

Zeitschrift:	Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber:	Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band:	14 (1961)
Heft:	3
Artikel:	L'intérêt de l'étude des déformations mineures des roches pour la compréhension de l'évolution des régions plissées
Autor:	Fourmarier, P.
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-739585

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: 23.12.2025

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

L'INTÉRÊT DE L'ÉTUDE DES DÉFORMATIONS MINEURES DES ROCHES POUR LA COMPRÉHENSION DE L'ÉVOLUTION DES RÉGIONS PLISSÉES

PAR

P. FOURMARIER

Professeur émérite de l'Université de Liège.

Depuis de nombreuses années, je m'intéresse aux déformations mineures des roches et spécialement à la schistosité * et au microplissement; ayant publié jusqu'à présent de nombreux articles sur cette question, je désire, dans la présente note, mettre en évidence l'intérêt et même l'utilité pratique de l'étude de cette tectonique mineure pour la compréhension de l'évolution des régions plissées.

La schistosité est propre à de telles régions; il existe, en effet, une relation étroite entre le plissement et le développement du feuillement suivant les joints de schistosité. Toutefois, il est bien établi que la schistosité n'apparaît que là où les roches se sont plissées sous une charge statique suffisante. Cette surface limite est le *front supérieur de schistosité* [1].

Dans les zones profondes, où le métamorphisme se marque de façon très sensible (zone des schistes sériciteux, des chloritoschistes, des micaschistes, etc.) la schistosité disparaît progressivement bien que la charge ne cesse d'augmenter; c'est que les roches se trouvent sous une autre surface limite qui est le *front inférieur de schistosité*. Sous celui-ci, le microplissement remplace le clivage schisteux. D'autre part, il y a exagération du feuillement suivant la stratification originelle; c'est alors la *région de foliation*.

Si la charge statique joue un rôle essentiel, il va sans dire que le serrage des plis facilite grandement le débitage suivant les joints de

* Je prends toujours ce terme (schistosité ou clivage schisteux) dans le sens des anciens auteurs classiques français (A. de Lapparent et E. Haug): le débitage des roches en feuillets généralement obliques à la stratification.

clivage; il peut compenser en partie un déficit de charge statique, remplaçant notamment un simple clivage de fracture par un clivage de flux. L'exagération du serrage conduit aussi à rendre le feuillement parallèle à la stratification, sauf à l'endroit des charnières des plis; dans ce cas, la schistosité est remplacée par ce que j'ai appelé la *pseudofoliation*.

Ces notions générales étant rappelées je vais essayer de mettre en lumière l'intérêt que présente le relevé de ces déformations mineures.

I. LE FRONT SUPÉRIEUR DE SCHISTOSITÉ DANS LES SÉRIES CONCORDANTES

Dans une série sédimentaire relativement homogène dans sa composition lithologique, régulière dans la puissance de ses strates et affectée de plis d'ampleur sensiblement identique partout, le front supérieur de schistosité devrait suivre un niveau stratigraphique constant.

Certes, il en est ainsi dans la nature lorsqu'on ne considère que des étendues restreintes où les facies et les puissances ne varient pas d'une manière notable. Par contre, lorsqu'il s'agit de territoires plus étendus, la situation est tout autre; le niveau stratigraphique auquel atteint le front supérieur de schistosité, varie parfois dans de très larges limites. On en peut tirer des conclusions intéressantes sur les variations d'épaisseur des terrains disparus par érosion ou rendus inaccessibles à l'observation directe par la présence d'importantes dislocations tectoniques. C'est ce que j'ai essayé de préciser pour le soubassement hercynien de la Belgique et des pays limitrophes.

Il est assez commode d'estimer les variations de facies et de puissance des terrains sédimentaires respectés par l'érosion, à condition que ces formations viennent en affleurement en un nombre suffisant d'endroits. Il est relativement facile de tracer, pour chacune d'elles, des courbes isophaques; celles-ci permettent d'indiquer les lieux où la subsidence fut plus active et ceux où elle s'est manifestée avec une intensité moindre. C'est la façon la plus simple de connaître la nature, l'orientation et l'importance des mouvements de la croûte terrestre au cours d'une période durant laquelle les sédiments se déposèrent les uns sur les autres sans discordance importante.

Le territoire de la Belgique en offre des exemples remarquables tant au Paléozoïque qu'au Mésozoïque et au Cénozoïque. On a pu établir par ce procédé l'existence des *mouvements préliminaires* à la tectonique pro-

rement dite, marquée par le développement des plis, des failles, des charriages.

On est tout naturellement porté à supposer que les mêmes mouvements ont perduré dans la masse des terrains enlevés par l'érosion. En d'autres termes, là où la subsidence fut active pendant la sédimentation des terrains non érodés, elle se serait continuée dans les mêmes conditions pour l'ensemble des dépôts enlevés par l'érosion.

