

Clivages schisteux et déformations : répartition et genèse dans le bassin mésozoïque de Bourg-d'Oisans (Alpes du Dauphiné)

par Pierre VIALON

RÉSUMÉ. — Le soulèvement du socle cristallin des Massifs externes des Alpes dauphinoises n'est pas responsable du vaste développement du clivage schisteux dans les formations liasiques de sa couverture.

La schistosité a été acquise lors d'une phase tectonique autonome remontant au moins au Paléocène. Des mouvements du socle non encore exhumé provoquèrent un vigoureux plissement par clivage de la couverture selon des directions qui semblent moins dues à une orientation privilégiée des forces de déformation qu'à la disposition des bassins de sédimentation. Ces phénomènes se sont développés dans les conditions d'un étage tectonique suffisamment profond car des recristallisations métamorphiques (biotite verte) ont pu localement les accompagner.

L'effet des surrections de la fin du Miocène se traduit par de simples basculements, torsions, bourrages ou cisaillements localisés, de toutes les structures antérieures.

I. — Présentation du problème.

Les grandes falaises de calcaires et calcaires argileux du Lias et Jurassique moyen qui enserrant la plaine de Bourg-d'Oisans présentent de remarquables structures, réputées à juste titre et depuis fort longtemps. Les nombreux replis des niveaux mésozoïques y sont en effet associés à un clivage schisteux régulier, et cette architecture est devenue un exemple classique de la « schistosité de plan axial », disposée selon une direction perpendiculaire aux efforts qui ont provoqué la déformation. Non moins classiquement, on admet que cette dernière est due à une compression régulière du bassin sédimentaire, pincé entre deux môles rigides en voie de surrection : les massifs cristallins des Grandes-Rousses - Pelvoux à l'Est et de Belle-donne - Taillefer à l'Ouest.

Le fait que les niveaux les plus élevés du bassin (Barrémien du Grand Renaud, au Sud de Bourg-

d'Oisans — J. REBOUL, 1962) possèdent un clivage schisteux équivalant à celui des horizons inférieurs, et d'autres caractères, ont conduit les études récentes à un accord : l'existence de deux phases tectoniques essentielles (J. LAMEYRE, 1958 ; M. BORNUAT, 1962 ; J. REBOUL, 1962) :

PHASE 1 : Phase anténummulitique, ou, ce qui est généralement préféré, contrecoup atténué du paroxysme provoquant les charriages dans les zones alpines internes, donnant ici un plissement modeste et régulier de la couverture suivant une direction N 10° E.

PHASE 2 : Phase tardive ponto-pliocène (J. DEBELMAS, 1963) qui voit la surrection des massifs cristallins, l'effondrement du bassin qui se coince entre eux, ce qui accuse les plis initiaux et leur permet d'acquiescer, à tous les horizons de la couverture, le clivage schisteux régional.

On explique ainsi que même les niveaux strati-

graphiquement élevés sont schistifiés, « bien plus par serrage du bassin d'effondrement » qu'en raison « d'une charge très hypothétique » (M. BORNUAT, 1962).

Examiné dans le détail, ce processus ne reste pas sans points obscurs :

Même si l'on admet l'existence d'un double phénomène conduisant d'abord à des plis modérés, puis, après une longue période de calme (?), à leur accentuation et à la naissance du clivage schisteux (alors que l'une et l'autre de ces formes sont si manifestement liées sur le terrain), cette explication n'est satisfaisante qu'en apparence.

En effet, dans cette même région de Bourg-d'Oisans, M. BORNUAT (1962, p. 191) décrit une série liasique renversée au Signal de l'Homme. Il s'agit d'un « panneau de couverture déversé... (avec) chevauchement du compartiment oriental de socle ». Cette disposition, apparemment due à la surrection du cristallin, s'accompagne-t-elle de l'apparition d'un clivage schisteux, ou au contraire en déforme-t-elle une attitude antérieure ?

Les plis droits de la falaise située sous le village de Villars-Reculas, ou ceux de la région de la Paute, à l'aval de Bourg-d'Oisans, passent vers l'Est, au fur et à mesure que l'on se rapproche du glaciaire cristallin entaillé par les gorges de la Sarenne, à des plis déversés, voire couchés vers l'Ouest. Cet aspect peut également être mis en rapport avec le bombement tardif du cristallin. Quelle est alors la place de la schistosité dans ce phénomène de basculement ?

Ces questions ne semblent pas avoir été posées jusqu'alors...

Par ailleurs, J. GOGUEL (1963), dans sa nouvelle hypothèse d'explication des plis de couverture par coulissements relatifs des masses de socle sous-jacentes, indique une « torsion (de la schistosité) autour d'axes verticaux » (synclinal de Venosc-Muzelle). Selon cet auteur, cela prouve le déplacement relatif des unités de socle mitoyennes au cours de mouvements qui ailleurs ont entraîné des écoulements de nappes (Nappe de Morcle), donc nécessairement une surrection progressive de leur substratum en un plan incliné favorisant le glissement. Puisque la schistosité est tordue lors de cet épisode, il faut croire qu'elle existait antérieurement. Or il subsiste une équivoque, car J. GOGUEL continue à concevoir la schistosité du bassin de

Bourg-d'Oisans comme le résultat du phénomène de pincement de la couverture entre Belledonne et Grandes Rousses lors de leur surrection.

Afin de rendre homogène le raisonnement, il y aurait peut-être lieu de réviser certains points de vue.

Enfin, si l'on s'évade des bassins intracristallins, on sait que les « collines liasiques », contreforts occidentaux des massifs de Belledonne et du Pelvoux, montrent également une belle schistosité, dont on connaît fort mal, il est vrai, la répartition et l'attitude (travaux en cours de J.-C. BARFÉTY). Quoi qu'il en soit d'ailleurs, il est bien difficile d'invoquer dans ces cas un effet de tenaille entre deux môles cristallins en voie de surrection.

En fait, la genèse du clivage schisteux, dont on connaît la vaste répartition dans le Mésozoïque basal du Dauphiné et aussi dans les masses cristallines bordières, est bien mal connue. Malgré sa belle régularité et ses remarquables caractères, c'est une forme tectonique qui n'a pratiquement jamais été étudiée en détail dans ces régions. Cependant les quelques réflexions indiquées ci-dessus permettent déjà d'entrevoir que les déformations conduisant à la schistification de masses considérables sont beaucoup plus reliables à la phase de plissement initiale (phase 1 ci-dessus) qu'à des phénomènes tardifs. L'importance de l'épisode ancien aurait donc été minimisée ? Tous nos problèmes dépendent de cette question. En nous résumant nous pouvons donc les formuler ainsi :

Quelle est la place de la schistosité affectant le « Lias » dauphinois dans l'orogénèse alpine ?

S'agit-il d'une forme tectonique acquise lors d'une phase ancienne de plissement bien individualisée et non simple et timide reflet des charriages plus internes ?

Dans l'affirmative, cette déformation ancienne est-elle à mettre en relation avec la paléogéographie des temps jurassiques inférieurs dont on connaît la complexité en Dauphiné ? (R. BARBIER, 1961 ; M. BORNUAT, 1962 ; J. HAUDOUR et J. SARROT, 1961).

