, de calcschistes, de microbrèches, d'âge crétacé supérieur (Ravin de la Chail, P. ANTOINE, 1965).

Aux Pyramides Calcaires dans le Val Veni, le Lias marmoréen est lui-même raviné par un niveau

de microbrèches surmontées d'un ensemble de schistes noirs, eux-mêmes en contact stratigraphique probable avec la série détritique de la base du « flysch ».

Ces précisions sont indispensables pour éviter certaines confusions entre affleurements schisteux d'origine différente, ainsi que cela a été fréquemment le cas par le passé, ne serait-ce qu'entre schistes noirs à quartzites et schistes noirs du substratum immédiat du « flysch », voire même avec le Houiller qui affleure souvent dans la zone des écailles basales.

B) Critères de polarité.

Les moyens classiques d'analyse des séries à caractère flysch : étude des granoclassesments, des figures de courant, des figures de sédimentation, etc., sont en défaut dans le « flysch » de Tarentaise pour plusieurs raisons. D'une part le microplissement y est fréquent et il n'est pas rare de voir les granoclassesments s'inverser un grand nombre de fois sur une même verticale. D'autre part les figures de base des bancs (flute casts, load casts, etc.) sont absentes, soit qu'il n'y en ait jamais eu, soit plus probablement qu'elles aient été effacées en raison de la schistosité et du glissement général des feuilletts rocheux les uns sur les autres.

Finalement c'est l'observation des séquences lithologiques définies ci-dessus qui s'avère la plus intéressante. En outre, très localement, les granoclassesments peuvent conserver toute leur signification, particulièrement au voisinage du contact de deux ensembles lithologiques tranchés. Nous en verrons un exemple un peu plus loin à propos du col de Youla.

III. — ETUDE D'UNE COUPE TYPE

La coupe choisie débute dans le Val Veni, au pont de la Visaille. Elle passe par le col de Youla, par le Mont Nix, le lac de Plate, le Mont Belleface, le Mont Belleface-Bas, Pont-Serrand dans la vallée de la Doire de Verney.

A) Les faits d'observation (fig. 2 et 3).

a) *De la Doire de Veni au col de Youla* : Depuis la Doire de Veni jusqu'à la cote 2 000 m environ

s'étendent des terrains essentiellement liasiques appartenant à la couverture du massif du Mont-Blanc (zone helvétique ?). Au-dessus et jusqu'à la cote 2 400 vient la zone des écailles frontales de la nappe des brèches de Tarentaise, non détaillée sur cette coupe mais décrite dans une autre note (P. ANTOINE, 1966).

Ensuite vient une première barre constituée par la série détritique (Fc) repliée au moins trois fois

