

ÉTUDES GÉOLOGIQUES DES COUPES DE LA NOUVELLE ROUTE DES MAYENS DE RIDDES ¹

par Marcel Burri

I. Méthodes d'étude

1. Introduction

La manière habituelle de mener une étude géologique consiste à établir une carte géologique à partir de laquelle il est possible de dessiner le profil, la coupe plus ou moins exacte d'un massif. Les grands travaux de génie civil ont montré que cette méthode est en général satisfaisante. Le passage de la carte à la coupe est un exercice assez facile auquel se sont livrés tous les étudiants en sciences naturelles.

Cette méthode s'applique aisément dans les roches sédimentaires: les différentes assises de roches sont bien discernables, on peut les dater grâce aux fossiles qu'elles contiennent, il est aisé de les reconnaître sur le terrain, de les suivre et de les cartographier. Mais les conditions changent totalement dès que l'on pénètre dans les terrains métamorphiques: les fossiles disparaissent, les roches, recuites, perdent leur individualité, les limites entre les formations s'estompent, et, pour compliquer encore le problème, le plissement est généralement très intense.

Pour pallier à toutes ces difficultés, les géologues ont mis au point toute une série de méthodes permettant tout de même de débrouiller les problèmes: ainsi naquit l'analyse structurale. Elle est surtout d'origine anglo-saxonne et commence seulement à être utilisée dans les pays francophones. Il existe, par exemple, plus d'une dizaine de traités de géologie structurale à l'usage des étudiants en anglais et pas un seul en français. Celà provient du fait que les anglo-saxons ont eu besoin très tôt de ces méthodes pour étudier les immenses surfaces de roches métamorphiques qui affleurent chez eux (Scandinavie, Groënland, Canada, etc...). Il est curieux que cette science ne se soit pas développée plus rapidement en Suisse, alors qu'un de ses pionniers, le Professeur WEGMANN (1949), enseignait à Neuchâtel! Les Alpes restent un

¹ Publié avec l'autorisation de la Commission Géologique Suisse.

terrain idéal pour appliquer ces méthodes et nombreux sont les spécialistes étrangers qui viennent en Valais dans ce but. Cela m'a valu le plaisir de faire la connaissance d'un jeune professeur londonien, John RAMSAY, un des plus brillants spécialistes de la question, auteur d'un ouvrage très fouillé sur la déformation des roches (1967) et qui a rester, malgré sa spécialité, un naturaliste très complet.

Puisque cette science est assez nouvelle pour nous, mon but est d'en présenter quelques aspects aux lecteurs de la Murithienne.

2. Définitions

La géologie structurale groupe toutes les techniques d'étude des plis et de leurs éléments. Il existe des lois régissant la disposition des différents éléments d'un pli; il y a lieu de contrôler si ces lois s'appliquent. Si ces lois ne s'appliquent pas, il faut en chercher la raison.

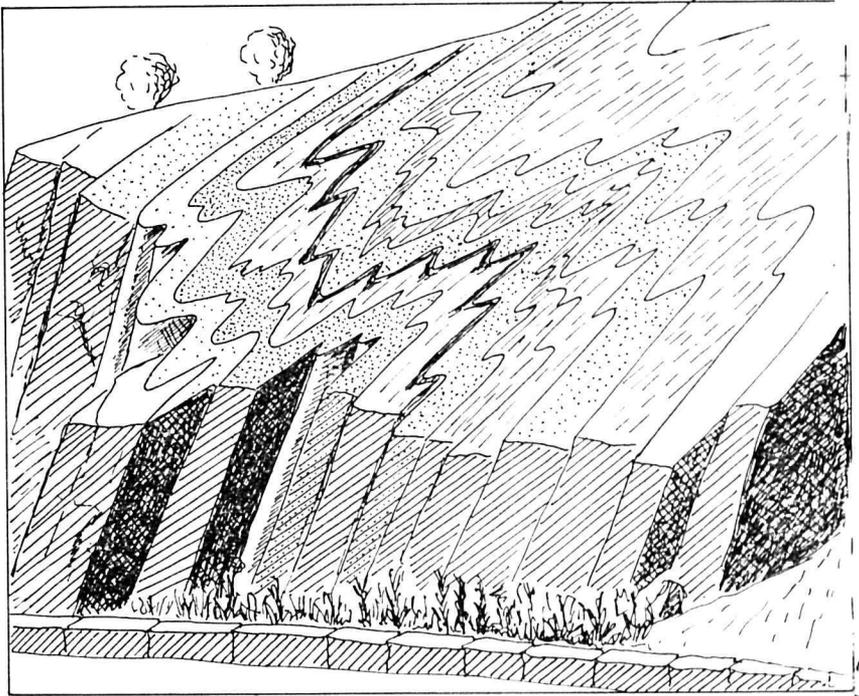


Fig. 1. — Exemple d'une série de petits plis.

Les plis peuvent être de dimensions extrêmement variables. Certains peuvent atteindre plusieurs kilomètres, comme la nappe de Morcles. Les plus fréquents sont de l'ordre de quelques centaines de mètres. Il suffit de regarder la paroi du Haut-de-Cry pour en voir de splendides.

Mais ils n'affleurent pas toujours dans une paroi et il est souvent nécessaire de lever la carte géologique pour en avoir une idée nette. Beaucoup plus fréquents sont les plis qui ont seulement quelques décimètres, voire quelques centimètres. Il est fort probable que vous avez eu souvent l'occasion d'observer des petits plis identiques à ceux reproduits à la figure 1. Les techniques de l'analyse structurale s'appliquent particulièrement bien à ce genre de plis, du moins au niveau des observations de terrain. En effet, les structures plus grandes sont souvent difficiles à saisir d'un coup d'œil, plus petites, elles nécessitent l'emploi du microscope. À l'échelle de la dimension des petits plis, les divers éléments sont facilement mesurables. Quels sont ces éléments? (WILSON 1961).