En corollaire : à quel niveau structural ces phénomènes annonciateurs de métamorphisme se sont-ils développés ? Ne pourraient-ils s'accompagner de recristallisations dont le caractère et l'âge ne sauraient cette fois être controversés, alors que l'existence d'un métamorphisme alpin dans les

massifs cristallins externes a toujours prêté à discussions ?

Cette optique ne permettrait-elle pas de mieux comprendre la dualité des structures signalée par J. RODGERS (1960-62) dans la région de Vif : schistosité du Dogger et Lias à pendage vers l'Est alors que les plans axiaux des plis (plus « épidermiques » ?) du Crétacé sont pentés vers l'Ouest ?

Ce ne sont là d'ailleurs qu'énoncés partiels, bien d'autres questions pourraient sans doute s'y rattacher et être formulées : la place du processus de spilitisation des laves triasiques dans cette évolution, par exemple. Notre approche du problème sera encore limitée, mais, dans ce cadre, les résultats

obtenus à partir de l'examen des structures du bassin de Bourg d'Oisans semblent déjà assez significatifs.

II. — Les structures des calcaires et calcaires argileux du bassin de Bourg-d'Oisans.

A) Caractères du clivage schisteux prépondérant.

Dans toute la région de Bourg-d'Oisans le clivage schisteux prédominant des roches « liasiques » est une schistosité de flux (P. FOURMARIER, 1951 ; A. BAER, 1956), passant localement à une folia-

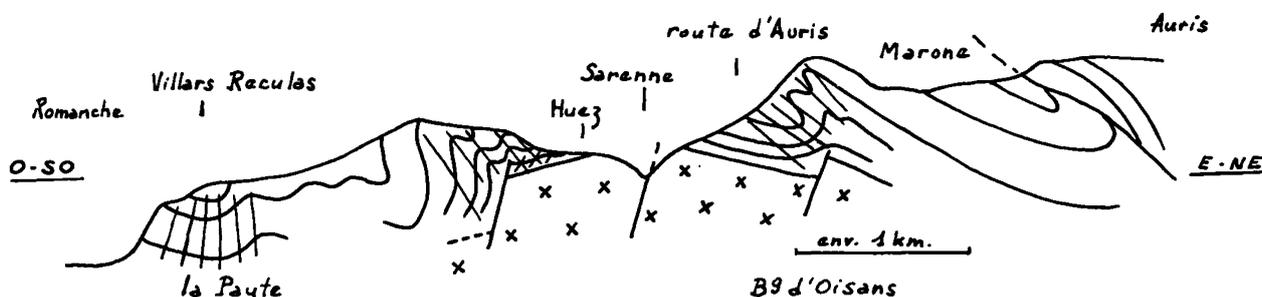


Fig. 1. — Coupe schématique du Bassin de Bourg-d'Oisans, rive droite de la vallée de la Romanche. On a grossièrement indiqué l'allure générale des plis, la position de la schistosité et les principaux lieux cités. Le petit horst cristallin des gorges de Sarenne appartient au Massif des Grandes-Rousses (d'après M. BORNUAT, 1962, adapté).

tion (J. GROLIER et P. VIALON, 1964). Les plans de feuilletage sont généralement très serrés (même dans les bancs « competent » où se produit une belle réfraction), et de légères translations se sont faites le long de ces plans, ce qui décale constamment le litage sédimentaire. De ce fait le plan de stratification n'est pas toujours facile à repérer, surtout lorsqu'on est près de l'affleurement. Les surfaces de clivage sont pourtant le plus souvent lisses et sans longrain, mais quelques fois existent de fines granulations pyriteuses étirées en longs filets souvent prolongés par des « queues » de fibres de gypse (longueur pouvant atteindre 10 cm ; épaisseur moyenne : 1 à 2 mm). Ces lignes sont orientées parallèlement à l'axe *c* des plis¹.

Dans les zones (flancs de plis) où le clivage schisteux est parallèle au litage sédimentaire, les plans de feuilletage sont très fréquemment gon-

dolés, surtout au voisinage de bancs de nature différente : plus calcaires ou plus argileux. Il se produit en effet un début de boudinage des lits « competent » qui s'étirent en direction des charnières, selon l'axe *c*. En ce cas le plan de schistosité-stratification est haché de fines fissures en échelon, emplies de calcite, et qui soulignent le sens d'étirement des bancs. Dans les niveaux boudinés ces fissures s'anastomosent en filonnets calciteux plus importants (épais de 2 à 3 cm),

¹ La nomenclature des axes de pli employée ici est celle, classique, des plis de type concentrique, bien qu'ici nous ayons affaire à des plis semblables. Nous nommerons « *b* » : axe charnière du pli ; « *a* » : direction de la compression maximale, perpendiculaire à « *b* » en projection ; « *c* » : axe perpendiculaire au plan défini par « *a* » et « *b* ». Les déplacements de matière dans les structures de la région étudiée se produisent surtout selon « *c* » et « *a* ».

marquant les étranglements inter boudins (voir figure 2). Dans les niveaux plus argileux, un grand nombre de diaclases perpendiculaires au plan de schistosité se rencontrent. Cette fissuration sub-horizontale est l'homologue de celle des couches boudinées, mais cette fois sans calcite de remplis-



sage. Elle traduit aussi l'étirement selon l'axe c de toute la masse rocheuse, en fin d'épisode de schistification, puisque le clivage schisteux est recoupé par ces fissures toujours abondantes et régulières.

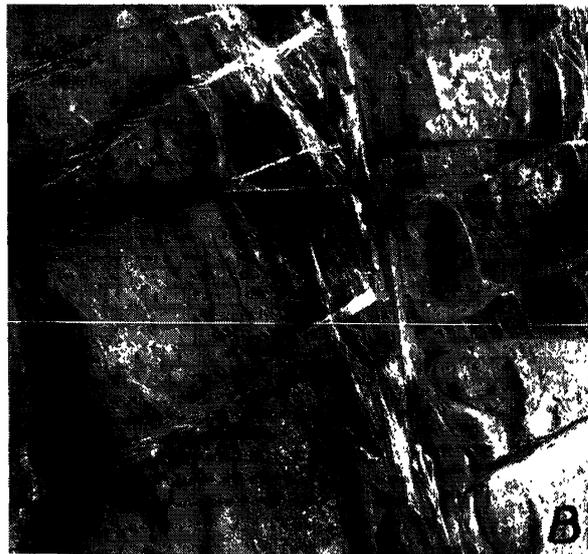


Fig. 2. — Route d'Huez à Villars Reculas (cote 1542). Dans cette région le clivage schisteux est parallèle au plan de stratification (flanc Ouest d'un pli). Noter le début de boudinage des bancs les plus durs (photo A) avec les remplissages de calcite dans les étranglements. Des diaclases « sèches », sans calcite (groupements A des diagrammes suivants) relient ces filonnets dans les autres niveaux. La photo B montre le détail d'un banc boudiné vu sur le plan de schistosité stratification. Noter les fissures calciteuses en échelon. Un marteau donne l'échelle.

C'est également dans ces mêmes secteurs, où plans de schistosité et de stratification sont confondus, que les mêmes étirements se matérialisent par des lignes. Elles sont fort analogues aux halos prolongeant les granules de pyrite, mais sont beaucoup plus spectaculaires, car il s'agit de l'allongement par tronçonnement de restes de Bélemnites. L'écartement des tronçons des fossiles, à remplissage de calcite blanche, indique généralement un doublement de leur taille initiale. Statistiquement le rajustement, avec décalage latéral ou non selon la disposition primitive de la Bélemnite, montre

un étirement du matériel en direction de l'axe c , tout comme les halos gypseux précédemment signalés.

