

Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans (partie Nord du Haut-Dauphiné cristallin)

par François BARTOLI *, Arnaud PÊCHER *
et Pierre VIALON **

En haut Dauphiné comme dans les autres massifs cristallins externes, il a pu être reconnu une histoire antéalpine (antétriasique) complexe, débutant au moins au Précambrien supérieur ; les différences lithologiques qui ont permis sa subdivision en plusieurs grands ensembles (P. LE FORT, A. PÊCHER, 1971) reflètent surtout cette longue histoire ancienne : noyau et cortex, polymétamorphiques et, en ce qui concerne le premier, fortement migmatisé ; granites intrusifs hercyniens, postérieurs aux métamorphismes de l'encaissant et aux déformations plastiques associées...

Par contre la plupart des auteurs estiment qu'au cours des événements alpins la reprise de ce bâti ne s'est accompagnée ni de réorganisation mécanique des matériaux (schistosité), ni de recristallisations notables. On admet que dans ces socles le métamorphisme alpin¹ est de faible intensité, sans nouvel aménagement textural des roches.

En fait, les travaux récents de l'un d'entre nous (F. B., 1973), dans la partie nord-ouest du massif (région de Saint-Christophe-en-Oisans), ont cependant permis de souligner que les phénomènes alpins étaient localement importants pour expliquer certains faciès de gneiss. On a pu ainsi opposer un domaine structural septentrional, où prédominent ces gneiss très remaniés, à un domaine méridional beaucoup moins transformé au cours de l'histoire alpine². D'autres observations permettent de pré-

ciser les modalités du passage de l'un à l'autre de ces domaines.

A) Le domaine septentrional : les formations de Saint-Christophe-en-Oisans.

Dans la région de Saint Christophe-en Oisans, il existe des migmatites analogues à celles rencontrées dans tout le noyau du massif ; mais elles ne subsistent plus ici que sous forme de lanières ou de panneaux réduits dans des gneiss finement ocellés, « ocellaires », ou dans des micaschistes.

1) LES GNEISS OCELLAIRES (F. B., 1973) (Gneiss du Plan du Lac, R. OZOUK, 1965).

Ils forment des bandes subméridiennes, dont la plus épaisse, entre Bourg-d'Arud et le Plan du Lac

* Institut Dolomieu, rue Maurice-Gignoux, 38 - Grenoble. LA 156 « Pétrologie des formations cristallophylliennes ».

** Institut Dolomieu, rue Maurice Gignoux, 38 - Grenoble.

¹ Cette expression est prise dans son sens large, car il faudrait en toute rigueur distinguer les différentes phases des métamorphismes alpins (voir A. PÊCHER et P. VIALON, 1974) où successivement les effets de recristallisations statiques, puis plus nettement « orogéniques » (c'est-à-dire liées à des déformations) ont pu apparaître.

² Du moins dans cette partie du massif : en effet il existe aussi des gneiss analogues à ceux de notre domaine septentrional ailleurs que dans le secteur dont il est question ici : Valgaudemar (gneiss de Villard Loubières, P. LE FORT, 1971) ou région du glacier Blanc (gneiss de la pointe de Longis, A. P., inédit) par exemple.

atteint 2 km de puissance. Il s'agit d'une roche où de petites amandes ovoïdes (les ocelles), feldspathiques ou quartzo-feldspathiques, mono ou polycristallines, de quelques mm à un cm de long, abondantes mais rarement jointives, sont moulées par une trame phylliteuse très fine.

Au microscope (fig. 1), la roche se caractérise par l'abondance des textures cataclastiques ; les ocelles sont formées de microcline perthitique, de quartz, de plagioclase An 35 toujours très séricitisé, parfois d'un peu de biotite brun-rouge. Tous ces cristaux sont déformés et fracturés (fractures à recristallisations quartzzeuses). Le plus couramment les ocelles se terminent par des « ombres de pression » (ou queues d'étirement) composées de quartz en fins cristaux en mosaïque. En quelques endroits il existe aussi dans ces zones recristallisées, de l'oligoclase granulé et de la biotite (F. B., 1973).

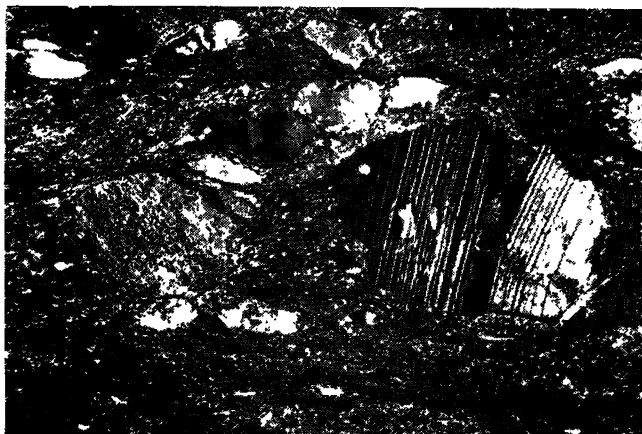


Fig. 1. — Gneiss ocellaire. Microphotographie, lumière polarisée. Feldspath potassique et plagioclase résiduels, séparés par une queue de recristallisation, à quartz granulé, dans une matrice sériciteuse abondante (éch. Q4E1, rive gauche du Vénéon ; feuille St-Christophe n° 1 au 1/20 000 ; $x = 900,41$; $y = 304,07$; $z = 1\,200$ m).