Le relevé des variations du niveau stratigraphique correspondant au front supérieur de schistosité permet parfois d'affirmer qu'il n'en fut rien. A cet effet, je prendrai comme exemple la grande masse de sédiments du Dévonien et du Carbonifère appartenant au socle paléozoïque de la Belgique. J'ai fourni des renseignements à ce sujet dans une note antérieure [13]. Je ne rappellerai ici que les faits essentiels: Dans le grand pli de premier ordre connu des géologues belges sous le nom de *synclinorium de Dinant*, les couches du versant nord ne sont atteintes par la schistosité régionale qu'à partir du Famennien inférieur situé à plusieurs centaines de mètres en dessous de la limite Dévonien-Carbonifère. Par contre, dans le centre de ce même synclinorium, près de Dinant et dans les localités voisines d'Yvoir et Hastière-sur-Meuse, le front supérieur de schistosité s'élève jusqu'au sommet du Tournaisien inférieur; on peut en voir de très beaux exemples dans l'horizon bien connu des Caleschistes de Maredsous. Plus au sud encore, sur le versant méridional de ce même pli de premier ordre, la situation se modifie entièrement. Dans la vallée de la Meuse, non loin de Vireux, le front supérieur de schistosité se situe dans la partie inférieure du Dévonien moyen; il en est sensiblement de même dans le prolongement de ces couches, à l'ouest de la Meuse, aux environs de Chimay et de Couvin, ainsi qu'à l'est du fleuve dans le pays de Han-sur-Lesse. Ces divers endroits se trouvent dans des conditions comparables quant à leur distance à l'axe du synclinorium.

Ces divers faits rappelés sommairement conduisent à la conclusion suivante: Au moment où a débuté le plissement de l'Ardenne, les couches du Dévonien moyen du versant sud du synclinorium de Dinant supportaient une charge statique équivalente à celle qui recouvriraient, suivant l'axe du pli, le sommet du Tournaisien. En d'autres termes, les formations postdévonniennes atteignaient leur plus grande puissance suivant le parallèle de Dinant et non pas dans une zone plus méridionale, comme on serait tenté de le croire par comparaison avec les variations d'épaisseur observées dans le Dévonien inférieur. Cela revient à dire que l'axe de

l'aire de subsidence maximale s'était déplacé vers le nord; en outre, l'étude de la schistosité nous autorise à prétendre que la structure tectonique due aux plissements hercyniens est en harmonie avec la distribution des aires de subsidence.

J'ai donné antérieurement encore un argument en faveur de cette thèse, lors de mes recherches sur la distribution de la schistosité dans la bande synclinale de Dévonien moyen de l'Eifel [9]. Là aussi, le front de schistosité atteint un niveau stratigraphique plus élevé suivant l'axe de ce pli que dans les terrains plus anciens qui l'encadrent.

Je voudrais rappeler ici une autre observation qui vient confirmer la relation étroite existant entre les zones de subsidence maximale et certains traits de la tectonique. Je reprends, à cet effet, mes observations sur la partie centrale du synclinorium de Dinant dont il a été question ci-avant. Je n'entrerai pas dans des détails à ce propos, car j'ai exposé la question de façon complète dans le travail déjà mentionné.

Je rappelerai seulement que, de part et d'autre de la vallée de la Meuse, à hauteur du parallèle de Dinant, et jusqu'un peu à l'est de la vallée du Hoyoux, le Dinantien est plus largement représenté que dans le reste du synclinorium de Dinant en Belgique. Une série de petits bassins houillers (Namurien) pincés dans des synclinaux caractérisent la géologie de cette partie du socle paléozoïque. En relevant, en divers endroits, la position stratigraphique du front supérieur de schistosité, j'ai pu tracer deux courbes principales: l'une représente le front à hauteur de la base du Famennien supérieur, l'autre au sommet du Tournaisien inférieur. Non seulement ces deux courbes sont sensiblement concentriques, mais elles sont aussi en relation avec la forme brachysynclinale marquant la distribution du Dinantien et du Namurien.

Cette constatation si remarquable permet d'affirmer que la subsidence n'était pas seulement plus active le long de l'axe du grand pli qui est actuellement le synclinorium de Dinant, mais que, suivant cette ligne même, il y avait des endroits privilégiés où elle était maximale; ces endroits sont marqués aujourd'hui, à la surface de la pénéplaine posthercynienne, par les traits mêmes de la tectonique.

La figure 1 est frappante à cet égard.

Cet exemple suffit à montrer de façon évidente que certains traits de la tectonique, même restreints dans l'étendue d'une zone plissée, peuvent avoir leur origine première dans les larges mouvements du sol durant la phase de sédimentation, ou mouvements préliminaires.