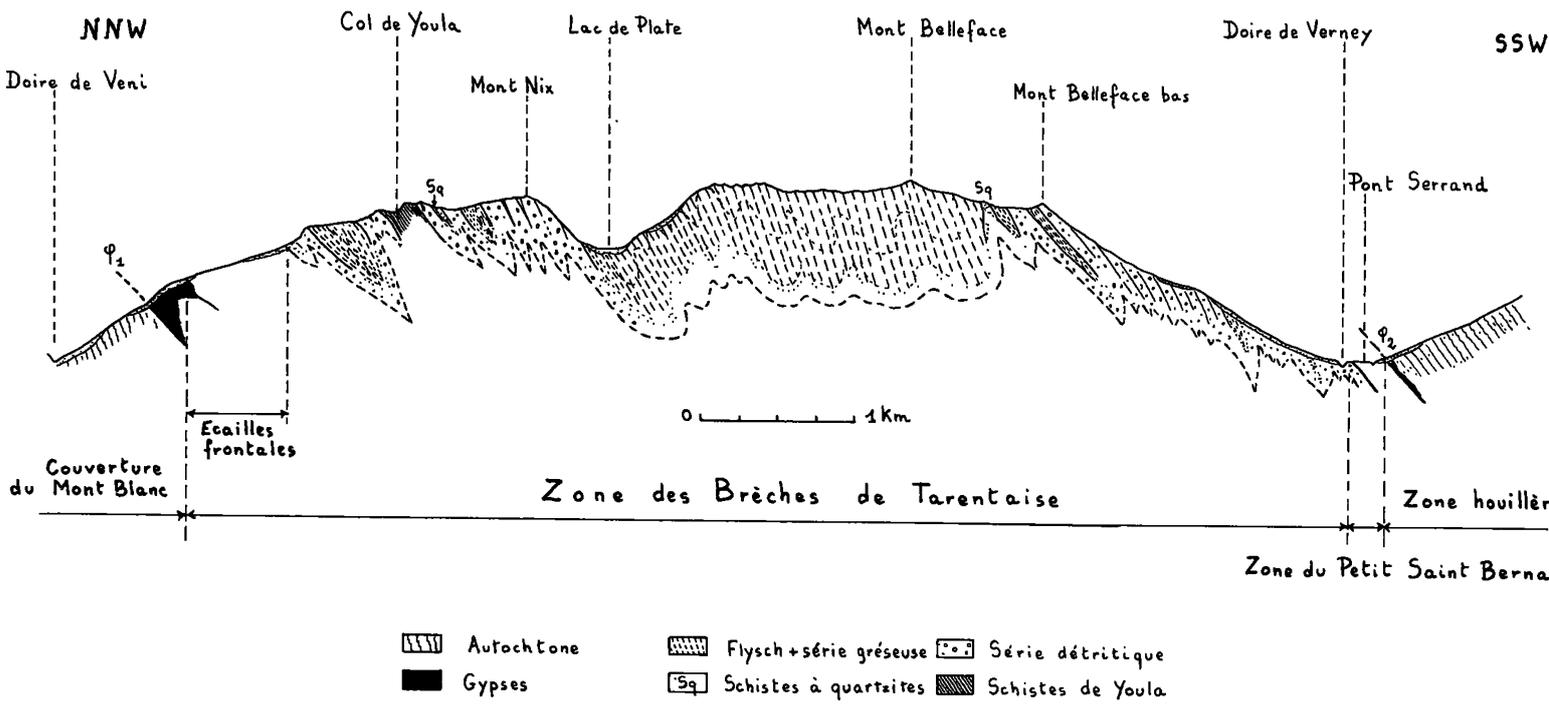


Fig. 2. — Coupe de la zone des Brèches de Tarentaise entre le Val Veni et la Doire de Verney.
En pointillés, limite supérieure supposée de la série détritique. En tireté, limite inférieure.

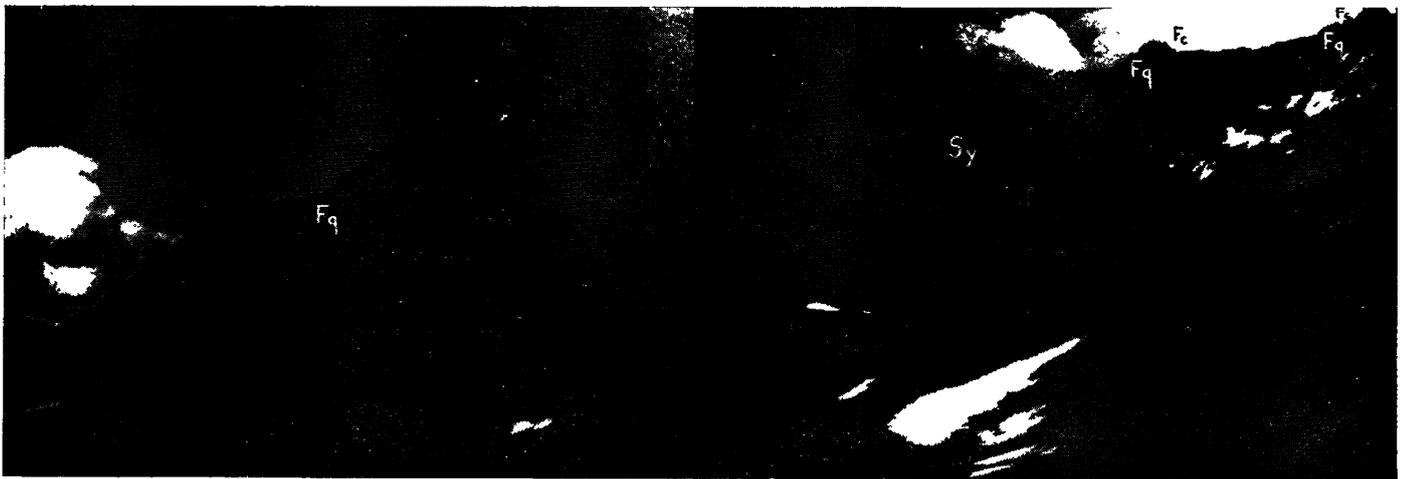


Fig. 3. — Panorama du versant nord-ouest du col de Youla (vu du chemin du lac Combal à Plan Chécrouit).
A, Tête d'Arp; Y, Col de Youla; Fc, Série détritique de la base du Flysch; Fq, Série gréseuse du Flysch; Sy, Schistes du col de Youla.
On voit nettement les alternances de série détritique (niveaux clairs) et de série gréseuse, ainsi que la bande anticlinale des schistes du col de Youla.