Ces caractères ont été retrouvés partout sur la transversale de Bourg-d'Oisans, que ce soit au cœur du bassin dans la basse vallée (région de La Paute, route d'Ornon), ou sur les sommets de Villars-Reculas, les abords du horst cristallin des gorges de Sarenne ou même dans les séries déversées de la route d'Auris et du Signal de l'Homme (voir figure 1).

Cependant, aux approches des masses cristallines de Belledonne, dans les anciennes ardoisières d'Allemont, un changement très localisé se produit. Les formes du clivage sont beaucoup plus évoluées : le feuilletage des roches est d'une grande régularité, très finement serré et il a guidé des recristallisations (séricite) suffisantes pour être appréciables à l'œil nu. Le clivage schisteux tend à devenir une foliation ; la roche est une phyllade, presque un séricitoschiste. C'est sans doute parce que là deux phénomènes se superposent et ont dû jouer dans le même sens : le clivage est parallèle à la grande faille bordière orientale de Belledonne. Les gneiss du massif cristallin forment miroir de faille et sont mylonitisés. Cet écrasement n'a pas épargné la couverture (localement assises du Trias extrêmement laminées mais surtout calcaires argileux du Lias) soumise ainsi à une succession de « stress » susceptible d'expliquer le degré plus élevé des transformations intimes des roches argilo-calcaires le long de l'accident.

B) Disposition du clivage schisteux.

Il ne s'agit pas de reprendre là l'examen de la structure générale d'une région déjà bien étudiée (M. BORNUAT, 1962 ; J. REBOUL, 1962 ; J. VERNET, 1961, pour ne citer que les travaux les plus récents) au point de vue de l'architecture d'ensemble basée sur des considérations stratigraphiques et de grande tectonique.

Nous envisagerons plutôt d'analyser la géométrie, sur laquelle nous avons déjà anticipé au paragraphe précédent, des différentes formes fines acquises par les roches au cours des déformations. Nous tenterons ainsi de retracer la chronologie relative de ces dernières. Aussi avons-nous procédé à l'examen et à la mesure systématiques des éléments tectoniques offerts par les sédiments argilo-calcaires de la région (clivages schisteux, fissures et diaclases, lignes diverses, litage sédimentaire, etc.) et à des constructions choisies pour permettre de retrouver la situation respective de ces objets ou par rapport à des structures plus vastes (axes et plans axiaux de plis, plis visibles dans le paysage, etc.). Afin de tenir compte des variations locales de l'architecture déjà connue de la région (voir figure 1 : plis droits du cœur du bassin et en fond de vallée : La Paute, route d'Ornon ; plis déversés de la région orientale et

haute : abords du horst cristallin, route d'Auris...), notre plan d'étude sera géographique.

1) Le cœur du bassin. La région de La Paute.

C'est probablement la zone la plus simple et la plus remarquable en raison des nombreux plis droits, de taille hectométrique, associés à un éventail de schistosité, visibles depuis la route même, au village de La Paute, peu en aval de Bourg-d'Oisans. Les structures offertes ici par le flanc gauche de la vallée de la Romanche ne se retrouvent qu'incomplètement en rive droite, dans les grands à-pics de Villars Reculas.

Dans cette région un examen rapide permet de voir que nous avons affaire à une série de plis de type semblable, à charnières renflées et flancs amincis. Partout le clivage schisteux se dispose en éventail peu ouvert autour du plan axial moyen de chaque pli et répond parfaitement aux caractères donnés plus haut (voir paragraphe II, A).

On a pointé sur le diagramme 1 (voir figure 3) les observations relevées dans ce secteur.

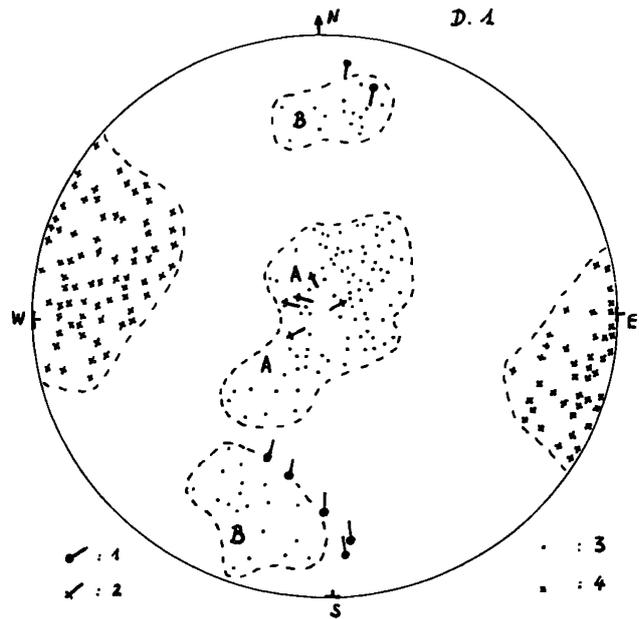


Fig. 3. — Diagramme 1 : situations des objets tectoniques de la région centrale du bassin.

1, axes de plis construits ; 2, linéations d'étirement (allongement des bélemnites tronçonnées et des halos d'étirement) ; 3, plans de diaclases ; 4, clivage schisteux. Canevas de Wülf, projection de l'hémisphère supérieur. Explications dans le texte.

Tous les éléments regroupés sur le diagramme permettent de faire ressortir que les plis droits de la région de La Paute ont une direction axiale sensiblement méridienne et qu'ils admettent de façon très classique une schistosité de plan axial qui, comme on pouvait s'y attendre, a une attitude oscillant autour de la verticale. Les diaclases des groupements A sont celles des plans subhorizontaux qui traduisent le tronçonnement des structures perpendiculairement à l'axe *c* (plis semblables). Cet allongement est confirmé par la position des traces des lignes d'étirement (axes d'allongement des halos et des Bélemnites tronçonnées), traces qui matérialisent ainsi l'axe *c* (voir ci-dessus note infrapaginale). Enfin, deux groupements de diaclases (B), grossièrement perpendiculaires aux axes des plis, soulignent les joints de faiblesse créés par les ondulations de la direction axiale (localement accusées par des fractures transversales).

Cette organisation nous servira désormais de repère puisqu'il s'agit ici d'un cas simple, relativement peu perturbé comme l'indiquent les bons groupements de pôles et leurs relations mutuelles immédiatement compréhensives. Remarquons cependant dès maintenant que plissement et clivage schisteux (comme aussi les autres éléments de la structure considérée) ont pris naissance lors d'un même épisode tectonique. Tout concourt à prouver l'unicité de la déformation par « plis de clivage » dans ce secteur. Aucune trace ne peut être attribuée à un éventuel événement antérieur à l'apparition de la schistosité.

Soulignons enfin que ces mêmes éléments, dans des positions fort voisines, se retrouvent dans toute la région d'Ornon - Oulles, vers le Sud (avec un développement particulièrement important des diaclases de tronçonnement subhorizontales A), ou dans les régions basses sous Villars-Reculas, vers le Nord.