Éléments des plis simples

La figure 2 montre les principaux éléments du petit anticlinal qui est introduit. Avant de les définir, il faut noter qu'ils ne vont pas se re-

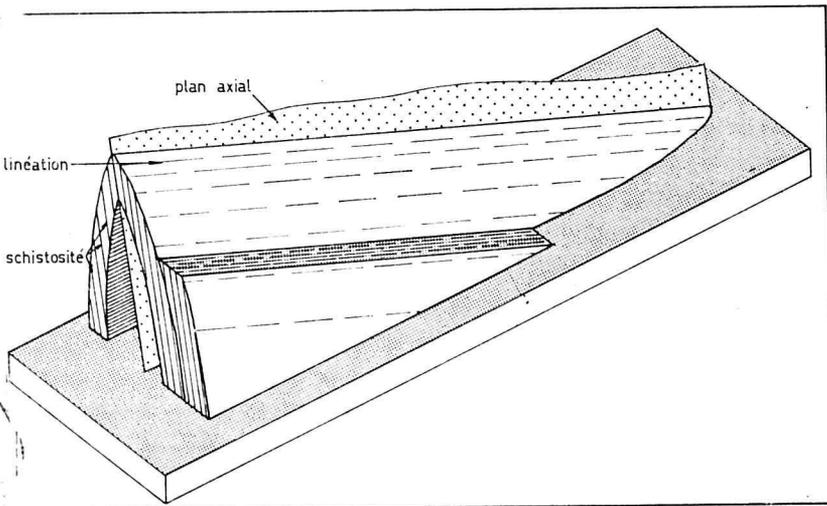


Fig. 2. — Schéma d'un anticlinal et de ses divers éléments.

trouver tous dans les divers types de plis: il s'agit ici de structures qui sont nées à une certaine profondeur, alors que la roche était en voie de recristallisation partielle. Les plis qui se sont formés au voisinage de la surface, tels ceux du Jura, sont fort différents.

Ce pli (fig. 2) est un petit anticlinal à charnière étroite et à flancs presque parallèles. On appelle ces structures isoclinales. Comme une seule couche a été dessinée, le pli se présente un peu comme un tunnel

incliné. Le plan axial (figuré en pointillé) est le plan passant par les charnières de toutes les couches non figurées ici. On voit que l'intersection entre ce plan imaginaire et une couche détermine une droite appelée l'axe du pli.

Ce qui est intéressant dans de telles structures, c'est que ces divers éléments géométriques sont matérialisés:

1. Parallèlement au plan axial, naît une foliation de la roche appelée la schistosité (s). Elle est due à la recristallisation de paillettes de mica qui permettent un débitage facile de l'assise, propriété largement exploitée par les carriers;
2. L'intersection de la schistosité avec les couches donne à la surface de celles-ci de petites lignes droites, parallèles à l'axe du pli. Elles sont facilement mesurables; on les désigne par le terme de linéation d'intersection (l).

Ces deux caractéristiques principales étant définies, il faut encore faire remarquer que dans les flancs des plis, schistosité et stratification des couches sont parallèles. Il n'y a que dans les charnières où il existe un certain angle entre ces deux éléments. Or ces dernières sont statistiquement rares. De plus, il arrive que la schistosité se développe au point que les charnières sont totalement oblitérées. Il peut ainsi se faire que l'on se trouve en face d'une série où les couches sont toutes parallèles, avec une schistosité également parallèle: en fait la série est plissée isoclinalement, mais il faudra bien ouvrir l'œil pour trouver les charnières des plis.

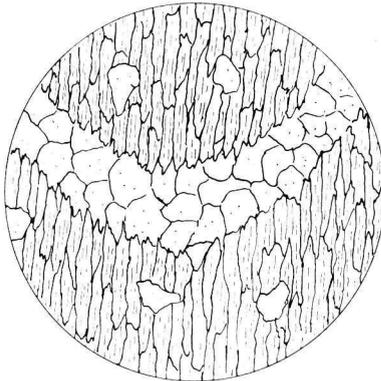


Fig. 3. — Schistosité dans la charnière d'un pli vue au microscope.

L'observation au microscope peut être d'un certain secours. Une lame mince taillée dans la charnière d'un pli (fig. 3) montrera, par exemple, une fine couche plus siliceuse, ici représentée par un petit niveau de quartz plié, dans une matrice où les micas blancs ont complètement recristallisé parallèlement à la schistosité. Mais si la préparation avait été faite 1 cm. plus haut, le petit niveau de quartz n'apparaissait pas et la charnière était invisible.

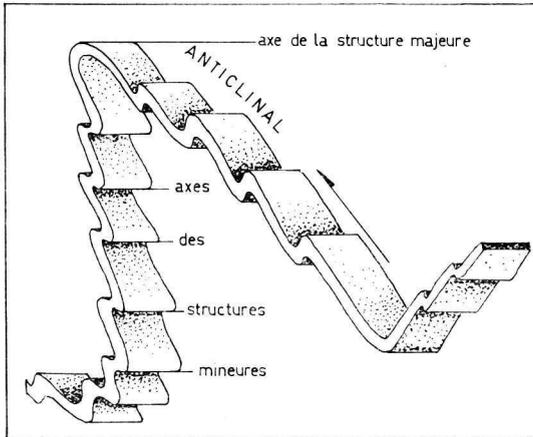


Fig. 4. — Schéma des relations existant entre les petites et les grandes structures.

Enfin, dans le cas où une structure d'une certaine dimension porte une série de structures mineures sur ses flancs (fig. 4), on remarquera:

- que l'axe du pli principal et ceux des petits plis sont parallèles;
- que le déversement des petits plis est systématique de part et d'autre de la structure majeure;
- que si la structure majeure possède un flanc renversé, les petits plis de ce flanc sont également renversés par rapport aux autres.

Dans certains cas où la position de la charnière de la structure majeure n'est pas connue, l'étude des petits plis permet d'en prévoir la position, ce qui facilite ainsi la cartographie.