La matrice se compose d'un agrégat très fin de quartz, feldspath et séricite prédominante ; soulignant la schistosité de cette matrice, on observe aussi de grandes lanières dentelées de quartz (fig. 2).

On retrouve dans ces gneiss des caractères qui marquent une cataclase intense (mylonitisation), accompagnée de la blastèse de certains minéraux (en particulier le quartz en rubans). On peut donc parler pour ces roches de *blastomylonites*, bien que certains auteurs préfèrent réserver ce terme à des



Fig. 2. — Blastomylonite du domaine septentrional. Microphotographie, lumière polarisée. Noter en particulier l'aspect caractéristique des quartz en rubans (éch. Q5C2, région du Diable, Nord de Saint-Christophe ; feuille St-Christophe n° 1 au 1/20 000 ; $x = 901,57$; $y = 306,98$; $z = 2\,420$ m).

roches où les structures blastiques sont plus nettement prépondérantes sur les textures cataclastiques (J. BELLIERE, 1971 ; M.W. HIGGINS, 1971).

Age de la blastomylonitisation.

Dans ce secteur septentrional, les gneiss ocellaires dérivent de migmatites antéhercyniennes ; par contre il existe localement dans le secteur méridional des faciès tout à fait analogues formés aux dépens de roches variées, en particulier des granites (cf. *infra*, § B) dont on sait l'intrusion tardive, postérieure aux déformations hercyniennes : la blastomylonitisation doit donc être un phénomène plus récent.

On connaît d'autre part des zones où la couverture liasique du socle (par exemple entre les sommets du Diable et du Jandri, au Nord de Saint-Christophe) est très schisteuse. La « schistosité blastomylonitique » des gneiss ocellaires du socle prolonge très exactement le clivage S_2^3 principal de la couverture. On est ainsi conduit à admettre que la blastomylonitisation est la traduction dans le socle des déformations qui, dans la couverture, ont permis l'apparition de la schistosité S_2 . Cette relation,

³ Nous adoptons ici la nomenclature définie à la périphérie des massifs cristallins externes par J.-P. GRATIER et al., 1973. S_1 : clivage rarement observable dans les régions étudiées, lié à des plissements précoces (crétacés ?) ; S_2 : schistosité de flux principale dans les couvertures liasiques, qui sert de repère régional et qui est liée aux plissements priaboniens ; S_3 : clivage « strain slip » tardif (voir discussion sur cette notation et les âges relatifs de ces clivages in P. VIALON, 1974).

confirmée par d'autres observations signalées ci-après dans le domaine méridional, permettrait donc d'attribuer un âge Priabonien à la naissance de ces textures (cf. J.-P. GRATIER et al., 1973, et P. VIALON, 1974).

2) LES MICASCHISTES.

Ce sont des roches intensément feuilletées qui jalonnent en minces bandes (puissance : quelques cm à quelques m) les principales cassures, surtout méridiennes, aujourd'hui bien visibles dans la morphologie.

Les phyllites y sont prépondérantes ; localement, quelques ocelles leucocrates peuvent subsister.

Au microscope on retrouve une texture assez analogue à celle de la mésostase des gneiss ocellaires : dans une pâte très fine, la séricite (souvent associée à des petits cristaux de muscovite) prédomine largement (séricitisation générale) ; répartie de manière assez homogène et bien orientée, elle définit les plans de schistosité.

Sur le terrain s'observe normalement un passage progressif et une évolution continue des faciès migmatitiques initiaux aux gneiss ocellaires puis aux micaschistes. En fait, ces derniers, qui sont le produit ultime d'une déformation essentiellement cataclastique, se sont formés à un niveau structural relativement plus élevé que les gneiss ocellaires (blastomylonites) ; ils ne leur sont donc probablement pas tout à fait contemporains. Il semble que la continuité observée sur le terrain exprime une évolution dans le temps du style ou/et des caractéristiques de la déformation plutôt qu'une variation de son intensité dans l'espace. Le parallélisme presque constant des schistosités dans les gneiss ocellaires et dans les micaschistes soulignerait alors la pérennité des orientations de déformations tout au long des événements alpins, éventuellement conditionnées par la disposition d'accidents du socle, peut-être déjà hérités de l'Hercynien.

