Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 12 (1959)
Heft: 4

Artikel: Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes
Autor: Schaer, Jean-Paul
Kapitel: Tectonique
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-739076

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 05.08.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

TECTONIQUE

Introduction.

La région que nous avons étudiée se situe dans la zone frontale de la nappe du Grand-Saint-Bernard (IV, E. Argand, 1934); c'est une partie du domaine pennique qu'illustrent les admirables coupes d'E. Argand (1911), (fig. 1). Ce secteur fut intégré dans les synthèses audacieuses qui s'appuyaient principalement sur des travaux de détail faits dans les régions du Simplon, de la vallée de Tourtemagne et dans l'ensemble de la nappe de la Dent-Blanche. Assez rapidement des divergences d'interprétation se manifestèrent, lorsqu'on tenta de placer dans ce cadre majestueux les résultats d'études régionales faites plus à l'W (F. Hermann, C.-E. Wegmann, J.-M. Vallet). Bien qu'ayant plus d'un demi-siècle, la synthèse d'Argand reste actuellement valable dans ses grandes lignes.

Nos recherches avaient pour but de préciser quelques structures, dont certaines étaient connues depuis longtemps, principalement l'éventail de Bagnes (H. Gerlach, 1871) et le synclinal des Chèques., et d'essayer de les placer dans le cadre général. Bien que nos idées soient parfois assez éloignées de celles d'Argand, nos observations et connaissances englobent une trop petite région pour que nous puissions actuellement discuter l'ensemble des problèmes structuraux de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Nous avons plus modestement tenté d'appliquer des méthodes d'investigation différentes sinon totalement nouvelles, pour essayer de comprendre l'histoire tectonique locale.

Entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, en dehors des grandes discordances, nous manquons de repères stratigraphiques précis. Pour analyser les grandes lignes de la région, nous ne disposons que de deux horizons: d'une part, les porphyres quartzifères dont nous faisons la base du Permien, d'autre part, le Trias.

Pour compléter les renseignements de la stratigraphie, et pour éviter le plus possible les erreurs d'extrapolation, nous

avons essayé d'appliquer quelques méthodes de la géologie structurale moderne qui sont enseignées à Neuchâtel par le professeur C.-E. Wegmann.

Au cours de nos campagnes, nous nous sommes efforcés de collectionner toutes les données possibles sur l'orientation des éléments tectoniques. Nous sommes au-dessous de la vérité lorsque nous affirmons disposer de plus de 30.000 mesures pour l'ensemble du secteur étudié et pour les régions immédiatement avoisinantes; mais elles sont loin de présenter toutes le même intérêt et la même valeur. Pendant les premières années de nos travaux en Valais, nous nous sommes familiarisés avec une méthode que nous n'avions jamais appliquée auparavant à des roches et des problèmes de ce genre. et ainsi notre apprentissage a contribué à augmenter fortement le nombre de nos mesures.

Méthode de travail.

Sur le terrain, nous avons mesuré, au moyen d'une boussole, l'orientation de tous les éléments tectoniques rencontrés. Nous en avons étudié simultanément les formes et les caractères pétrographiques, puis tenté d'en comprendre la signification. Il faut à la fois saisir une image aussi objective que possible, envisager les relations que peut avoir l'objet examiné avec d'autres de même ordre de grandeur et le placer dans l'ensemble des observations. A cet effet, les mesures récoltées sur le terrain, dans des secteurs judicieusement choisis, sont reportées sur une projection stéréographique (demi-sphère supérieure), les résultats sont ensuite collectionnés sur des cartes. Cette méthode et ses variantes sont appliquées depuis de nombreuses années (C.-E. Wegmann, 1929, *a* et *b*, E. Cloos, 1937, A. Kvale, 1947, F.-C. Phillips, 1954), elles sont devenues par trop classiques pour que nous les commentions davantage.

Ajoutons que toutes nos mesures furent faites sur le terrain; nous n'y avons pas ajouté, faute de temps, des mesures statistiques d'orientation de minéraux selon la méthode mise au point par B. Sander (1930). Il est évident que la comparaison des résultats microscopiques et macroscopiques présente un

grand intérêt. En les appliquant, nous aurions peut-être trouvé une clef nous permettant de pousser plus loin encore l'étude de certaines formations, tout particulièrement celle des gneiss de Tion.

Revue rapide des éléments tectoniques analysés.

Tout au long de nos recherches, nous avons essayé de séparer l'observation de l'interprétation. Suivant l'enseignement de notre Maître, nous avons tenté de pousser l'analyse cinématique aussi loin que possible, mais nous avons renoncé à entrer dans des explications dynamiques (C.-E. Wegmann, 1929, 1948, 1951, etc.). Nous prenons ici une position à peu près semblable à celle que défend J. Bellière (1957-1958) dans son étude du Massif des Aiguilles Rouges. Remarquons que les synthèses tectoniques anciennes faisaient intervenir dans notre région des considérations dynamiques; il est souvent difficile de ne pas subir involontairement l'influence de cet héritage.

Nous présentons ci-dessous une rapide revue des principaux éléments tectoniques rencontrés et analysons quelques unes de leurs caractéristiques.

Les plans.

a) *La stratification:* La stratification se trouve parfois effacée par le métamorphisme et les effets de la tectonique. Ce sont les horizons conglomératiques qui résistent le mieux.

b) *La schistosité:* Nous n'avons pas à proprement parler de schistosité dans la région étudiée, si nous exceptons celle qu'on rencontre dans quelques horizons argileux du Permo-Carbonifère.

c) *La foliation:* Sous l'influence des recristallisations, les minéraux aciculaires et tabulaires cristallisent dans des plans parallèles et contribuent au débitage de la roche suivant les plans de foliation (P. Fourmarier, 1952). Ceux-ci se rencontrent principalement dans les Schistes de Casanna inférieurs, ils sont souvent parallèles et confondus avec l'ancienne stratification.

d) *Les plans de cisaillement:* Comme peut le faire la schistosité, le cisaillement recoupe les anciens plans (plans de sédimentation, plans de schistosité), mais il y a développement de minéraux dans les anciens et les nouveaux plans. C'est le domaine des microplis et du microplissement de P. Fourmarier. Nous ne pensons pas cependant, que la zone du cisaillement se situe forcément au-dessous de la zone de schistosité (P. Fourmarier). Une roche qui a subi les effets de la recristallisation et qui se trouve dans la zone de schistosité soumise aux actions de plans sécants rapprochés, montrera le développement de microplissement.

e) *Les failles, diaclases et joints transversaux:* Ce sont les plans de discontinuité qui sont relativement espacés. Leur importance est déterminante dans la morphologie. On peut par les repères stratigraphiques et par l'étude des stries, étudier les mouvements qui se sont produits sur ces plans.

Les plis.

On distingue d'après H. Cloos (1936) et E. Cloos (1937) trois sortes de plis:

a) *Les plis véritables* (bent fold, echte Falten);

b) *Les plis de cisaillement* (shear folds, Scherfalten) sont la conséquence des plans de cisaillement. Ce sont eux qui sont les plus fréquents dans la région étudiée. Ils apparaissent avec une grande netteté dans les Schistes de Casanna supérieurs (cf. fig. 2-8, dans C.-E. Wegmann, 1931) (fig. 4, 5). Dans un affleurement, les plus petits plis s'arrangent et constituent un pli plus grand, qui lui-même se rattache à une famille de plis de grandeur à peu près semblable, pour former avec elle, un pli plus grand encore (fig. 6). Ce sont souvent les limites des affleurements qui nous empêchent de pouvoir saisir les plis d'ordre de grandeur supérieurs. On peut reconnaître dans les plis de cisaillement le sens et l'ampleur du déplacement, grâce à des horizons repères; parfois, et c'est souvent le cas dans les Casanna supérieurs du Greppon-Blanc, on aboutit à la formation de « Totfalten » (O. Ampferer, 1938) où les

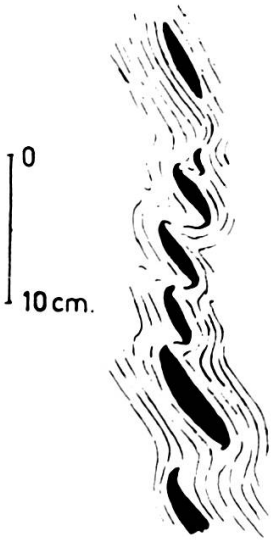

Fig. 4.

Action de cisaillement sur une veine de quartz à peu près parallèle à la stratification.

Schistes de Casanna supérieurs, Chaulué, Val d'Hérémence.

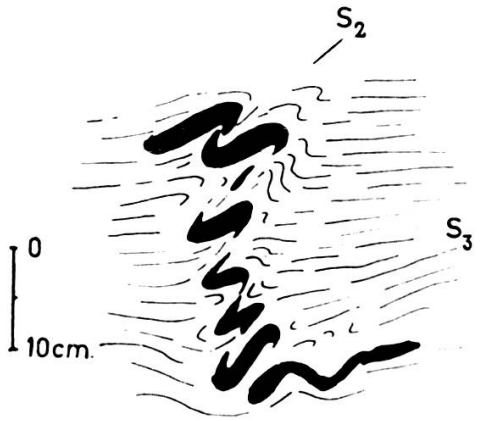

Fig. 5.

Effet de cisaillement sur une veine de quartz s_1 qui fut déformée par des plans de cisaillement obliques s_2; nouvelle foliation horizontale s_3.

Schistes de Casanna supérieurs, Chaulué, Val d'Hérémence.

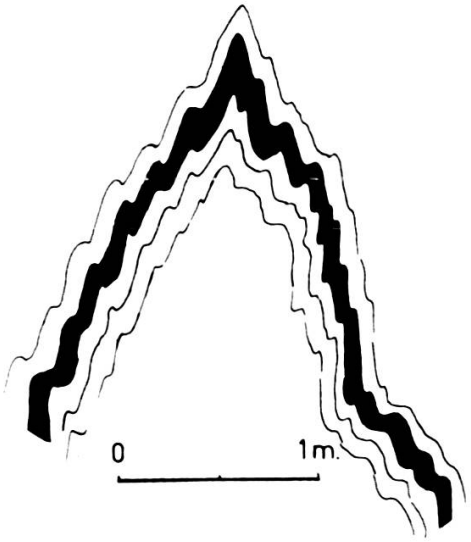

Fig. 6.

Plis de cisaillement complexes, formés de plis d'ordre de grandeur différent. Région de Prafleuri, Casanna inférieurs.

(Grandeur de l'ensemble: environ 2 m.)

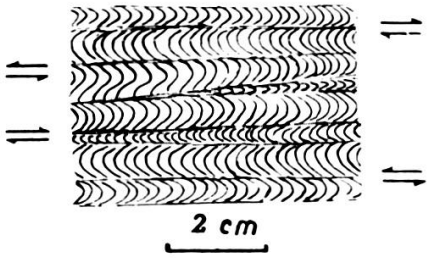

Fig. 7.