Pour résumer, dans un cas simple, on doit trouver les relations suivantes:

1. parallélisme entre les axes des structures majeures et mineures;
2. parallélisme entre ces axes et les linéations d'intersection;
3. parallélisme entre la schistosité et le plan axial de toutes ces structures.

Si ces relations ne sont pas contrôlées, c'est que le cas n'est pas simple et que plusieurs plissements se sont superposés.

4. Cas de deux plissements superposés

Ce cas est schématisé par la fig. 5. Un premier plissement s'est produit au cours duquel est né un pli isoclinal, avec un plan axial s_1 , une schistosité bien visible, donnant par intersection avec la surface des

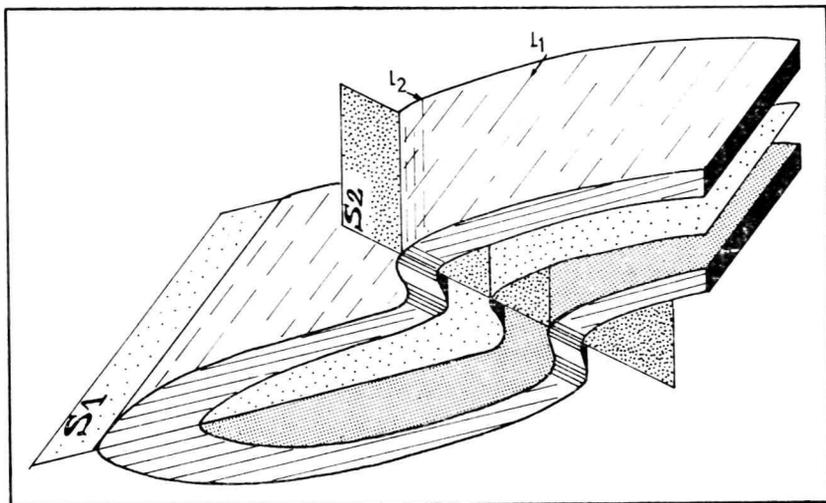


Fig. 5. — Schéma des éléments géométriques engendrés par deux plissements superposés.

couches la linéation d'intersection l_1 . Mais par la suite une deuxième phase de plissement s'est développée; les plis qui apparaissent sont obliques sur les précédents. Leur plan axial est s_2 et la linéation d'intersection est l_2 . On sait que cette phase est postérieure à la précédente, car les deux flancs du premier pli isoclinal sont affectés de manière identique par le plissement (et non pas de manière symétrique).

Dans le cas choisi ici, le deuxième plissement est moins intense que le premier, moins isoclinal, et il se produit à un moment où les micas blancs ne sont plus capables de recristallisation. Dans les charnières du deuxième pli, la première schistosité est plissée. On verra donc, au microscope (fig. 6) les paillettes de mica nées lors de l'apparition de la première schistosité fortement plissée. Sur les flancs de ces microplis (visibles à la loupe ou au microscope) il y a de nouveau une grande quantité de paillettes de mica disposées parallèlement les unes aux autres.

Ce n'est pas une vraie schistosité, puisqu'il n'y a pas eu naissance de micas, mais seulement réarrangement mécanique de cristaux anciennement formés. Les zones de faiblesse qui naissent de ce réarrangement dans

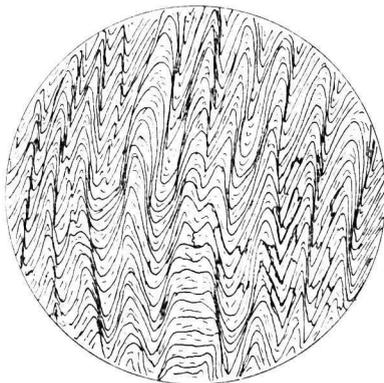


Fig. 6. — Clivage axial affectant une schistosité marquée par des cristaux de muscovite, vue microscopique.

la roche sont d'ailleurs plus grossières que celles qu'engendre la schistosité. On désigne ce phénomène par le terme de clivage axial. C'est l'intersection de ce clivage avec les couches qui détermine la linéation l_2 .

Donc avec seulement deux phases de plissement, on se trouve déjà en présence des éléments suivants:

- deux linéations d'intersection;
- une schistosité et un clivage axial;
- un très grand nombre de direction d'axes de plis, car la charnière du premier pli est pliée à son tour par le deuxième, ce qui donne naissance à toute une série de directions.

On voit que le problème se complique rapidement. Il l'est encore plus si, par exemple, la deuxième phase de plissement est plus intense que la première: les premières structures deviennent alors très difficiles à observer. Avec trois phases de plissement, les choses deviennent encore plus complexes.

Malgré tout, l'étude des éléments des structures reste une méthode très efficace de débrouiller un problème. Les relations qui existent entre les éléments structuraux et les minéraux qui apparaissent permettent de dire si telle ou telle phase de plissement s'est déroulée avant, pendant ou après le métamorphisme, si celui-ci a été unique ou complexe. Par

l'accumulation de ces faits apparemment sans importance, il est possible de reconstituer l'histoire dynamique de la construction d'une chaîne de montagnes à condition que ces techniques restent intégrées dans un tout géologique.

II. La région des Mayens de Riddes

1. Introduction

La région des Mayens de Riddes va nous fournir un bel exemple de plusieurs phases tectoniques successives. Mais avant d'en venir là, il y a lieu de connaître un peu le matériel affecté par ces plissements. Dans toute cette portion du Valais qui va du Val Ferret jusqu'à Sierre et probablement jusqu'au col du Nufenen, trois grandes unités tectoniques se suivent du NW vers le SE:

- Le domaine helvétique-ultrahelvétique;
- Le domaine valaisan;
- La nappe du Grand-St-Bernard.

