[Géologie Alpine, t. 44, 1968.]

Contribution à l'étude structurale des Alpes Occidentales: Subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie)

par Renaud CABY [1]

SOMMAIRE. — Cette étude en Val d'Aoste permet de raccorder stratigraphiquement et structuralement les subdivisions de la zone du Grand-Saint-Bernard en Valais et celles établies en Savoie dans le socle de la Zone briançonnaise. Les trois grandes zones (Zone houillère, Ruitor et Zone Vanoise Mont Pourri) y ont été distinguées et cartographiées en détail. Les roches polymétamorphiques antéhouillères du Ruitor occupent en Val d'Aoste une plus grande place que l'on ne le pensait : la découverte de Néopermien transgressif dans ses parties les plus internes s'accorde avec sa valeur de socle bordier du Permo-Carbonifère « externe » qui s'oppose au Permo Carbonifère métamorphique de la zone Vanoise - Mont Pourri. Dans cette dernière zone, toujours en position la plus interne, le Carbonifère est encore renversé dans la partie Sud, tout comme en Vanoise septentrionale, et ce renversement semble en relation avec de grandes structures couchées d'axe transversal. Ce plissement E-W à WNW constitue dans toutes les formations, y compris les Schistes lustrés, la phase de déformation et de plissement prépondérante, à laquelle se superposent les nombreuses structures de rétrocharriages. Elle correspond pour l'auteur à un plissement secondaire intense en plis couchés symmétamorphiques déversés vers le Nord, corrélativement à une migration secondaire de la Nappe des Schistes lustrés vers le Nord.

SUMMARY. — The purpose of this study in Val d'Aoste (Italy) is to join the stratigraphic and tectonic parts of the Grand Saint Bernard Zone in Valais (Switzerland) with the basement of the Briançonnaise Zone in Savoie (France).

The three great zones (Carboniferous zone, Ruitor and Vanoise - Mont Pourri Zone) have been distinguished there and surveyed in detail. The polymetamorphic rocks which constitute the old basement of the Carboniferous Zone, occupie there a more important place than it was thought before. In the whole Grand Saint Bernard Zone and in the Schistes lustrés Nappe, which constitues either very thin sheets or large klippes, the transversal folding of E-W or WNW trend represents the main deformation phase in the rocks. These synmetamorphic folds are northwards overturned with flat lying axial planes ; this folding took place after the primary advance of the Schistes lustrés Nappe issued from the Piemont. This phase is correlated by the author with a secondary migration of the Schistes lustrés Nappe towards the North, and perhaps with the owerturning of the Carboniferous in the Vanoise - Mont Pourri Zone. The backwards-thrusting of each zone towards the SE or the SSE have refolded and more or less blurred earlier structures, and extended at least five kilometers in this region.

[1] Centre de Recherches sur les Zones Arides. Faculté des Sciences, place E. Bataillon, 34 Montpellier (France).

La zone du Grand-Saint-Bernard a fait l'objet d'études récentes en Valais (P. BEARTH, 1963 ; J.-P. SCHAER, 1959). Ses prolongements vers le Sud en Savoie (Vanoise) sont aussi bien connus (F. ELLENBERGER, 1958) ; cependant, la zone comprise entre le col du Grand-Saint-Bernard et la Savoie n'est connue que d'après les travaux de F. HERMANN (1925, 1928, 1930) et ceux, plus récents, de G. ELTER (1960), de A. AMSTUTZ (1962) pour la partie orientale du Val Savaranche, de J. FABRE (1961) pour le massif du Ruitor, et de R. ZULAUF (1963). Citons aussi les travaux d'intérêt local de G. V. DAL PIAZ (1965), de G. V. DAL PIAZ et M. GOVI (1965).

Aperçu d'ensemble. — L'étude de la zone du Grand-Saint-Bernard en Val d'Aoste ne peut être abordée sans celle du Mésozoïque ; en effet, cette zone, à l'opposé de son équivalent en Valais, est constituée de plusieurs unités de cristallin proprement dit, séparées par des feuillets de couverture mésozoïque (voir la carte géologique simplifiée, en hors texte, commune à l'article de J.-M. BERTRAND et à celui-ci).

STRATIGRAPHIE

Les attributions stratigraphiques du cristallin que nous proposons ici sont basées sur les analogies de faciès et sur la continuité cartographique avec les séries établies en Vanoise (F. ELLENBERGER, 1958) et en Valais (P. BEARTH, 1963) ; celles de la couverture de même, par continuité avec les assises mésozoïques fossilifères de Vanoise (F. ELLENBERGER, 1958).

Nous distinguerons :

1) Le cristallin polymétamorphique anté-houiller du Ruitor, de Valgrisanche et du col du Grand-Saint-Bernard ;
2) Le Permo-Carbonifère (Zone Vanoise - Mont Pourri) et sa couverture permo-triasique et mésozoïque réduite ;
3) Le Houiller de la Zone houillère et son Permo-Trias ;
4) Les Schistes lustrés et roches diverses associées ;
5) Les lambeaux de couverture allochtone.

I. — Le cristallin polymétamorphique anté-houiller du Ruitor et son prolongement vers le Nord.

Lithologie. — La première étude pétrographique de ces roches revient à J. FABRE (1961). Les schistes cristallins renferment un mélange ou une alternance de roches massives d'apparence monométamorphique et de roches franchement polymétamorphiques. Cet ensemble, dont l'âge anté-houiller a été attribué notamment par F. ELLENBERGER (1952) et J. FABRE (1961) apparaît en effet sous le Carbonifère de la Zone houillère. Si la plupart des contacts observables avec le Houiller semblent anormaux à nos yeux, la découverte (faite en compagnie de J. FABRE et de J.-M. BERTRAND) d'une authentique discordance non décollée et peu laminée au col de Loydon lève toute indétermination : les termes transgressifs y sont représentés par les conglomérats polygéniques de la Louïe Blanche attribuables au Stéphanien (J. FABRE, 1961) dans lesquels figurent de nombreux galets de roches du Ruitor.

A) *Les roches polymétamorphiques* sont représentées, par ordre de fréquence décroissant, par :
— micaschistes alumineux à gros grenat et staurotide pseudomorphosés ;
— gneiss œillés à microcline et muscovite, passant à des leptynites, parfois associés à des filonnets pegmatitiques ;
— amphibolites parfois grenatifères, alternant avec des roches rubanées leucocrates à grenat ;
— micaschistes à biotite et muscovite.

Toutes ces roches, dont la rétromorphose est plus ou moins accentuée, ont cristallisé primitivement dans le faciès amphibolite.

B) *Les roches d'apparence monométamorphique* diffèrent parfois peu de certaines roches du Permo-Carbonifère ; citons, par ordre de fréquence décroissant :
— gneiss albitiques ou chlorito-albitiques ;
— micaschistes noduleux à chloritoïde et grenat ;
— micaschistes chloriteux parfois ankéritiques ;

— prasinites rubanées très riches en épidote, incluses dans la série, et anciens dykes basiques métamorphiques d'âge carbonifère probable ;
— schistes noirs graphiteux alternant avec d'anciens lits gréseux finement varvés, renfermant en quelques points (crête de Loydon) des conglomérats quartzeux et schisteux ;
— marbres souvent associés aux roches basiques.

L'assemblage minéralogique exclusivement alpin de ces roches serait surtout dû à la forte intensité du métamorphisme alpin dans cette zone (de la biotite brune alpine fraîche apparaît même, dans certaines roches particulières) et au caractère complet et achevé des recristallisations alpines : ainsi les micaschistes noduleux à chloritoïde et grenat dérivent apparemment, avec tous les intermédiaires, des anciens micaschistes à staurotide et grenat ; les nodules micacés à chloritoïde résultent d'une « transposition de schistosité » (P. VIALON, 1963) (fig. n° 2). Par contre, la monotone formation chloriteuse de la rive droite du Valgrisanche (type barrage) alternant avec des prasinites et des gneiss albitiques chloriteux pourrait n'avoir subi qu'un métamorphisme anté-alpin beaucoup plus faible sinon nul.

Les roches du Ruitor sont en continuité avec celles de la Zone du col du Grand-Saint-Bernard (P. BEARTH, 1963) où elles sont beaucoup moins rétromorphosées et dans lesquelles auraient été trouvés en plus du staurotide, l'andalousite, la sillimanite et le disthène (N. OULIANOFF, 1958).

Nous n'avons aucune idée de la succession originelle des différents termes du Ruitor et l'existence de plis couchés anté-alpins (fig. n° 2) en rend l'étude aléatoire.

A titre de comparaison, les schistes noirs graphiteux localement conglomératiques évoquent assez bien une série dinantienne : ce terme peut être comparé aussi directement avec la « série satinée » de Belledonne, les autres termes à la « série verte » et à la « série brune ».

II. — Le Permo-Carbonifère et sa couverture autochtone.

Comme en Vanoise (F. ELLENBERGER, 1958), il est possible de distinguer deux unités stratigraphiques.

A) *Le Houiller présumé* (1 000-1 500 m ?). Cet ensemble renferme des roches sédimentaires monotones associées à des roches et dérivés d'origine volcanique et éruptive.