Plans de cisaillement aboutissant à la formation de « Totenfalten ».

Schistes de Casanna supérieurs, Mont Loéré.

déplacements se font tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre (fig. 7);

c) *Les flow fold*, *Fliessfalten* (plis à mobilité interne). Les déplacements discontinus des plis de cisaillement sont remplacés par des déplacements continus dus à la plasticité et à la mobilité interne de la roche. Dans les Casanna inférieurs de la zone du Métailler, sous l'effet de l'albitisation, on rencontre des flow fold, leur géométrie reste ordonnée car les migrations se font le plus souvent parallèlement aux changements lithologiques (fig. 35). Ces plis se distinguent par la variabilité de leur orientation axiale.

Les plis seront définis par leur direction et plongée axiale rapportées aux coordonnées de symétrie de la roche (axe b = axe perpendiculaire au plan de symétrie de la roche = ac).

Les structures linéaires.

Gardant au terme de *linéation* le sens très large donné par E. Cloos, (1948), nous nommerons *structures linéaires*, les linéations qui correspondent à l'arrangement interne de la roche. L'orientation des structures linéaires sera rapportée à l'orientation des éléments de symétrie de la roche (axe de plissement b, plan de symétrie ac).

Nous ne faisons pas entrer dans nos structures linéaires, les *linéations d'intersections*, qui sont les traces des familles de plans sécants (plans de cisaillement) qui apparaissent sur un plan de cisaillement ou sur un plan de foliation. Remarquons cependant que le développement de familles de plans de cisaillement en zone, aboutit à la création d'une orientation interne, qui facilite la cristallisation orientée, ou qui débite les roches en parallélipipèdes très allongés (« Griffelstruktur » des auteurs allemands).

Chronologie des déformations.

C'est le domaine de la tectonique superposée qui étudie l'interréaction des structures métachrones (C.-E. Wegmann, 1947). Le principe de la chronologie des déformations est simple puisqu'il peut s'énoncer ainsi: un élément tectonique

est ancien, s'il est repris par une nouvelle déformation. L'application reste pourtant délicate, parce que les traces anciennes tendent à être effacées par les nouvelles et aussi parce que les structures qui se recoupent peuvent avoir le même âge; c'est le cas de l'interférence tectonique (C.-E. Wegmann, 1947).

Pour parvenir à différencier ce qui est métachrone de ce qui est synchrone, on utilisera le fait que les roches possèdent des particularités mécaniques qui varient en fonction de la profondeur à laquelle se fait la déformation. Dans un élément restreint de la roche, des déformations caractéristiques d'étages tectoniques différents ne pourront pas être synchrones. Remarquons cependant, que dans un même étage, et principalement dans les niveaux supérieurs, le type de déformation est également fonction de l'orientation des efforts par rapport à l'anisotropie de la roche et de la vitesse de la déformation.

Lorsqu'on reporte les éléments structuraux sur les cartes et les diagrammes, il importe de garder un symbole différent pour chaque type. Ces derniers sont en quelque sorte les « dérivés » du mouvement, qui par « intégration » peuvent nous donner une image du mouvement lui-même. Le plus souvent les orientations des éléments structuraux ne présentent que peu de discontinuité, parce que la plupart prennent naissance lorsque les mouvements se font dans un milieu qui est lui-même sans grande discontinuité. Les éléments tectoniques qui sont liés aux cassures échappent partiellement à cette règle. Ainsi, nous pensons, contrairement à l'opinion exprimée par F. Ellenberger (1955), que l'étude des linéations, structures linéaires, et autres éléments structuraux, peut, dans une région comme le front de la nappe du Grand-Saint-Bernard, apporter des précisions sur l'histoire des déformations intimes, qui, une fois intégrées, représentent une part importante de la tectonique en grand de ces masses.

Orientation des éléments dans la région étudiée.

Les plis et les éléments de la zone b.

Les mesures de plis effectuées dans l'ensemble de la région étudiée, s'ordonnent bien dans les réseaux stéréographiques.

Dans un secteur limité, on constate qu'il y a toujours parallélisme entre les éléments linéaires (axes de plis de différents ordres de grandeur) et les traces de recoupement des différents plans (foliation, cisaillement, stratification). La belle concordance rencontrée dans la figure 8 se manifeste principalement dans les formations des Schistes lustrés, le Trias, et les Schistes de Casanna supérieurs.

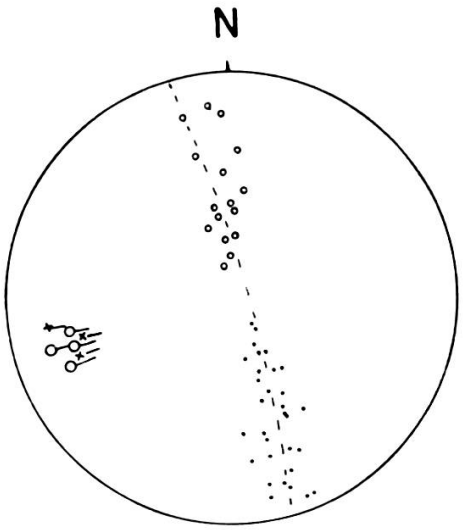

Fig. 8.
Diagramme dans les Schistes de Casanna supérieurs de la région du Clocher de Noveli.

•, plan de couche; ∘, plan de cisaillement; ∘—, axe de pli; ×—, structure linéaire de recoupement.

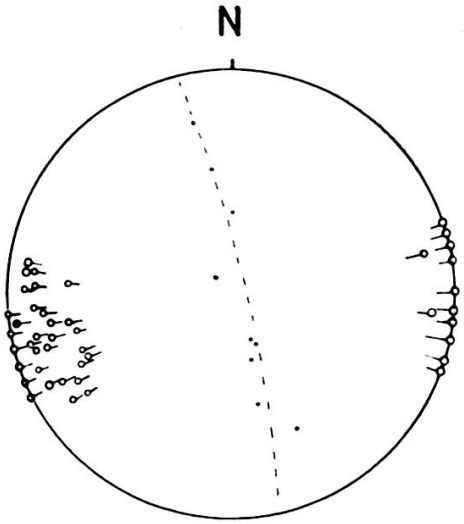

Fig. 9.
Diagramme dans les Schistes de Casanna supérieurs de la région de Cleuson.

•, plan de couche; ∘—, axe de pli.

L'orientation des plis de quelques cm ou de quelques dm peut montrer une dispersion marquée. On obtient en projection un faisceau plus ou moins étalé (fig. 9). Sur le terrain déjà, on se rend compte que certains plis n'ont qu'une extension longitudinale limitée; ils se trouvent relayés par d'autres dont la direction est légèrement différente. Lorsque le plissement s'intensifie, la divergence observée dans l'orientation des plis tend également à s'accroître, si le matériel possède une souplesse suffisante, perpendiculairement aux axes de plis. Ceux-ci ne sont plus cylindriques; on se rapproche des condi-

tions qui existent dans la formation des flow folds. Dans la région du barrage de Cleuson, les plis en faisceaux sont certainement synchrones entre eux; leur recoupement est un cas d'interférence (C.-E. Wegmann, 1947).

Dans certains secteurs limités, nous avons pu mettre en évidence une légère obliquité entre la zone stéréographique de la foliation et celle des plans de cisaillement [1]. Les linéations d'intersection présentent un léger décalage avec les axes de plissement construits (fig. 10).

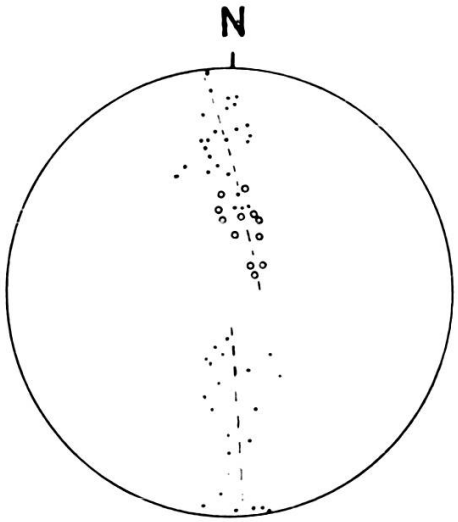

Fig. 10.
Diagramme dans les Schistes de Casanna supérieurs de la région d'Orchéra.
Légère obliquité entre la zone des plans de couche • et celle des plans de cisaillement ∘.

Dans les Schistes de Casanna de la zone du Métailler, les mesures faites se groupent moins parfaitement dans les diagrammes. La présences de roches basiques, souvent en lentilles ou en corps de poissons, explique assez bien la dispersion observée (fig. 14, 18).

L'ensemble des mesures effectuées s'ordonne extrêmement bien (cf. planche XI). Sur cette carte, nous avons indiqué par

[1] C'est dans ces plans de cisaillement légèrement obliques que nous avons constaté quelques chlorites tardives (Querchlorite). Bisse de Chevré au NE de Cleuson.

une flèche la direction et le plongement axial établis sur nos diagrammes; chaque direction reportée est la résultante d'un ensemble de mesures (1 ou plusieurs diagrammes). Trois faits ressortent nettement:

1° Les directions et plongements des plis présentent dans tout le secteur une continuité remarquable;

2° Les axes de plissement qui dans le Val d'Hérémence, ont une direction sensiblement N-S, s'infléchissent vers le NE lorsqu'on se déplace vers l'W; dans le Val de Bagnes, ils ont souvent une direction NE-SW;

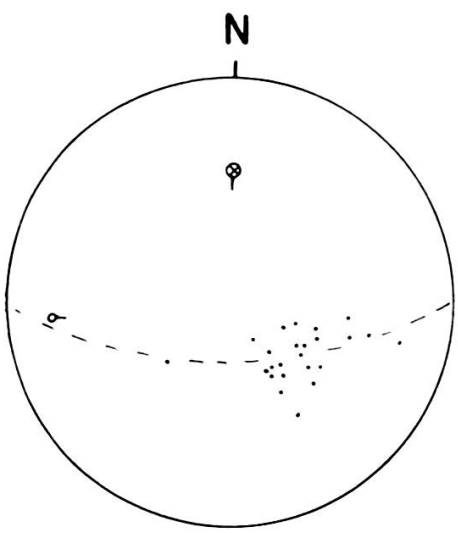

Fig. 11.
Diagramme dans les Schistes de Casanna inférieurs.
Monts-de-Sion-Col des Gentianes.