Le domaine helvétique-ultrahelvétique comprend la couverture sédimentaire, secondaire surtout, d'un soubassement primaire qui affleure dans les massifs cristallins du Mont-Blanc, des Aiguilles Rouges, de l'Aar et du Gotthard. Cette couverture secondaire s'est décollée et a glissé vers NW, donnant naissance à de grandes nappes de recouvrement (Dents du Midi, Dents de Morcles, Diablerets, Wildhorn, etc...). Au niveau de la vallée du Rhône, ce sont les racines de ces nappes qui affleurent (LUGEON 1918).

Le domaine valaisan comprend des roches qui sont déjà atteintes par le métamorphisme. Elles sont également d'âge secondaire. Le soubassement primaire sur lequel elles se sont déposées est probablement représenté par les noyaux cristallins des nappes simplio-tessinoises: il n'affleure pas dans la partie moyenne de la vallée du Rhône (ARGAND 1909, HAUG 1909, 1925, TRÜMPY 1955).

La nappe du Grand-St-Bernard est ici représentée par son unité la plus externe, la zone houillère, jalonnée en Valais par une série d'exploitations de charbon rentables en temps de guerre. Cette zone est

probablement le soubassement primaire (Carbonifère) d'une série secondaire décollée et qui a donné naissance à la nappe des Préalpes médianes (TRÜMPY 1955).

2. Historique

Les pentes recoupées par la nouvelle route des Mayens de Riddes sont entièrement taillées dans des assises appartenant au domaine valaisan. Sans refaire un historique complet des hypothèses proposées pour l'explication de cette zone très complexe, on peut en rappeler quelques-unes.

Dès le commencement de ses travaux, au début du siècle, E. Argand utilisa pour décrire cette zone le terme de «Schistes lustrés», à savoir des roches schisteuses auxquelles les micas confèrent un aspect lustré. Sous ce terme descriptif excellent se cache une interprétation stratigraphique: les schistes lustrés sont une série dite compréhensive, comprenant tous les étages du Secondaire, très mal différenciés les uns des autres, lithologiquement parlant. Aucun fossile n'avait été découvert. Cette interprétation est maintenue dans la notice explicative de la première édition de la feuille Morcles (LUGEON et ARGAND 1937).

La même année, F. HERMANN publie sa carte synthétique des Alpes Nord-occidentales. Se basant sur des travaux français (SCHOELLER 1927), il attribue la plus grande partie de ces schistes lustrés au Tertiaire inférieur, à l'Eocène. En 1942, R. STAUB, sur la base de comparaison de faciès avec les Grisons, donne un âge Crétacique aux quartzites qui affleurent sur le chemin Riddes-Iséables. En 1951, R. BARBIER dans une très belle étude, reprend les idées d'HERMANN, mais reste réservé en ce qui concerne les attributions d'âge des schistes lustrés. La présence de lias est d'autant plus facile à démontrer que des fossiles ont été découverts également en territoire suisse (NABHOLZ 1944).

C'est R. TRÜMPY (1952) qui découvrit les premiers fossiles de ces séries lui permettant d'affirmer qu'une partie de la série date du Crétacé moyen. Cette découverte est bientôt confirmée en Italie (P. ELTER 1954). Dès lors des travaux de cartographie systématique vont être entrepris, soit par R. TRÜMPY lui-même (1954) soit par ses élèves (BURRI 1958, FRICKER 1960, ZULAUF 1963) sur territoire suisse, soit par les deux frères G. et P. ELTER (1965) sur territoire italien. Les recherches se poursuivent également en France.

Les points d'interrogation restent cependant plus nombreux que les incertitudes. On ignore toujours l'âge de la base de la série, de son sommet et de l'unité la plus externe. Vu la complexité des plissements, il est souvent difficile à savoir si l'on a affaire à une seule série très épaisse ou à plusieurs répétitions d'une série relativement mince, ce qui a été la cause de pas mal d'erreurs (BURRI et TRÜMPY 1960). Ce n'est pas sur une région aussi limitée que celle des Mayens de Riddes, malgré la qualité des nouveaux affleurements, qu'il était possible de résoudre ces problèmes. Aussi ai-je dû m'en tenir aux dernières conceptions publiées pour mes travaux de cartographie (ZULAUF 1963, ELTER et ELTER 1965). Les grandes subdivisions tectoniques sont celles de ces auteurs: digitation de Ferret, digitation de Moûtiers, digitation de la Pierre Avoi.

3. Stratigraphie

a) La digitation de Ferret

La digitation la plus externe, celle de Ferret, repose sur l'ultra-helvétique; elle est surmontée mécaniquement par la digitation de Moûtiers.

Comme le contact entre ces deux dernières unités n'est pas souligné par des roches particulières, on avait pensé qu'elles étaient en succession stratigraphique normale. C'étaient les Grès inférieurs (TRÜMPY 1952). La découverte de Trias entre ces deux unités a permis leur distinction (ZULAUF 1963). La digitation de Ferret comprend 400 à 500 m. d'une alternance de bancs calcaréo-gréseux de 1 à 10 cm. d'épaisseur, de calc-schistes plaquetés et de schistes noirs. Cette série monotone, dont on ignore l'âge, forme la base des parois qui dominent la vallée du Rhône. Elle affleure bien au bas du sentier montant à Isérables où elle détermine un paysage «en piles d'assiettes» très caractéristique.