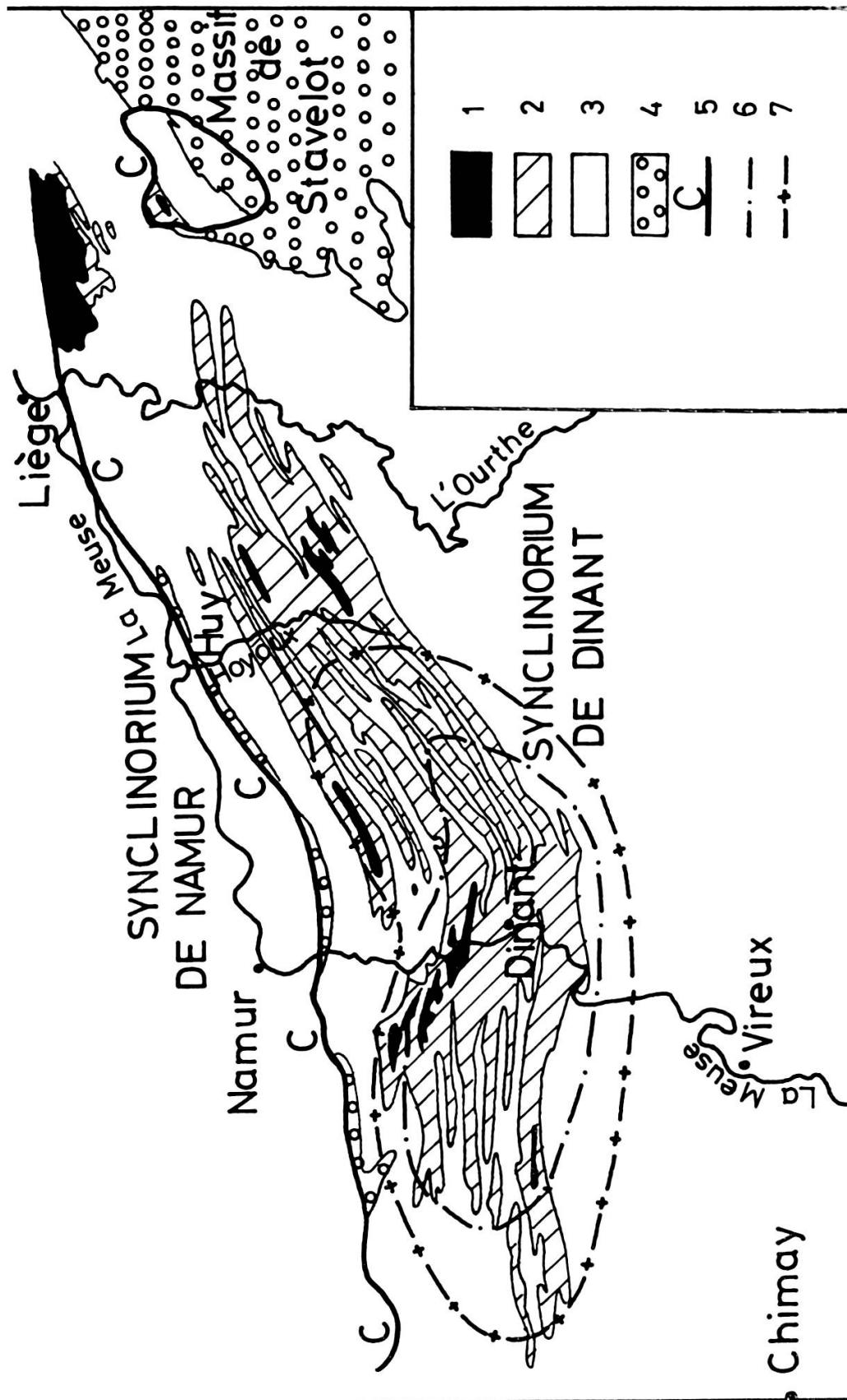


Fig. 1.

Carte de la partie centrale du synclinorium de Dinant.
 1 = Houiller; 2 = Dimantien; 3 = Dévonien; 4 = Siluro-Cambrien; 5 = charriage du Condroz; 6 = front supérieur de schistosité à hauteur du sommet du Tournaisien; 7 = front supérieur de schistosité au niveau de la base du Famennien supérieur.