— *micaschistes* très albitiques, fréquemment charbonneux et pyriteux, associés à d'anciens sédiments à grain fin évolués en gneiss albitiques, avec minces lits graphiteux ; signalons un seul horizon conglomératique à galets de quartz et de roches grenues quartzo-feldspathiques ;
— *quartzites* phylliteux (à phengite ou à chloritoïde et grenat) en bancs de quelques mètres ;
— *prasinites* rubanées, micacées, avec ou sans grenat, se mêlant avec les termes sédimentaires et évoquant d'anciens greywackes, ou au contraire massives en lits tranchés à murs nets, représentant alors d'anciens sills basiques ;
— *gneiss albitiques* massifs, à texture de lave très rarement conservée (ex-ignimbrites rhyodacitiques de A. AMSTUTZ) qui forment de grandes masses dans les arêtes de Bioula ;
— *gneiss œillés* à microcline, représentant probablement d'anciennes roches éruptives grenues leucocrates [2] ; ces gneiss constituent des bancs massifs et deux masses importantes en Val de Rhèmes ;
— *granodiorites* à enclaves, plus rarement *granites* et *microgranites* en intrusions laccolithiques et sills. Ces roches sont diversement foliées en fonction de leur assemblage minéralogique originel et des dimensions des appareils ; elles occupent une grande place en Val de Cogne.

B) *Le Permien présumé.* On peut distinguer :

a) Un *Permien inférieur* (500 m ?) essentiellement formé d'un complexe à dominante chlorito-albitique, allant des gneiss albitiques fins aux chloritoschistes albitiques, représentant une forte proportion de dérivés volcano-sédimentaires ; les prasinites variées prennent aussi un grand développement.

b) Un *Permo-Trias* (20-150 m) lenticulaire, formé de quartzites très phylliteux ankéritiques encore mêlés à des gneiss albitiques ; cet ensemble ren-

[2] G. B. DAL PIAZ (communication orale de J. ELTER) aurait reconnu dans ces gneiss des structures granophyriques conservées que nous n'avons pas encore pu retrouver. Ces roches sont rigoureusement identiques aux granophyres décrits par F. ELLENBERGER (1958) au pied N. E. du Mont Pourri.

ferme des galets disséminés de quartz blanc ainsi que des nodules ankéritiques. De minces bancs de quartzite blanc apparaissent au sommet, annonçant les quartzites triasiques.

C) *La couverture mésozoïque* autochtone ou peu décollée. Elle n'est principalement conservée que vers les confins de la Savoie (haut Val de Rhèmes). Nous y avons reconnu :

a) Certains termes très laminés et recristallisés caractéristiques, typiques de la zone Val d'Isère - Ambin, caractérisée par ses séries lacunaires et réduites, et par ses brèches : quartzites triasiques (0-150 m) ; marbres gris zonés (Lias ?) et marbres blancs (Malm ?) (0-20 m) ; marbres chloriteux néocrétacés associés aux brèches chaotiques et à leur faciès de resédimentation du type Tsanteleina (pseudo-cristallin à galets de quartzites, de dolomie, pseudo-trias à galets de micaschistes, etc.) ainsi qu'à un système complexe d'écailles anciennes de toutes tailles probablement synsédimentaires.

Plus au Nord, les seuls témoins de couverture en place seraient représentés en Val de Rhèmes et en Valsavaranche par quelques mètres de marbres blancs extrêmement laminés attribuables au Malm, associés à des quartzites triasiques.

b) Le faisceau du Fornet (F. ELLENBERGER, 1958), caractérisé par son Trias d'âge Norien et son Lias prépiémontais, se poursuit dans le haut Val de Rhèmes jusqu'à la Punta Gran Vaudala où il est tranché obliquement par le rétrocharriage.

III. — Le Carbonifère et le Permo-Trias de la zone houillère.

A) *Le Houiller « externe »*.

a) A l'*Ouest du Ruitor* qu'il surmonte géométriquement, le Houiller est représenté par des conglomérats polygéniques clairs attribuables au Stéphanien (J. FABRE, 1961), renfermant, entre autres, des galets de roches du Ruitor. L'épaisse et monotone formation schisto-gréseuse anthracifère d'âge probablement westphalien qui les relaie plus au Sud (arête de Montséti) est probablement en contact anormal.

b) Au *Sud du Ruitor,* le faisceau du col du Mont et ses prolongements que nous avons identifiés en Val Grisanche renferme des termes moins typiques très laminés : grès et phyllades mouchetés d'albite renfermant de nombreuses intercalations de prasinites, ainsi que de minces lits quartzo-albitiques probablement d'origine volcanique (J. FABRE, 1961).

B) *Les gneiss œillés.*

Ces gneiss stratoïdes sont comparables en tout point aux « gneiss du Sapey » (sous-zone Sapey-Peisey, F. ELLENBERGER, 1958). Ces gneiss à microcline et biotite chloritisée constituent des bancs localisés dans le Houiller, au contact de celui-ci et du Ruitor, ou au sein même du Ruitor. Dans notre zone, ces roches sont le plus souvent laminées ; cependant, dans les lentilles du Pic d'Ormelune, on reconnaît des granites porphyroïdes à enclaves mélanocrates surmicacées, recoupés par des filonnets de pegmatite à muscovite et tourmaline, prouvant incontestablement ici encore l'origine granitique ou migmatique admise par F. ELLENBERGER pour ces roches.

C) *Le Permo-Trias « externe »*.

Nous lui rapportons l'épaisse formation détritique claire grossière (50-500 m) du massif de la Grande Rousse (haut Val Grisanche) : les bancs de conglomérats ankéritiques à gros galets de quartz, ponctués d'hématite et de tourmaline, alternent avec des roches détritiques grises ou mauves, avec rares horizons de schistes verts albitiques. Dans d'autres écailles, des faciès fins analogues sont mêlés à des rhyolites blanches et à leurs dérivés tufacés, associés à des prasinites rubanées ; des lits carbonatés (10-50 cm) sont aussi présents, alternant avec des schistes verts et des arkoses blanches sériciteuses à quartz roses.

Ce Permo-Trias, que nous ne connaissons que dans les écailles orientales du Ruitor, est ici *directement transgressif sur le cristallin du Ruitor,* comme nous l'ont montré indiscutablement plusieurs contacts peu laminés de transgression (en position renversée) avec niveaux d'arkoses ankéritiques et de tufs rhyolitiques à la base. Nous rejoignons la position de F. ELLENBERGER (1966) en attribuant un âge néopermien à ce Permo-Trias.

L'opposition radicale entre Permo-Carbonifère externe (Zone houillère) et Permo-Carbonifère Vanoise - Mont Pourri (F. ELLENBERGER, 1958), tant du point de vue de la lithologie que de l'in-

tensité du métamorphisme, tend à s'estomper quelque peu en Valgrisanche : les affleurements de Houiller du faisceau du col du Mont et de Permo Trias transgressif sur le Ruitor oriental représentent en effet les parties les plus internes de la Zone houillère ; les faciès annoncent certes ceux de Vanoise mais il n'existe *aucun passage continu observable entre les deux zones permo carbonifères,* séparées par un contact anormal majeur.

IV. — Les Schistes lustrés et les roches associées.

Nous distinguerons plusieurs ensembles dont la cartographie et l'étude stratigraphique sont en cours (J. ELTER) en Val Savaranche et en Val de Cogne.

A) Un ensemble formé essentiellement de calc schistes gris et de schistes noirs alumineux avec lits plus marmoréens gris, renfermant des lentilles de serpentine et relativement peu de prasinites (type Grande Sassière).

B) Un ensemble de marbres phylliteux massifs gris rubanés à patine rousse (type Becca di Tos, crête d'Entrelor) : les roches basiques (prasinites sombres et massives, serpentines, roches à talc et actinote) ainsi que d'anciens tufs dérivés se mêlant aux marbres phylliteux (prasinites rubanées, chloritoschistes albitiques, glaucophanites, etc.) peuvent dans certaines zones occuper plus de 50 % de la série ; des niveaux et lentilles de gneiss albitiques et de quartzites phylliteux albitiques sont aussi présents dans cet ensemble et représentent probablement d'anciens dérivés volcaniques acides à tendance kératophyrique.

C) Niveaux bréchiques et chaotiques. Nous avons reconnu dans les Schistes lustrés (Becca di Tos, « pincées synclinales vermiculaires » du Val Grisanche et du Val de Rhèmes) des niveaux interstratifiés de brèches extrêmement laminées à galets de Trias (dolomie, quartzites) associés à des marbres phylliteux (souvent à chlorite blanche et à fuchsite) à galets dolomitiques épars. Des « passées » de toutes dimensions de roches très variées (micaschistes prétriasiques, Permo-Carbonifère, Permo Trias, quartzites triasiques et dolomies triasiques) se fondent aussi dans les marbres phylliteux, souvent parsemés de muscovite détritique avec aussi des passées de micaschistes du type « Permien reconstitué ». De tels faciès se poursuivent depuis le Becca di Tos jusqu'en Val Savaranche.

Il semble bien que l'on doive exclure une origine tectonique pour ces lambeaux d'apparence étrangère aux Schistes lustrés ; nous pensons qu'il s'agit d'un ensemble interstratifié dans la série, comparable aux brèches décrites dans d'autres régions des Schistes lustrés : brèches du Val Grana (A. MICHARD, 1967), brèches du Mélézet (R. CABY, 1964), qui pourraient représenter l'équivalent latéral de brèches liasiques, jurassiques ou néocrétacées du Briançonnais très interne.