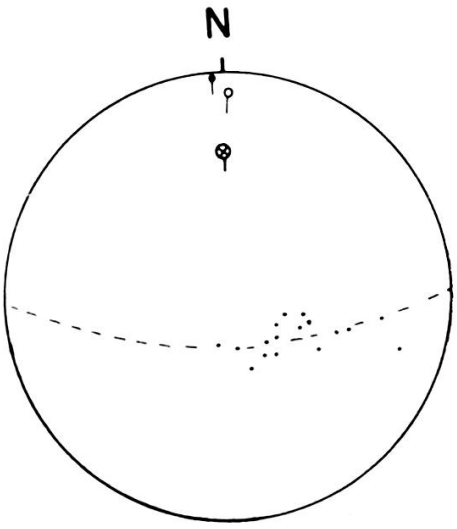

Fig. 12.
Diagramme dans les Schistes de Casanna inférieurs.
Combe de la Chaux-Bec des Rosses.

• plan de foliation, ○— petits plis, •— structure linéaire, ⊗— axe construit.

3° Les structures axiales sont peu inclinées; une plongée axiale généralisée vers l'E ou le NE est surtout marquée dans le Val de Bagnes où elle peut atteindre 30°; elle est faible dans le Val de Nendaz et dans le Val d'Hérémence. Ailleurs les axes sont souvent horizontaux et ils présentent même par places (région de Prafleuri-Dixence) un faible plongement vers l'W.

En dehors de la zone complexe de Tion-Siviez (cf. p. 550), on ne remarque qu'une région aberrante, celle du Col de la Chaux-Bec-des-Rosses-Col des Gentianes. Nous avons figuré sur notre carte la possibilité de plis de direction NS qui présenteraient un faible plongement vers le S. Les diagrammes (fig. 11 et 12) montrent une concentration de points dans un champ trop réduit de la projection stéréographique (couches plus ou moins isoclinales); les petits plis observés nous conduisent à choisir un axe probable de direction N-S, dont la zone engloberait la plupart des mesures de foliation. Nous nous trouvons peut-être seulement en présence d'une flexure locale, de direction sensiblement N-S, qui ne serait que l'exagération locale de la montée axiale dans des couches isoclinales.

Les structures linéaires.

a) *Celles parallèles à l'axe des plis.*

Dans les Schistes de Casanna inférieurs et une partie des Schistes de Casanna supérieurs on remarque une structure linéaire gneissique, qui se trouve être parallèle aux axes de plissement. C'est surtout dans la zone du Métailler qu'elle est fréquente et bien développée. Elle semble être le résultat de cristallisations faites après ou sous l'influence des plans de cisaillement. Les amphiboles (glaucophanes et actinotes) qui cristallisent généralement d'une façon désordonnée dans les plans de foliation, s'y ordonnent en fonction des directions axiales régionales (Vallée de Louvie, E de Fionnay). Pour ne pas surcharger nos cartes, (planche XII) nous n'avons pas fait figurer sur celles-ci, toutes ces structures linéaires gneissiques, qui se trouvent toujours parallèles aux axes de plis; nous n'avons indiqué que les orientations du glaucophane.

b) *Les traces d'étirement.*

Dans une grande partie de la région comprise entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, nous trouvons, sur les plans de stratification, des structures linéaires orientées obliquement à l'axe des plis (l'angle entre le pli et la linéation variant entre 60° et 70°, fig. 14), elles sont souvent assez peu apparentes, mais très fréquentes dans certains secteurs.

Le long de la route qui conduit à Cleuson, dans les derniers lacets avant le pied du barrage, on constate à plusieurs endroits que cette linéation apparaît dans des quartzites albitosé-ricitiques et qu'elle y est plissée.

C'est en étudiant la déformation des conglomérats que nous avons trouvé une explication possible de cette ancienne trace tectonique.

La déformation des conglomérats.

a) *Dans les Schistes lustrés.*

Dans les Schistes lustrés du synclinal des Chèques, on trouve quelques horizons conglomératiques et bréchiques. Les éléments sont des calcaires et des calcaires dolomitiques, liés par un peu de ciment argilocalcaire, cristallisé partiellement sous forme de séricite. Les galets sont trop intimement liés à la roche pour être étudiés isolément. En examinant les coupes différemment orientées, on peut tout de même se rendre compte que les galets ont subi principalement un laminage qui les a transformés en lentilles dont l'épaisseur est 4-6 fois plus faible que les sections mesurées dans le plan de couche. Les galets de calcaire (matériel compétent) se sont déformés souplement, alors que l'on observe de très nombreuses cassures parallèles dans le matériel plus dolomitique (joints d'extension, effet de boudinage). On retrouve dans les horizons conglomératiques des Schistes lustrés, la même opposition qui existe entre le style de déformation cassant des assises dolomitiques du Trias et celui très souple des calcaires des Schistes lustrés pris dans leur ensemble.

b) *Dans les Schistes de Casanna.*

Dans les Schistes de Casanna, tous les galets sont intimement soudés et ne peuvent être extraits isolément. La majorité est formée par des galets de quartz, auxquels s'ajoutent des tourmalinites, des gneiss, des roches dolomitiques. Dans les coupes perpendiculaires aux axes de plis, on observe des sections elliptiques dont le grand axe est parallèle au plan de foliation (qui est confondu en général avec le plan de stratification) (fig. 13). Dans le plan de couche, on retrouve une orientation

parallèle à l'axe des plis. En plus de celle-ci, dans certains cas, on remarque des traînées obliques, parfois sombres (anciens galets de schistes ou de roches basiques) qui forment un angle de 60-70° avec l'axe des plis.

La différence de plasticité des matériaux au moment de la déformation explique le comportement variable des différents galets. Les galets de quartz, relativement rigides, pivotèrent dans le matériel en mouvement; par friction, ils s'allongèrent comme des cigares parallèlement aux axes de plis.

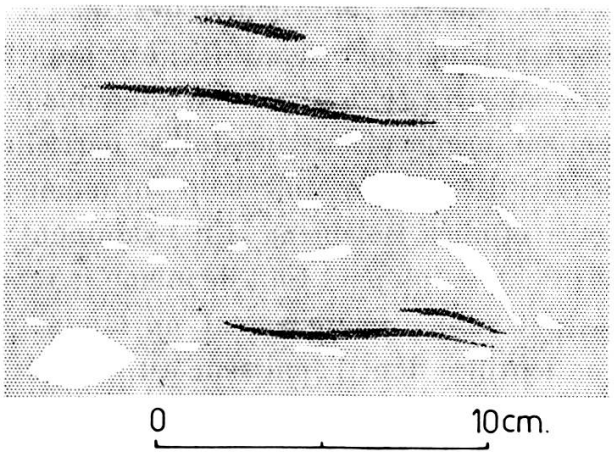

Fig. 13.
Conglomérat déformé. L'Arpetta, près Cleuson.
Galets de quartz plus ou moins déformés et traînées sombres provenant de galets de roches basiques ou de schistes très déformés.

Les galets plus plastiques ont pu absorber les mouvements différentiels; ils firent corps avec la roche et en subirent la déformation intime. La solution proposée permet également d'expliquer assez facilement la présence, dans un même échantillon, de galets quartzitiques peu déformés, accompagnés par d'autres de même composition, qui ne sont pas déformés (fig. 13). L'entourage et la forme de départ du galet jouent un rôle important dans de telles déformations.

Les structures linéaires parallèles aux galets déformés.

Dans toute la région on trouve, parallèlement aux galets étirés obliquement par rapport aux axes de plis, des structures

linéaires; elles sont formées par l'allongement de certains minéraux (amphiboles) ou par des trainées souvent chloriteuses qui se détachent assez nettement sur le fond quartzofeldspathique de la roche, lui-même nettement orienté.

Dans la série du Greppon Blanc, près de la limite entre les Schistes de Casanna supérieurs et inférieurs, de même que dans le début de la série du Métailler, ces structures linéaires sont abondantes. Nous les avons reportées sur la carte (planche XII) lorsqu'elles apparaissent dans des couches peu inclinées; on

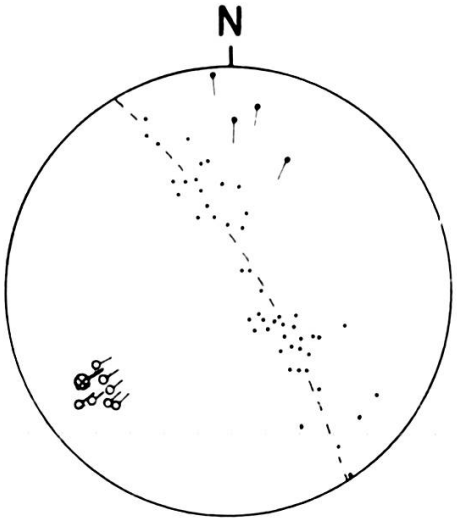

Fig. 14.
Diagramme des plans de couche et de foliation •, des structures linéaires •— et des axes de plis ○— dans les Schistes de Casanna supérieurs entre le Col des Vaux et le Col de Chassoure.

voit qu'elles tendent à s'orienter N 20-N 30° E dans le Val d'Hérémence et le Val de Nendaz, alors que dans le Val de Bagnes, elles deviennent presque N-S. L'angle entre la direction de cette structure linéaire et les axes de plis varie peu.

Sous le synclinal des Chèques et quelquefois peut-être dans le Permo-Carbonifère, on retrouve des structures linéaires semblables et de même orientation. Cette observation nous engage à penser, qu'elles se sont formées lorsque les zones du front pennique que nous avons étudiées, étaient dans des positions relatives qui n'ont pas beaucoup changé depuis. De ce fait, elles doivent avoir pris naissance pendant ou après les grands charriages.

Dans la région de Cleuson, comme dans celles qui se trouvent à l'E du lac des Vaux, on voit, dans les assises de la série du Greppon-Blanc, que ces linéations sont plissées. Tournant autour des axes des plis qui leur sont obliques, elles changent de direction, ainsi qu'on peut le constater dans le cas théorique représenté dans la figure 15 et dans la figure 16, obtenue avec des mesures effectuées sur le terrain. Près de Cleuson, les structures linéaires ont, dans les couches subhorizontales, une orientation N 20° E; près du Métailler, elles ont une orientation

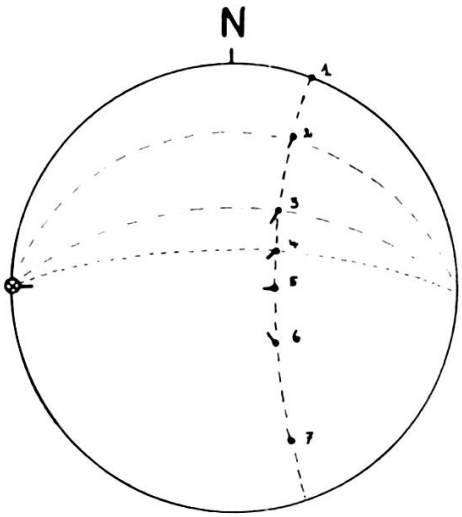

Fig. 15.
Rotation d'un plan horizontal contenant une structure linéaire •— orientée N 20° E autour d'un axe W-E ⊗—
1, 2, 3, etc., positions successives de la linéation; les premiers plans de support sont dessinés.