L'examen d'une carte géologique de la Belgique n'indique que des lambeaux houillers minimes dans l'étendue du synclinorium de Dinant. Dans son prolongement, constitué par le massif de la Vesdre, le terrain houiller prend déjà plus d'ampleur (bassin d'Eschweiler); malgré cela, un examen superficiel donne l'impression qu'à l'origine, la sédimentation houillère fut bien plus importante au nord du charriage du Condroz où s'étendent les bassins houillers du Nord de la France, du Hainaut, du Pays de Liège, d'Aix-la-Chapelle. Cependant dans la zone

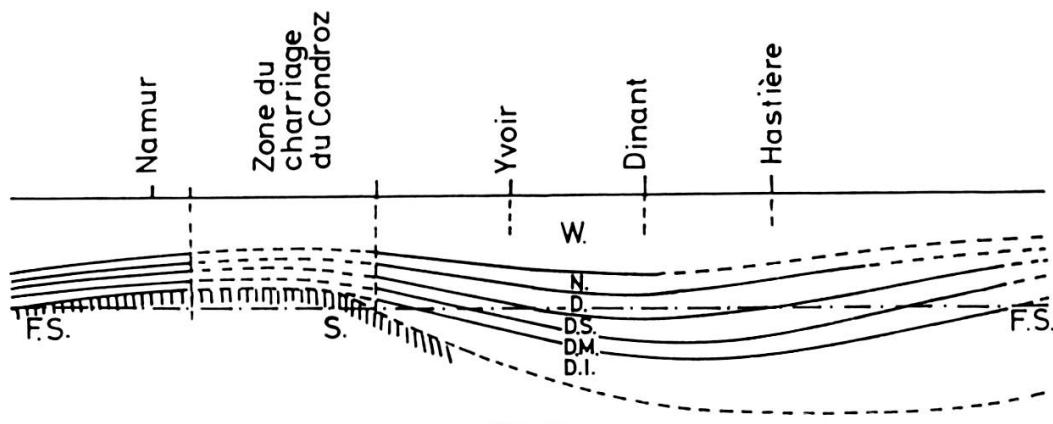


Fig. 2

Schéma montrant l'épaisseur relative probable des terrains paléozoïques (Dévono-Carbonifère) dans une coupe subméridienne passant par Namur.

W = Westphalien; N = Namurien; D = Dinantien;

D s-m = Dévonien supérieur et moyen; Di = Dévonien inférieur;

S = Silurien; F S = front supérieur de schistosité.

centrale du synclinorium de Dinant le front supérieur de schistosité atteint le sommet du Tournaisien, tandis qu'il reste bien en dessous de ce niveau dans le soubassement du Houiller situé au nord du charriage du Condroz. Si l'on accepte l'influence de la charge statique comme facteur essentiel de la détermination du niveau stratigraphique atteint par ce front, on est conduit à supposer qu'à la fin de l'époque houillère, lorsque commença le plissement hercynien, l'épaisseur maximale de ce terrain était dans la zone axiale du synclinorium de Dinant.

Cependant une réserve s'impose, car dans le Namurien de Namur on voit déjà apparaître de la schistosité, au moins locale. Mais il en est de même dans le Namurien du bassin d'Anhée qui appartient au synclinorium de Dinant.

Dans une note publiée en collaboration avec W. Van Leckwijek [16] nous avons admis cette thèse et nous avons donné un croquis montrant

les variations probables de puissance dans une coupe méridienne passant par Namur et Dinant. Nous la reproduisons à la figure 2.

Une visite au bassin namurien d'Arnsberg en Westphalie nous a montré une disposition comparable à celle décrite ci-dessus pour le synclinorium de Dinant; nous ne croyons pas utile de nous y arrêter davantage. [16]

De toute manière, la connaissance des variations dans la position du front supérieur de schistosité dans les séries concordantes est de nature à faciliter grandement la compréhension des phénomènes qui se sont passés au cours de la sédimentation et notamment des gauchissements et ondulations du sol.

II. LE FRONT SUPÉRIEUR DE SCHISTOSITE DANS LES PAYS DE NAPPES

Mes recherches dans la zone helvétique des Alpes m'ont permis d'étendre singulièrement les notions qui précèdent. J'ai pu montrer, en effet, que des nappes superposées peuvent constituer la charge statique indispensable à la genèse du clivage schisteux. J'ai considéré à cet effet la belle coupe de la rive orientale du lac des Quatre Cantons prolongée

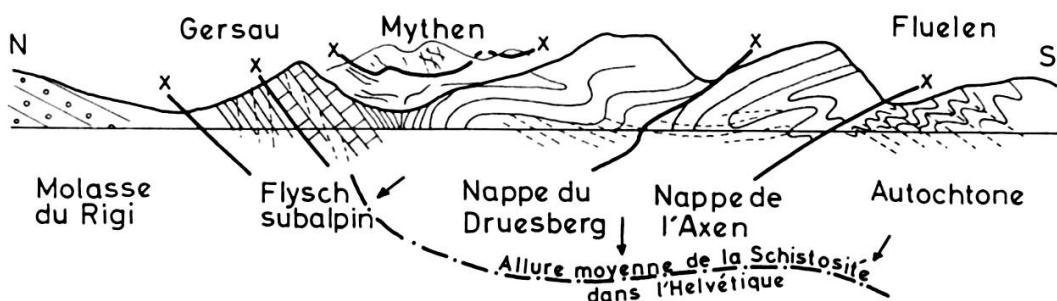


Fig. 3.