D) Le problème du « Trias ». Les Schistes lustrés renferment des lambeaux de marbres, marbres dolomitiques et cargneules triasiques. Pour G. ELTER (1960) et A. AMSTUTZ (1962) il s'agit de Trias piémontais stratigraphiquement lié aux Schistes lustrés. Nous devons nous méfier de cet abus du concept de Trias : en effet, le Trias piémontais, base stratigraphique des Schistes lustrés, est fort différent, tout au moins dans les Alpes cottiennes (A. MICHARD, 1967) ; certaines masses de marbres de nos Schistes lustrés peuvent être aussi bien liasiques on jurassiques ; quant aux cargneules, il est hautement probable qu'elles représentent des accidents séparant diverses unités de Schistes lustrés.

V. — Les lambeaux de couverture mésozoïque allochtone.

Ces lambeaux sont conservés dans les pincées synclinales vermiculaires (Val de Rhèmes, Valgrisanche) associés à des cargneules et des gypses et aux Schistes lustrés. Ils constituent aussi des copeaux de toutes dimensions disposés dans un ordre quelconque, notamment au contact des Schistes lustrés de la Grande Sassière ; il est malaisé d'identifier avec certitude ces lambeaux très tectonisés ; tous semblent cependant avoir une origine briançonnaise interne (Zone Val d'Isère - Ambin), donc plus externe que les Schistes lustrés.

COMPARAISONS DES SCHISTES CRISTALLINS DE LA ZONE DU GRAND-SAINT-BERNARD AVEC LES RÉGIONS AVOISINANTES.

1) *Vanoise.*

Le Permo-Carbonifère métamorphique du Val d'Aoste représente pour nous en totalité le pro-

longement de la Zone Vanoise - Mont Pourri avec laquelle il est en continuité vers le Sud, et dont les faciès sont identiques, exception faite des gneiss œillés d'origine granophyrique et des intrusions grenues et microgrenues qui n'existent qu'en Val d'Aoste. Aussi proposons-nous d'étendre au Permo-Carbonifère du Val d'Aoste l'appellation « Zone Vanoise - Mont Pourri ».

2) *Valais.*

a) Nous identifions une partie des roches du Ruitor à celles de la Zone du col du Grand-Saint-Bernard (P. BEARTH, 1963 ; N. OULIANOFF, 1955, 1958) avec laquelle le Ruitor est en continuité.

b) La Zone Vanoise - Mont Pourri disparaît au Nord de la Dora Baltea sous les Schistes lustrés ; la Zone du Métailler (J.-P. SCHAER, 1960) qui lui fait suite plus au Nord semble assez différente ; par contre la série du Val Nendaz serait, selon F. ELLENBERGER (communication orale), l'homologue strict de la Zone Vanoise - Mont Pourri [3].

LE MÉTAMORPHISME ALPIN

De nombreux auteurs ont insisté depuis F. ELLENBERGER (1961) sur le caractère polyphasé du métamorphisme alpin. Les auteurs récents (A. NICOLAS, 1967 ; P. VIALON, 1966 ; A. MICHARD, 1967) envisagent une variation du type de métamorphisme au cours du temps : première paragenèse de type haute pression évoluant vers un type à pression moindre avec élévation de la température.

Dans notre zone nous n'avons encore que partiellement abordé le problème des relations entre les diverses phases de cristallisations et les phases de déformation, mais les premiers résultats sont très comparables aux conclusions admises par ces auteurs. Nous nous bornerons donc ici à décrire quelques observations originales concernant le métamorphisme.

1) *Persistance des faciès à glaucophane, à côté de roches à actinote ou amphibole bleu-vert.*

Nous avons rencontré d'authentiques glaucophanites tant dans les Schistes lustrés que dans les roches basiques rétromorphosées du Ruitor. Dans plusieurs cas, le glaucophane quasiment intact ne peut, à notre sens, dater de phases précoces dans des zones où les déformations tardives sont intenses : nous l'avons même rencontré dans des filonnets tardifs de quartz laiteux, associé à l'épidote.

2) *La paragenèse à chloritoïde (sismondine) + quartz + grenat + hématite (+ phengite + chlorite ± glaucophane).*

Cette paragenèse sans albite est caractéristique et se rencontre exclusivement dans certains micaschistes du Ruitor entièrement reconstruits lors du métamorphisme alpin. Elle correspond à un chimisme particulier de ces roches (richesse en alumine et rapport $\frac{Fe}{Mg}$ élevé) ; le développement des nodules de chloritoïde s'est ici peut-être opéré à partir d'anciens staurotides.

3) *Les biotites alpines.*

a) *Les biotites vertes,* maintenant classiques dans les paragenèses, sont fréquentes dans les roches du Val d'Aoste.

b) *La biotite brune* constitue par contre une originalité. Nous l'avons rencontrée en plusieurs

---

[3] A la suite d'une rapide reconnaissance de la Nappe du Grand-Saint-Bernard en Val de Bagnes, nous pouvons tenter ici une première comparaison de nos roches du Val d'Aoste avec certaines roches du Valais. La Zone du Métailler, ainsi que la partie interne de la Zone de Siviez, située en amont de Lourtier, représente pour nous l'équivalent strict du Permo-Carbonifère de la Zone Vanoise Mont Pourri. Par contre, nous voyons dans la partie frontale de la Zone de Siviez, située en aval de Lourtier, le prolongement du Ruitor et de la Zone du col du Grand-Saint-Bernard.

Ces observations permettent donc de suivre d'une façon quasiment continue le socle antéhouiller et polymétamorphique de la Zone houillère et de grouper en une seule entité le Ruitor, la Zone du col du Grand Saint Bernard, la Zone de Siviez et la Zone du Mischabel.

De plus, nous avons retrouvé, en première approximation, dans les roches du Val de Bagnes les mêmes grandes phases de déformation qu'en Val d'Aoste. A ce titre, il n'est pas exclu que les linéations anciennes replissées et d'âge prétriasique pour J.-P. SCHAER (1959, p. 594), fréquentes dans la Zone de Siviez, datent tout comme celles de la Zone du Métailler de la phase majeure transversale précoce et symmétamorphique d'âge alpin. (*Note ajoutée en cours d'impression.*)

points dans les micaschistes du Ruitor : ce minéral se présente en lamelles porphyroblastiques peu orientées atteignant 5 mm, à plat dans la foliation alpine, et son caractère tardif est manifeste. Dans le Valsavaranche, nous avons trouvé aussi dans les micaschistes carbonifères, en bordure des anciennes intrusions dioritiques, une biotite brun pâle très fraîche de génération tardive, présente aussi dans des veinules de quartz laiteux [4].

A l'exception du massif d'Ambin (F. ELLENBERGER, 1958), la biotite brune ne semble pas avoir été déjà signalée dans les zones internes des Alpes franco-italiennes. Il n'est pas douteux qu'elle corresponde à des conditions de température plus élevée dans cette zone, et représente peut-être l'écho des granitisations profondes d'âge alpin.

4) *Les variations brusques de la cristallinité des roches et des recristallisations alpines.*

En Val d'Aoste, la cristallinité des roches semble beaucoup plus importante qu'en Vanoise. Si des variations en intensité du métamorphisme existent probablement selon les zones, les variations de la cristallinité des roches dans une même formation est parfois surprenante. Le plus bel exemple en est fourni par les schistes noirs antéhouillers du Ruitor parfois encore varvés, qui peuvent passer en quelques mètres à d'authentiques micaschistes à minéraux alpins ; de même, les amphibolites massives du Ruitor, qui passent d'une manière rapide à des glaucophanites. Le rôle de l'eau intervient probablement au premier plan dans ces phénomènes.

STRUCTURE DE LA ZONE DU GRAND-SAINT-BERNARD AU SUD DE LA DORA BALTEA

A) *Vue d'ensemble et place de la zone étudiée dans les Alpes occidentales d'après les synthèses classiques.*

1) *La « Nappe du Grand-Saint-Bernard »* (M. LUGEON, E. ARGAND), comprenant classiquement aussi la Zone houillère, a été subdivisée en plusieurs zones structurales par F. HERMANN (1925, 1938). Ces zones s'élargissent au Sud d'Aoste pour constituer l' « éventail de Rhèmes » ou éventail franco-italien (F. HERMANN, 1925). Pour cet auteur, cette zone très complexe était considérée comme une zone d'écailles se relayant latéralement, de matériel « figé », particulièrement affecté par le « plissement en retour » en Val Savaranche et Val de Rhèmes, homologue du pli en retour des Mischabel.

2) *La Nappe des Schistes lustrés* recouvre la nappe précédente : E. RAGUIN et F. HERMANN (1931) admettent que la structure des nappes correspond à d'immenses mouvements tectoniques qui se sont accomplis en plusieurs phases ; ces auteurs distinguent : *a*) des phénomènes tectoniques liés à la formation de la nappe ; *b*) des plissements secondaires post-nappe correspondant à des « phases successives » qui sont le « prolongement de déformations connexes des charriages et en sont les conséquences ».

3) *Les directions structurales.* — Les directions E-W aberrantes de cette zone sont depuis longtemps connues (P. TERMIER, 1927 ; E. RAGUIN, 1930). F. HERMANN (1925) envisageait une superposition de plusieurs phases de plissement, mais E. RAGUIN (1930), tout en admettant aussi plusieurs phases, imaginait aussi une virgation des plis dans le haut Val de Rhèmes (« plissement grai » de F. HERMANN, 1925).

Plus récemment (1951) F. HERMANN insiste sur le caractère local des directions de plis et des directions de poussée dans la Zone du Grand-Saint-Bernard.