A la base de cette série, ARGAND (1937) avait noté un coussinet de Trias, soulignant le contact avec l'Ultra-helvétique: je n'ai pas retrouvé ce Trias dans le torrent d'Ecône. Ailleurs, ce contact est caché sous la moraine et les éboulis.

b) La digitation de Moûtiers

Elle tire son nom du village de Moûtiers dans les Alpes françaises, où elle fut décrite très en détail par R. BARBIER (1948). Elle comprend en Valais les unités lithologiques suivantes:

- Les couches de la Peula (TRÜMPY 1954): schistes sombres et petits bancs gréseux. Elles affleurent au cœur de l'anticlinal des gorges de la Fara; elles y sont bien visibles du chemin d'Isérables, mais difficiles à atteindre si la rivière est grosse;
- Les couches de l'Arolay (TRÜMPY 1952): une assise d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur faite de bancs calcaires massifs, généralement gréseux, rarement microbréchiques. C'est dans ces couches que R. TRÜMPY (1952) a trouvé des Orbitolines permettant de donner un âge à la couche: Aptien. Cette barre calcaire forme l'ossature de l'anticlinal des gorges de la Fara;
- Les couches des Marmontains (TRÜMPY 1954): il s'agit de quartzites verts ou bruns et de schistes noirs épais d'environ 50 m. Ils affleurent particulièrement bien le long du chemin Riddes-Isérables;
- Les couches de St-Christophe (TRÜMPY 1952) déterminent la plupart des parois où est taillée la nouvelle route, en-dessous de la cote 1100 m. C'est une alternance monotone de calcaires gréseux en bancs massifs de 10 à 50 cm., et de schistes sombres, s'enrichissant vers le sommet de quartzites calcifères blancs, de brèches fines à galets jaunes et noirs et d'arkoses blanches. Son épaisseur totale doit dépasser 500 m.

c) La digitation de la Pierre Avoi

La digitation de Pierre Avoi tire son nom de la montagne du même nom où R. TRÜMPY l'a décrite pour la première fois en 1952. Sa série stratigraphique est plus différenciée, localement fossilifère. Schématiquement, elle est la suivante:

- Carbonifère: schistes noirs, fins, satinés, charbonneux, auxquels sont parfois associés des quartzites sériciteux gris. Les schistes ont livré de nombreux débris de plantes malheureusement indéterminables, dans un petit affleurement au-dessus de Villy;
- Le Trias est bien différencié, comprenant, à la base, des quartzites blancs déterminant quelques collines rabotées par le glacier dans les replats de Villy, surmontés par des calcaires saccharoïdes localement dolomitiques et cornieulés. Le gypse qui vient ensuite forme un gros affleurement amygdaloïde qui est à l'origine du replat de Villy et des dolines qui s'y trouvent. La route y a ouvert un magnifique affleurement juste en amont de la dernière galerie. Le Trias

semble se terminer par une assise bréchique épaisse de 20 m. environ dans laquelle est taillée la petite colline du Châtelard, au N d'Isé-
rables. Les mêmes brèches forment le sommet de la Pierre Avoi;

- Le Lias n'a pas livré de fossiles dans l'affleurement qui s'appuie sur la colline du Châtelard. Mais les mêmes calcaires plaquetés, localement gréseux contiennent des Ammonites et des Belemnites sous le rocher de la Pierre Avoi (TRÚMPY 1952). Ces calcaires déterminent une haute paroi qui domine la forêt d'Arbin, très raide et presque impénétrable;
- La série conglomératique n'est pas datée, mais elle rappelle beaucoup les couches de l'Arolay. Les éléments des conglomérats sont généralement plus grossiers, atteignant 10 cm. Mais quand la granulométrie devient plus fine, la distinction d'avec les niveaux bréchiques de la digitation de Moutiers devient impossible, même au microscope: mêmes éléments calcaires, marneux, oolithiques, contenant les mêmes fragments de Bryozoaires. Les seuls fossiles reconnaissables sont des débris d'Echinodermes pyritisés non caractéristiques;
- La série schisto-quartzitique est l'élément le plus jeune de cette digitation: elle pourrait être l'équivalent des couches de St-Christophe. C'est une série d'environ 200 m., à lithologie très complexe, comprenant des schistes siliceux noirs, des grès plaquetés plus ou moins quartzitiques, des quartzites, des schistes savonneux jaunes et verts (Roches vertes d'origine effusive?) Souvent elle ressemble beaucoup au Carbonifère très détritique contre lequel elle butte et la limite entre ces deux unités est difficile à dessiner.

4. **Tectonique**

Un coup d'œil sur la carte géologique et sur les coupes tectoniques (fig. 7 et 8) montre comment sont disposées les principales digitations et leurs structures propres.

a) **La digitation de Ferret** est une écaille isoclinale plongeant à 60° vers l'ESE, sans structure majeure reconnaissable. Elle est très écrasée et difficile à interpréter.