Ainsi les jalons méridiens de ces micaschistes pourraient avoir la même valeur que le clivage S_3 , plan dans lequel s'engagent les ultimes mouvements, ici parallèle à celui de la schistosité régionale S_2 légèrement antérieure.

Ce processus a été décrit en plusieurs points de la couverture liasique des bordures du massif cristallin (par exemple dans la région de Bourg-

d'Oisans) : lorsque le plan théorique de la déformation ultime devant donner S_3 est trop proche de la schistosité préexistante, S_3 ne se matérialise pas et la dernière déformation se superpose à la précédente dans la géométrie de celle-ci.

B) Le domaine méridional.

Au Sud d'une limite passant à peu près par l'Aiguille du Plat de La Selle, le cirque de l'Alpe du Pin et le Petit Roux (au Nord de la Roche de la Muzelle), la lithologie est différente ; on retrouve ici les faciès usuels du reste du massif : migmatites biotitiques, amphibolites, grosses masses de granites circonscrits (granites des Etages, granites de Turbat-Lauranoure). Les fractures, beaucoup moins abondantes qu'au Nord, sont accompagnées de minces bandes de micaschistes ou de roches broyées ; on ne retrouve que rarement les blastomylonites ; elles sont alors cantonnées à la proximité immédiate d'accidents importants.

La zone de faille qui traverse le haut vallon de Lanchatra, du Petit Roux à la Tête de Lauranoure, offre un bel exemple de cette blastomylonitisation locale. Il s'agit d'un décrochement senestre, orienté N 135°, à peu près vertical, où des levés récents (A. P., P. V., 1974) ont permis de retrouver un peu de Lias pincé (voir ci-après).

Le cristallin (ici le granite de Turbat-Lauranoure) de part et d'autre de la fracture montre une schistosité très nette ; au fond du vallon, au niveau de l'accident lui-même, le granite est transformé sur deux ou trois mètres en blastomylonite typique ; la foliation néoformée est soulignée par de minces flammèches ou rubans de quartz. En lame mince la texture est très caractéristique : une matrice où alternent des longs rubans de quartz et des zones très séricitisées à quartz granulé moule quelques rares feldspaths préservés (fig. 3).

Un peu plus loin de la cassure, la roche acquiert un faciès peu différent de celui des gneiss ocellaires décrits au Nord. On passe ensuite rapidement (au bout de 10 à 15 m) à un granite écrasé très orienté (schistosité toujours nette), puis à un granite macroscopiquement sain (mais où se voient encore au microscope de nombreuses traces de déformation).

Au total, la largeur de la bande de terrain ainsi déformée atteint près de 500 m, à ce niveau du moins.

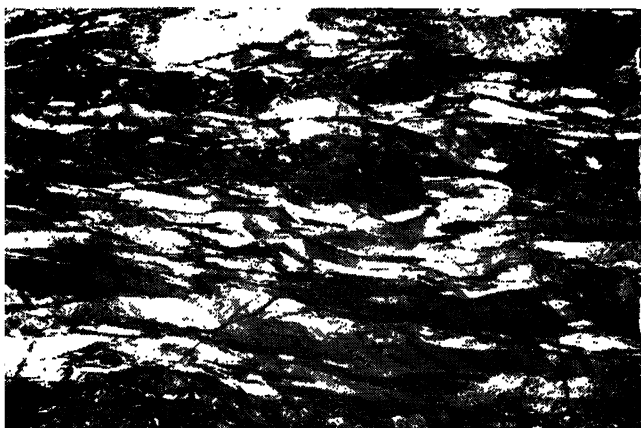


Fig. 3. — Granite de Turbat — Laurantouré mylonitisé, accident Petit Roux - Tête de Laurantouré. Fond du vallon de Lanchatra (éch. Q3J11, feuille St-Christophe n° 1 au 1/20 000 ; x = 899,72 ; y = 299,70 ; z = 2 180 m).

Cet exemple est local, mais il se retrouve en d'autres points, le long de cette même fracture, ou aux abords d'autres accidents. Il est intéressant car il permet de souligner deux points importants au moins :

— Les événements alpins (âge attesté par le pincement de lambeaux liasiques le long des accidents) peuvent entraîner une blastomylonitisation sur un matériel originellement isotrope, au moins localement. Ce phénomène est un véritable métamorphisme (au sens où il y a des transformations minéralogiques et texturales, ici prépondérantes), et ce métamorphisme est plus fort que celui communément admis dans ces régions.

— Le métamorphisme alpin, au moins dans ce stade « orogénique » (voir ci-dessus note infra-paginale n° 1) est ici un métamorphisme « de position » et à ce titre fortement hétérogène : ses variations sont brutales et strictement liées à des zones où se produisent certaines déformations.

C) La limite entre les deux domaines structuraux : l'accident Meije - Muzelle.