B) *Les études récentes.*

Dans son Etude géologique du Pays de Vanoise, F. ELLENBERGER (1958) introduit beaucoup d'idées nouvelles valables aussi pour les régions limitrophes. Il systématise la Nappe des Schistes lustrés et ses bourrelets frontaux (Nappe des

[4] A l'aide des rayons X nous avons déterminé qu'il s'agit d'une *biotite* assez magnésienne (Fe/Mg + Ti ≅ 2/3) d'après la méthode de M. FRANZINI et L. SCHIAFFINO (1963)

$$\frac{I(oo4) + I(006)}{I(005)} = 1{,}14,$$

associée à un mica blanc de type *muscovite* renfermant 17 % de paragonite.

gypses, Nappe de la Grande Motte) et admet l'existence d'un plissement précoce d'âge médio-éocène, antérieur à l'arrivée des Schistes lustrés et au métamorphisme. Mais surtout, cet auteur est le premier à introduire dans les Alpes françaises la notion de « grille » de direction de plis mineurs successifs et superposés définis par leur direction et leurs styles, en liaison avec les recristallisations métamorphiques (p. 390) ; il est le premier aussi à décrire l'existence de « replis laminaires » aigus *principalement d'axe E-W* dans la couverture, évoquant un « laminage à chaud ». De plus, il insiste sur la présence de structures déversées vers l'Est jusque dans la Vanoise occidentale (de même J. FABRE (1961) dans la Zone houillère) et sur le « rétro-écoulement » des Schistes lustrés vers le Piémont [5]. Enfin, il oppose le style des replis et écailles du socle à celui des paquets sédimentaires flottant librement comme les gypses et conditionnant ce « chaos structural » qu'est la Vanoise.

C) *Aperçu sur la structure des deux unités en Val d'Aoste (v. carte hors texte).*

Au Val d'Aoste, l'étude structurale du Grand-Saint-Bernard et des Schistes lustrés ne peut être menée que conjointement et rien n'oppose leurs structures comme par exemple dans des zones plus externes : en effet, les Schistes lustrés sont maintes fois pincés en feuillets et en lames tant au sein du Permo-Carbonifère que du Ruitor ; l'absence de la Nappe des gypses et la faible importance de la couverture calcaire briançonnaise confèrent à cette région une plus grande unité de style tectonique qu'en Vanoise.

Sur la carte ci-jointe apparaissent des structures orientées NNE ou légèrement obliques par rapport à la chaîne alpine, interférant avec des structures transversales orientées E-W.

1) *La Zone du Grand Saint-Bernard.*

Cette zone n'apparaît pas au Sud d'Aoste comme une nappe, mais comme un ensemble d'écailles complexes, plus ou moins redressées, et renversées vers l'ESE, associées à des pincées aiguës de Schistes lustrés et de couverture briançonnaise. Cette zone exclusivement constituée de Permo-Carbonifère au Sud (« zone Vanoise - Mont Pourri ») apparaît à la frontière franco-italienne sous les écailles mésozoïques complexes et les Schistes lustrés de la Grande Sassière. Vers le Nord, à partir du lac du Valgrisanche, elle s'élargit considérablement par l'annexion du massif du Ruitor et de ses écailles orientales [6]. A la Dorea Baltea, la Zone Vanoise - Mont Pourri s'ennoie vers le Nord sous les Schistes lustrés de la punta Loglietta tandis que le Ruitor, partiellement ennoyé lui aussi sous les mêmes Schistes lustrés, se poursuit sans discontinuité jusqu'en Valais (« Zone du col du Grand-Saint-Bernard »).

Limites transversales de la Zone du Grand-Saint-Bernard.

Si la limite orientale est partout matérialisée par les Schistes lustrés (sur lesquels elle est rétrocharriée au Sud, mais sous lesquels elle s'ennoie au Nord de la Dorea Baltea), la limite occidentale est affaire de convention (puisque le Ruitor constitue le socle du Houiller de la Zone houillère) selon que l'on inclut ou non l'ensemble de la Zone houillère dans la Zone du Grand-Saint-Bernard comme il est plus logique de le faire.

Le contact Zone Vanoise Mont Pourri = Ruitor.

Dans toute la région étudiée, il est anormal tout comme l'est plus au Sud, depuis Modane, le contact entre la Zone houillère et la Zone Vanoise - Mont Pourri. En aucun cas, aucune portion du Ruitor ou de ses écailles orientales ne peut être, en Val d'Aoste, considérée comme le socle propre de la Zone Vanoise - Mont Pourri. Ainsi le contact Ruitor = Zone Vanoise - Mont Pourri est un contact anormal de première grandeur qui crée une subdivision capitale dans la zone du Grand-Saint-Bernard [7].

---

[5] On sait que A. AMSTUTZ (1962) considère qu'il s'agit là du fait majeur de la tectogenèse alpine, et que ce charriage initial vers l'intérieur de la chaîne est, sans preuve aucune, d'âge jurassique.

[6] Nous voyons ici encore, comme l'a souligné F. ELLENBERGER, l'échec du cylindrisme d'ARGAND puisque le contenu même de la « Nappe du Grand Saint-Bernard » varie considérablement longitudinalement.

[7] F. ELLENBERGER considérait que la zone synclinale méso zoïque correspondait au contact Ruitor Zone Vanoise - Mont Pourri. Récemment, G. V. DAL PIAZ et M. GOVI (1966) ont annexé au Ruitor l'ensemble des roches qui affleurent dans la vallée de la Dora Baltea, sans pour cela préciser la limite des deux unités, pourtant particulièrement nette, que nous avons suivie tout au long des profondes gorges du Valgrisanche jusqu'aux crêtes du Becca di Tos et de la Grande Rousse. Aussi la division du Ruitor en « zone d'Arvier » et « zone de Runaz » faite par ces auteurs nous semble superflue.

Cependant, ces structures en grandes écailles ou lames monoclinales sont surimposées à des structures antérieures souples et couchées d'axes EW à WNW que la cartographie détaillée au 1/20 000e et la microtectonique nous ont permis de déceler. Nous citerons parmi ces structures souples les charnières pluri-hectométriques du Permo-Carbonifère du Val de Rhèmes et des arêtes de la Bioula ; leur importance est telle que nous avons tenté de dessiner deux coupes orientées Nord Sud à travers ces structures en Valgrisanche et en Val de Rhèmes.

2) *La Nappe des Schistes lustrés.*

Cette nappe piémontaise se présente dans notre région sous deux aspects :

a) *Grands lambeaux de recouvrement isolés* comme celui de la Grande Sassière, ou rattachés à la grande masse piémontaise (Becca di Tos, lambeau de la Punta Loglietta au NW d'Aoste). Ces lambeaux offrent une structure d'apparence simple, mais la schistosité subhorizontale masque le plus souvent dans ces roches monotones toute une série de déformations souples et synmétamorphiques que nous analyserons plus loin.

Le contact de base de ces vastes lambeaux n'est jamais, comme en Vanoise méridionale, souligné par des masses importantes de gypses ou de cargneules ; il peut être à nu comme dans certaines parties du lambeau du Becca di Tos, mais il est le plus souvent souligné de lambeaux complexes de toutes dimensions constitués de couverture briançonnaise, emballés ou non dans des cargneules, ou d'une accumulation de lentilles de serpentine.

b) *Lames et pincées synclinales vermiculaires* rattachées aux grandes masses, incluses dans le Permo-Carbonifère ou le Ruitor. Connues en Val de Rhèmes depuis HERMANN (1925), ces pincées vermiculaires sont accompagnées ou non de lambeaux de couverture briançonnaise.

— Les pincées de la retombée orientale du Ruitor, en Valgrisanche, semblent peu profondes ; la principale (« zone synclinale d'Avise ») se poursuit pourtant régulièrement depuis la Dora Baltea (700 m) jusqu'au pied du Ruitor à la cote 3 000 où elle disparaît brusquement en se fermant vers le Sud aux environs du refuge Morion. D'autres pincées très étroites, épaisses de quelques mètres, sont encastrées dans les hautes parois lisses constituées de roches du Ruitor qui dominent le village de Valgrisanche.

— Les pincées vermiculaires du Val de Rhèmes sont très étroites mais ont une grande continuité longitudinale ; elles sont encastrées dans les hautes montagnes de Carbonifère Vanoise - Mont Pourri qui surplombent Rhèmes-Notre-Dame, et sont constituées d'un mélange intime de Schistes lustrés avec ophiolites, et de lambeaux de couverture briançonnaise associés parfois à du Permien ; ces pincées se suivent vers le Sud où elles se greffent d'une manière complexe avec des replis aigus d'axe E-W aux Schistes lustrés du lambeau de la Grande Sassière.

Nous avons constaté que, dans les deux cas, ces pincées synclinales sont *affectées de replis isoclinaux d'axe transversal* (E-W à W-NW) lesquels sont replissés par le « plissement grai » d'axe NE à E-NE. Aussi ces structures singulières, dont la géométrie est très comparable aux « faisceaux vermiculaires » triasiques des Schistes lustrés du Valtournanche, ne sont pas le résultat simple du rétrocharriage, mais *ont été édifiées antérieurement, notamment lors du plissement d'axe E-W, puis refaçonnées lors des rétrocharriages.*

D) *Les grands chevauchements.*

Nous décrirons ici succinctement les chevauchements les plus spectaculaires, ceux qui sautent aux yeux du géologue mais aussi du montagnard profane, et qui participent à l'architecture des montagnes valdotaines.