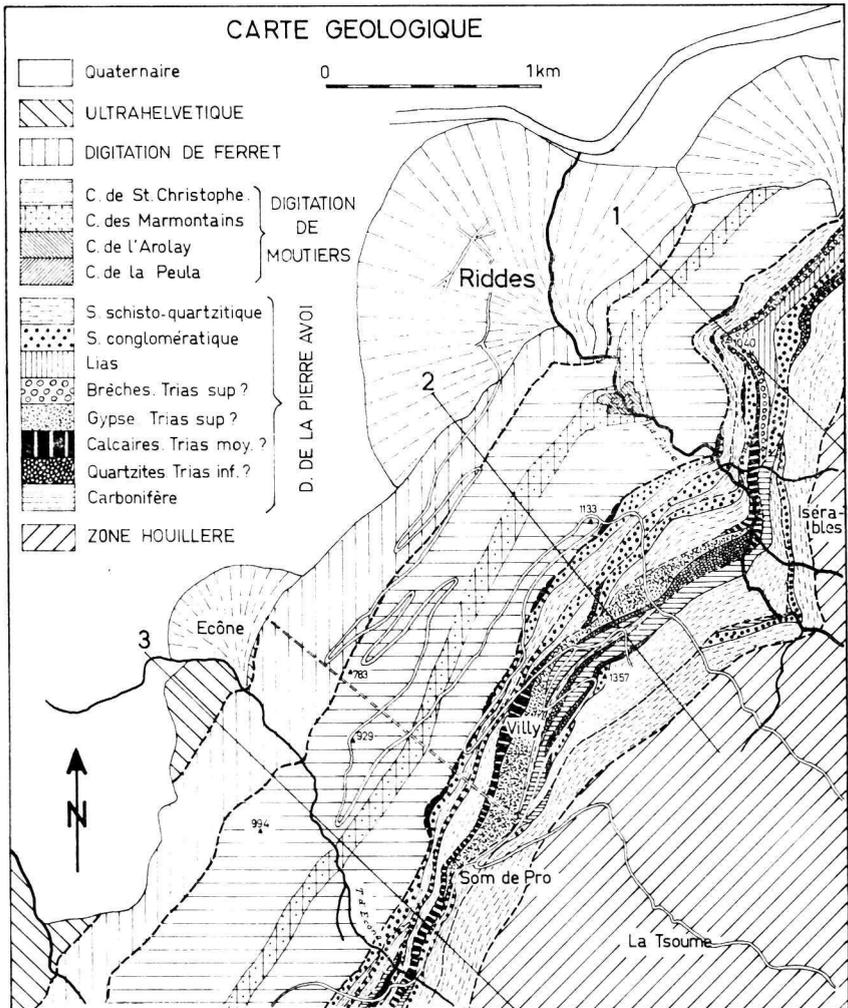


Fig. 7. — Carte géologique interprétée: la moraine est supposée absente.

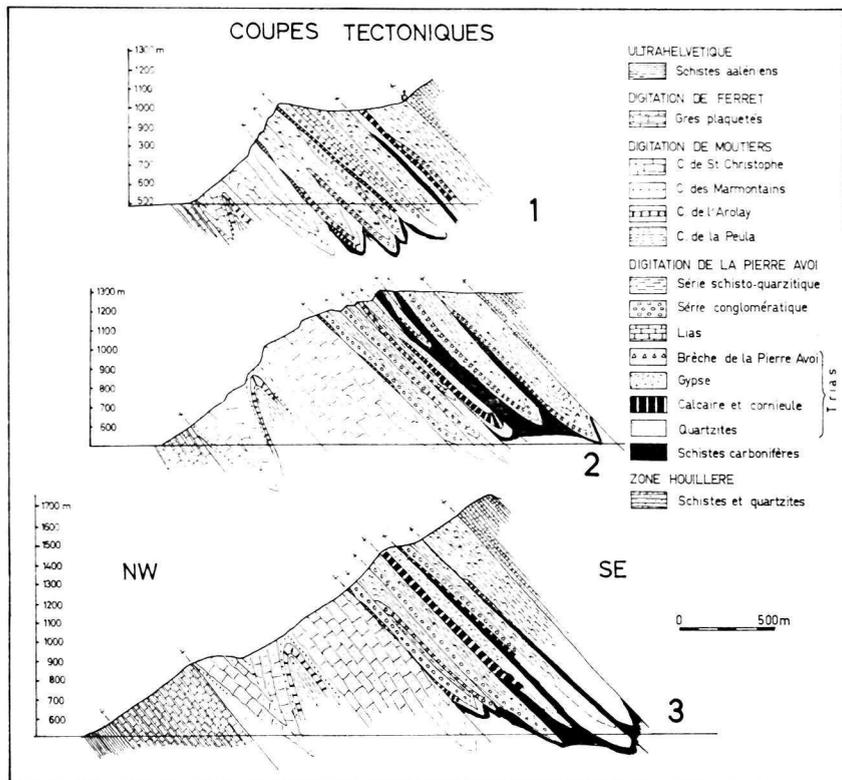


Fig. 8. — Coupes tectoniques montrant les grandes structures apparues au cours de la première phase de plissement.

b) **La digitation de Moutiers** est séparée de la précédente par un plan de chevauchement localement bien visible le long de la route des Mayens de Riddes et sur le chemin d'Isérables. Ses structures isoclinales avec un pendage de 60° vers l'ESE, sont visibles en coupe dans la gorge de la Fara qui montre:

- Un synclinal de couches de St-Christophe avec, à la base du flanc normal, une assise mince et sporadique de quartzites des Marmontains; le flanc renversé est assez écrasé;
- Un anticlinal complexe au cœur duquel affleurent les schistes sombres des couches de la Peula, enveloppés par les calcaires de l'Arolay; les quartzites des Marmontains qui viennent au-dessus atteignent seuls le versant de la vallée du Rhône où ils forment une longue

bande qui se suit en direction du SW. Les couches de St-Christophe terminent la série et, d'après le granoclassement de leurs microconglomérats, elles sont toujours en position normale.

c) **La digitation de la Pierre Avoi** est faite d'un empilement très complexe d'écailles affectées d'un pendage moins fort que les unités plus externes. Dans les Mayens de Riddes, les deux premières écailles ont un Trias mince, une série conglomératique bien développée, une série schisto-quartzitique à dominance gréseuse. Elles sont surmontée par plusieurs petites écailles de faible extension latérale auxquelles participent les schistes du Carbonifère, un Trias bien développé et une série post-liasique réduite. Au-dessus d'Isérables, toutes ces écailles externes sont fortement laminées et une seule est bien développée avec Trias, Lias et série conglomératique. L'écaille la plus interne possède un Trias localement puissant, une série conglomératique sporadique et une série schisto-quartzitique très quartzreuse, grossière, peut-être à roches vertes. C'est cette dernière unité que ZULAUF (1963) a rattachée à la zone du Versoyen.

Il faut garder en mémoire que la carte et les coupes sont schématiques: plus du 50 % du terrain est recouvert par la moraine et une telle carte est le fruit d'interpolations souvent hasardeuses. De plus la digitation de la Pierre Avoi doit montrer une grande complexité vers la profondeur où il est bien certain que se prolonge le régime de petites écailles se relayant les unes les autres.