Coupe schématique des nappes sur la rive orientale du lac des IV Cantons.

vers le sud par la vallée de la Reuss, en amont de Fluelen, que j'ai déjà décrite en 1949 [4] et en 1953 [8]. On y voit reposer sur l'autochtone successivement la nappe de l'Axen, puis la nappe du Drusberg. Ces deux nappes plongent vers le nord, mais au nord de Brunnen, la nappe supérieure (nappe du Drusberg) esquisse une allure synclinale quelque peu disloquée, dans l'axe de laquelle s'alignent des Klippes dont celles des Mythen et de la Rotfluh se voient admirablement dans le paysage (Fig. 3).

J'ai comparé, dans ces diverses unités tectoniques, le développement de la schistosité qui affecte les couches schisteuses dans les plis secondaires. Le flysch tertiaire constituant le terme le plus élevé des terrains sédimentaires dans les nappes comme dans l'autochtone est bien clivé sur toute son épaisseur dans l'autochtone et la nappe de l'Axen alors que le front supérieur de schistosité se situe en dessous de la base du Flysch dans la nappe du Drusberg, où il est à peu près vers le milieu du Crétacique. L'ensemble Autochtone-Nappes s'est comporté, à ce point de vue, comme s'il s'agissait d'une seule unité. Il serait difficile, dans ces conditions, de ne pas admettre l'intervention des nappes pour constituer la charge indispensable. Partout la schistosité s'harmonise avec l'allure du plan axial des plis secondaires, fortement déversés vers le nord.

On objectera peut-être qu'il est difficile d'admettre la mise en place des nappes avant la formation des plis secondaires et par conséquent avant la schistosité. Mais il est des exemples en Amérique [20] de nappes d'un rejet appréciable affectant les couches horizontales. D'autre part, des coupes en travers du bassin houiller de Liège et du nord de la France permettent d'affirmer que des failles de chevauchement, coupant les strates sous un angle faible, ont été plissées harmoniquement aux couches qu'elles affectent.

Il n'est pas interdit de penser qu'il en fut originellement ainsi dans les Alpes et que la surface sur laquelle ont glissé les Préalpes a été déformée lors du plissement définitif en même temps que les surfaces de glissement des nappes sous-jacentes. * Il doit être entendu que cette conclusion n'a de valeur que là où il est démontré que les nappes ont constitué, au moins en partie, la charge statique indispensable à la production de la schistosité dans les bancs de nature lithologique favorable. En Ardenne, par exemple, il existe un grand charriage connu sous le nom de « charriage du Condroz ». Il superpose du Dévonien affecté par le clivage schisteux sur du Houiller qui, normalement, en est dépourvu de même que les terrains sous-jacents. Il n'est donc pas certain que l'on puisse attribuer à cette nappe un rôle actif comme dans le cas des

* Ce seul fait suffit à établir que le problème des zones dites des racines en tectonique alpine ne peut plus être envisagé comme il le fut jusqu'à présent. Je ne crois pas pouvoir exposer mes idées à ce sujet dans le présent travail dont l'objectif est tout autre. Voir à ce propos: A. AMSTUTZ, *Arch. des Sc.*, vol. IV, fasc. 5, Genève 1951.

Préalpes. Son intervention n'est peut-être pas impossible dans certains cas, mais elle est loin d'être démontrée.

Revenons encore aux Préalpes. Selon toute vraisemblance la nappe des Préalpes, à laquelle appartiennent les Klippes des Mythen et de la Rotfluh dans la coupe du lac des quatre Cantons, a contribué également à assurer la charge nécessaire pour que se produise la schistosité dans les unités sous-jacentes.

Cette coupe que j'ai décrite sommairement est extrêmement parlante. D'autre part, j'ai fait des observations très semblables dans une coupe passant par la vallée de l'Arve et dans la région où se trouvent les Klippes de Sulens et des Annes; ces lambeaux alignés suivant l'axe du synclinal de Thônes-Aravis, sont dans une situation comparable à celle des Mythen. Là encore, le Flysch situé sous la klippe, au moins dans ses couches supérieures, n'est pas affecté par la schistosité, tandis que les couches sous-jacentes le sont.