1) *Le chevauchement de la Vanoise sur la Zone houillère et le Ruitor.*

Si, en Vanoise occidentale, la limite entre ces deux zones est surtout une zone d'affrontement ou d' « involution », cette limite, devenue Est-Ouest en Vanoise septentrionale, correspond à un chevauchement vers le Nord en Tarentaise. Le plan de chevauchement peu incliné vers le Sud (15 à 20°) dans la région Foglietta-Archeboc (F. ELLENBERGER, 1958) a pu être suivi en Valgrisanche ; toujours peu inclinée à la cote 3 000 dans le massif d'Ormelune, la surface de chevauchement se courbe assez brusquement pour devenir verticale et même renversée vers le Nord au fond du lac de Valgrisanche (1 800 m), redevenant ainsi à nouveau une zone d'affrontement complexe de roches très laminées avec schistosités basculées

à la verticale. Au-delà vers l'Est, ce contact subvertical se confond avec les limites d'écailles liées aux rétrochevauchements.

Pour J. GOGUEL (1963) ce chevauchement implique un sens de poussée dirigé vers le Nord, tandis que pour F. ELLENBERGER et P. SALIOT (1966) les structures d'axe E-W sont indépendantes du « grand pli couché de Vanoise septentrionale » constitué précocement et à découvert lors de la phase de plissement d'âge médio-éocène. Le renversement du Carbonifère sur le Permien, de règle dans le massif de Bellecôte et du Mont Pourri (F. ELLENBERGER et P. SALIOT, 1966), réapparaît en Valgrisanche (voir carte), ce qui augmente considérablement l'ampleur de ce mystérieux pli couché. Au Val d'Aoste, il est cependant tentant de lier ce grand renversement aux structures couchées plurihectométriques d'axe E-W à WNW synmétamorphiques et déversées au NNE qui sont prépondérantes.

2) *Le rétrocharriage de la Vanoise - Mont Pourri sur les Schistes lustrés.*

Ce rétrocharriage est particulièrement spectaculaire au Val d'Aoste (Val Savaranche et haut Val de Rhèmes) et connu depuis fort longtemps (F. HERMANN, 1925).

Les hautes montagnes de Permo-Carbonifère de la Bioula et du Grand Noménon flottent sur les Schistes lustrés, par un contact souligné de lambeaux de cargneules ou de marbres mésozoïques incliné faiblement à l'WNW (15-30°) ; le profond rentrant du Valsavaranche montre l'importance du porte-à-faux. Cependant, le Permo-Carbonifère du Val de Cogne s'enfonce, en rive droite, sous les Schistes lustrés.

Nos levés détaillés de la crête frontière franco-italienne apportent des faits nouveaux concernant ce rétrocharriage : en effet, la digitation de l'Iseran, dont F. ELLENBERGER, puis J.-M.-L. BERTRAND et P. SALIOT (1966), ont souligné le caractère très tardif (cargneules à éléments de roches à métamorphisme achevé), est en continuité avec le plan de rétrocharriage de la Zone Vanoise - Mont Pourri. De ce fait, le contact même du rétrocharriage aurait un caractère très tardif.

3) *Le rétrocharriage du Ruitor.*

Sur le versant italien, la « coupole » que semble être ce massif sur le versant occidental apparaît profondément divisée par la « zone synclinale mésozoïque d'Avise », et des écailles caractérisent la partie orientale.

a) Au Nord du Becca di Tos, la limite de cette grande coupole apparaît comme *un chevauchement sur la Zone Vanoise Mont Pourri.* — Le contact franc sans interposition de lambeau d'aucune sorte est fortement incliné vers l'Ouest (70°) au niveau de la Dora Baltea et parallèle aux foliations des roches ; il se courbe au fur et à mesure qu'on s'élève en altitude pour s'incliner à 30° à la cote 3 000, en pinçant les Schistes lustrés du Becca di Tos.

b) *Le lambeau de recouvrement du Becca di Tos.* — Ce lambeau constitue, avec le Mont Emilius, le lambeau de recouvrement le plus spectaculaire du Val d'Aoste. Rattaché à la nappe de la Dent Blanche et décrit en détail par F. HERMANN (1930) il renferme des roches rigoureusement identiques à celles du Ruitor au-dessus de la « zone synclinale d'Avise ».

La géométrie de l'ensemble n'est pas en contradiction avec l'hypothèse de G. V. DAL PIAZ de considérer ce lambeau comme une structure rétrocharriée issue de la coupole du Ruitor. Les roches de ce lambeau sont incontestablement celles du Ruitor qui lui fait face à l'Ouest ; cependant, la disparition brutale de la zone synclinale d'Avise vers le Sud (refuge de Morion) nous laisse penser que cette structure aurait pu être déjà partiellement mise en place avant le rétrocharriage proprement dit, c'est-à-dire lors du plissement Est-Ouest, à moins d'imaginer que ce rétrocharriage, dont la flèche atteint 5 km, ne s'annule totalement au niveau de Morion.

c) *Les écailles de la Grande Rousse.* — Ces écailles très redressées et renversées au SE constituent les hautes cimes satellites de la Grande Rousse. Séparées par de grands accidents plongeant fortement à l'Ouest, elles représentent les parties les plus internes du Ruitor et de la Zone houillère et sont constituées de roches du Ruitor peu rétromorphosées associées au Permien transgressif sur leur dos (en position renversée). Les écailles chevauchent, par un contact peu incliné (30°), d'autres roches du Ruitor beaucoup plus affectées par le métamorphisme alpin, constituant un « plateau » qui supporte les Schistes lustrés sur lesquels repose le lambeau du Becca di Tos ;

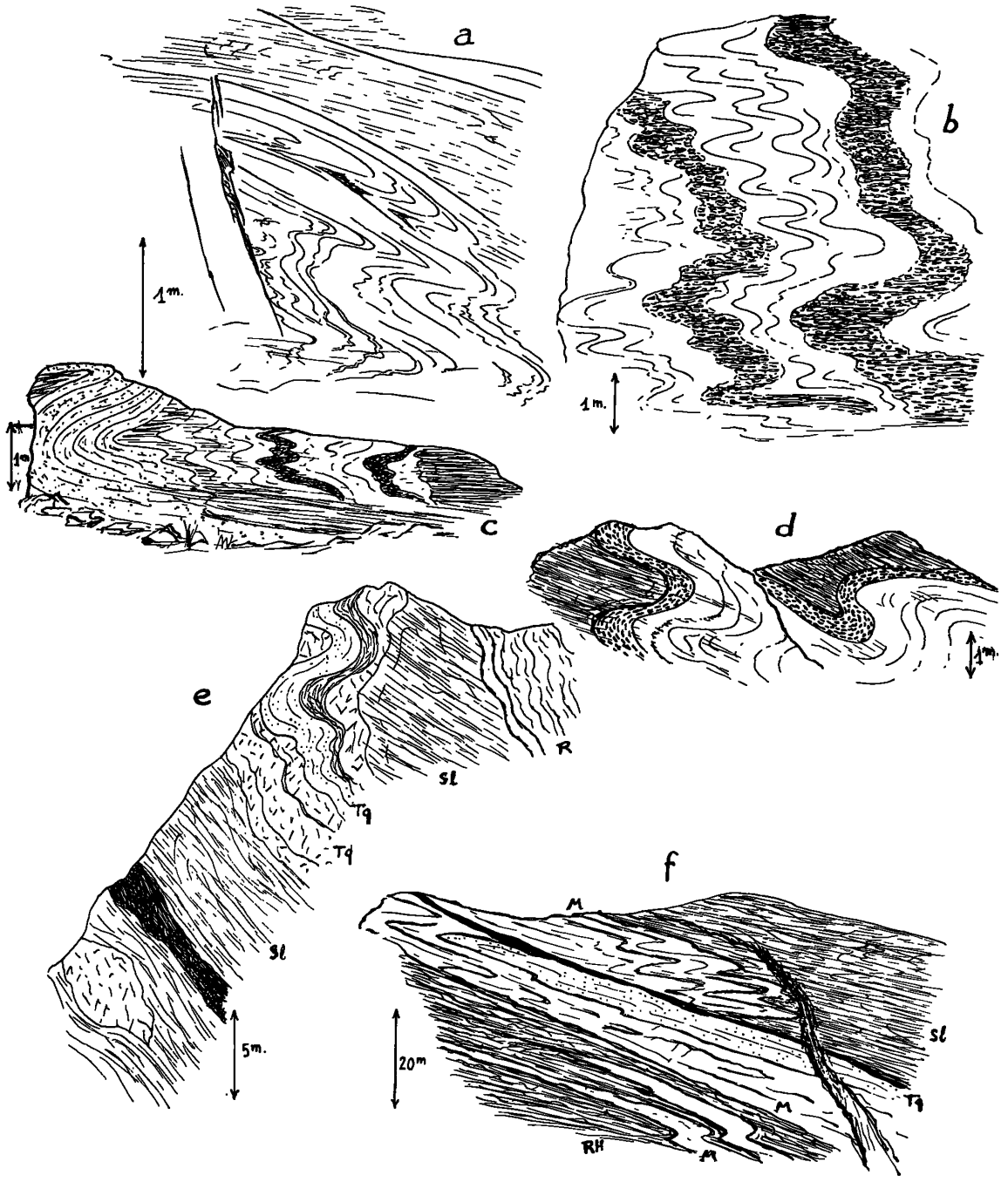

Fig. 1.

a) Plis synschisteux d'axe EW dans le Carbonifère métamorphique de la Punta Bioula. — b) Plis EW reprenant des structures hercyniennes, micaschistes noduleux à chloritoïde avec prasinites ; Glacier de Morion. Ruitor. — c) Plis déversés vers l'ESE dans les Schistes lustrés avec nouvelle schistosité, reprenant des plis isoclinaux de la phase EW ; environs du col d'Entrelor. — d) Plis déversés vers le SE affectant la zone de contact Ruitor-Houiller. G.S. lame de gneiss du Sapey ; versant Nord du massif d'Ormelune. — e) Plis déversés vers le SE dans une pincée synclinale vermiculaire du Ruitor (Monte Colombo). R, micaschistes du Ruitor ; Sl, Schistes lustrés avec nouvelle schistosité ; Td, Trias dolomitique ; Tq, quartzites triasiques ; Cg, cargneules. — f) Structure d'une pincée synclinale vermiculaire dans le Carbonifère métamorphique du haut Val de Rhèmes : replis complexes d'axe EW affectant un ensemble de Schistes lustrés (Sl), quartzites (Tq) triasiques, marbres blancs du Malm ? (M) et Permo Carbonifère prasinitique (RH).

la partie frontale de ces écailles chevauche directement le Carbonifère Vanoise - Mont Pourri.