Les caractères structuraux des deux domaines sont donc assez tranchés et s'expriment essentiellement par le fait que les faciès du Nord ne se rencontrent qu'exceptionnellement, et surtout très localement, au Sud. Par ailleurs on doit remarquer aussi que le domaine méridional contient de grandes

masses granitiques, absentes au Nord. Cette distinction, basée à la fois sur la lithologie et sur l'état de déformation des matériaux constituants, peut être précisée par l'examen des limites entre les deux domaines. Cela entraîne à réviser assez fortement l'interprétation structurale que l'on peut donner de la partie nord du massif du haut Dauphiné cristallin.

En effet les deux domaines structuraux sont affrontés le long d'une dislocation majeure du socle (souvent reprise par des accidents méridiens au jeu récent) qui prolonge vers l'Ouest le classique chevauchement de la Meije. Cette limite a été précisée récemment par des levés entre le versant sud-ouest de l'Aiguille du Plat de la Selle et la face nord de la Muzelle (A. P. et P. V., 1973).

1) VALLON DE LANCHATRA.

Dans ce vallon, J. VERNET (1964) a décrit le chevauchement du cristallin sur un ensemble triasico-liasique (tronçonnement méridional du synclinal de la Coche de Lanchatra par le granite, avec amorce de pincement à l'angle extrême sud-est). En fait c'est cet accident, plus important que ne le pense cet auteur, qui juxtapose brutalement les granites et les migmatites au Sud, et le Lias⁴ et son encaissant de gneiss ocellaires au Nord. Son orientation moyenne est N 110°, son pendage 45° Sud.

En rive gauche du vallon, dans le versant nord-est du Petit Roux, le granite chevauche directement le Lias, dans lequel on retrouve, à une cinquantaine de mètres du contact, une mince écaille de cristallin très écrasé. Plus à l'Ouest, le plan de cassure passe sur l'arête entre le Petit Roux et la cime du Pied de Bary, puis dans le vallon de la Muzelle ; d'abord zone mylonitique intracristalline, il superpose ensuite le cristallin au Lias du synclinal de la Muzelle (chevauchement au niveau du point coté 2596, en rive gauche du glacier de la Muzelle, mentionné par J. VERNET, 1964, qui ne lui attribue qu'une valeur locale).

Au niveau du fond du vallon de Lanchatra, l'accident est intracristallin et superpose le granite à un petit panneau fait surtout de migmatites, selon

⁴ Pour la commodité de l'exposé nous parlerons souvent de la couverture, pincée ou non, sous le terme de « Lias », même si en réalité il existe d'autres termes dans ces faciès sédimentaires (Trias, gréseux, spilitique, dolomitique...).

un plan N 115, S 55, où des stries marquent un mouvement du compartiment sud vers le Nord-Ouest. Ces migmatites chevauchent à leur tour le Lias, selon un plan peu différent (Nord 110, Sud 40). En rive gauche du torrent, il existe en outre dans le Lias une nouvelle écaïlle de gneiss, déjà mentionnée par J. VERNET (1964).

En rive droite du vallon, la cassure, double ici, se poursuit jusqu'au collet situé au Nord du Peigne du Pierroux, à 2 700 m d'altitude, soulignée par des petits lambeaux de calcaires et de schistes liasiques, très minces dans la partie supérieure (moins de 1 m parfois). La direction de l'accident est toujours N 110, S 40. Dans l'affleurement liasique le plus important (sommet du névé du versant ouest du col du Pierroux) la schistosité principale S_2 est nette, de direction N 60, S 70 à N 135, S 60, tandis que la schistosité S_3 n'est que sporadique.

Cet accident chevauchant principal, sensiblement Est-Ouest, est accompagné plus en amont dans le vallon par l'importante cassure subverticale Nord 135° dont il a été question plus haut et qui est jalonnée par des blastomylonites issues du laminage du granite. Celle-ci se suit entre le Petit Roux (où elle rejoint le chevauchement) et, par la tête de Lauranoure, le vallon de la Mariande (où elle vient buter contre l'accident méridien de la crête du Pierroux).

Dans la partie occidentale de son tracé, entre l'antécime est du Petit Roux (vers 2 700 m) et le ravin du Saut de la Vieille, à 2 430 m d'altitude, cette faille pince un peu de Lias, dont l'épaisseur peut atteindre plus de 50 m. Il s'agit surtout de calcaires roux, de schistes bleutés et localement (éperon du Petit Roux en bordure sud de l'affleurement) de quelques quartzites. Ce Lias comporte une schistosité S_2 sensiblement parallèle au plan de faille (N 130-140, S 70) reprise localement par un strain-slip S_3 . Le plan de cassure lui-même (limite du granite laminé et des faciès sédimentaires) porte des stries (N 116, E 35) indiquant un mouvement du compartiment nord vers l'Ouest-Nord-Ouest.