sur elle-même (charnières visibles depuis Plan Chérouit). A la partie supérieure on peut observer les schistes noirs à quartzites indiquant que la série gréseuse sus-jacente est bien en situation normale. Elle présente ici une valeur synclinale, puisqu'au-dessus à la Tête d'Arp culmine de nouveau la série détritique.

b) *Le problème des schistes du col de Youla :*
Le col de Youla (fig. 2 et 3) marque le passage, entre la Tête d'Arp et le Mont Nix, d'une bande de schistes noirs très tendres laquelle, un peu plus à l'Est, détermine également le col d'Arp.

Ces schistes sont de teinte noire ou argentée, très feuilletés, s'intercalant par endroits de niveaux de calcschistes un peu plus cohérents, voire de niveaux de calcaires gréseux ou microbrèchiques. Ils sont azoïques.

La question de leur attribution est importante sur le plan structural. Sur leur carte au 1/25 000° de ces régions, P. et G. ELTER (1964) rangent ces schistes dans leur série fq (serie scistose quartzitica) qui semble correspondre aux schistes à quartzites. Au-dessus de ces schistes noirs, P. et G. ELTER figurent, en direction du Mont Nix, la série du flysch proprement dite (équivalente avec mes notations à Fq + F). L'ensemble de ces terrains serait donc isoclinal et en série normale.

En fait la structure n'est pas aussi simple. Au Sud du col de Youla, les schistes noirs sont en réalité surmontés non par du flysch, mais par la série détritique de base... Ceci est très facilement observable le long du chemin touristique du col de Youla au Mont Fortin. Dès lors la bande de schistes de Youla correspond à un pli, anticlinal ou synclinal (il n'y a aucun indice de contact anormal dans ce secteur).

Si l'on admet, ainsi que cela est figuré sur la carte de P. et G. ELTER, que les schistes en question sont les schistes à quartzites, la structure est alors synclinale. Un examen attentif ne m'a cependant pas montré le moindre niveau de quartzite. Cet argument négatif ne permet cependant pas de conclure définitivement qu'il ne s'agit pas là du niveau supérieur à la série détritique.

Des faits plus significatifs sont apportés par l'observation des granoclasses dans les brèches ou microbrèches de la série détritique encaissante. Le premier niveau de celle-ci, au Sud du col de Youla, juste au-dessus du contact avec les schistes

noirs, est un calcaire cristallin noirâtre, en bancs de 0,10 à 0,40 m dont la base est fréquemment microbrèchique. Le granoclassement indique sans ambiguïté une série normale. Le même phénomène, quoiqu'un peu moins net, se retrouve au Nord du col de Youla dans des niveaux identiques de calcaires sombres microbrèchiques, et il indique alors une série inverse.

Dès lors il est possible de conclure en faisant des schistes de Youla un noyau d'anticlinal. Or nous avons indiqué plus haut que, en quelques points de la région, des séries schisteuses noires formaient le substratum immédiat du « flysch » (Pyramides Calcaires - Ravin de la Chail). Sans aller jusqu'à paralléliser la coupe de Youla avec le ravin de la Chail pour attribuer un âge Crétacé supérieur aux schistes noirs du col de Youla, il me paraît logique de rattacher ceux-ci au substratum post-liasique du flysch plutôt qu'à la série du « flysch » proprement dite.

c) *Du col de Youla au lac de Plate :* Entre le col de Youla et le Mont Nix, l'arête montre deux barres de série détritique du « flysch » dont les épaisseurs respectives sont de l'ordre de 35 m et de 90 m. La première barre est surmontée par des schistes à quartzites, ce qui indique qu'elle est en série normale. La seconde barre, par contre, est plissée au moins deux fois. Le relevé banc par banc de chacune de ces barres confirme cette façon de voir. Dans les intervalles entre barres on trouve des synclinaux très pincés de série gréseuse (fig. 2, 3 et 4). Le Mont Nix lui-même est formé dans l'ensemble par la série détritique de la base du « flysch », particulièrement bien visible dans le versant Sud dominant le lac de Plate. Le Mont Nix comprend vraisemblablement un certain nombre de replis dont le détail, pour l'instant, est difficile à préciser.

d) *Du lac de Plate au Mont Belleface :* Le vallon du lac de Plate est encombré de moraines et d'éboulis, si bien qu'il est impossible de vérifier la présence de schistes à quartzites au-dessus de la série détritique. Le versant Sud du vallon de Plate montre la série gréseuse venant normalement par-dessus. Celle-ci forme, entre autres, la masse imposante du Berio Blanc. A ce propos il faut remarquer que le développement très important de la série gréseuse dans ce massif est dû, selon toute vraisemblance, à un plissement anticlinal. Le