E) *Les grandes phases de déformation des roches : leur relation avec la grande tectonique.*

Nous distinguons schématiquement, dans une première analyse, quatre phases de déformation successives [8] de vaste répartition, caractérisées par leur style, leur direction et leur sens de déversement, en éliminant ici des déformations désordonnées ou de caractère local.

1) *Plis couchés isoclinaux d'axe NS à N 10°.*

Nous avons observé sporadiquement de tels plis très aplatis d'échelle métrique, dans le Carbonifère de Vanoise et le Ruitor. Ces plis « intrafoliaux » apparaissent comme les plus anciennes déformations d'âge alpin, et sont antérieurs aux plis E-W.

2) *Plis couchés très souples d'axe E-W à WNW.*

Ces structures sont omniprésentes dans les diverses formations et unités structurales du Grand-Saint-Bernard et des Schistes lustrés, plus rares cependant au sein du Houiller de la Zone houillère.

Ce sont des plis couchés très souples, parfois isoclinaux, de toutes les échelles, contemporains du métamorphisme et admettant la foliation pour plan axial ; leurs axes sont parallèles à la linéation régionale principale, soulignée par de nombreux minéraux du métamorphisme alpin (notamment micas et chlorite) et varient, selon les secteurs, de N 270 à N 310° E avec un maximum à N 290° E.

Dans beaucoup de roches homogènes, nous ne pouvons déceler que de très nombreuses microstructures (fig. 1 a). Cependant, les plis de cette phase prennent toute leur ampleur dans les séries rubanées et diversifiées. Citons : les belles charnières isoclinales sub-horizontales d'amplitude kilométrique couchées vers le NNE dans le Permo-Carbonifère des arêtes de la Bioula ; celles du fond du Val Grisanche au contact des Schistes lustrés de la Grande Sassière ; les charnières et les digitations du Carbonifère de la face E de la Grande Rousse isolées par de minces pincées synclinales vermiculaires de Schistes lustrés et de couverture.

Le *déversement vers le Nord* de toutes ces structures nous est donné par des critères de polarité de tufs basiques exceptionnellement bien conservés au contact des intrusions grenues des arêtes de la Bioula, et par la conservation de quartzites triasiques solidaires du Permien affecté de plis couchés hectométriques, enfin par la très grande accumulation de lambeaux de poussée au front nord des Schistes lustrés de la Grande Sassière.

Cette phase de plissement majeure s'est accompagnée de chevauchements en masse et de glissements parallèles à la schistosité cristallophyllienne le long de certaines formations (serpentines des Schistes lustrés, pincées synclinales vermiculaires de couverture mésozoïque affectée des mêmes déformations souples homo axiales, fig. 1 f).

[8] Nous n'envisagerons pas ici les structures hercyniennes exceptionnellement conservées des roches du Ruitor (fig. 1 *b*).

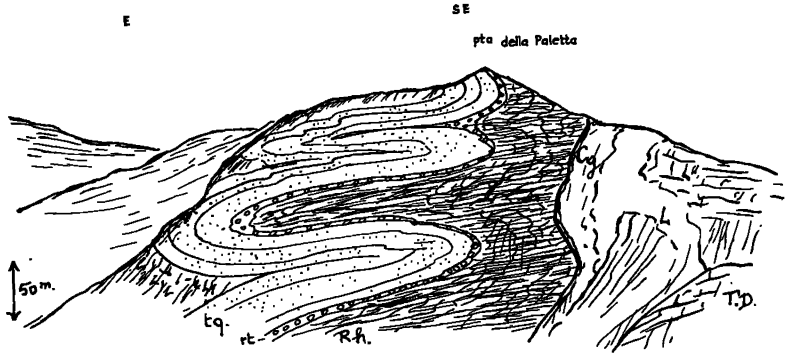

Fig. 2. — Plis couchés vers le Nord d'axe WNW dans le Permien métamorphique du haut Val de Rhèmes (Punta Vaudala) avec Permo Trias réduit (rt) et quartzites triasiques solidaires. A droite, cargneules jalonnant le plan de rétrocharriage à pendage WNW faible.

3) *Les structures liées aux rétrocharriages.*

Les structures rétrocharriées sont, comme nous l'avons vu, intensément développées dans la Zone du Grand-Saint-Bernard. Elles reprennent et replissent les structures souples antérieurement édifiées (fig. 2), dont les axes basculés plongent parfois jusqu'à la verticale comme l'ancienne foliation.

Nous distinguerons successivement :

a) *Les déformations continues.* — Les *plis de grande échelle* (100 m) sont relativement rares ; dans le Permo-Carbonifère ou le Ruitor, ce sont des plis concentriques ouverts, à plans axiaux pendant à l'WNW, qui replissent la schistosité cristallophyllienne préexistante. Dans le cristallin, ces plis sont d'autant plus déversés et leurs plans axiaux d'autant moins inclinés que l'on monte structuralement (voir coupe).

Les *petites structures,* quasiment absentes dans certaines zones du cristallin, abondent au contraire dans d'autres où elles peuvent arriver à masquer totalement les structures préexistantes. Dans la Zone du Grand-Saint-Bernard, on observe selon les points, depuis un simple gondolage parfois

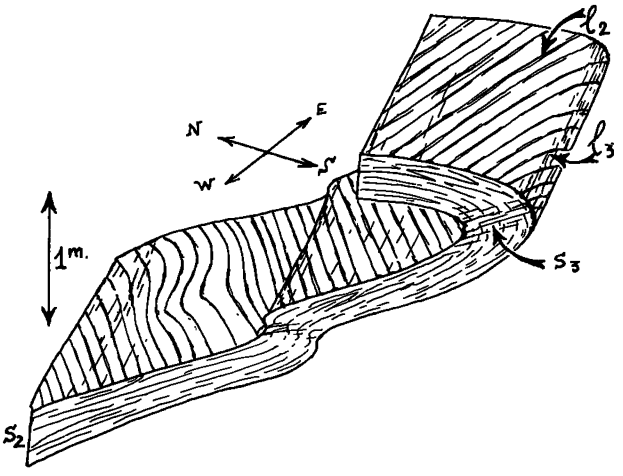

Fig. 3. — Pli déversé au SSE dans le Carbonifère Vanoise - Mont Pourri (environs de Introd).

S_2 et l_2, linéation et schistosité contemporaine de la phase EW ; l_3 et S_3, linéation et schistosité peu développées contemporaines de cette nouvelle structure.

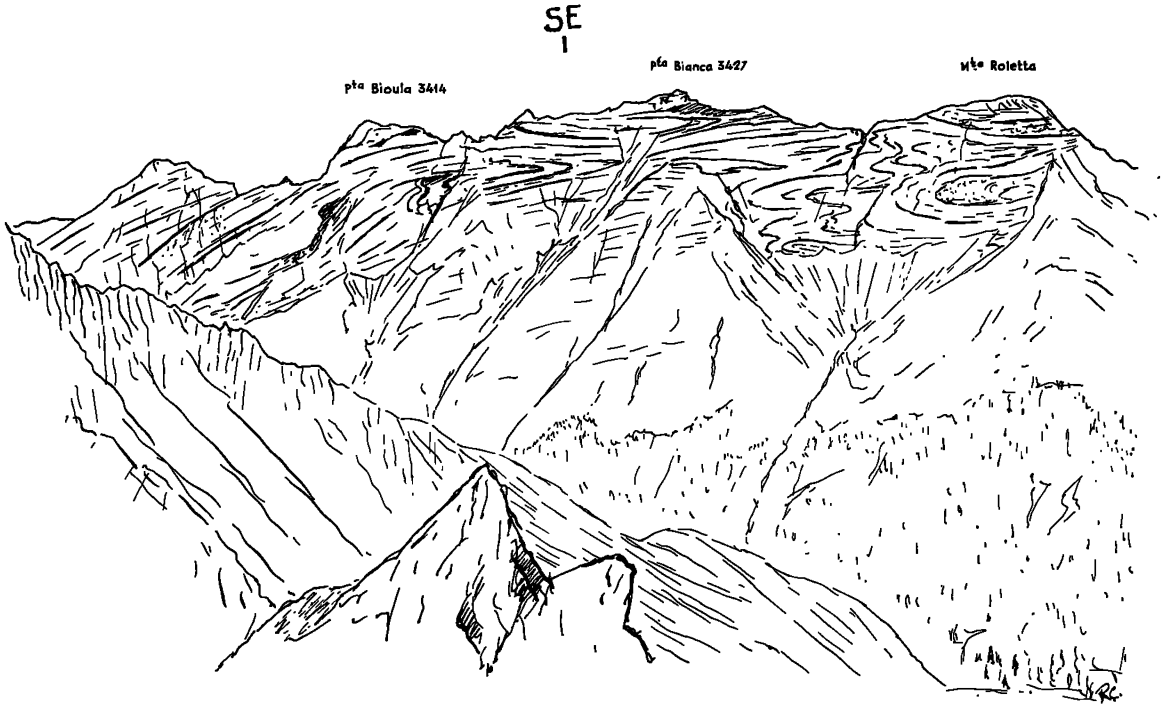

Fig. 4. — Grands plis couchés d'axe EW d'amplitude pluri-hectométrique dans le Carbonifère Vanoise - Mont Pourri. Arête de la Punta Bioula-Roletta séparant le Val de Rhèmes et le Val Savaranche.

anarchique de l'ancienne foliation, jusqu'à des plis post-schisteux serrés, déversés vers le SE, mais souvent mal réglés, et accompagnés d'une nouvelle linéation de crénulation. Leurs plans axiaux sont parfois matérialisés par une nouvelle schistosité due surtout à une réorientation des anciennes phyllites.