Ce décrochement senestre, qui décale d'environ 1 km la partie nord du granite aplitique du fond du vallon de Lanchatra⁵ (cf. fig. 4), est souligné par la disposition de la schistosité bordière dans le granite (voir ci-dessus). Parallèle (comme dans les pincées liasiques) à l'accident sur son tracé même, l'orientation du plan du clivage S_2 s'infléchit de

part et d'autre, en forme de S, pour devenir méridienne lorsqu'on s'en éloigne, là où la schistosité tend à disparaître.

2) CIRQUE DE L'ALPE DU PIN, VALLON DE LA MARIANDE, VÉNÉON.

A l'Est du collet nord du Peigne du Pierroux, le chevauchement se poursuit dans le cirque de l'Alpe du Pin jusqu'à 2 330 m d'altitude, en rive droite de la combe du glacier du Pierroux : c'est là une cassure intracristalline, qui juxtapose toujours le granite méridional aux gneiss ocellaires selon un plan N 90, S 45 à N 110, S 50 ; on y voit çà et là des schistes noirs très écrasés (restes de Lias ?). Plus à l'Est, il disparaît sous les éboulis et les moraines du fond du cirque ; il viendrait ensuite buter contre les importantes fractures de la partie orientale du cirque.

Ces dernières sont de deux types :

- orientées Nord-Ouest - Sud-Est : les plus importantes sont les cassures verticales qui passent au refuge de l'Alpe du Pin. Elles semblent de la même famille que les cassures N 135 du vallon de Lanchatra ;
- subméridiennes à pendage fort vers l'Est : à cette famille appartient en particulier l'importante cassure de la crête du Pierroux (orientée N 185 à N 20, pentée E 65 à 75) à laquelle est associée une bande de schistes dont l'épaisseur atteint plusieurs dizaines de mètres.

Compte tenu de la complexité de ces fractures, et en l'absence de données précises sur l'amplitude et le sens de leur rejeu, faute aussi de témoins liasiques, il est difficile de suivre le chevauchement au niveau de la vallée du Vénéon. Il faut cependant noter qu'au Sud du nœud de cassures que constitue la région du refuge de l'Alpe du Pin et du bas vallon de la Mariande, on ne retrouve plus les faciès du cristallin schisteux du domaine septentrional.

3) AIGUILLE DU PLAT DE LA SELLE.

Encore plus à l'Est, le premier jalon sédimentaire se trouve dans le flanc ouest-sud-ouest de la Tête

⁵ Un déplacement et un sens de mouvement analogues se retrouvent dans l'accident parallèle qui coupe le vallon à 1 km plus au Sud, entre la Muzolle et la Tête de Salude.

du Graou (versant ouest de l'Aiguille du Plat de la Selle), entre 2 000 et 2 050 m d'altitude, en rive droite du ravin de Combe-Blanche. Ce petit affleurement (50 × 300 m) de calcaires et de schistes triasico-liasiques figure déjà sur la seconde édition de la feuille de Briançon au 1/80 000. J. VERNET (1964), qui envisage la notion de « relais » dans le chevauchement de la Meije, le rattache au vu de son dessin cartographique à une structure méridienne plus occidentale.

En fait il se situe entre deux zones mylonitiques intracristallines (gneiss ocellaires et schistes). La zone supérieure (limite est), orientée Nord 50°, pentée Est 60°, est connue plus en amont, là où elle traverse le glacier de Routier, vers 2 950 m d'altitude (communication orale J. BIJU-DUVAL et P. LE FORT) ; elle prolonge assez exactement l'accident de la face nord de l'Aiguille du Plat de la Selle (on rejoint ici l'opinion de P. BELLAIR, 1961). La zone inférieure (limite ouest), de même direction mais moins pentée (45° Est), se prolonge en amont dans la combe de l'Aiguilla ; elle peut se suivre en photo aérienne jusqu'en rive gauche du vallon de la Selle. La limite entre les deux domaines structuraux paraît être ce chevauchement le plus plat.

Les deux zones mylonitiques sont tronquées vers le Sud-Ouest par l'important accident méridien subvertical (accident Mariande-Jandri) qui est la structure méridienne où J. VERNET considère que l'affleurement liasique de la Tête du Graou est pincé.

En aval de ce jalon sédimentaire on retrouve encore des fractures Nord-Ouest - Sud-Est subverticales, qui paraissent appartenir à la famille des accidents du refuge de l'Alpe du Pin et du fond de Lanchatra. Comme au niveau du Petit Roux, elles définissent, avec le chevauchement de direction Est-Ouest à N 60°E, un débit du socle en « coins » qui paraît assez souvent caractériser le dispositif des rapports socle/couverture dans ces régions (voir en particulier la « tectonique en coins » du massif du Rochail, in J.-P. GRATIER et al., 1973).