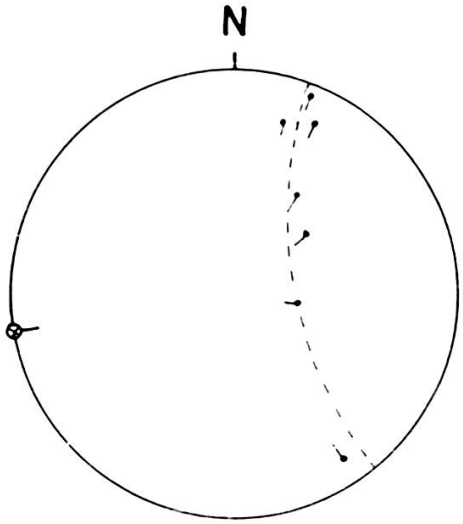

Fig. 16.
Mesures de structure linéaire dans la région Cleuson-Métailler.

N 140-150° E, dans les assises qui plongent au N après avoir tourné autour de la grande charnière du pli du Métailler.

L'étirement des grenats.

Dans la série du Métailler, on rencontre fréquemment des niveaux de gneiss grenatifères qui présentent des traces évidentes d'étirement; les plus beaux affleurements se rencontrent

près du Bec-d'Aget (pl. I, fig. 3). Lors des mouvements différentiels qui se sont produits dans ces roches, les plans de foliation ont joué le rôle de plans de glissement. Les grenats qui par leur forme offraient une résistance à cette déformation, furent fragmentés suivant des plans de clivages légèrement obliques aux plans de cisaillement. Les grenats se transformèrent en chlorites: La roche apparaît comme lardée de taches sombres de substances chloriteuses, dans lesquelles apparaissent de place en place des restes de grenats qui peuvent atteindre

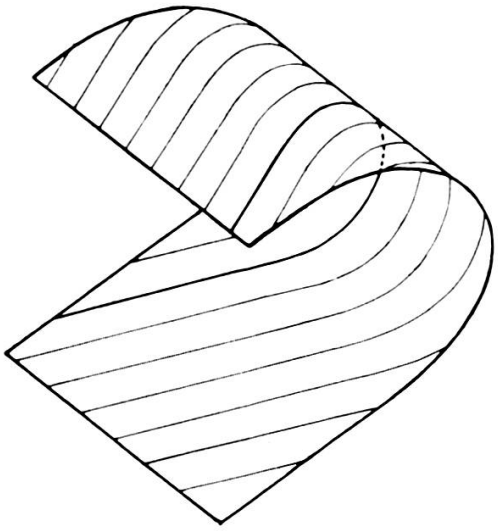

Fig. 17.
Structure linéaire ancienne déformée par un pli plus jeune et oblique par rapport à la structure linéaire.

2 à 3 cm de longueur, alors que la largeur ne dépasse pas 0,2-0,3 cm [1]. La transformation grenat-chlorite, qui marque une rétromorphose, est certainement responsable du comportement mécanique des grenats. Alors que le plus souvent, ceux-ci s'accroissent et roulent dans une roche en déformation, dans notre cas, ils se transforment et s'écrasent.

Les affleurements de grenats étirés sont malheureusement assez rares et ne se rencontrent entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes que dans un secteur restreint, au S et à l'W d'une ligne qui va des Monts-de-Sion à la Rosablanche. Cette

[1] L'allongement du grenat ne donne qu'une valeur minima de l'allongement de la roche.

région offre des complications tectoniques que nous n'avons pas pu expliquer d'une manière totalement satisfaisante (présence éventuelle d'axes de direction N-S). Dans la partie frontale de la zone du Métailler, les grenats étirés s'ordonnent assez bien avec les structures linéaires obliques aux plis (direction N-S). Certaines traces de grenats ont une orientation N 100-110° E; elles représentent probablement des structures linéaires renversées, comme celles rencontrées dans la région du Métailler. Près du Bec-d'Aget, enfin, les grenats écrasés

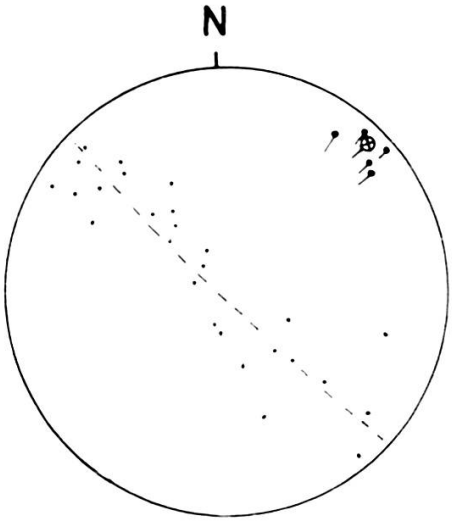

Fig. 18.
Diagramme de la foliation •, et des structures linéaires •— (grenats étirés) dans les Schistes de Casanna inférieurs de la région du Bec-d'Aget.

s'orientent parallèlement à la direction axiale des plis locaux (fig. 18).

On observe ainsi que l'étirement tectonique des galets comme celui des grenats se trouve être, dans la région étudiée, parfois parallèle aux axes de plis locaux, alors qu'en d'autres cas il est oblique à cette direction.

Chronologie et distribution des différents éléments tectoniques.

Dans l'exposé qui suit, nous présenterons la chronologie des déformations que nous avons pu mettre en évidence dans

la partie frontale de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Nous débuterons par l'étude des plus anciennes traces de mouvement pour aboutir aux déformations que nous considérons comme les plus récentes.

Les déformations antéalpines.

Toutes les roches des Schistes de Casanna inférieurs de la région comprise entre Tion et Siviez ont subi une fracturation intense qui a abouti à ce que P. Quensel a appelé des kakirites (P. Quensel, 1916). Les cassures se surimposent à des déformations tectoniques plus anciennes, complexes, dont certaines doivent être mises en parallèle avec les gneissifications qui, d'après nous, sont prétriasiques.

Lors de ces gneissifications, le matériel acide s'adaptait plus souplement aux déformations que le matériel basique qui devenait cassant. (On observe généralement le phénomène inverse pour les déformations alpines des Schistes de Casanna.) Nous en concluons que les gneissifications de Tion se sont produites dans un niveau tectonique plus profond que celui des déformations alpines.

Dans la région de Tion également, les gneiss à clinozoïsite dessinent des plis extrêmement souples que J.-M. Vallet a signalés et figurés (J.-M. Vallet, 1950, pp. 350-351). Les mesures d'orientation que nous y avons faites montrent que la déformation s'apparente aux flow folds (direction et plongement axiaux très changeants). Ici à nouveau, le style tectonique ne s'accorde pas avec le type de déformations alpines rencontrées dans cette zone.

Dans tout le secteur gneissique compris entre les crêtes de Tion et Siviez (Val de Nendaz), on rencontre une tectonique très complexe dont une des caractéristiques est l'entrecroisement de plusieurs directions.

Sur la carte (planche XI) où sont reportés les directions et plongements des plis construits à partir des réseaux stéréographiques, on voit que la partie NE de la zone de Siviez, se trouve encadrée par des secteurs où les directions axiales sont très proches de la direction W-E. Dans les schistes du Permo-Car-

bonifère et les conglomérats de Tion, les plis sont à peu près horizontaux et ont une orientation comprise entre N 75° E et N 85 E (fig. 19 et 20). Lorsqu'on s'écarte de la zone de contact, ces directions apparaissent nettement et ne semblent troublées par aucun élément étranger. Les diagrammes obtenus gardent une certaine clarté même si, dans ce matériel schisteux, l'orientation des couches montre moins de constance que dans les séries quartzitiques des Schistes de Casanna supérieurs. L'étude des projections stéréographiques laisse en général peu de place

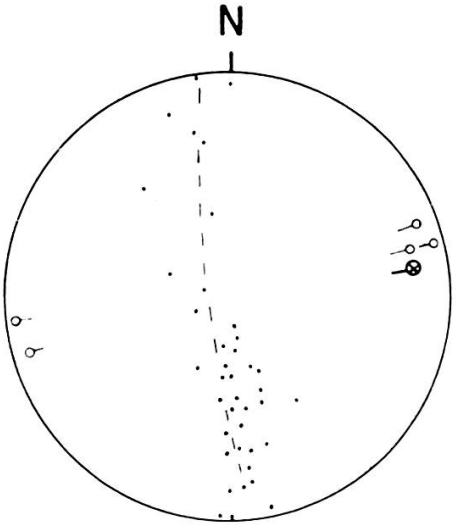

Fig. 19.
Diagramme des plans de couche dans le Permo-Carbonifère de Tion.

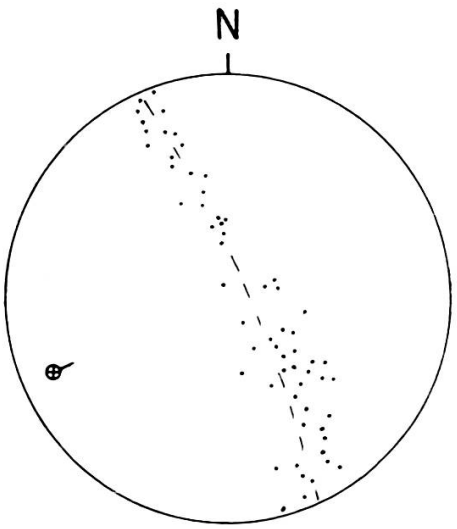

Fig. 20.
Diagramme de la foliation et des plans de couche dans le Permo-Carbonifère de la rive gauche du Val de Nendaz.

○— Axe de pli mesuré, ⊗— axe de pli construit.

à l'interprétation. Au S des formations des Schistes de Casanna inférieurs de Siviez, dans le Trias et la série du Greppon-Blanc, on retrouve des directions à peu près semblables (N 70°-85° E); N 65°-80° E pour les régions de Prarion (partie SE).

Des directions comparables se retrouvent dans les masses gneissiques de Tion et les Schistes de Casanna inférieurs, mais elles sont accompagnées de tout un éventail d'autres directions. Dans de nombreux diagrammes on trouve beaucoup d'éléments qui ont des directions voisines de N 20° E et N 40° E (plis, linéa-

tion gneissique, plan de foliation, etc.) (fig. 21 et 22). Plusieurs observations nous font penser que ces directions pourraient représenter un héritage ancien. Malheureusement, la mauvaise qualité des affleurements ne permet pas de tirer des conclusions plus précises. Rappelons que dans les Schistes de Casanna supérieurs de la région de Cleuson, les linéations d'étirement présentent un net parallélisme avec ces directions dites anciennes des Schistes de Casanna inférieurs de la zone de Siviez. Entre elles, nous n'avons pas pu mettre en évidence de relation précise.