Dans les Schistes lustrés, ces plis sont beaucoup plus souples et accompagnés d'une nouvelle schistosité de flux, qui le plus souvent *masque sur le terrain l'ancienne schistosité, ou bien se confond avec elle.*

La direction des axes de ces structures déversées au SE varie de N 50° à N 70° avec des plongements peut-être primaires de 20 à 30°, tantôt au Sud, tantôt au Nord. Cependant, dans certaines zones de charnières anciennes, on note une dispersion considérable des mesures des nouveaux axes (de N à N 90° !), de même à proximité de contacts majeurs tel celui du Ruitor et du Houiller avec la Vanoise, au fond du lac de Valgrisanche, où les nouvelles structures sont encore orientées E-W.

Les nouvelles microstructures semblent surtout postérieures à de nombreux minéraux (chloritoïde, grenat, glaucophane), mais peuvent être accompagnées de nouvelles néoformations : actinote, chlorite, biotite, grenat ; l'albite fossilise le plus souvent les microstructures et les divers assemblages minéraux.

b) *Les déformations discontinues.* — Elles correspondent à l'achèvement des rétrocharriages selon un style cassant, et peuvent être considérées comme l'aboutissement des structures plissées déversées au SE. Les accidents limitant par exemple les écailles orientales du Ruitor sont postérieurs à toutes les petites structures plissées et sont soulignées de roches particulièrement écrasées et rétromorphosées. Le contact du rétrocharriage de la Zone Vanoise - Mont Pourri sur les Schistes lustrés est lui aussi postérieur à toutes les microstructures, et les cargneules, véritables brèches tectoniques, jalonnent souvent ce contact comme la digitation de l'Iseran.

Dans le massif du Ruitor, de rares familles de knicks orientés N-S ou E-W sont peut-être liées à ces mouvements cassants.

4) *Les déformations ultimes.*

Signalons les failles transversales verticales dirigées ENE ou ESE intéressant certaines zones, telle la retombée orientale du Ruitor. Elles sont peut-être liées à la surrection tardive du Ruitor proprement dit ; certaines sont responsables de grands glissements, tel celui sur lequel s'appuie en rive gauche l'audacieux barrage de Valgrisanche.

CONCLUSIONS SUR LA STRUCTURE PENNIQUE DE LA ZONE DU GRAND-SAINT-BERNARD AU SUD DE LA DORA BALTEA

I. L'existence des Nappes.

Si les Schistes lustrés se présentent comme une vaste nappe de recouvrement, nous n'avons aucun argument dans la région étudiée pour admettre d'emblée comme axiome de base que la zone du Grand-Saint-Bernard est bien une nappe flottant sur un autochtone (Schistes lustrés ?), sous prétexte qu'elle flotte incontestablement cent kilomètres plus au Nord.

II. Le déplacement initial de la nappe des Schistes lustrés.

Nous n'avons, à l'échelle de la région étudiée, aucun argument non plus pour établir le sens de déplacement initial de cette nappe. Cependant, nier le déplacement initial vers l'Ouest comme l'ont fait A. Amstutz (1963), S. Conti (1955) sous prétexte que l'on n'en retrouve aucune trace dans les zones internes métamorphiques, c'est en même temps nier les faits stratigraphiques et géométriques qui attestent avec assez de force que les Schistes lustrés sont partout exotiques sur la zone du Briançonnais ou du Grand-Saint-Bernard, même si un plissement transversal d'axe E-W prépondérant, ainsi que des rétrocharriages vers l'extérieur, sont seuls observables dans les zones internes [9].

[9] Récemment P. Vialon (1967) a insisté sur l'importance des plis transversaux dans les Alpes cottiennes. Il n'en récuse pas pour autant l'existence de la nappe des Schistes lustrés, mais il imagine que ces plis synmétamorphiques d'axes E-W ont précédé le charriage des superstructures vers l'Ouest.

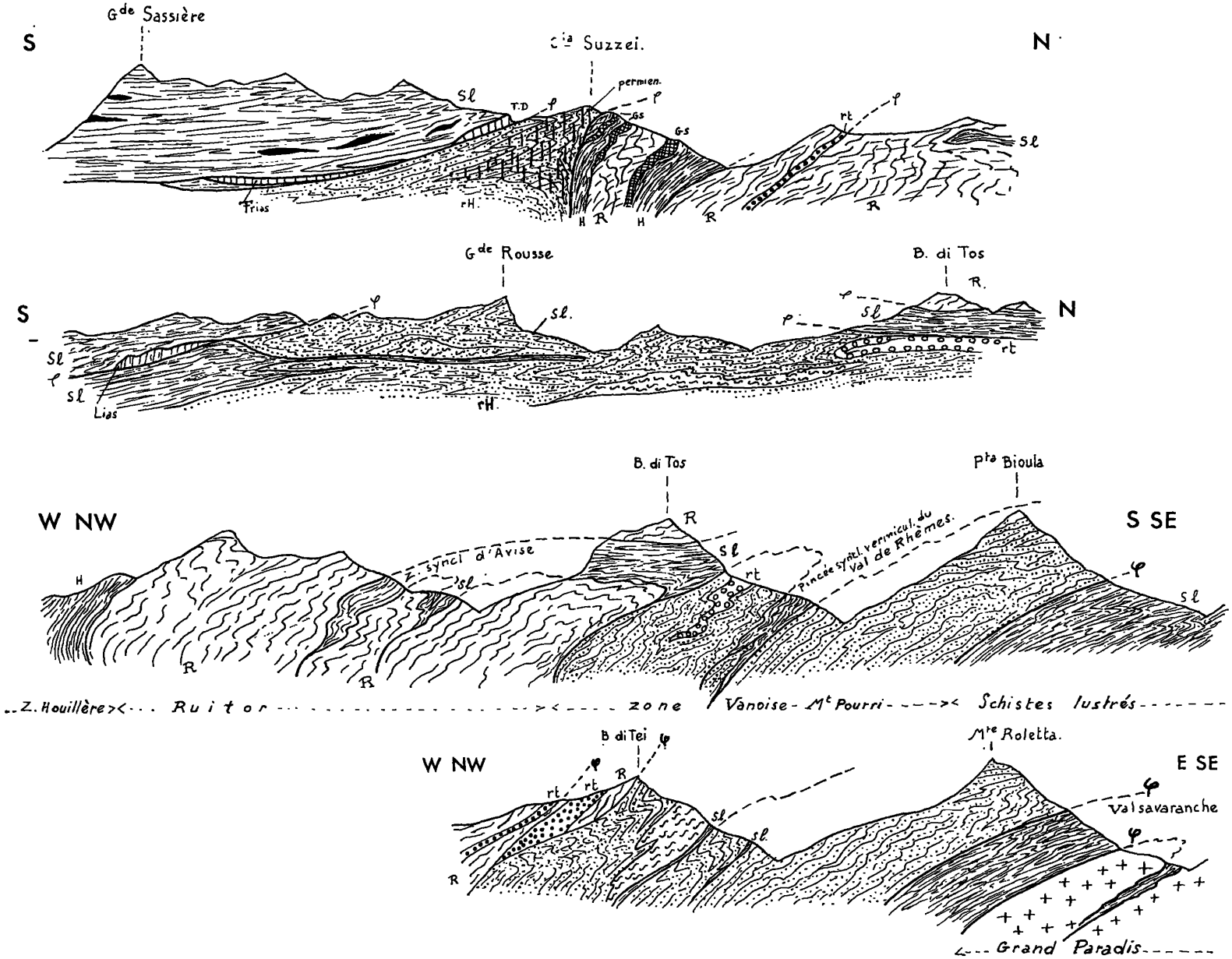

Fig. 5. — Quatre coupes dans la zone du Grand-Saint-Bernard au Sud de la Dora Baltea. Echelle : 1/100 000e.

1 et 2 : coupes d'axe NS perpendiculaires aux structures EW ; 3 et 4 : coupes dans la même zone, perpendiculaires aux structures rétrocharriées.

R, Ruitor ; en grisé, Permo-Carbonifère de Vanoise - Mont Pourri ; H, Houiller de la Zone houillère ; GS, gneiss du Sapey ; rt, Permo-Trias ; Sl, Schistes lustrés ; φ, contacts anormaux majeurs.