Il est utile enfin de souligner que dans le Lias le clivage S₂ varie en direction de N 30°E à N 60°E, et en pendage de 30 à 60° vers l'Est. Ces chiffres sont très compatibles avec la direction du chevauchement, et on ne peut guère relier ces lambeaux liasiques et leur schistosité à la seule géométrie des failles méridiennes subverticales.

4) EXTENSION VERS L'EST : LE CHEVAUCHEMENT DE LA MEIJE.

La zone mylonitique supérieure se prolonge donc en face nord de l'Aiguille du Plat de la Selle, où il existe effectivement une cassure importante pinçant des terrains triasico-liasiques (P. BELLAIR, 1961 ; J. VERNET, 1964). D'après les contours cartographiques de cet affleurement, reconnu uniquement par approche aérienne ou depuis les sommets avoisinants, on peut déduire pour le plan de cassure une orientation à cet endroit de l'ordre de N 60, S-E 60 (valeur très approximative bien sûr, mais du même ordre que celles mesurées un peu plus au Sud-Ouest).

Cet accident traverse ensuite le fond du cirque du vallon de la Selle, passe au col de la Lauze, où le Trias et le Lias réapparaissent, puis au col des Ruillans et rejoint Villar-d'Arène par les vallons de la Meije (fig. 4). Dans toute cette région c'est un chevauchement fort connu, et de très longue date — il a déjà été décrit par Elie DE BEAUMONT en 1831. Signalons simplement ici que :

- sa direction globale Sud-Ouest - Nord-Est n'est qu'une direction apparente, enveloppe d'un plan essentiellement N 80, S 50 en moyenne, constamment recoupé par de nombreuses failles méridiennes subverticales et à décrochement senestre ;
- le déplacement selon ce plan, marqué par des stries et cannelures ou des crochons des plans de stratification du Lias chevauché, ne se fait pas dans le sens de la plus grande pente, mais sensiblement suivant une direction N 110-120° E : le chevauchement a donc une forte composante décrochante horizontale dextre ;
- les matériaux du Lias chevauchés possèdent presque toujours les deux schistosités habituelles de la région : le clivage de flux S₂ généralement N 120-140° E, repris par un strain-slip plus méridien ;
- les faciès mis en contact sont du même type non cataclastique de part et d'autre du chevauchement : les faciès du « cristallin schisteux » qui caractérisent le domaine structural septentrional dans la région de Saint-Christophe disparaissent en effet dans le vallon de la Selle, à peu près à l'aplomb de l'Aiguille du Plat de la Selle.

D) Discussion.

La limite entre ces deux domaines définis tant par leur lithologie ancienne que par les déformations pénétrantes alpines qui les affectent correspond à un grand accident chevauchant vers le Nord-Nord-Ouest qui montre en outre une forte composante décrochante dextre. Nous le désignerons sous le terme de « *chevauchement Meije-Muzelle* ».

Mais il faut justifier la continuité qu'implique une telle dénomination. Or nous avons vu qu'il ne s'agit pas d'un accident simple, et les divers relais, les recoupements par des fractures congénères ou plus récentes, les déformations successives du plan primitif présumé idéal ne rendent pas cette continuité évidente. Il faut souligner néanmoins qu'en dépit de cette complexité il a pu être suivi presque pas à pas sur plus de 20 km. Par ailleurs, il est sûrement beaucoup plus étendu encore vers le Sud-Ouest : en effet, après le hiatus du « synclinal du col de la Muzelle », il est très probable que cette même structure se poursuive, par les jalons de Trias et de Lias signalés par J. VERNET (1964) puis par F. DESTHIEUX et J. VERNET (1970) (« pli-faïlle oriental de la brèche de Lauvitel ») entre le col du Vallon et la Brèche de Lauvitel, jusqu'à la montagne du Vet, au-dessus d'Entraigues en Valbonnais.

Si l'on se cantonne à la région étudiée ici on remarque que le chevauchement superpose tout au long de son tracé, aussi bien dans le vallon de Lanchatra que sous l'Aiguille du Plat de la Selle, des faciès homologues. Cela malgré des déviations locales ou des zones d'imprécision (vallée du Vénéon et débouché du vallon de la Mariande) dues à la conjonction de plusieurs réseaux de fractures et à une topographie compliquée, elle-même superposée à une géométrie peu simple des structures. Il a donc partout la même valeur, qui est soulignée par le sens constant des déplacements relatifs (vers le Nord-Nord-Ouest pour le compartiment supérieur, méridional, avec glissement de sens dextre : sens de mouvement dans une direction N 120° environ, sur un plan sensiblement Est-Ouest) déterminés par l'examen des stries et cannelures, la torsion de la schistosité ou la disposition générale des affleurements.