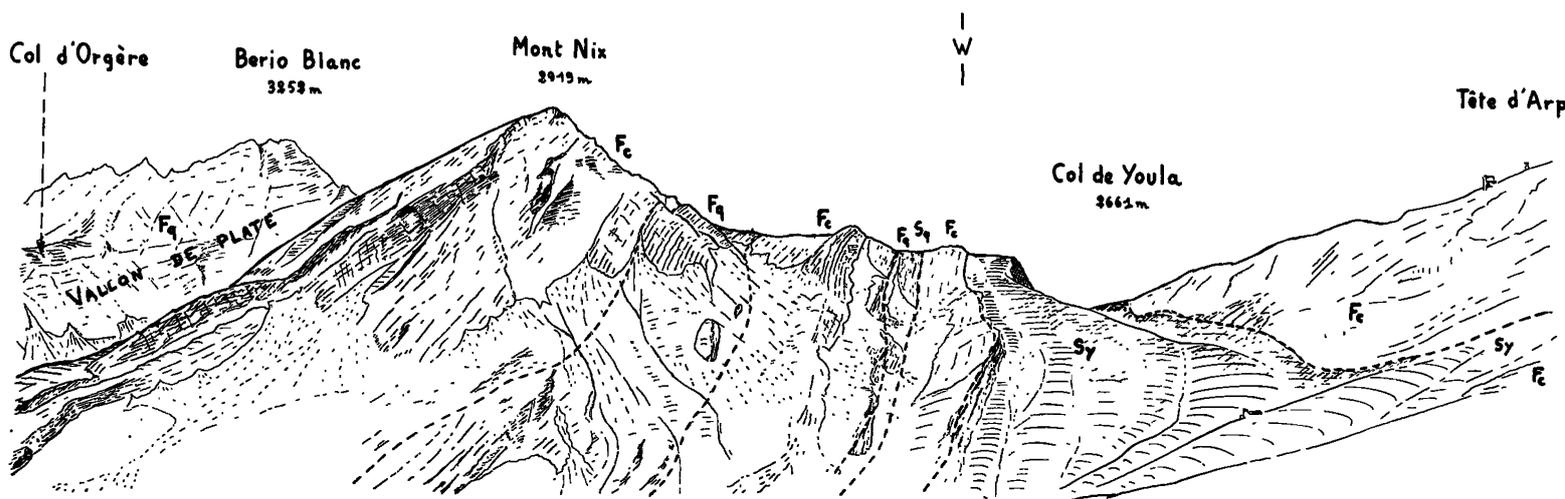


Fig. 4. — Panorama des replis du Flysch de la nappe des Brèches de Tarentaise entre le Mont Bério Blanc et la Tête d'Arp.

Fc, Série détritique de la base du Flysch; Fq, Série gréseuse du Flysch; Sy, Schistes du col de Youla.

noyau en est visible sous forme d'une bande de série détritique qui affleure dans le vallon des Chavannes, près du chalet de cote 2 065, au SSE du Berio Blanc. En tenant compte de l'orientation générale des plis dans la région, j'ai esquissé cet anticlinal à sa place approximative sur la coupe étudiée.

Ensuite jusqu'au Mont Belleface affleure la série gréseuse du « flysch ».

e) *Du Mont Belleface jusqu'à Pont-Serrand :*
A partir du Mont Belleface, la série détritique réapparaît en un certain nombre de barres, séparées en général par de minces bandes de série gréseuse. Celles-ci ne sont pas visibles directement sur l'axe de la coupe à cause du glacière, particulièrement entre le Mont Belleface-Bas et Pont-Serrand. On peut cependant les observer dans les gorges de la Doire en amont du village. Ce style se poursuit jusqu'à la vallée de la Doire de Verney, en rive droite, où apparaît une zone tectonique nouvelle, celle du Petit-Saint-Bernard, recouverte elle-même un peu plus à l'Est par la zone houillère briançonnaise.

B) Conclusions.