2) *La région orientale. Les plis déversés vers l'Ouest : route de La Garde à Auris, la région de Maronne.*

Les caractères descriptifs des structures fines de ce secteur ne changent guère par rapport à ce que nous avons vu dans la région de La Paute. Par contre, dans toutes les falaises qui dominent la route d'Auris et de Maronne, on peut voir que les

nombreux replis sont déversés, voire couchés en direction de l'Ouest. Cet aspect en grand est confirmé lorsqu'on examine la situation des objets de petite taille, y compris celle du clivage schisteux. Cela est assez inattendu si l'on se réfère aux théories en vigueur. L'attitude de la schistosité de ce secteur est donc particulièrement significative. De fait, son plan moyen n'a pas sensiblement varié en direction, mais son pendage est devenu très faible (de 0 à 30°) et il est toujours vers l'Est.

Le diagramme 2 (voir figure 4) situe les différents objets examinés dans ce secteur. Si l'on prend le repère du groupement des pôles des plans de schistosité, on peut facilement constater qu'il a subi une rotation d'environ 80° vers l'Ouest par rapport à son homologue de la région de La Paute. Ce fait peut être généralisé qui montre un basculement vers l'Ouest des structures. En effet, tous les autres groupements du diagramme 2 peuvent très exactement se paralléliser avec les équivalents du diagramme 1 (voir figure 3) au prix d'une rotation. C'est ce qu'on a obtenu sur le diagramme 2 *bis* (fig. 4) grâce à un basculement de chacun des groupements du diagramme repère 1.

Cela permet de considérer, comme les diagrammes l'indiquent à l'évidence, qu'il y a une similitude absolue entre les structures de la région orientale et du secteur central du bassin, avec une *simple mais important basculement* vers l'Ouest. Il faut donc admettre que le soulèvement du socle cristallin a simplement renversé en bloc toutes les structures qui étaient déjà très élaborées. Seul un groupement de pôles de diaclases grossièrement orientées Est Ouest et à pendage Sud permet de penser à de faibles rajustements, ici négligeables, lors du mouvement ultime. Ces fissures sont d'ailleurs probablement à mettre en relation avec le réseau de failles transversales tardives qui hachent la bordure occidentale du Massif des Grandes-Rousses (M. BORNUAT, 1962).

Ces premiers résultats amènent ainsi à affirmer que les argilo-calcaires liasiques ont d'abord été plissés et schistifiés, puis que la surrection des massifs cristallins a simplement entraîné un basculement passif des structures antérieures. A l'actif de ce dernier mouvement on peut mettre une légère rotation des directions axiales de plis (d'ailleurs mal réglée, car les différents compartiments limités par les failles transversales devaient jouer plus ou moins indépendamment les uns des

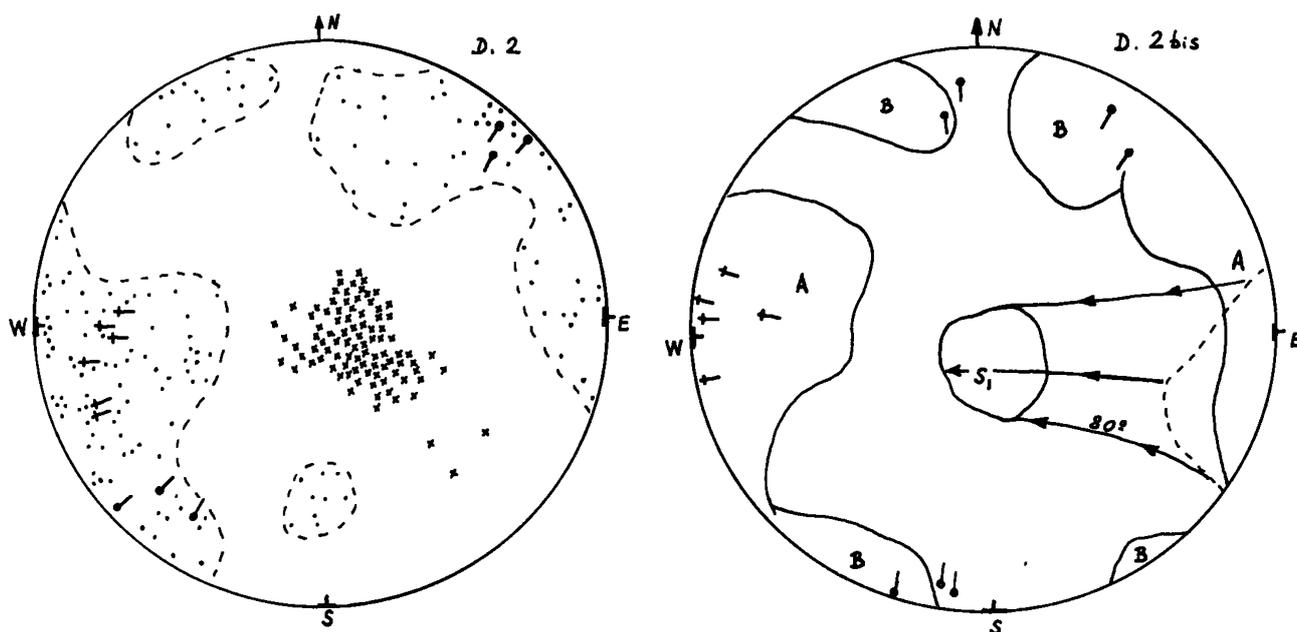


Fig. 4. — Diagramme 2 : situations des objets tectoniques de la région orientale du bassin.
Mêmes figurés que pour la figure 3.

Diagramme 2 bis : Ce diagramme a été obtenu par rotation de 80° vers l'Ouest des éléments du diagramme 1 (fig. 3). On en a tracé le contour des groupements déplacés, avec indication complète de la rotation effectuée pour le groupe des pôles de schistosité. Les autres sont renseignés par les mêmes lettres-indices que sur le diagramme 1. Comparer avec le diagramme 2.

Canevas de Wülf, projections de l'hémisphère supérieure. Explications complémentaires dans le texte.

autres), l'apparition d'une modeste fissuration, reflet des fractures Est-Ouest, mais aucune, au moins en ce secteur, des transformations majeures qu'on attribuait jusqu'alors à cet épisode.

3) *La région intermédiaire : bordures du cristallin des gorges de Sarenne entre Huez et La Garde ; partie orientale de la route d'Huez à Villars-Reculas.*

Nous nous trouvons là dans un secteur où le déversement vers l'Ouest n'est pas encore très accusé : les plis situés sur la dorsale qui domine le village de La Garde ou dans les premiers ravins sous la route de Villars-Reculas en sont des témoins. Témoins d'ailleurs sujets à caution car, en raison de l'obliquité de la surface d'érosion sur les directions axiales, les plis paraissent plus inclinés qu'ils ne le sont en réalité.

Une autre circonstance intéressante est qu'ici

la proximité du socle permet en plus d'un point (lacets de la route aux abords de La Garde, premier kilomètre de la route en corniche vers Villars-Reculas au départ d'Huez) d'entrevoir l'influence des mouvements du horst cristallin des Grandes-Rousses sur les structures de sa couverture.

De fait, en procédant d'Ouest en Est, on perçoit une inclinaison progressive du plan de schistosité qui tend à passer de ce qu'il était dans la région de La Paute à ce qu'il est dans les zones orientales. Tous les autres éléments suivent ce mouvement, et là encore, quoique moins important, le basculement peut être lu sur les diagrammes.