Par contre, dans la coupe relevée suivant la vallée du Rhône, en aval de Martigny, coupe comprise entre les deux précédentes, le Flysch de l'Autochtone et celui de la nappe de Morcles présentent une très belle schistosité jusque dans leurs niveaux les plus élevés. En outre, la Molasse rouge du Val d'Illiez, plus jeune que le Flysch, est également atteinte par le clivage de fracture jusqu'à proximité de son contact avec la nappe complexe des Préalpes qui la recouvre. Le front de schistosité atteint ici un niveau plus élevé que dans la coupe du lac des Quatre Cantons située à l'est et dans celle passant par la Klippe de Sulens située à l'Ouest.

On trouvera dans cette observation suivant la vallée du Rhône un argument de poids en faveur de l'intervention de la nappe des Préalpes dans la constitution de la charge statique favorable au développement de la schistosité au cours du diastrophisme. On en déduit aussi que cette nappe s'est avancée comme les autres sur une surface de charriage peu inclinée.

La comparaison des trois profils décrits ci-avant dans la zone helvétique des Alpes nous conduit à un autre résultat assez inattendu. J'ai tracé à cet effet une coupe schématique (Fig. 4) joignant les Klippes de Sulens et des Annes, les Préalpes et les Klippes voisines du lac des Quatre Cantons. Cette coupe montre bien l'allure du front supérieur de schistosité situé dans l'Autochtone à l'ouest, dans les nappes helvétiques à l'est, à la base de la nappe des Préalpes au centre.

Tenant compte du niveau stratigraphique plus élevé du front de schistosité suivant la coupe par la vallée du Rhône, on doit admettre que la charge statique y était plus élevée en cet endroit qu'à l'est et à l'ouest. Le front de schistosité coïncidant approximativement avec la base de la nappe des Préalpes, celle-ci constituait seule la charge; elle devait donc

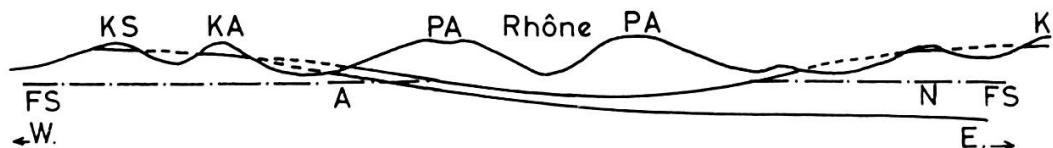


Fig. 4.

Coupe des Annes aux Préalpes et aux Mythen.

K A = Klippe des Annes; K S = Klippe de Sulens;

K M = Klippe des Mythen; P A = Préalpes; N = Nappes helvétiques;

A = Autochtone; F S = Front supérieur de schistosité.

atteindre là sa plus grande puissance; au voisinage de la vallée du Rhône, la base de la nappe des Préalpes correspond à la ligne axiale d'un synclinal transversal. La disposition actuelle est ainsi le reliquat d'une situation antérieure: au moment de sa mise en place, la nappe des Préalpes avait une épaisseur plus grande près de la vallée du Rhône comme elle l'a encore dans la situation actuelle.

Les relevés effectués sur le terrain permettent de faire ressortir cette disposition synclinale transversale actuelle de la nappe. Seule la connaissance des variations du niveau stratigraphique atteint par le front de schistosité est capable de démontrer qu'il en était déjà ainsi au moment de la mise en place de la nappe. On peut en déduire aussi que lors de sa mise en place, la nappe avait déjà subi une diminution de puissance due à l'érosion. C'est une question que nous reprendrons plus loin. Je me contente pour le moment de souligner ce fait important: les inégalités d'épaisseur des nappes comme celles de séries sédimentaires ont une influence sur le niveau auquel se tient le front supérieur de schistosité. Il ne peut en être autrement puisque la charge statique a une influence de premier ordre dans ce domaine.

III. LA SCHISTOSITÉ ET LES PHASES SUCCESSIVES DANS L'ÉDIFICATION D'UNE ZONE PLISSÉE

J'aborde ici un sujet qui, je crois, n'a pas été envisagé jusqu'à présent dans toute son ampleur; j'en ai cependant donné un aperçu dans des travaux antérieurs.

Je prendrai deux exemples:

a) Le premier se rapporte à la Sierra Madre Oriental du Mexique que j'ai eu l'occasion de visiter lors de la session de 1956 du Congrès géologique international, à Mexico [10].

Il y a lieu de faire à ce propos la distinction entre la Sierra Madre et son avant-pays qui s'étend à l'est de la chaîne.

Dans la Sierra proprement dite, le terme le plus récent de la série plissée est le Crétacique supérieur, Santonien, Coniacien; les plis ont leur axe très redressé ou montrent une tendance au déversement vers l'est. Dans la région de Zimapán, près du contact entre le haut plateau mexicain et la Sierra, le Crétacique est recouvert, en discordance angulaire, par un conglomérat renfermant une faune du début de l'Oligocène ou du sommet de l'Eocène.