La coupe détaillée ci-dessus montre que le style isoclinal considéré comme classique dans cette

région masque une structure qu'il est possible de reconstituer. A grande échelle celle-ci est simple et comprend un synclinorium de « flysch » bordé de deux anticlinoriums à ossature de série détritique. Dans le détail on constate que chacune de ces structures se subdivise en un grand nombre de plis simples, extrêmement resserrés et dont les charnières ne sont pas toujours visibles. Une conséquence de ce resserrement des plis est un plissement dysharmonique intense qui affecte le cœur des structures. De nombreuses mesures d'axes de ces plis montrent qu'ils sont d'une façon générale parallèles aux axes des grandes structures. A la limite, ce microplissement a été générateur d'une véritable schistosité parallèle au plan axial de ces plis. Cette schistosité prend le plus souvent un aspect de couche stratigraphique, d'où l'aspect général isoclinal.

La structure étant mieux précisée, il vient à l'idée d'utiliser la coupe étudiée pour tenter de définir l'épaisseur des différents termes de la série du « flysch ». Ceci est très aléatoire pour plusieurs raisons :

— On ne connaît pas la limite supérieure du « flysch » ;

— Il est très difficile de faire la part des étirements de couches, qui en certains points sont importants. Il est possible en effet d'observer fréquemment dans la série détritique des galets

extrêmement étirés, sans fractures. Cet étirement est quasi général dans les niveaux microbréchiques ;

— Le dessin des couches en profondeur, tel qu'il est figuré sur la fig. 2, est hypothétique, bien que j'aie tenu compte des coupes naturelles très profondes comme celles du vallon de Chavannes ou d'Orgère, l'une montrant le cœur anticlinal du Berio Blanc, l'autre la fermeture en profondeur du synclinal de série gréseuse, immédiatement au Nord du Mont Belleface-Bas ;

— Enfin, si l'on voulait apprécier la contradiction d'ensemble du socle de la zone des brèches de Tarentaise sur l'axe étudié, il faudrait tenir compte de la zone des écaïlles frontales, ce qui est impossible.

L'épaisseur de la série détritique de base peut s'estimer assez facilement, elle est de l'ordre de 40 à 50 m, tout au moins dans la partie Nord de la coupe.

L'épaisseur de l'ensemble F, Fq, Sq, soit le reste de la série « flysch », ne semble pas dépasser 800 m.

Pour terminer, il est possible de faire deux remarques d'ordre général :

a) L'aspect de la coupe (fig. 2) permet de se poser la question de la structure générale de la zone des brèches de Tarentaise dans le secteur considéré. S'agit-il vraiment d'une nappe de charriage ? Certainement pas si l'on prend pour modèle la nappe des schistes lustrés ou bien les flyschs de l'Ubaye. L'impression générale est qu'il s'agit plutôt d'un froncement de couches entre les deux môles constitués par la zone houillère briançonnaise d'une part et le massif du Mont-Blanc d'autre part.

b) Dans la région du col de Youla, les structures plissées décrites tout au long de cette note présentent des axes dont l'orientation varie entre N 50 et N 70° avec un plongement de 20 à 30° vers l'WSW. Mais immédiatement à l'Ouest du col de Youla, dans le ressaut entre le Mont Nix et le Mont Favre, les structures précédentes, soulignées par les alternances de série détritique et de série gréseuse, ainsi que les schistes de Youla, sont ployées secondairement en une voûte anticlinale d'axe N-S et à fort plongement vers le Sud. Ceci marque l'existence de mouvements tardifs de direction E-W, dont des traces peuvent être retrouvées de temps en temps dans la région.

BIBLIOGRAPHIE

- ANTOINE (P.) (1965). — Sur la présence de Crétacé supérieur daté dans la nappe des brèches de Tarentaise au Nord des Chapieux (*C. R. Acad. Sc.*, t. 261, p. 3640-3642).
- ANTOINE (P.) (1966). — Sur la tectonique de la zone des brèches de Tarentaise au niveau du glacier du Miage (Val Veni, Italie) (*Trav. Lab. Géol. de Grenoble*, t. 42).
- BARBIER (R.) (1948). — Les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère (*Mém. Serv. Carte*).
- DEBELMAS (J.) et LEMOINE (M.) (1964). — La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents (*L'Information scientifique*, n° 1, p. 1-33).
- ELTER (G.) (1960). — La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe (*Mem. Istit. Geol. Min. di Padova*, n° XXII).
- ELTER (G. et P.) (1964). — Carta geologica della regione del Piccolo San Bernardo.
- ELTER (P.) (1954). — Etudes géologiques dans le Val Veni et le Vallon du Breuil (Petit-Saint-Bernard) (*Thèse, Lab. Géol. Univ. de Genève*, N. S., 66).
- SCHOELLER (H.) (1929). — La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère (*Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 175).
- ZULAUF (R.) (1963). — Zur geologie der tiefpenninischen Zone nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien) (*Thèse, Zürich*).