Cependant, aux approches du socle cristallin apparaît une forme tectonique supplémentaire qui était jusqu'alors absente : c'est une deuxième schistosité : S2, beaucoup plus fruste que la précédente (que nous nommerons désormais S1), qui la recoupe et se rencontre presque exclusivement



Fig. 5. — Route d'Huez à Villars Reculas, à environ 1 km d'Huez. Double clivage schisteux dans un banc « incompetent ». Sur la photographie l'Ouest est à gauche. S_1 est incliné vers la droite ; noter sa réfraction continue au passage des niveaux plus résistants (variation progressive de la lithologie) et l'importance de l'angle. Dans le banc « competent » le clivage pourrait appartenir aussi bien à S_1 qu'à S_2 . Voir schéma A de la fig. 7.

dans les niveaux les plus « incompetent ». Le clivage S_2 a une direction presque exactement méridienne (alors que dans ce secteur S_1 est plus nettement NE) et un pendage régulier vers l'Ouest voisin de 50° en moyenne (alors qu'ici S_1 tend à devenir de plus en plus plate et, corrélativement, à être pentée de plus en plus régulièrement vers l'Est) (voir figure 5).

Ces structures sont particulièrement bien exposées dans le talus de la route d'Huez à Villars-Reculas, où l'on voit progressivement disparaître le clivage S_2 au fur et à mesure que l'on s'éloigne d'Huez (et du socle cristallin).

Le diagramme 3 (fig. 6) résume ces observations. Les groupements habituels sont ceux qui ont été repérés dans la région de La Paute, et il est

facile de constater qu'ici ils s'étalent légèrement vers l'Ouest (en particulier en ce qui concerne S_1), passant de leur position verticale initiale à une position basculée. Les pôles de S_2 se signalent à l'attention par leur bon groupement qui indique l'absence de perturbation notable de l'attitude de ce plan par des événements ultérieurs.

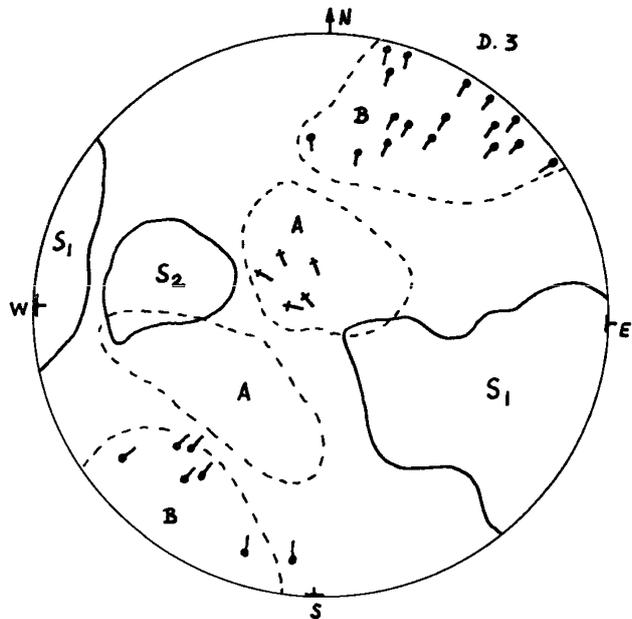


Fig. 6. — Diagramme 3 : situations des objets tectoniques de la région intermédiaire du bassin, sur le flanc du horst des gorges de Sarenne. Mêmes nomenclature et figurés que pour la fig. 3. Canevas de Wulff, projection de l'hémisphère supérieur. Explications dans le texte.

La jeunesse relative du clivage S_2 localisé dans les niveaux liasiques les plus tendres des seuls abords du cristallin, est attestée par une autre observation de terrain. Dans toute la zone où les deux clivages coexistent, la schistosité de flux, régionale (S_1), subit une forte réfraction lors des passages d'une couche plus argileuse à une couche plus calcaire. Le clivage S_2 , net dans les bancs tendres, se poursuit mal dans les niveaux plus « competent » où il peut être confondu avec S_1 dont la position semble alors une réfraction banale et normalement disposée de S_2 . C'est en fait parce que S_1 occupe dans les bancs résistants une place quelque peu anormale, exagérément déviée

par rapport à ce qu'on attendrait d'après sa situation dans les autres niveaux. On ne peut assurer qu'il s'agit bien de S₁ qu'en raison de la distribution générale de ce premier clivage, dans toute la région et dans tous les niveaux, et aussi parce que le plan S₁ est très continu d'une couche à l'autre à cause de la variation progressive de la lithologie (plus calcaire ou plus argileuse). Tout donne l'impression que S₁ a été tordue (voir figure 7, schéma A).

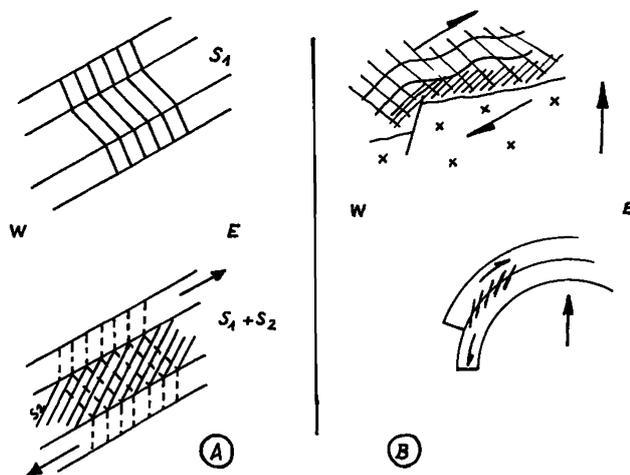


Fig. 7. — A : Position de S₁ dans un banc « incompetent » compris entre deux niveaux plus résistants, avant surrection du socle : schéma du haut.

En bas : association des deux clivages avec aspect de la réfraction exagérée de S₁ (en tiretés) dû au mouvement relatif (indiqué par les flèches) suggéré par la position de S₂.

B : Schémas théoriques comparatifs des déplacements dus à la surrection du socle cristallin, agissant à la manière d'un bombement anticlinal de type concentrique. Explications dans le texte.

Ces aspects peuvent être expliqués de la manière suivante :

La disposition de S₂ par rapport aux plans de stratification indique un déplacement relatif des couches les unes par rapport aux autres : les horizons hauts paraissent aller vers l'Est, pendant que les zones basses vont vers l'Ouest (voir fig. 7, schéma B). Cela est à mettre en rapport avec la montée du horst cristallin des Grandes-Rousses,

qui provoque le basculement d'une couverture assez inerte et joue à la manière d'un vaste anticlinal de type concentrique. Ce jeu entraîne la formation de cisaillements à la limite des couches de nature différente, en particulier aux abords de la discontinuité lithologique majeure socle - couverture. Dans ces déplacements relatifs les éléments préexistants sont naturellement déformés. Il en est ainsi en particulier pour S₁, qui est déplacée en bloc dans les bancs « competent » où la souplesse « en petit » n'est pas assurée par l'apparition du clivage S₂. L'angle de réfraction initial de S₁ est ainsi exagéré par une torsion et les deux schistosités arrivent à se confondre (voir figure 7).

C) Conclusions.

Toutes les observations rassemblées convergent donc vers une réponse assez simple aux questions posées plus haut. La surrection récente des massifs cristallins externes déforme et bascule des structures déjà très évoluées de la couverture. Le clivage schisteux régional S₁ était déjà présent lors de ces mouvements, et ce n'est pas le soulèvement qui entraîne son apparition.