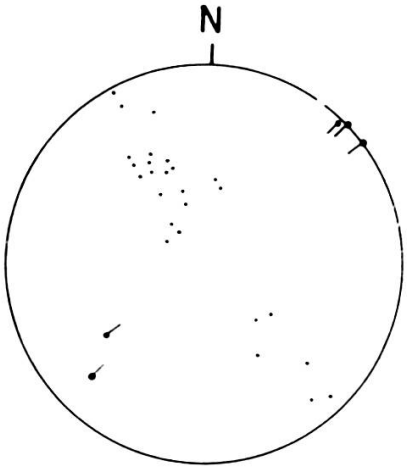

Fig. 21
Diagramme des plans de foliation et des plans de cisaillement • dans les gneiss de Tion; •— structures linéaires.
Face E des Crêtes de Tion.

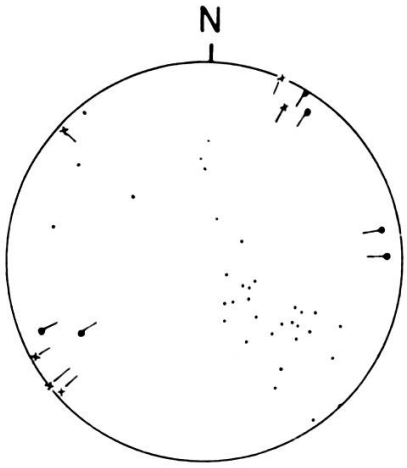

Fig. 22.
Diagramme des plans de foliation et de cisaillement • dans les Schistes de Casanna inférieurs du torrent des Rontures (Val de Nendaz). Structure linéaire •—, linéation d'intersection ×—.

Dans la zone de Siviez, lorsqu'on se déplace vers le SE, la superposition de deux tectoniques disparaît, après les vastes affleurements de roches basiques, amphibolites, gabbros, chlorito-schistes qui se trouvent au-dessus de Siviez; les roches prennent de plus en plus l'empreinte des déformations alpines marquées par un laminage prononcé.

Dans toutes les autres zones, les déformations alpines ont été trop importantes pour qu'on puisse reconnaître un héritage tectonique ancien.

Les déformations alpines.

Ce sont celles qui ont affecté toutes les assises de la région étudiée. Elles ont marqué fortement toutes les roches. Nous ne pouvons que très mal dater ces déformations par manque de repères stratigraphiques. Nous les qualifierons dans leur ensemble de déformations alpines et nous chercherons à en établir une chronologie relative. Nous avons déjà examiné les traces d'étirement et nous n'y reviendrons donc pas (cf. p. 542).

a) *Le plissement.*

Le plissement dans l'éventail de Bagnes et les formations qui supportent cette structure caractéristique de la nappe du Grand-Saint-Bernard se manifeste à toutes les échelles. Les grands plis très souples de style pennique en sont certainement la manifestation la plus spectaculaire (cf. profils, planche X). Le plus grand pli est celui qui affecte la zone du Métailler et qu'on retrouve partiellement tronqué dans le Val de Bagnes, où ce qui en reste a reçu le nom d'éventail de Bagnes. Nous nommerons l'ensemble de ce pli, pli du Métailler, et garderons l'expression « éventail de Bagnes » pour caractériser la structure particulière qu'on retrouve dans cette vallée. Il est difficile de suivre avec précision le dessin du pli du Métailler. L'horizon de porphyres quartzifères nous fournit un repère précis mais dans un secteur trop frontal; en effet, il disparaît déjà par érosion au moment où il passe à la verticale (Clocher de Noveli, Pointe-de-la-Rosette).

Dans les parties plus méridionales, la structure n'est soulignée par aucun horizon repère précis, elle apparaît cependant assez nettement dans la topographie (fig. 23).

Dans le Val de Cleuson, des horizons charbonneux souvent difficiles à suivre sur de grandes distances, soulignent de place en place l'allure générale. Dans le Val de Bagnes, le pli du Métailler devient beaucoup plus aplati et souvent plus malaisé à reconnaître. Une montée axiale assez accentuée vers l'W, un recoupement topographique oblique, nous empêchent d'utiliser avec facilité l'entaille profonde de la vallée de Bagnes pour y

lire la structure. Dans la région Louvie-Rosablanche, quelques couches charbonneuses soulignent également la structure, mais le raccordement de ces différents horizons entre eux n'est pas aisé. La charnière et les grandes lignes du pli peuvent s'observer facilement dans la suite des Monts-de-Sion.

En avant du pli, toutes les unités se présentent en zones isoclinales plongeant vers le S. On peut penser que c'est l'érosion des parties supérieures qui nous empêche d'y retrouver la suite du pli du Métailler. Bien en avant des régions où la char-

Fig. 23.

Le Métailler vu depuis le Mont-Rouge
(d'après photographie du Service topographique fédéral).

nière est encore visible, on trouve une disposition qui l'évoque (C.-E. Wegmann, 1923). Alors qu'à Hérémence toutes les couches plongent faiblement vers le S, dans les crêtes qui dominent le village, les pendages se redressent, les assises passent à la verticale ou se renversent même.

Le style souple de la déformation n'est pas apparent dans tous les affleurements. Seul le secteur S évoque dans le détail l'image de l'ensemble. Dans les quartzites albitiques, au verrou du barrage de Cleuson, les plis dont le rayon de courbure se situe entre quelques décimètres et quelques mètres, sont encore très souples. Plus au N, les déformations à petite échelle deviennent de plus en plus cassantes.

b) *Les plans de cisaillement.*

Dans les parties frontales de la région étudiée, les plans de cisaillement prennent le relais des plis souples rencontrés spécialement dans la zone du Métailler. Il n'est pas possible de tracer une limite séparant deux domaines totalement différents, du fait du comportement particulier de chaque type de roche.

Dans l'ensemble de la région étudiée, les plans de cisaillement sont en zone avec les axes des plis. Dans la partie frontale, ils ont souvent une position très peu inclinée. Ils débitent des secteurs entiers de la nappe du Grand-Saint-Bernard, en minces feuillets sub-horizontaux qui peuvent glisser les uns sur les autres. Nous avons reporté sur la carte (planche XII) quelques directions et sens de déplacement que l'on peut déduire de l'étude des crochons. Nous avons toujours indiqué la direction et le sens du déplacement du compartiment supérieur.

Dans la plupart des cas observés, les plans de cisaillement se sont développés après les cristallisations liées à la mobilité de l'albite, au moment où la roche devenait plus rigide. Dans quelques endroits, on note que les plans de cisaillement ont été nourris par l'albite (pl. II, fig. 4). Pour expliquer ces faits, on peut soit admettre:

a) que l'albitisation et le cisaillement se sont développés à plusieurs reprises dans le secteur envisagé;

b) que le cisaillement peut, dans une même roche, être synchrone d'une forte migration albitique qu'accompagnent des plis très souples.

c) *Les stries dans les plans de couche et de foliation.*

Les stries sont rarement observables dans les plans de couche, de foliation ou de schistosité parce que le feutrage chloriteux et micacé rend possible des déplacements importants, sans qu'il soit possible d'observer des traces de friction bien nettes. Dans deux secteurs cependant, nous avons rencontré de telles stries en assez grand nombre. Une partie de nos mesures se trouve reportées sur la planche XII.

Dans les sommets de la région Métailler-Dixence, on voit souvent, dans les plans peu inclinés, des stries orientées presque

EW, qui montrent un déplacement du compartiment supérieur vers l'W. D'après des observations sommaires faites sur la rive E de la vallée de la Dixence, on y retrouve cette même tendance, plus accentuée encore.

Dans la région Mont-Fort - Bec-des-Rosses - Col de Louvie, les plans de couches, souvent peu inclinés, portent des stries de direction N 125° E à N 145° E qui indiquent un déplacement des masses supérieures vers le NW (fig. 24) et vers le bas; on peut évoquer l'idée d'un écoulement par gravité.

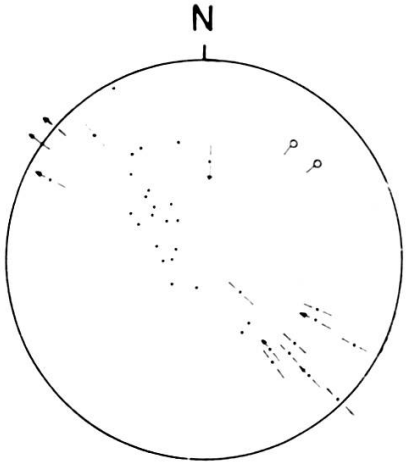

Fig. 24.
Diagramme des plans de foliation, des stries, des axes de plis dans la région Mont-Fort-Petit-Mont-Fort.
Les flèches indiquent le déplacement du compartiment supérieur.

On remarquera que nous avons trouvé plusieurs structures linéaires qui avaient une direction voisine de N 145° E dans la zone du Métailler. Nous croyons que le style de déformation de chacune de ces traces (stries, linéations gneissiques, traces d'étirement) reflète une période différente de l'histoire géologique du secteur. Les analogies d'orientation pour des déformations différentes sont fortuites et correspondent tout au plus à la reprise de directions privilégiées par des mouvements successifs.

d) *Les failles, les décrochements et les diaclases.*

Un groupe important de cassures a une orientation perpendiculaire aux axes de plissement. Lorsque les conditions méca-

niques ne permettent plus le jeu de flexures à grand rayon de courbure, la forme arquée s'obtient par ces plans transverses. On retrouve des articulations de ce genre dans les plis du Jura (C.-E. Wegmann, 1956).

Ces conditions peuvent être observées avec une netteté particulière le long du synclinal des Chèques. Aux Dents-

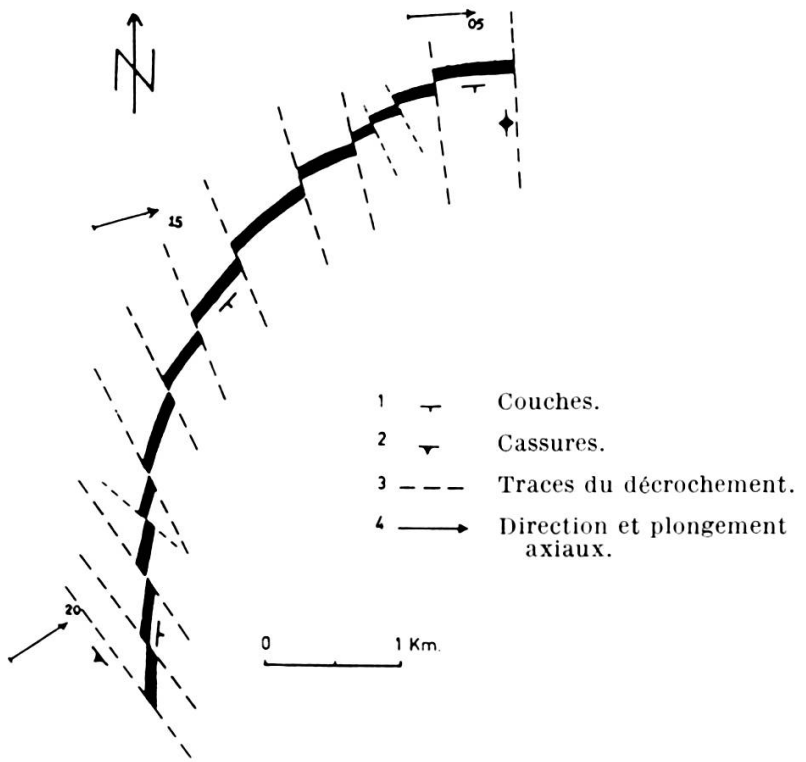

Fig. 25.