Le plan de chevauchement lui-même peut se décrire comme une surface gauche, où des sections de direction à peu près Est-Ouest (Meije, Plat de

la Selle, Alpe du Pin - Lanchatra) alternent avec d'autres qui sont plus méridiennes (Sud du col de la Lauze, flanc ouest de l'Aiguille du Plat de la Selle, abords du synclinal du col de la Muzelle), pour des pendages vers le Sud (ou le Sud-Est) toujours équivalents. De telles torsions peuvent être mises sur le compte du jeu de failles récentes : ce sont les failles méridiennes, subverticales, jalonnées par des mylonites de niveau structural élevé (micaschistes en bandes dans les blastomylonites).

Mais même en rétablissant ainsi le chevauchement dans une situation initiale moins contournée (plan proche d'une direction Est-Ouest, à pendage Sud), il ne faut pas voir le déplacement qu'il engage comme une translation sur une discontinuité idéale et simple. En effet celle-ci se combine fréquemment avec des accidents subverticaux de direction moyenne Nord-Ouest - Sud-Est, avec décrochement senestre, où sont également impliquées les couvertures liasiques. L'exemple du vallon de Lanchatra est particulièrement typique à cet égard. Le socle se trouve ainsi découpé en un système de dièdres où le jeu combiné des déplacements le long des fractures limites indique une direction de contraction située environ à N 120°. Ce dispositif conduit donc à une avancée de « coins » de socle, ouverts vers l'Est, en direction de l'Ouest-Nord-Ouest, où ils peuvent poinçonner la couverture du massif, et éventuellement la chevaucher quand la fracture limite est pentée vers le Sud (tectonique « par coins », GRATIER et al., 1973 ; « poinçonnement » des couvertures occidentales des massifs cristallins externes, P. VIALON, 1973).

Il est peut-être prématuré de tenter d'interpréter plus largement ces déformations ; on peut néanmoins remarquer que le chevauchement initial de direction à peu près Est-Ouest est sensiblement parallèle à l'orientation de plis anciens dont le développement est bien connu au Nord du Massif du Pelvoux dans le pays des Arves (plissements crétacés ?). Les masses de socle méridionales pourraient avoir une valeur d'anticlinal, déversé vers le Nord (en particulier sur les couvertures mésozoïques). Ces déversements, exagérés dans les déformations plus récentes, mettraient alors en situation relative synclinale le domaine chevauché, dans une position propice au développement plus généralisé de déformations pénétrantes (niveau structural plus profond, zone relativement plus comprimée...).

En effet le domaine septentrional est, nous l'avons vu, largement repris par la blastomylonitisation. Celle-ci a un âge imprécis, mais sûrement au moins en partie alpin⁶. Il n'est pas encore très facile de relier directement l'état des déformations et le faciès métamorphique atteint ; mais il est cependant certain qu'au Nord de Saint-Christophe-en-Oisans existe une zone où les transformations alpines sont beaucoup plus intenses que dans le reste du massif : dans ce dernier les événements alpins sont surtout marqués par une forte cataclase, souvent très localisée, tandis que sur ces bordures septentrionales les recristallisations ont nettement affecté l'ensemble du matériau.

Si l'on suit J. BELLÈRES (1971), des transformations texturales du type de celles qui sont observées dans les gneiss de Saint-Christophe situeraient les conditions du métamorphisme alpin de cette région à la limite supérieure du faciès « schistes verts ». De telles conditions, rarement confirmées par des recristallisations d'oligoclase malheureusement peu nettes, ne sauraient être que très localisées. Nous admettrons toutefois, au moins à titre d'hypothèse, que celles-ci ont pu se réaliser grâce au dispositif structural défini ci-dessus. Le métamorphisme alpin (et l'acquisition de la schistosité) serait donc un *phénomène « de position »*, susceptible d'expliquer les transformations observées sur de larges domaines au Nord du chevauchement Meije-Muzelle, ou dans des secteurs très limités aux abords immédiats des fractures, au Sud.

Une bonne concordance avec ces résultats a pu d'ailleurs être obtenue par d'autres voies et méthodes : J. APRAHAMIAN (1974), par l'étude de la cristallinité des illites dans la couverture liasique des massifs cristallins externes des Alpes Occidentales, a pu mettre en évidence des zones particulièrement recristallisées dans les secteurs influencés par les grands accidents de socle. C'est le cas à l'Est du barrage du Chambon, dans la couverture liasique qui recouvre justement les faciès blastomylonitiques de Saint-Christophe (et donc dans un domaine structural équivalent), mais aussi sur le flanc ouest du massif, près de Corps, où interviennent les déplacements du socle le long de la faille de Beaufin (au rôle comparable à celui du chevauchement Meije - Muzelle, mais dans un autre contexte structural général).

En définitive, il paraît exister une étroite relation entre les déformations et recristallisations du socle et de sa couverture et le dispositif des accidents majeurs du socle, dont le chevauchement Meije - Muzelle est un exemple. Ce caractère semble tout à fait convenir pour comprendre la variabilité, la zonalité et les orientations du métamorphisme alpin orogénique et des déformations au sein même des massifs cristallins externes et dans leurs couvertures.