Les argilo-calcaires liasiques portent cependant quelques traces fines de cette déformation en masse. Ce sont souvent de simples diaclases à mettre en rapport avec le jeu de compartiments limités par des failles transversales dont on a maints exemples dans la région. Parfois aussi apparaît une fissuration qui est une schistosité de fracture, toujours localisée sur une épaisseur faible (50 à 100 mètres) dans les niveaux les plus argileux des abords mêmes du socle cristallin. Ce clivage traduit un déplacement modéré de la couverture par rapport à son socle, déplacement couches sur couches (déformation des réfractons de S₁) analogue à celui qui se produit sur les flancs d'un anticlinal de type concentrique.

Il est possible que ce phénomène puisse s'exagérer et aller jusqu'à des bourrages des niveaux inférieurs se déplaçant vers l'Ouest sous les horizons plus élevés. Le fameux « pli faille inversé » de Prégentil, bien visible dans les falaises qui dominant Bourg-d'Oisans au Sud, semble en être un exemple particulièrement spectaculaire. On a là en grand ce que révèle en petit la schistosité S₂ sur la rive opposée (voir figure 8).

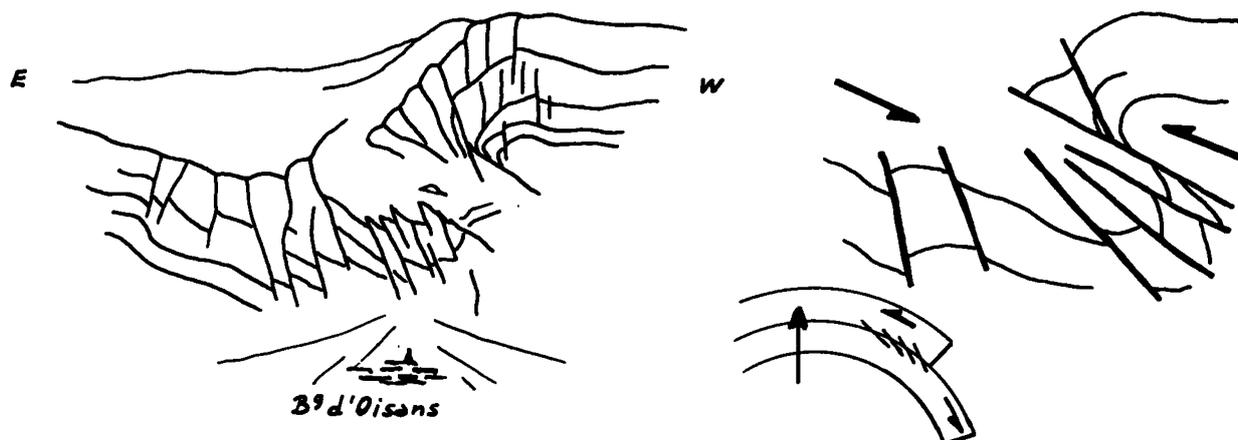


Fig. 8. — Schéma du « pli-faille inversé » de Prégentil (d'après une photographie) et croquis interprétatifs. Comparer avec la fig. 7.

Le pli de Prégentil, extrêmement haché de fractures, n'est pas de la même génération que les autres plis de clivage du bassin de Bourg d'Oisans. Il n'est apparu que lors de la surrection des massifs cristallins, ici le Massif du Pelvoux, plus à l'Est sur le schéma. Le pli de Prégentil représente une réaction de bourrage de la partie basse de la couverture lors d'une déformation, en grand assimilable à un bombement de type concentrique (croquis de droite).

On peut penser enfin que l'effet de pincement du bassin entre les massifs cristallins en voie de surrection se fait sentir aussi du côté occidental, contre Belledonne. Là, les actions du plissement par clivage initial, suivies par un intense laminage et d'un serrage le long de la faille d'Allemont, entraîne un début de métamorphisme. Mais il s'agit là d'un dynamométamorphisme, uniquement localisé aux abords immédiats du grand accident et qui n'a pas de relation génétique directe avec l'acquisition du clivage schisteux régional.

Le fait essentiel qui demeure, est que la phase de déformations principale, durant laquelle est apparue la schistosité S1 dans les argilo-calcaires du bassin de Bourg-d'Oisans, est ancienne et nettement individualisée. S'il s'agit d'un contrecoup aux charriages qui se développaient à cette époque dans les zones internes, il ne peut être que vigoureux et non la faible répercussion lointaine amortie que l'on envisageait jusqu'alors.

L'histoire des déformations de la région de Bourg-d'Oisans peut donc se résumer ainsi :

— A une époque indéterminée, peut-être en rapport avec la mise en place des nappes dans les

zones plus internes des Alpes, mais, nous allons en discuter, plus probablement lors d'une phase tectonique plus ancienne, indépendante, se crée un plissement par clivage de toute la couverture sédimentaire de la région. Le socle est également affecté par ces déformations et il acquiert aussi une schistosité homologue de celle de sa couverture, au moins dans ses zones bordières.

— Lors de la surrection plus récente des massifs cristallins, les structures préexistantes sont basculées en masse, avec des conséquences modestes quant aux transformations intimes. Les plis et leur schistosité sont déversés vers l'Ouest, une nouvelle schistosité de fracture apparaît aux abords des masses cristallines, un bourrage des niveaux inférieurs sous les supérieurs se produit (pli de Prégentil), de faibles recristallisations naissent le long de l'accident d'Allemont. Dans cet épisode, le rôle des accidents transversaux signalés entre autres par M. BORNUIAT (1962) et J. LAMEYRE (1958) n'est pas négligeable, mais il se réduit à l'apparition d'une fissuration modérée ou d'une dispersion des axes des structures antérieures, très irrégulière à cause d'une autonomie relative des différents compartiments isolés par ces failles.

III. — Discussion.

Nous allons tenter de replacer ces conclusions locales dans un contexte régional et, par ce moyen, envisager le problème des rapports du clivage schisteux, uniformément présent dans les couvertures des massifs cristallins externes, avec les bordures de ces massifs.

Le cristallin s'est soulevé en longs claveaux (C. BORDET, 1961 ; P. BORDET, 1963) limités par des failles parallèles en gros à l'allongement des chaînons montagneux. Dans la région de Bourg-d'Oisans ces grandes fracturations sont méridiennes et limitent vers l'Ouest le massif des Grandes-Rousses, par exemple, en d'admirables paliers successifs (plateau des Lacs, au-dessus de l'Alpe-d'Huez). Ainsi l'allongement de surrection des massifs cristallins est sensiblement parallèle à la schistosité régionale S1. Nous avons vu pourtant qu'il n'y a pas de relation génétique directe entre la montée tardive du socle (et donc les grandes fractures bordières) et l'apparition de la schistosité S1 : celle-ci est au contraire déformée par le bombement de celui-là.

Or, en examinant dans tout le Dauphiné les rapports entre le cristallin et sa couverture, on constate que la schistosité de celle-ci épouse, au moins grossièrement, quelle que soit sa direction, les contours fracturés ou non, des massifs anciens. On est ainsi amené à rechercher une *relation indirecte* entre les grandes directions des massifs cristallins, qui ont guidé les surrections récentes, et la disposition, ou la naissance, de la schistosité.