Carte schématique de l'articulation du synclinal des Chèques sous l'effet des failles transversales orientées en éventail. L'effet de décrochement est exagéré par rapport à celui observé.

Rousses, les couches de quartzites ont des directions presque E-W. Plus à l'W, près du Col des Vaux, on note N 160° E, avec un plongement de 20 à 30° vers l'E. Ce changement de direction est en partie dû à un relèvemment de l'axe des plis qui, eux, ne passent que de la direction N 75 E à N 50° E (cf. planche XI). Accompagnant ce changement de direction, on remarque dans toute la région, de nombreuses cassures transversales, presque

verticales, qui, près des Dents-Rousses, sont principalement orientées N 165° E, alors que près du Lac des Vaux, ce sont les directions N 130° E qui sont dominantes. Entre ces points extrêmes, les cassures transversales forment une espèce d'éventail qu'illustrent les figures 25 et 26.

Grâce à l'horizon de cornieules du synclinal des Chèques, on peut se rendre compte que les mouvements qui se font sur les cassures transversales, placent les parties E dans des positions plus frontales. Les stries nous montrent que les déplace-

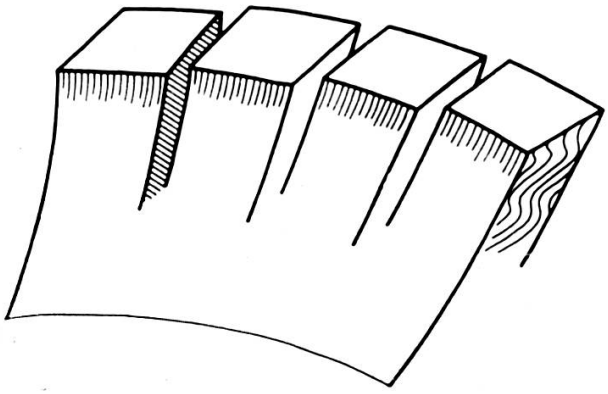

Fig. 26.

Représentation schématique spatiale de l'articulation observée dans le synclinal des Chèques.
Sur la tranche du premier bloc, en partant de la gauche, on a figuré l'orientation des stries.

ments se sont faits plutôt par décrochements que par failles (inclinaison des stries: 20-30°). L'ensemble de ce type de structure est particulièrement bien visible au NE du Pt 2565; on y voit une suite de blocs séparés par des plans de mouvement dont l'écartement est inférieur à 100 m. Le déplacement apparent de la bande de cornieule peut dépasser 50 m.

Les décrochements que nous avons reconnus dans le secteur Lac des Vaux-Dents-Rousses se retrouvent dans toute la région étudiée. Dans le Val d'Hérémence et dans les crêtes entre le Mont-Cauille et le Métailler, ils sont très nombreux (fig. 27). Ils se font généralement sur des plans présentant un assez fort pendage vers l'E. Là également, les stries montrent que les compartiments E se sont déplacés vers le N. Leur inclinaison

est très variable et va de l'horizontale à la verticale. Dans les Schistes lustrés, sur les veines d'exsudation quartzo-ankéritiques, ces stries sont mises en relief par les effets de la dissolution différentielle. J.-M. Vallet a proposé pour les désigner le terme de structure en « peigne » (J.-M. Vallet, 1950, p. 445, fig. 22).

En association très étroite avec les plans de cassures transverses (cross joints), on remarque dans toute la région un sys-

Fig. 27.

Failles et joints transversaux dans les Schistes de Casanna supérieurs du chaînon du Pt 2541,9 E du Bec-de-la-Montau.

tème de cassures verticales qui s'orientent beaucoup plus vers le NW ou l'W. Dans la région du Val d'Hérémence où les axes des plis sont à peu près horizontaux et dirigés N 80° E-N 90° E, ces plans s'orientent autour de N 140° E. Comme sur les joints transverses, on y voit souvent des stries de glissement montrant que le compartiment NE a glissé vers le NW (cf. planche XIII). Cette observation nous semble importante car elle montre une tendance à un déplacement des éléments E vers le NW que ne souligne aucune autre manifestation.

Dans la région Prafleuri-Mont-Calme, des plans de cassures très nets, orientés entre N 150° E et N 180° E, présentent un pendage vers le SW ou l'W qui varie entre 40 et 70° (fig. 28). Les

stries et cannelures visibles sur ces surfaces évoquent un abaissement du compartiment SW. L'action de ces déplacements tend à renforcer la montée axiale vers l'E que l'on rencontre localement dans ce secteur. Certains de ces plans sont très magnétiques; ils sont souvent très lisses et couverts d'une pellicule de quelques millimètres d'épaisseur, de teinte lie de vin ou violette; on doit s'en écarter de quelques mètres pour faire des mesures avec la boussole.

Les joints transversaux ne sont pas parfaitement perpendiculaires aux axes des plis; cependant leur inclinaison suit assez

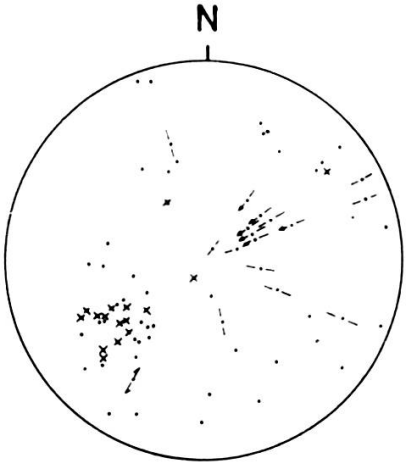

Fig. 28.
Diagramme des diaclases • et des diaclases et failles avec stries ×; pour les stries, les flèches indiquent le déplacement du compartiment supérieur ou le déplacement relatif. Région de Blava.

bien les variations des plongées axiales locales. C'est ainsi que dans les flancs W du Val d'Hérémence, où les axes sont horizontaux, les plans sont verticaux ou plongent vers l'E, alors que dans le Val de Bagnes où les axes présentent une montée axiale vers l'W, la majorité des joints transverses plonge fortement dans cette direction. Les joints transversaux ne semblent pas liés directement à la formation des plis mais résultent probablement des grandes flexures axiales tardives.

e) *Les pseudotachylites* (S. J. Shand, 1917).

La décharge de la galerie, creusée d'Allèves à la Gouille, (barrage de Cleuson) est formée de prasinites et de gneiss albi-

tiques; certaines de ces roches sont recoupées par des veines violettes. Le contact de ces dernières avec la roche encaissante est souvent franc, alors que parfois il présente un chevelu qui se perd graduellement. L'épaisseur des filonnets est généralement faible, quelques millimètres, mais dans certains cas elle peut atteindre de 2 à 5 cm. Examinées au microscope, ces veines présentent toutes les caractéristiques des pseudotachylites (S. J. Shand, 1917, A. Wurm, 1935). Dans une masse d'aspect fluidal, vitreux, assez sombre, on reconnaît des fragments de roche anguleux. Dans notre cas, les parties violettes ne sont pas beaucoup plus denses que la roche encaissante:

Densité d'un fragment de pseudotachylite: 2,95;
Densité de la roche encaissante (prasinite): 2,89.

Dans l'ensemble de la région, ces types de mylonites semblent peu abondants; nous avons tenu à les signaler, car c'est la première fois qu'ils sont mentionnés en Valais, bien que le professeur C.-E. Wegmann les ait reconnus à Ferpècle, dans les gneiss de la nappe de la Dent-Blanche (communication orale). Ils sont cités aux Grisons (P. Bearth, 1936) et en Autriche (A. Wurm, 1935) dans la nappe de la Silvretta.

D'après les échantillons récoltés à Allèves, les pseudotachylites se sont formées dans des plans plus ou moins parallèles à la foliation; elles sont certainement tardives, puisqu'elles recoupent les structures liées à l'albitisation.

Les diaclases et la morphologie.

Des systèmes de diaclases accompagnent tous les plans et systèmes de plans; avec eux ils influencent la morphologie (W. Staub, 1930). Dans deux publications, N. Oulianoff (1943, 1944) a montré l'importance des failles, pour comprendre la complexité des mines qui sont liées aux roches vertes en Valais. Il souligne également combien leur rôle est déterminant dans le tracé des vallées actuelles. Nous ne pouvons que souscrire aux remarques judicieuses du professeur de Lausanne, mais l'exemple qu'il emprunte au territoire que nous avons étudié, est assez complexe. Pour la localisation et le tracé de la combe

de Métail (Métal pour les anciennes cartes topographiques et pour N. Oulianoff) (Val d'Hérémence), les cassures N-S et NW-SE jouent un rôle très important, mais la structure générale, à savoir le pli couché du Métailler, est certainement l'élément principal qui détermine cette combe. Sa partie supérieure, occupée par un glacier, se dirige du S vers le N et suit le plongement des couches. Au moment où celles-ci passent à la verticale dans la charnière du pli du Métailler, la combe tourne à l'E et prend sur moins de 1 km la direction W-E; ensuite elle s'infléchit à nouveau, prend une orientation NW-SE, influencée certes par les failles et les diaclases, mais surtout par le plongement général des couches qui se fait, à cet endroit, vers le S. Ainsi, comme une combe du Jura, ce ravin de Métail suggère par sa forme, la strcture générale de la région.

La morphologie mise en relief par les excellentes cartes nationales nous permet également de lire la structure générale entre Cleuson et le Métailler, de même qu'entre le Col des Gentianes et le Mont Gelé.

La planche XIII essaie de donner une représentation spatiale des plans de diaclases et des plans de cisaillement. Il nous a paru préférable de lier ces deux objets, parce que dans la morphologie, ils jouent un rôle comparable. Dans chaque secteur nous avons groupé dans un même grand cercle stéréographique une famille de plans à peu près parallèles. Sur cette carte on constate à nouveau que, même dans ces phénomènes cassants, il n'y a pas de discontinuité dans l'ensemble du territoire. D'un secteur à l'autre, les directions des familles de plans changent peu à peu.