III. Nature des contacts Schistes lustrés - socle.

On sait qu'en Vanoise F. Ellenberger (1958, 1967) admet l'existence d'une surface d'érosion accidentée consécutive à une phase de plissement préliminaire d'âge médio-éocène, en quelque sorte fossilisée par la nappe des gypses (« reliefs insulaires sous-gypseux ») ou les Schistes lustrés. En Val d'Aoste, la surface de base des Schistes lustrés du Becca di Tos ou de la Grande Sassière pourrait de même être interprétée de la sorte. Mais l'analyse structurale s'oppose à cette interprétation puisque les lambeaux de couverture coincés dans les contacts renferment, comme le substratum et les Schistes lustrés sus-jacents, des structures plissées couchées prépondérantes d'axe E-W.

Nous en concluons qu'au Val d'Aoste tous les contacts Schistes lustrés - socle ne résultent pas du premier déplacement vers l'Ouest de la nappe, mais sont nés lors du plissement d'axe E-W ou sont dus aux rétrocharriages : ce sont donc des contacts de migrations secondaires de la nappe, d'abord vers le Nord, puis vers le Piémont.

Ce résultat est peut-être applicable à l'ensemble des zones internes là où les rétrocharriages sont intenses ; cependant, plus à l'intérieur, J.-M.-L. Bertrand (1966) et P. Vialon (1967) admettent que les structures d'axe NE liées aux rétrocharriages s'estompent et semblent disparaître.

IV. Les phases de plissement et leur signification dans les zones internes.

1) *Les plis Nord-Sud.*

Rarement observables, ils sont peut être nés lors du charriage initial vers l'Ouest [10].

2) *Les plis Est-Ouest.*

Ils correspondent à la phase majeure de déformation des roches, tout comme dans les massifs de Dora Maira (P. Vialon, 1967), du Grand Paradis (J.-M.-L. Bertrand, 1966), le massif d'Ambin (M. Gay, 1964), et les Schistes lustrés plus au Sud (A. Nicolas, 1967) ; le déversement vers le Nord dans notre zone est en opposition avec certaines structures déversées au Sud dans les zones voisines (E. Raguin, 1930 ; P. Vialon, 1967 ; J.-M.-L. Bertrand, 1968) et on peut se poser la question de savoir s'il s'agit bien de la même phase.

De grandes structures E-W d'amplitude kilométrique ont pu être mises en évidence dans certaines formations, notamment dans le Permo-Carbonifère de la Zone Vanoise - Mont Pourri. Les Schistes lustrés sont affectés par le même style en plis couchés, qu'il s'agisse de lambeaux de recouvrement ou de certaines pincées synclinales vermiculaires : nous en concluons, à la suite de nombreux auteurs, que cette grande phase de plis couchés est nécessairement postérieure au charriage initial des Schistes lustrés.

Ce plissement transversal aux Alpes occidentales est cependant grossièrement parallèle à l'axe des Alpes orientales, et il est tentant de l'assimiler au plissement E-W qui est prépondérant dans ces Alpes orientales. L'hypothèse d'un âge crétacé avancée par P. Vialon (1967) est en contradiction avec les faits stratigraphiques de Vanoise, où ce plissement existe aussi (F. Ellenberger et P. Saliot, 1967).

3) *Les plis déversés au Sud Est.*

Bien que moins rigoureusement réglés, ils apparaissent comme une famille unique dans la zone étudiée et ne peuvent être confondus avec ceux des autres phases ; ils sont incontestablement liés à l'édification des grandes structures rétrocharriées, qui ont bouleversé et clivé les belles structures souples antérieures de la zone du Grand-Saint-Bernard [11].

Le problème des relations chronologiques et spatiales de ces diverses phases de plissement ne pourra être résolu que de proche en proche et à l'échelle des Alpes occidentales et orientales réunies.

---

[10] Rappelons que A. Nicolas (1966) admet la liaison des plis couchés précoces d'axe N S avec le premier déplacement vers l'Ouest des Schistes lustrés.

[11] Au cours de l'été 1968, nous avons cartographié et divisé en plusieurs unités la zone située plus au Nord, jusqu'au col du Grand-Saint-Bernard. Sitôt franchie la Dora Baltea, s'amorce un régime d'écailles complexes faiblement inclinées à l'Est et chevauchantes maintenant vers l'Ouest, homologues des structures valaisannes (ces subdivisions ne figurent pas sur la carte jointe au texte).

BIBLIOGRAPHIE

AMSTUTZ (A.) (1962). — Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques espaces au Sud d'Aoste (*Arch. Sc. Ph. Nat. Genève,* vol. 15, fasc. 1).

— (1966). — Caractères essentiels du Permo-Carbonifère alpin (*C. R. Acad. Sc. Paris,* t. 262, p. 2439-2442).

BEARTH (P.) (1961). — Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-Saint-Bernard dans le Valais (Suisse) (*Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot,* t. II, p. 407 418 ; *Mém. H. S. Soc. Géol. Fr.,* Paris).

BERTRAND (J.-M.) (1965). — Données nouvelles sur la géologie de la partie française du massif du Grand Paradis (haute Maurienne) (*C. R. Acad. Sc. Paris,* t. 260, p. 6405-6408).

BERTRAND (J.-M.) et SALIOT (P.) (1966). — Données nouvelles sur l'âge et la nature des gneiss du Grand Paradis (Alpes graies) (*C. R. Acad. Sc. Paris,* t. 262, p. 1669-1672).

CABY (R.) (1964). — Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, haut Val de Suse) (*Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble,* p. 131-187).

COLOMB (P.) et ELLENBERGER (F.) (1966). — Signification tectonique de la linéation régionale (*C. R. Acad. Sc. Paris,* t. 262, série D, p. 1921).

DAL PIAZ (G. V.) et GOVI (M.) (1965). — Osservazioni geologiche sulla « zona del Gran San Bernardo » nell'alta Valle d'Aosta (*Boll. Soc. Geol. Ital.,* vol. LXXXIV, fasc. 1, p. 1-24).

DAL PIAZ (G. V.) (1965). — Il lembo di ricoprimento della Becca di Toss : struttura retroflessa della zona del Gran San Bernardo (*Mem. Accad. Patavina di S.S.L.L.A.A.,* vol. LXXVII, p. 107-136).

ELLENBERGER (F.) (1958). — Etude géologique du pays de Vanoise (*Mém. expl. Carte Géol. Fr.,* 560 p., 42 pl., 8 pan.).

— (1966). — Le Permien du pays de Vanoise. Symp. Verrucano. Pisa, p. 170-211.

ELLENBERGER (F.) et SALIOT (P.) (1967). — Tectonique « pennique » à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées (*C. R. Acad. Sc. Paris,* t. 264, série D, p. 1569).

ELTER (G.) (1960). — La zona pennica dell'alte e media valle d'Aosta e le unita limitrofe (*Mem. Inst. Geol. Min. dell'Univ. di Padova,* vol. XXII, 22 fig., 1 carta).

FABRE (J.) (1961). — Contribution à l'étude de la Zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie) (*Mém. B.R.G.M.,* n° 2).

GAY (M.) (1964). — A propos de certaines écailles du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes) (*C. R. somm. S.G.F.,* fasc. V, p. 183).

GOGUEL (J.) (1963). — L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales (*B.S.G.F.,* t. V, n° 1, p. 20-29).

HERMANN (F.) (1925). — Sur le faisceau de plis en retour de Valsavaranche et les prolongements de l'éventail de Bagnes dans les Alpes franco-italiennes (*C R. Acad. Sc. Paris,* t. 180, p. 1515-1517).

— (1930). — Studi geologici nelle Alpi occidentali. Padova, *in* vol. VII et VIII.

LEMOINE (M.) (1967). — Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales (*Geol. Rundschau,* n° 56, p. 320-335, 5 fig.).

MICHARD (A.) (1967). — Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes (*Thèse,* Edit. C.N.R.S., 450 p., fig., 1 carte).

NICOLAS (A.) (1966). — Le complexe ophiolites - Schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises), t. I et II (*Thèse,* Nantes, 299 p.).

OULIANOFF (N.) (1955). — Note concernant l'origine et le métamorphisme des « Schistes de Casanna » (massif du Métailler dans le Val de Nendaz en Valais) (*Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.,* vol. 66, n° 288, p. 77-91).

SCHAER (J.-P.) (1959). — Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes (*Thèse,* Neuchâtel ; *Arch. Sc. Genève,* vol. 12, fasc. 4, p. 473 620).

VIALON (P.) (1967). — Quelques remarques sur l'étude géologique du massif cristallin Dora Maira (Alpes cottiennes internes, Italie) et de ses abords (*Géologie Alpine, Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble,* t. 43, p. 245 258).

ZULAUF (R.) (1963). — Zur geologie der tiefpenninischen Zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien), 150 p., Truninger, Zurich.

CARTES GÉOLOGIQUES :

— Carta geologica d'Italia (1/100 000e) : foglio 41, Gran Paradiso ; foglio 28, Aosta.

— Carte géologique de la France au 1/50 000e : feuille de Tignes, feuille du Petit-Saint-Bernard.

— Carte géologique du Val d'Aoste, *in* G. ELTER, 1960.

— Carte géologique du Valsavaranche, in A. AMSTUTZ, 1962.

Centre de Recherches sur les Zones Arides,
Faculté des Sciences de Montpellier.

Manuscrit déposé le 30 mars 1968.