Les travaux sur le Jurassique inférieur et moyen du Dauphiné (M. BORNUAT, 1962 ; J. SARROT, 1961, etc.) font toujours état d'une paléogéographie du Lias fort complexe. Les bassins du Mésozoïque basal auraient été sous la dépendance des formes d'un socle vindélicien, dont les seuils, bas-fonds, horsts, conditionnaient la présence de la sédimentation et sans doute aussi le jeu des subsidences (R. BARBIER, 1961 ; J. HAUDOUR et J. SARROT, 1961). Cette paléogéographie reflétait vraisemblablement une paléogéologie des temps hercyniens terminaux. En d'autres termes, les grandes directions suivant lesquelles s'est calquée par la suite la surrection des massifs cristallins existaient probablement déjà au début du Secondaire et jouaient dès cette époque un rôle dans

la forme et la distribution des bassins de sédimentation.

Selon cette hypothèse, on peut juger de l'importance attribuée à cette organisation ancienne dans la suite évolutive de la chaîne. C'est pourquoi il n'y a aucune raison de penser que de telles lignes directrices majeures n'ont pas pu rejouer encore bien des fois entre le moment où se déposaient les sédiments liasiques et celui où se soulevaient les massifs cristallins externes.

Ce raisonnement conduit à émettre l'idée qu'au cours de la fin du Secondaire ou dans le début du Tertiaire, des mouvements des masses de socle encore non exhumées ont très bien pu se produire. Le socle et sa couverture la plus proche ainsi entraînée auraient acquis alors leurs plis et leur schistosité selon une disposition qui ne peut être que celle des lignes directrices majeures du moment, c'est-à-dire les axes d'allongement des horsts de socle ou des bassins de sédimentation². Ce n'est qu'après cette phase que se développeraient les basculements liés aux surrections ultimes et accompagnés dans les couvertures les plus superficielles de déformations « épidermiques » (décoiffements, chevauchements locaux).

C'est sans doute selon un tel schéma que l'on doit comprendre la dualité des structures remarquée par J. RODGERS dans la région de Vif (voir ci-dessus I). Peut-être pourrait-on aussi envisager le problème des « collines liasiques » du Grésivaudan suivant cette optique, car il semble bien que l'on ait affaire, dans cette région également, à un basculement tardif des structures schisteuses (comm. pers. de J.-C. BARFÉTY). C'est d'ailleurs ce que permettait déjà de déduire la succession d'événements décelée dans la Grande-Chartreuse par M. GIDON (1964 a et b).

La phase antéchatienne de M. GIDON (qui pourrait d'ailleurs remonter jusqu'au Paléocène) est due à des mouvements de socle et paraît

² Dans le bassin de Bourg d'Oisans, M. BORNUAT (1962) note que « l'axe de sédimentation maximale de ce sillon correspond à une ligne La Paute Massif des Aiguillettes », qui est précisément la direction de la schistosité régionale S1, donc celle des axes de plis. La relation plissements - paléogéographie, avec parallélisme étroit entre les axes de déformation et les lignes isopaques des sédiments plissés, semble ici manifeste. Il serait probablement fructueux d'examiner les conséquences de cette règle dans des régions à axes de plissements « aberrants » (voir à ce sujet les observations significatives de M. GIDON, 1964).

correspondre en tous points à notre épisode de « plissement par clivage ancien ». Quant à la phase ultime, postvindobonienne, qui provoque en Chartreuse des glissements tangentiels et chevauchements, elle semble tout à fait identique à l'épisode de basculement qui, dans nos zones plus internes ou trop intracristallines, ne va pas jusqu'à entraîner de déplacements gravitationnels, sauf légers décollements au niveau des horizons plastiques du Trias.

Le processus tectogénétique qu'a pu suggérer l'étude des structures fines du bassin de Bourg-d'Oisans trouve donc très bien sa place dans ce que nous connaissons actuellement de l'évolution tectonique des chaînes subalpines. Quelques points demeurent cependant encore mal définis :

— Les études sur le clivage schisteux dans les Alpes manquent curieusement ou sont encore trop dispersées pour qu'il soit possible de généraliser les conclusions que le présent travail a permis. On ignore tout de l'ambiance dans laquelle s'est développé le feuilletage. Suivant le type de genèse profonde, liée à la situation de fosses de subsidence, invoqué ci-dessus, le phénomène devrait très vite s'accompagner, du moins dans les zones où les sédiments accumulés atteignaient des épaisseurs importantes, d'un début de métamorphisme (cela sans faire intervenir l'action d'un dynamométamorphisme localisé le long des grandes fractures, mais par simple accroissement de température avec l'enfouissement).

De fait, des travaux encore en cours ont déjà permis de trouver de tels néominéraux alpins dans des bancs dolomitiques du sommet du Trias, intercalés de lits pélitiques et à proximité de coulées spilittiques (carrière des Combes de Champ, près de Vizille au Sud de Grenoble). Le métamorphisme a produit là de fines paillettes de biotite verte, alignées selon la direction de schistosité des niveaux fissiles associés aux lits carbonatés-gréseux. Peut-être s'agit-il là d'un accident assez local dû à un concours de circonstances sédimentologiques favorables. On ne peut encore préjuger de sa généralité, car les études dans ce domaine commencent à peine. C'est en tout cas un indice irréfutable de l'existence d'un métamorphisme d'âge alpin dans les zones externes des Alpes françaises, et un argument pour situer l'apparition du clivage schisteux à un niveau structural profond.

— La datation de la phase de déformation qui a entraîné la schistification et l'éventuel début de métamorphisme des niveaux du Mésozoïque inférieur est encore assez imprécise. Elle ne peut être déduite que de comparaisons avec un domaine plus externe où l'on ne sait pas, pour le moment, lui assigner une place très sûre entre le Chattien et la fin du Crétacé.

On a cru pouvoir trouver une solution à cette question avec l'examen d'un petit synclinal de Trias et Lias situé au Sud de Molines en Champsaur, coïncé dans les derniers contreforts cristallins du Pelvoux (Vieux Chaillol) et à moitié recouvert par les grès du Champsaur (J. VERNET, 1961). En effet, les conglomérats, calcaires, schistes et grès nummulitiques reposent là en une discordance remarquable sur les argilo-calcaires liasiques. Malheureusement le secteur est extrêmement confus en raison du grand nombre de fissurations qui s'y entrecroisent, témoins de plusieurs phases tectoniques superposées. Celles-ci ont pu être nombreuses dans cette région, car sa situation permet de faire intervenir avec vraisemblance : les plissements par clivage anciens (ou leurs homologues possibles : les plissements de type Dévoluy, qui est très proche), la surrection du socle, la mise en place des nappes (proximité des klippen de Soleil Bœuf par exemple), ou d'autres déformations plus récentes. Naturellement ce sont les matériaux les plus anciens qui sont les plus bouleversés, et l'étude du Lias n'en est pas facilitée.