Toutes ces structures sont parallèles à la direction générale de la chaîne alpine, soit NNE-SSW dans cette région. Elles sont nées au moment où toutes les roches de ce domaine valaisan se sont mises en place. Or, lorsque l'on se promène sur la nouvelle route des Mayens de Riddes et que l'on mesure la direction des petits plis très abondants, on s'aperçoit que presque tous plongent très fortement vers l'ENE ou vers l'E. L'étude de cette anomalie est fort intéressante; elle montre les caractères suivants quant aux éléments définis dans la première partie de cet exposé:

1. La schistosité, soulignée par la position des paillettes de micas, est généralement parallèle à la stratification des couches;
2. Dans la charnière des petits plis à axes raides, l'observation au microscope montre le développement d'un beau clivage qui affecte les paillettes de mica (fig. 6);
3. Tous les petits plis à axe raide sont assez bien parallèles entre eux;
4. Il existe quelques petits plis parallèles à toute la zone et aux grandes structures (plongeant doucement vers N15E);

5. Il existe également quelques petits plis (et linéations d'intersection) plongeant très fort vers le SSE (70° vers 160°);
6. Il existe enfin des petits plis très ouverts, des ondulations qui tordent stratification et schistosité.

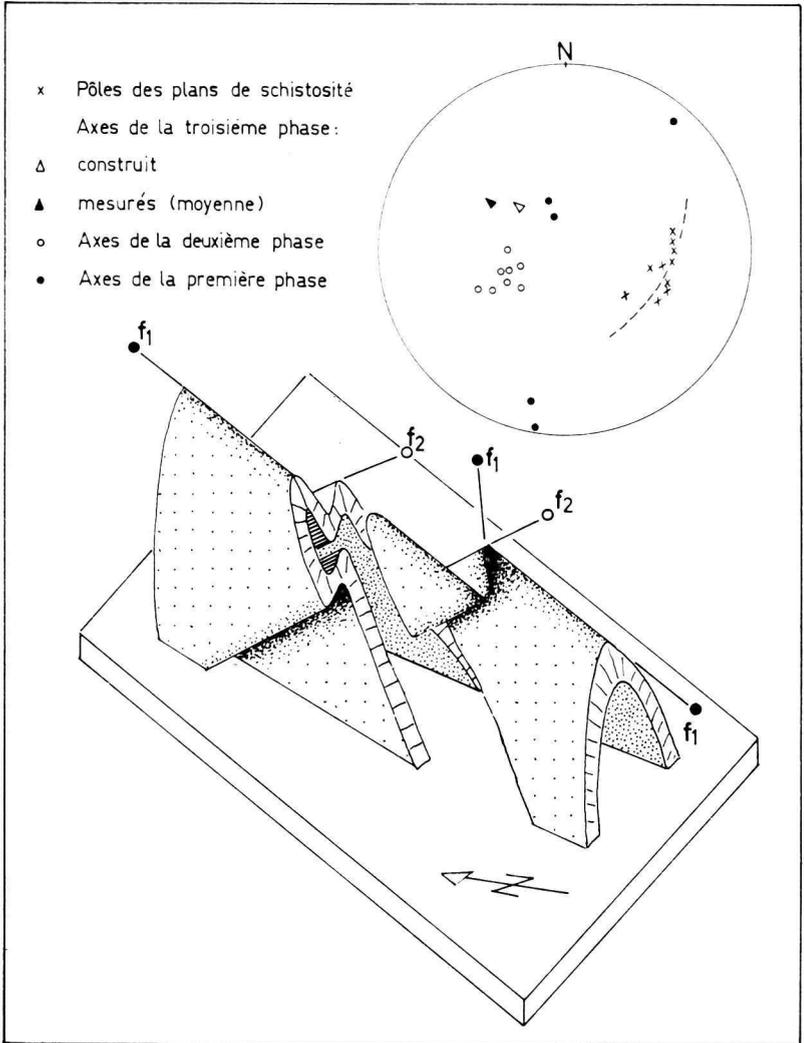


Fig. 9. — Vue schématique perspective des éléments des phases de plissement et leur représentation en projection stéréographique (hémisphère supérieure).

Tous ces éléments sont portés sur la vue perspective de la fig. 9 et représentés en projection stéréographique, ce qui va nous aider à intégrer tous ces éléments dans l'histoire de la région. Trois phases de plissement peuvent être reconnues:

Première phase. C'est l'époque de la mise en place de toutes ces formations; les différentes digitations, probablement issues du même bassin sédimentaire, sont mises en contact mécanique; les grandes structures qui apparaissent sur la carte et les coupes prennent naissance. Quelques petits plis et linéations de direction N15E et plongeant doucement au NE sont conservés. Le métamorphisme est à son maximum: parallèlement aux plans axiaux des structures se développe une schistosité soulignée par la recristallisation des micas blancs. Comme les structures sont très isoclinales, cette schistosité est généralement parallèle à la stratification des couches (f_1 de la fig. 9).

Deuxième phase. Elle est beaucoup moins importante, mais plus visible au niveau des petites structures f_2 . C'est pendant cette phase que prennent naissance les innombrables petits plis que l'on voit un peu partout: ils plongent de 40° à 50° vers l'ENE. Ils vont évidemment replisser les charnières des plis et petits plis formés lors de la première phase: c'est ce qui va donner naissance aux petits plis plongeant de 70° vers 160° . Les petites structures de la deuxième phase sont isoclinales; leur plan axial est presque parallèle au plan axial des structures précédentes. Le métamorphisme est terminé et dans la charnière de ces structures n'apparaît qu'un clivage axial repliant les muscovites. L'intersection de ce clivage avec la stratification et avec la schistosité donne une linéation d'intersection.

Troisième phase. Elle est beaucoup plus modérée: seules des ondulations apparaissent. Les plans de stratification et de schistosité montrent une certaine dispersion, ce qui permet de construire l'axe de ce plissement. On constate sur la projection stéréographique une bonne concordance entre l'axe construit et la moyenne des axes mesurés (ce troisième plissement n'est pas représenté sur la vue perspective). La dispersion des axes de la phase 2 est probablement apparue lors de cette troisième phase: elle est restée faible.

L'histoire cinématique de la zone ne se termine pas avec cette troisième phase de plissement: les mouvements postérieurs se traduiront par des failles dont l'analyse n'a pas été faite, faute de temps.