En tenant compte de l'âge des terrains les plus jeunes affectés par le plissement et de la discordance de stratification, on peut dire que la phase de diastrophisme s'est produite, ou tout au moins achevée, durant l'intervalle compris entre le sommet du Crétacique et le sommet de l'Eocène.

L'examen de la schistosité permet plus de précision. En effet, tous les schistes jusqu'aux niveaux les plus récents encore visibles du Crétacique sont affectés par un clivage de fracture. Pour que celui-ci ait pu se former il était indispensable que le Crétacique fut recouvert par une masse suffisante de sédiments, comme il l'est dans l'avant-pays; cette charge ne pouvait être fournie que par du Cénozoïque. Ceci conduit à admettre qu'à l'emplacement de la Sierra, le Paléocène et l'Eocène ont existé avec une épaisseur suffisante pour constituer, lors du plissement, la charge statique compatible avec la formation du clivage de fracture qui existe depuis le Permien jusqu'au sommet du Crétacique pour le moins. A l'appui de cette affirmation, j'ai fait observer qu'au contact du charriage suivant lequel la Sierra est refoulée sur son avant-pays les couches de Chicontepec de l'Eocène inférieur présentent une schistosité grossière.

Il est donc très probable qu'à l'emplacement de la Sierra, il a existé, comme l'admettent d'ailleurs les géologues mexicains, un géosynclinal où l'Eocène atteignait une épaisseur notable. C'est grâce à cela que, lors du plissement, les couches inférieures de ce terrain comme celles du Crétacique et des étages sous-jacents ont pu prendre la schistosité de fracture.

Si l'on accepte cette manière de voir, on arrive à la conclusion que le plissement de la Sierra Madre proprement dite s'est fait après l'Eocène moyen et avant le dépôt des couches terminales de l'Eocène supérieur.

L'utilisation du critère de la schistosité permet ainsi de réduire fortement l'imprécision quant à l'âge réel du plissement de la Sierra.

Envisageons maintenant son avant-pays. A cet avant-pays correspond le territoire de moindre relief s'étendant à l'est de la Sierra Madre Oriental; du point de vue géologique le Crétacique supérieur et le Tertiaire y dominent largement avec passage progressif de l'un à l'autre. Ces terrains ont essentiellement le facies schisteux; c'est ce qui explique que le relief y est peu élevé par rapport à la montagne voisine.

Au pied de la Sierra, les terrains de l'avant-pays sont plissés de façon assez modérée, dans une bande de territoire relativement étroite; au delà les plis s'atténuent rapidement pour faire place à de larges ondulations; c'est la caractéristique d'un avant pays.

Dans la partie plissée de cet avant-pays, j'ai pu établir facilement le niveau stratigraphique du front supérieur de schistosité; il correspond approximativement à la limite entre le Mésozoïque et le Cénozoïque. Les formations tertiaires ont, par conséquent, constitué la charge statique permettant au clivage schisteux de se développer au moment de l'orogenèse. L'épaisseur de la série concordante comprenant le Paléocène, l'Eocène et l'Oligocène est de 5000 mètres environ.

Je n'ai pas de données suffisamment précises sur les formations plus jeunes du Tertiaire; rien ne prouve, d'ailleurs, qu'elles se sont étendues jusqu'aux endroits correspondant aujourd'hui au pied de la Sierra. On peut en douter, puisque dans la montagne, j'ai rappelé que l'Oligocène est discordant sur le Crétacique.

On sait, d'autre part, qu'une charge statique de 5000 mètres peut déjà suffire pour faire apparaître la schistosité oblique aux strates. Dans ces conditions, on est conduit à admettre que le plissement dans cette partie de l'avant-pays s'est produit pour le moins à la fin de l'Oligocène, voire à une époque plus récente.

Ces observations permettent ainsi d'établir que, dans la Sierra Madre Oriental, le plissement a dû se faire durant l'Eocène (par exemple au cours de l'Eocène moyen ou à son sommet). Par contre dans l'avant-pays, le plissement a pris naissance au plus tôt à la fin de l'Oligocène.

Dans le livret-guide (version anglaise) édité à l'occasion du Congrès géologique international de 1956 (Mexico) il est dit:

« The tectonics of the Sierra are attributed to the orogenic movements of the Laramide Revolution during the early Tertiary. » Grâce à l'étude de la schistosité, il est possible de préciser davantage; en outre, il est aisément de confirmer que le plissement s'est propagé de l'ouest vers l'est, c'est à dire de l'orogène vers son avant-pays, suivant une règle établie pour beaucoup de chaînes plissées.

b) Le deuxième exemple est pris dans les Alpes suisses, plus spécialement dans la zone helvétique. Les terrains des nappes préalpines comme ceux des Klippes sont marqués par un clivage schisteux en relation avec la forme des plis *; ceux-ci contrastent, par leur allure redressée, avec ceux de l'Autochtone ou des nappes helvétiques. Le clivage y existe même là où le substratum immédiat n'en est pas affecté; il en est ainsi directement sous les Klippes des Mythen, des Annes et de Sulens. Lors de leur mise en place, les terrains des Klippes et des Préalpes avaient donc déjà été plissés et la schistosité y existait. Du point de vue de la schistosité comme de la tectonique, les Médianes et les Klippes constituent une entité indépendante de l'Autochtone et des nappes helvétiques; elles ont acquis leur style tectonique au cours d'une phase antérieure.