Les chevauchements.

Les plans de chevauchement de la région étudiée ne sont pas très spectaculaires. On n'y voit pas de larges miroirs de faille, comme ceux qu'on rencontre entre autres au contact de la nappe de la Dent Blanche et de la zone des Schistes lustrés du Combin (cf. M. Zimmermann, 1957). Dans le domaine pennique frontal, à la hauteur de Sion, ce sont surtout des considérations stratigraphiques qui nous engagent, à faire de cette partie des Alpes, une suite d'écailles. Près des contacts anormaux, les

roches sont à peine plus déformées qu'à l'intérieur de l'édifice. Elles y prennent souvent un aspect plus gneissique, dû aux recristallisations tardives et aux circulations des solutions dans ce milieu déformé. L'albite et les carbonates ont migré après les phases principales de mouvement. Près des plans de chevauchement, les mobilités se sont manifestées plus tardivement que dans l'ensemble du secteur étudié et y ont créé des zones étroites, où les équilibres minéralogiques pouvaient être différents de ceux rencontrés dans le corps des formations encaissantes [1].

En dehors des plans de chevauchement principaux que nous étudions ci-dessous, et qui séparent les grands complexes, il existe à l'intérieur des formations, des zones de mouvement du même type; il est difficile de les déceler et surtout d'y apprécier les déplacements. Dans la zone du Mont-Fort et du Petit-Mont-Fort, l'abondance des stries dans certains plans subhorizontaux parallèles à la foliation doit certainement être mise en relation avec de petits chevauchements internes.

a) *La langue des porphyres quartzifères de Prafleuri.*

La zone du Combin, son Trias et ses Schistes lustrés forment, d'après T. Hagen (1951), une suite de synclinaux renversés vers le S, qui sont pris entre les formations des Schistes de Casanna formant l'arrière de l'éventail de Bagnes. N'ayant pas poussé nos recherches assez au S, nous n'avons pas rencontré ces accidents tectoniques. Cependant, dans le secteur combe de Prafleuri-Mont-Blava-Pt 3044, une langue formée de porphyres quartzifères et de conglomérats se trouve entourée de roches des Schistes de Casanna inférieurs et joue un rôle assez semblable. Les observations sur le terrain montrent que cet élément tectonique est beaucoup plus épais vers le S (env. 20 m de puissance près du Pt 2662), alors qu'il se termine en pointe vers le N (il a à peine 1 m près des petits lacs au S du Pt 3062). On

[1] Dans les formations gneissiques, on retrouve assez souvent des différences de faciès minéralogiques entre les associations minérales rencontrées entre les bancs et celles qui existent à l'intérieur même de la roche.

ne remarque pas de discordance entre ces porphyres quartzifères et des assises conglomératiques que nous rattachons aux Schistes de Casanna supérieurs et l'enveloppe des Schistes de Casanna inférieurs formée de roches vertes et de quelques niveaux gneissiques (gneiss albitiques et gneiss à grenats). Lorsqu'on suit cet accident tectonique vers le S, on voit que le cœur se trouve occupé par des assises du Trias (quartzites, calcaires dolomitiques) figurant déjà sur la carte d'E. Argand du Grand-Combin.

A l'intérieur de la langue, même là où elle n'a plus qu'une épaisseur réduite, l'examen des roches à l'œil nu suggère qu'elles n'ont pas trop souffert des actions tectoniques. Cependant, dans les porphyres quartzifères, on ne reconnaît, au microscope, que quelques phénocristaux (albites à structure en échiquier) montrant des traces évidentes de cataclase. A ce stade de la déformation, il n'y a plus de phénocristaux de quartz; complètement écrasés, ils se confondent avec la pâte de la roche.

La présence de cette langue de Casanna supérieurs dans les Schistes de Casanna inférieurs, sa très faible puissance pour une extension de plus de 2 km, le peu de traces de déformations qu'on y reconnaît, nous font admettre qu'elle s'est placée dans cette position sous l'influence d'actions tectoniques qui se développaient dans un milieu très plastique.

b) *Contact entre la zone du Métailler et la zone du Greppon-Blanc.*

Dans les grandes lignes, tout au long de ce contact, les deux formations sont parallèles. Dans le détail, on constate parfois de petites discordances. Ainsi dans la chaîne entre le Bec-de-la-Montau et le Métailler, les formations des Schistes de Casanna inférieurs chevauchent la série du Greppon-Blanc sans en épouser tous les plis de détail (fig. 29). Nous pensons que cette disposition est due à des mouvements tardifs et qu'elle est imputable au brusque changement pétrographique qui existe entre les deux complexes en présence et aux variations de propriétés mécaniques qui en découlent. Nous pensons que sur ce contact stratigraphique sans discordance, il n'y a pas eu de mouvements majeurs.

c) *Zone de discordance du synclinal des Chèques.*

Prises dans leur ensemble, les cornieules du synclinal des Chèques peuvent être considérées comme une zone de brèches tectoniques qui jalonnent un plan de discontinuité majeure. Nous avons là une preuve de l'importance des actions mécaniques.

La bande de Schistes lustrés (Jurassique probable) du Montset est prise dans les Schistes de Casanna supérieurs (Permien). Examinée de près, on n'y voit aucune discordance. Dans les

Fig. 29.

Contact entre les Schistes de Casanna inférieurs (en grisé) et les Schistes de Casanna supérieurs au S du Bec-de-la-Montau.

deux formations, les bancs sédimentaires (horizons de conglomérats, par exemple) semblent parallèles. Le contact même n'est pas particulièrement déformé, puisque, à moins de deux ou trois mètres, on reconnaît par places, dans les calcaires des Schistes lustrés, des structures sédimentaires (brèches polygéniques assez fines). Tout au plus constate-t-on un développement plus marqué des micas blancs dans les deux roches en présence et une légère diffusion des carbonates dans les quartzites. Malgré ce contact paisible, les Schistes lustrés, qui sont séparés du Trias, sont, sans aucun doute, injectés tectoniquement dans les formations permiennes. Il est presque certain que la mise en place s'est faite à la suite de mouvements différentiels auxquels les deux formations prirent part. De part et d'autre du contact, les mêmes plis, parfois les mêmes plans

de cisaillement se retrouvent, ce qui prouve que la mise en place des Schistes lustrés dans les quartzites du Permien, est antérieure ou tout au plus contemporaine de ces déformations.

d) *Contact entre la zone du Mont-Gond et celle de Siviez.*

Du Mont-Gond à Médran, le contact entre la série du Mont-Gond et celle de Siviez est presque partout occupé par une bande herbeuse étroite, mais très nette, d'où émergent des roches déformées. Au N du Mont-Gond, vers le Pt 2322 et au S du Pt 2475, on peut constater que les deux formations s'entremêlent sur une épaisseur d'une vingtaine de mètres par l'interpénétration de lames. L'importance des déformations tectoniques à toutes les échelles ne fait aucun doute. On remarque une allure très gneissique des roches déformées, due pour une bonne part aux effets des solutions quartzitiques et albitiques et à la recristallisation.

e) *Contact entre la zone de Siviez et le Permo-Carbonifère.*

Nous avons exposé dans la partie stratigraphique les raisons qui nous poussaient à considérer ce contact comme une discordance stratigraphique. Les actions tectoniques alpines ont particulièrement déformé les assises les plus jeunes qui étaient les plus souples.

La région pennique frontale que nous avons étudiée, est formée de deux complexes paléozoïques qui se trouvent actuellement en position renversée: *a)* le complexe zone permo-carbonifère, zone de Siviez; *b)* le complexe Schistes de Casanna supérieurs, zone du Métailler. Ils sont séparés par le Mésozoïque du synclinal des Chèques qui s'injecte par places dans les formations permiennes qu'il divise en deux séries, celle du Mont-Gond, celle du Greppon-Blanc.

f) *La question du chevauchement pennique frontal.*

A la hauteur de Sion, E. Argand dans ses cartes et profils, faisait arriver la zone pennique jusqu'au Rhône qu'elle dépassait même largement. C.-E. Wegmann, après ses études en Valais et dans le Briançonnais, publie en 1925 une note dans laquelle il situe la discontinuité majeure du front pennique valaisan

sous la masse des gneiss de Tion. A cette époque, il admet que la nappe du Grand-Saint-Bernard doit être séparée de la Zone houillère.

Les recherches récentes de R. Trümpy (1951, 1955 *a* et *b*) et M. Burri (1958) ont montré que le domaine des nappes penniques est plus restreint qu'on ne l'avait admis. Il semble qu'il ne peut dépasser les affleurements du Houiller qui reposent sur les roches de la zone de Tarentaise qui, elles-mêmes, chevauchent les assises d'âge crétacique à faciès « préflysch » de la zone des schistes du Val Ferret. Dans ces unités frontales, R. Trümpy oppose un infrapennique formé de la nappe de la Brèche de Tarentaise et de la zone de Ferret, à un mésopennique formé de la Zone houillère et des unités de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Il nous semble, quant à nous, qu'il est souhaitable de séparer plus nettement la Zone houillère des unités plus internes. Les essais de corrélations entre la Suisse et la France (Briançonnais et Vanoise) y gagneront certainement.

Dans toutes ces écailles du front pennique valaisan, il est difficile de s'entendre sur la position de la ligne qui pourrait séparer le pennique proprement dit de l'infrapennique, car des considérations tectoniques stratigraphiques ou de métamorphisme pourront guider ce choix.

Le synclinal des Chèques.

Généralités et historique.

C'est un élément important de la nappe du Grand-Saint-Bernard qui occupe une place de choix dans la littérature géologique régionale. Cette bande de roches mésozoïques fut reconnue par H. Gerlach. Après la découverte des nappes en Valais, on chercha à savoir si ce synclinal se fermait par le haut ou s'il se fermait par le bas, autrement dit si, suivant le sens donné par E. Argand, on avait un faux ou un vrai synclinal (E. Argand appelait faux synclinal, les plis du front pennique de formes anticlinales au cœur rempli de couches plus jeunes). On pouvait croire que le travail de C.-E. Wegmann (1923) apportait une réponse définitive. L'auteur indiquait que les Schistes lustrés

étaient fermés vers le haut par les Schistes de Casanna supérieurs dans la région Montset-Greppon-Blanc. J.-M. Vallet (1950), après avoir repris l'étude de la même région, affirme au contraire que la fermeture du synclinal des Schistes lustrés se fait par le bas. Pour expliquer la disparition des roches mésozoïques vers l'W, il admet une importante montée axiale qui fait passer le fond du synclinal par-dessus les crêtes. Une photo est présentée à l'appui de cette interprétation. J.-M. Vallet trouve une confirmation dans le travail de A. Szepessy (1949) qui admet également dans le Val d'Entremont une fermeture par le bas. J.-J. Calame (1953), qui publie un bon historique de la question, se rattache à l'opinion de J.-M. Vallet. Il illustre et décrit la fermeture du synclinal triasique aux Dents-Rousses. Pour cela, il admet une montée axiale de 600 m sur une distance de 3500 m. Nous avons revu l'ensemble de ces observations et voici les remarques qu'elles nous suggèrent.