Ce petit bassin triasique et jurassique est orienté presque exactement Est-Ouest. Sa symétrie est troublée par des failles sensiblement directionnelles, récentes puisqu'elles affectent également les grès. Ces failles sont environnées de nombreuses diaclases satellites. Ces dernières se distinguent aisément d'une schistosité de flux très désorientée mais qui semble pourtant bien représenter le feuilletage habituel de tous les argilo-calcaires de nos régions. Deux autres clivages peuvent, au moins localement, recouper le précédent dans le Lias. Ils se poursuivent dans le Nummulitique. L'un est une schistosité de flux à direction méridienne assez constante, surtout bien développée dans les schistes à globigérines. L'autre est presque exactement Est-Ouest, c'est un clivage de fracture qui se relie dans les grès à quelques plis de même orientation, probables reflets de la présence de

l'ancien synclinal liasique sous les grès, lors des déformations postnummulitiques.

Cette complexité rend délicate l'attribution de chaque objet structural examiné à l'un ou l'autre des différents événements qui ont pu intervenir dans la région. Nous avons tenté cependant de sélectionner les éléments déterminants pour le problème de datation qui nous préoccupe. Ils sont regroupés sur le diagramme 4 (voir figure 9).

Les failles et diaclases Est-Ouest apparaissent sur ce diagramme en d'assez bons groupements, il en est de même pour la schistosité de direction méridienne. Ces pôles représentent des plans que l'on rencontre dans l'une quelconque des formations en présence : ils sont récents. Par contre les pôles très dispersés sont ceux du clivage schisteux n'appartenant qu'aux argilo-calcaires du Lias. Ce ne peut être que l'ancienne schistosité, écartelée en un éventail à la fois de direction et de pendage, par des déformations ultérieures. Cette dispersion, qui ne semble pas pouvoir être originelle, et l'appartenance exclusive au Lias de ce plan de schistosité sont donc significatives : ce clivage existait avant le dépôt du Priabonien. Il est logique d'y voir une *trace des mouvements arvinches*, ou même plus anciens.

Certes, dans un contexte aussi perturbé, bien des difficultés d'interprétation subsistent et il est en particulier difficile d'affirmer que la schistosité ancienne du synclinal de Molines correspond bien à celle étudiée dans le bassin de Bourg-d'Oisans. C'est pourtant, en toute connaissance des imprécisions signalées, le parti que nous prendrons : il rend très probable l'attribution du plissement par clivage des formations du Jurassique inférieur et moyen à une phase tectonique remontant au moins

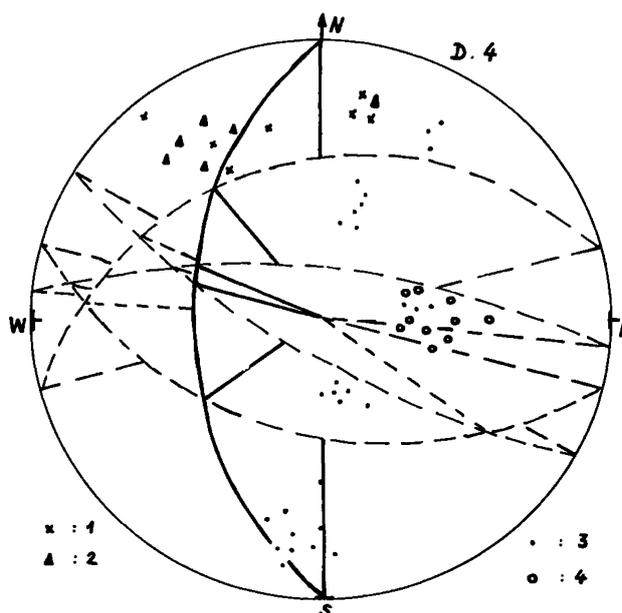


Fig. 9. — Diagramme 4 : situations de quelques objets tectoniques du synclinal de Molines en Champsaur.

1, diaclases (et failles) dans le Lias ; 2, diaclases (et failles) dans le Nummulitique ; 3, clivages schisteux du Lias ; 4, clivage schisteux du Nummulitique.

En plus des pôles de ces différents plans, on a indiqué en tiretés les représentations cyclographiques de la schistosité ancienne exclusive au Lias, ce qui souligne ses fortes déformations : elle est comme écartelée en un éventail ouvert vers l'Est (effet des poussées d'axe méridien dues aux nappes ?). La représentation cyclographique en trait plein (plan en grisé) est celle du clivage schisteux récent, bien groupé et présent à la fois dans le Lias et le Nummulitique.

au Paléocène, où le phénomène peut parfois aller jusqu'au métamorphisme.

BIBLIOGRAPHIE

- BAER (A.) (1956). — La schistosité et sa répartition. Résumé des recherches de P. FOURMARIER (*Geol. Rundschau.*, Bd 45, h. 2, p. 234-247.)
- BARBIER (R.) (1961). — Les reliefs vindéliens et la transgression liasique dans la zone dauphinoise. Aperçu paléogéographique de cette zone au Lias (Colloque du Lias français, Chambéry, 1961).
- BORNUAT (M.) (1962). — Etude de la couverture sédimentaire de la bordure Ouest du Massif des Grandes Rousses au Nord de Bourg d'Oisans (Isère) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 38, p. 145-203).
- BORDET (C.) (1961). — Recherches géologiques dans la partie septentrionale du Massif de Belledonne (Alpes françaises) (*Mém. expl. Serv. Carte Géol. Fr.*).
- BORDET (P.) (1963). — Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 39, p. 173-198).
- DEBELMAS (J.) (1963). — Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco italiennes (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 39, p. 125-171).

- FOURMARIER (P.) (1951). — Schistosité, foliation, microplissement (*Arch. des Sciences*, Genève, vol. 4, p. 5).
- GIDON (M.) (1964 a). — La tectogénèse alpine dans le massif de la Grande-Chartreuse (Isère et Savoie) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 258, p. 3518-3519).
- (1964 b). — Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Grande Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 40, p. 187-205).
- GOGUEL (J.) (1963). — L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^e série, 5, n° 1, p. 20-33).
- GROLIER (J.) et VIALON (P.) (1964). — La foliation des schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^e série, 6, p. 309-321).
- HAUDOUR (J.) et SARROT (J.) (1961). — Variations de faciès entre le Dôme de La Mure et ses bordures (Colloque du Lias français, Chambéry, 1961).
- LAMEYRE (J.) (1958). — La partie Nord du Massif des Grandes-Rousses (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 34, p. 83-152).
- REBOUL (J.) (1962). — Etude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du massif du Grand-Renaud et du Pic d'Ornon près de Bourg d'Oisans (Isère) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 38, p. 121-146).
- RODGERS (J.) (1960-62). — Emploi pratique de la schistosité (*Livre à la mémoire de P. Fallot*, Soc. Géol. Fr., t. 1, p. 83-96).
- SARROT (J.) (1961). — Etude géologique du Dôme de La Mure (Isère) et des régions annexes (*Mém. Lab. Géol. Grenoble*, n° 2).
- VERNET (J.) (1961). — La zone Pelvoux Argentera (Thèse), paru en 1966 au *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 275.

REMERCIEMENTS

Plusieurs sont ceux qui m'ont aidé au cours de ce travail. J'ai plaisir à adresser ici mes remerciements à mes collègues J. APRAHAMIAN, E. AUDEBAUD et J. C. BARFÉTY, ainsi qu'aux étudiants du Laboratoire de Géologie de Grenoble (D. E. A. 1967), qui tous ont facilité la récolte de l'ample moisson d'observations nécessaires à ce type d'étude.

Institut Dolomieu,
Géologie et Minéralogie,
Faculté des Sciences de Grenoble.

Manuscrit déposé le 18 avril 1968.