⁶ Il existe aussi dans le massif des blastomylonites anté-alpines ; dans certains cas la confusion reste possible.

NOTE AJOUTÉE EN COURS D'IMPRESSION :

Les recherches récentes sur le chevauchement Meije-Muzelle (A. P. et P. V., été 1974) conduisent à modifier un peu le schéma présenté à la figure 4. La partie occidentale de cet accident, à partir du « synclinal du col de la Muzelle », a été dessinée en utilisant des interprétations anciennes. En fait les derniers travaux montrent que la zone liasique méridienne du col de la Muzelle jalonne un décrochement dextre complexe. A l'Ouest le chevauchement ne reprend pas comme il est indiqué sur la figure 4, au Sud des affleurements liasiques : il s'agit là d'une faille verticale de la famille des accidents N 135° E décrits plus à l'Est. Mais il se retrouve au Nord (indiqué comme faille simple sur la figure 4), où il oriente le ravin de Serre Barbier dont la rive gauche est constituée par un plan cannelé particulièrement spectacu-

laire. Le chevauchement possède là une disposition sensiblement E-W à pendage S, mais dès le Vallon de la Muzelle il s'infléchit vers le NE jusqu'à devenir tangent au décrochement méridien. Plus loin vers l'Ouest la continuité du chevauchement en un plan idéal jalonné par des lambeaux de sédiments mésozoïques (voire houillers) est remarquable jusqu'à la Brèche du Lauvitel (« pli-faille » de DESTHIEUX et VERNET, 1970), et même au-delà, vers les zones liasiques externes du Beaumont où l'accident vient se confondre avec des plis de même direction axiale (N 60° E environ). Ainsi, malgré de fréquents décalages par des fractures subméridiennes, le chevauchement Meije-Muzelle apparaît comme une dislocation majeure affectant toute la partie NW du massif du Pelvoux, reliable aux plissements « arvinches » au Nord-Est, à ceux du Dévoluy au Sud-Ouest.

OUVRAGES CITÉS

- APRAHAMIAN (J.) (1974). — La cristallinité de l'illite en bordure des massifs cristallins externes (*Géol. Alpine*, t. 50, p. 5).
- BARTOLI (F.) (1973). — Etude pétrologique et structurale du haut Vénéon (Massif du Pelvoux) (*Thèse 3^e cycle*, Grenoble, 121 p.).
- BELLAIR (P.) (1961). — L'accident de l'Aiguille du Plat de la Selle (feuille de Saint-Christophe-en-Oisans au 1/50 000) (*Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 269, tome 59, p. 231-237).
- BELLIÈRES (J.) (1971). — Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques (*Ann. Soc. Géol. Belgique*, tome 94, p. 249-263).
- DESTHIEUX (F.) et VERNET (J.) (1970). — Nouvelles données pétrographiques et structurales sur la région du Lauvitel (massif du Pelvoux) (*Géol. Alpine*, t. 46, p. 67-76).
- GRATIER (J.-P.), LEJEUNE (B.), VERGNE (J.-L.) (1973). — Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes-Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Rémollon) (*Thèse 3^e cycle*, Grenoble, 227 p. et 1 vol. de pl.).
- HIGGINS (M.W.) (1971). — Cataclastic Rocks (*Geological Survey professional paper 687* Washington, U. S. Government printing office, 97 p.).
- LE FORT (P.) (1971). — Géologie du haut Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale (*Thèse*, Nancy, 1971 : *Sciences de la Terre*, mém. n° 25, juin 1973, 375 p. plus pl.).
- LE FORT (P.) et PÊCHER (A.) (1971). — Présentation d'un schéma structural du haut Dauphiné cristallin (C. R. Acad. Sc. Paris, tome 273, série D, p. 3-5).
- OZOUAK (R.) (1965). — Etude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (massif du Pelvoux) (*Thèse 3^e cycle*, Grenoble, 58 p.).
- PÊCHER (A.) et VIALON (P.) (1974). — Métamorphismes, clivages schisteux, spilites et dérivés, dans le cadre pétrostructural des massifs cristallins du haut Dauphiné et de leur couverture. Séance spécialisée de la Soc. Géol. de France sur le Métamorphisme alpin des Alpes Occidentales, Grenoble, 19-20 novembre 1973 (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 16, p. 266-268).
- VERNET (J.) (1964). — La zone « Pelvoux - Argentera ». Etude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes Occidentales (*Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 275, t. 60, 294 p.).
- VIALON (P.) (1974). — Les déformations « synschisteuses » superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences pétrostructurales. Second Colloque suisse sur le métamorphisme des Alpes, Fribourg, février 1973. Sous presse in : *Bull. Suisse Min. Pétr.* (Bull. du 50^e anniversaire), t. 54.

Manuscrit déposé le 7 février 1974.