Des résultats assez voisins avaient déjà été obtenus (PLESSMANN 1958, PLESMANN et WUNDERLICH 1961) au moyen des mêmes méthodes, mais appliquées à l'ensemble de la chaîne alpine. Ces deux auteurs séparent la phase de mise en place des nappes de celle de l'apparition de la schistosité. Je n'ai pas trouvé de raison d'en faire autant.

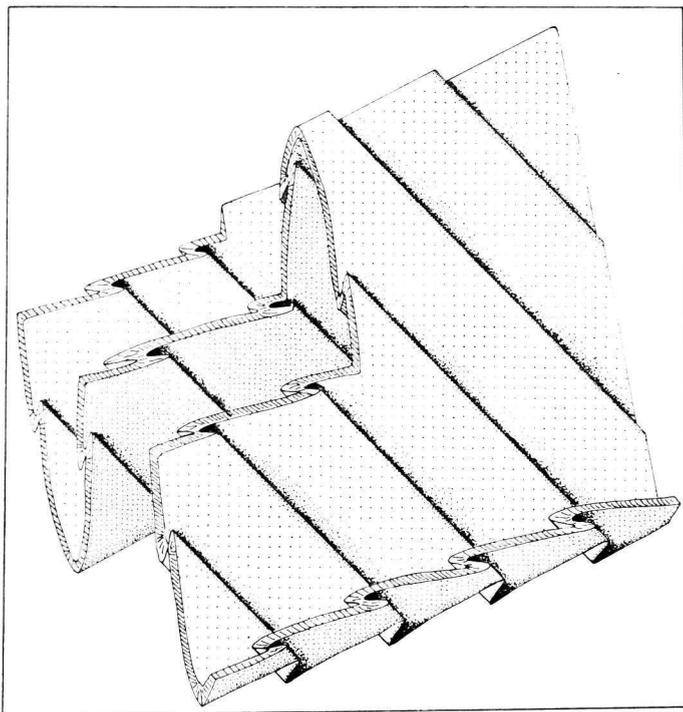


Fig. 10. — Schéma général des deux phases de plissement.

La fig. 10 est un schéma d'une couche théorique affectée par les premières phases de plissement qui aidera à comprendre pourquoi le promeneur a davantage de chances d'observer les petites structures de la deuxième phase que les grandes de la première. Quant à l'interprétation générale de cette petite histoire, elle ne sera possible que dans le cadre d'une plus grande région, étudiée avec les mêmes méthodes, étude d'ailleurs en cours.

Bibliographie

- ARGAND, E. 1909 — L'exploration géologique des Alpes pennines centrales. **Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.** 45.
- BARBIER, R. 1948 — Les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère. **Mém. Carte géol. France.**
- 1951 — La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse. Ses conséquences pour une corrélation d'ensemble des zones penniques de ces trois pays. **Trav. Lab. Géol. Grenoble.** 29. 3 - 46.
- BURRI, M. 1958 — La zone de Sion-Courmayeur au Nord du Rhône. **Mat. carte géol. Suisse. N. S.** 108.
- et TRUMPY, R. 1960 — Compte rendu de l'excursion de la Société géologique Suisse en Valais du 13 au 15 septembre 1959. **Eclog. Geol. Helv.** 53. 133-141.
- ELTER, P. 1954 — Etudes géologiques dans le Val Veni et le Vallon du Breuil (Petit-St-Bernard). **Thèse, Genève.**
- ELTER, G. et ELTER, P. 1965 — Carta geologica della regione del Piccolo S. Bernardo. **Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova.** XXV.
- FRICKER, P. 1960 — Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis). **Eclog. Geol. Helv.** 53. 33-132.
- HAUG, E. 1909 — Les géosynclinaux de la chaîne des Alpes pendant les temps secondaires. **C. R. Acad. Sc. Paris.** 148. 1637-1652.
- 1925 — Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. **Bull. Soc. Géol. France (4)** 25. 97-243.
- HERMANN, F. 1937 — Carta geologica delle Alpi Nord Occidentali al 1 : 200 000 (notice expl.) **Uff. Cart. Milano.**
- LUGEON, M. 1918 — Les hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. **Mat. Carte géol. Suisse. N. S.** 60.
- et ARGAND, E. 1937 — Feuille Saxon-Morcles et notice expl. **Atlas géol. Suisse au 1: 25 000.**
- NABHOLZ, W. 1944 — Gryphaeenfunde in den Schistes-lustrés-Serien Bündens und des Wallis. **Eclog. Geol. Helv.** 36. 224-226.
- PLESSMAN, W. 1958 — Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Mont-Blanc-Massivs, sowie an der Grenze Penninikum-Helvetikum. **Nachr. Akad. Göttingen.** 158-188.
- und WUNDERLICH, H. 1961 — Eine Achsenkarte des inneren Westalpbogens. **N. Jb. Geol. Pal. Mh.** 4. 199-210.

- RAMSAY, J. 1967 — Folding and Fracturing of Rocks. **New-York, McGraw-Hill.**
- SCHOELLER, H. 1927 — La nappe de l'Embrunais en Tarentaise, au Nord de l'Isère et son prolongement en Italie et en Suisse. **Bull. Carte géol. France. 27.**
- STAUB, R. 1942 — Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis. **Eclog. Geol. Helv. 35.** 112-115.
- TRÜMPY, R. 1952 — Sur les racines helvétiques et les «Schistes lustrés» entre le Rhône et la vallée de Bagnes (région de la Pierre Avoi). **Eclog. Geol. Helv. 44.** 338-347.
- 1954 — La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val-Ferret valaisan. **Eclog. Geol. Helv. 47.** 315-359.
- 1955 — Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. **Bull. Soc. Géol. France (6) 5.** 217-233.
- WEGMANN, E. 1949 — L'analyse structurale en Géologie. **Act. sc. et indus. 1151.** 55-64.
- WILSON, G. 1961 — The tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the field. **Ann. Soc. Géol. Belgique 84.** 423-548.
- ZULAUF, R. 1963 — Zur Geologie der tiefpenninischen Zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien). **Thèse, Zurich.**