Région du Montset.

Au Montset, contrairement à la description de Vallet, nous n'avons pas pu constater de fermeture par le bas. Sur la photo publiée par l'auteur, et sur le terrain, on voit que la fermeture préconisée se fait dans des pentes occupées surtout par des éboulis. Nous n'avons pas trouvé trace des Schistes de Casanna qui envelopperaient les Schistes lustrés par le bas. La montée axiale nécessaire pour faire passer le synclinal par-dessus les crêtes n'est pas apparente. Les replis visibles dans les schistes lustrés et les schistes de Casanna montrent un axe de plissement à peu près horizontal (fig. 30 et 31). Comme J.-M. Vallet l'indique, il n'y a pas de Schistes lustrés dans la base du Greppon-Blanc qui se trouve à une altitude un peu inférieure à la partie du Montset occupée par ces roches. Si la fermeture de la masse principale des Schistes lustrés n'est pas visible actuellement, les nombreuses digitations qui en partent présentent incontestablement des fermetures par le haut. Ce fait s'observe sur tout le flanc S de la langue, il avait déjà été signalé par C.-E. Wegmann (1923) dans ses profils. Entre Vedondo et les crêtes, mais surtout à la hauteur du Pas-de-la-Lé, ces digitations sont nom-

breuses et présentent une extension remarquable (parfois sur une même horizontale on recoupe jusqu'à sept de ces bandes de Schistes lustrés dans les quartzites des Casanna supérieurs). Ces couches sont en petit ce que doit être en grand la langue des Schistes lustrés. En s'élevant, elles s'amincissent peu à peu et se terminent par des filets de calcite. Les affleurements ne permettent pas de suivre ces feuilles, mais on peut admettre qu'elles se détachent de la masse principale; à l'embranchement, leur épaisseur ne doit pas dépasser quelques mètres et elles pro-

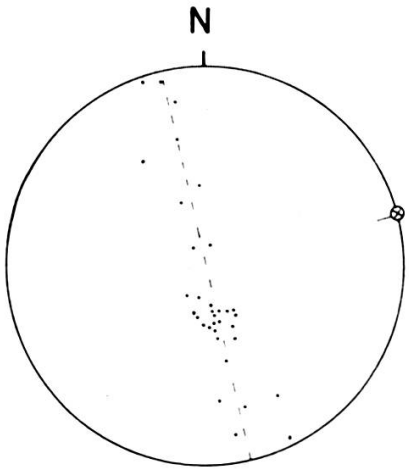

Fig. 30.

Diagramme des plans de couche dans les Schistes lustrés du synclinal des Chèques. Entre le Pas-de-la-Lé et le Montset.

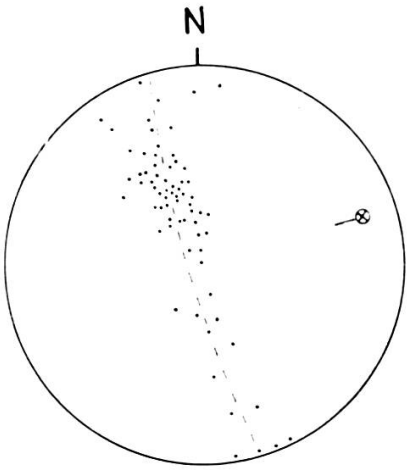

Fig. 31.

Diagramme des plans de couche et des plans de cisaillement dans les Schistes de Casanna supérieurs qui entourent les Schistes lustrés. Région du Montset.

gressent dans les Schistes de Casanna sur une distance de plus de 200 m; leur extension latérale peut être plus grande encore. On est surpris de retrouver dans ces minces feuillets de 1 m d'épaisseur, emprisonnés dans les quartzites, des brèches sédimentaires qui ne sont pas plus déformées qu'elles ne le sont dans la masse principale, éloignée de 30 ou 40 m.

Nous pensons que la disparition vers l'W est due au fait que la langue n'est plus nourrie suffisamment pour apparaître dans le flanc du Greppon-Blanc. Il y aurait donc à la fois une diminution de puissance vers le haut et vers l'W. Nous ne pensons

pas que les failles transversales aux plis et celles qui sont dirigées environ N 145° E, puissent avoir une influence suffisante pour abaisser le compartiment E et remplacer par un effet d'escaliers la montée axiale proposée par J.-M. Vallet (cf. fig. 27).

Remarquons encore que la langue des Schistes lustrés qui se trouve totalement emballée dans des formations quartzitiques dont l'âge est très probablement permien, se place entre deux zones de faciès différents. Au S, on a des quartzites albitiques

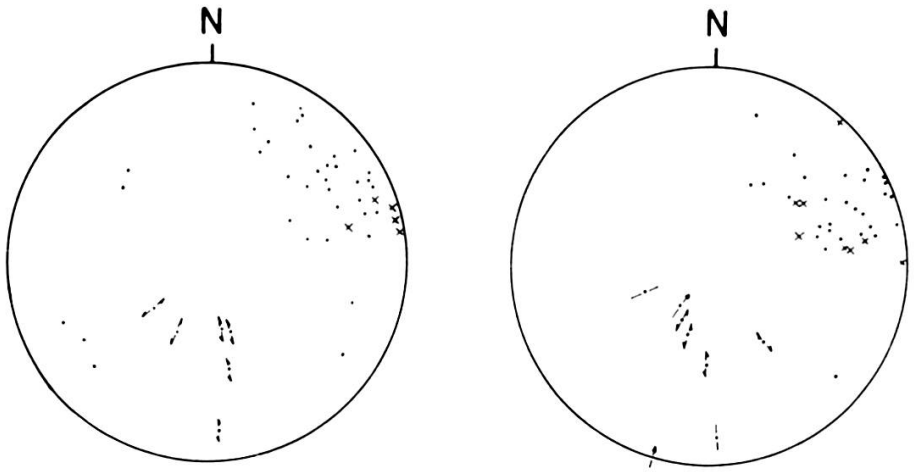

Fig. 32.

Diagramme des diaclases • et des diaclases avec stries ×; stries avec indication du déplacement.
Pas-de-la-Lé et Montset. *a)* Schistes lustrés, *b)* Casanna supérieurs.

sériciteuses avec souvent des nodules de quartz plissotés, alors qu'au N se situe, jusqu'à la hauteur du Pas-de-la-Lé, une bande de quartzites massives (cf. p. 488) et des quartzites albitiques sériciteuses, parfois très chloriteuses. On peut admettre que la présence de ces différents faciès n'est pas étrangère à la localisation des Schistes lustrés dans les Casanna supérieurs. C'est à la faveur des mouvements différentiels qui résultaient de cette disposition, qu'ils ont pu pénétrer aussi loin dans les roches permiennes.

Région des Dents-Rousses.

Dans ce secteur nous admettons, avec J.-J. Calame, qu'il existe une légère montée axiale (10 à 15°; fig. 33) en direction

de l'W. Par contre, aux Dents-Rousses, on ne peut voir aucune fermeture du synclinal; on remarque même au-dessous du sommet des Dents-Rousses, dans la direction de Champs-Ferret, une impressionnante doline, sur le tracé que doivent suivre les cornieules. Deux faits sont encore à signaler. J.-J. Calame ne semble pas avoir eu connaissance des affleurements de Trias (cornieules et gypses) au S de Noveli (rive gauche de la Printse). De même à l'E des Dents-Rousses, on peut voir entre 2000 et 2060 m (Coord. 109,6-589,4) ainsi qu'au-dessus, plusieurs pointements de cornieules.

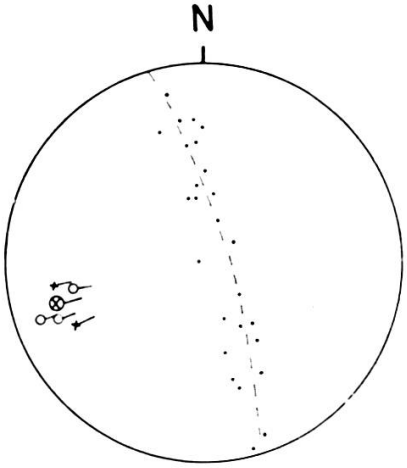

Fig. 33.
Diagramme des plans de couche et des plans de cisaillement •, des axes de plis ○—, des linéations d'intersection ×—. Schistes de Casanna supérieurs entre Prarion et les Dents-Rousses.

Val de Bagnes.

Des Dents-Rousses on peut suivre dans la morphologie le synclinal des Chèques jusqu'au-dessus de Lourtier. Il est jalonné partout par de nombreux affleurements de quartzites et de cornieules. On a retrouvé ces dernières dans la galerie de la conduite de Grande-Dixence sur le tronçon Fionnay-Sarreyer à une altitude un peu inférieure à 1500 m (cf. p. 492).

Val d'Entremont.

Le professeur Bearth a eu l'amabilité de nous signaler qu'il avait pu mettre en évidence dans le Val d'Entremont et plus à

l'W encore, des formations probablement permiennes qui encadrent ordinairement le synclinal des Chèques.

D'une manière générale, on voit que vers le SW, sous l'effet d'un laminage mécanique de plus en plus marqué, les faciès typiques du Trias disparaissent les uns après les autres.

Conclusions.

Le synclinal des Chèques apparaît, dans la région étudiée, comme une zone de discontinuité majeure où les actions tectoniques de laminages semblent devenir de plus en plus fortes lorsqu'on se dirige vers le SW. Dans la région étudiée, on ne peut y constater en aucun endroit une fermeture par le bas, alors que les Schistes lustrés sont encapuchonnés par le haut dans la région du Montset. C.-E. Wegmann (1923) qui le premier a fait cette constatation, en a tiré l'argumentation nécessaire pour enraciner les formations de l'éventail de Bagnes (série du Métailler, série du Greppon-Blanc) dans les Schistes de Casanna des parties plus frontales (région des crêtes de Tion, Ethérolla). Il a montré ainsi toute l'ampleur qu'on peut attribuer à ce pli en retour, dont on constate les manifestations les plus occidentales, un peu à l'E du territoire que nous avons étudié. De là, en allant vers le SE, on remarque, tout au long de l'arc alpin, dans les parties arrières de la Zone Saint-Bernard, un renversement des couches qui deviennent plongeantes vers l'extérieur. Cette disposition particulière, qui s'ammorce par l'éventail de Bagnes, se poursuit jusqu'en Ligurie.