On y verra la preuve manifeste de l'édification de la chaîne non pas en une fois, mais en une suite de phases se succédant de l'intérieur vers l'avant-pays. Il est admis, en effet, que les Préalpes ont leur origine dans la zone pennique; elles se sont avancées vers le nord après le plissement de leurs terrains et la formation de la schistosité en rapport avec lui. Elles ont contribué à assurer la charge nécessaire au développement de la schistosité dans les nappes helvétiques.

En d'autres termes, la partie interne de l'arc alpin s'est plissée avant sa partie externe de même que celle-ci a pris sa forme tectonique avant le Jura.

Certes, la détermination de l'âge du plissement par les méthodes courantes mettait déjà cette règle en évidence. Il est néanmoins intéressant de constater que l'étude de la schistosité apporte des arguments de poids en faveur de cette thèse.

En conclusion, la situation est la même à ce point de vue dans les Alpes et dans la Sierra Madre Oriental du Mexique.

* J'envisage spécialement les « Médianes » dont la tectonique est moins complexe que celle des nappes ultrahelvétiques.

IV. LA SCHISTOSITÉ ET LA GENÈSE DES ZONES PLISSÉES

Déjà en 1946 [3] j'ai traité de la question délicate de la nature réelle des forces en action au cours de l'édification d'une zone plissée. Je suis persuadé que le relevé de l'allure des déformations mineures dans l'ensemble d'une telle zone peut apporter quelque lumière sur la nature et spécialement sur l'orientation des contraintes auxquelles les roches furent soumises durant la phase de plissement.

Le débitage en feuillets obliques aux strates, caractéristique principalement des roches argileuses, est en relation étroite avec le plissement [11]; on en déduit logiquement que plissement et clivage schisteux ont été produits à l'intervention des mêmes contraintes. Normalement, la schistosité est orientée parallèlement à la direction moyenne du plissement; il en est ainsi, par exemple, tout le long de la courbure de l'arc alpin depuis la Méditerranée jusqu'à la frontière autrichienne; j'ai pu m'en assurer personnellement sur le terrain. D'autre part, l'inclinaison du clivage est en relation directe avec celle du plan axial des plis. Aussi peut-on affirmer, comme on l'admet depuis longtemps, que les joints du clivage schisteux sont disposés perpendiculairement aux contraintes responsables du plissement.

Je vais examiner à ce point de vue une chaîne plissée de structure simple, les Appalaches, que j'ai eu l'occasion de visiter en 1936 [2]. A mes observations personnelles j'ajouterai celles de Nickelsen rapportées dans un mémoire paru en 1956 dans le *Bulletin de la Geological Society of America* [19].

J'ai gardé le souvenir d'un orogène relativement simple dans son allure générale, bien que les plis y soient parfois complexes et très écrasés et que les charriages cisaillants y jouent un rôle important. Je rappellerai tout d'abord, et de façon sommaire, les grandes lignes de la tectonique de ce pays.

Si l'on aborde la région par l'ouest, le plateau de Cumberland donne l'impression d'un avant-pays des plus caractéristique. Les couches y sont subhorizontales dans leur allure générale, allure troublée seulement par un petit nombre d'accidents tectoniques: anticlinaux surbaissés et traces de fractures au contact desquelles les couches sédimentaires sont localement redressées; ces failles correspondent à des surfaces de charriage voisines de l'horizontale dans leur allure générale. Dans

toute l'étendue du plateau de Cumberland, le Pennsylvanien domine largement en affleurement; vers l'ouest les couches se relèvent doucement et les terrains plus anciens apparaissent formant le flanc oriental du bombardement de Cincinnati.

Le bord oriental du pays tabulaire du Cumberland est limité par un escarpement à l'est duquel s'étend un territoire à couches plissées et faillées; Wilson et Stearns le désignent sous le nom de « Valley and Ridge Province ». Les terrains paléozoïques y sont largement représentés depuis le Mississippien prolongeant celui du Cumberland Plateau jusqu'au Cambrien formant la base des terrains paléozoïques et reposant en discordance de stratification sur le Cristallophyllien (Précambrien) s'étendant à l'est et formant l'axe tectonique de la chaîne.

Dans la Valley and Ridge Province, le plissement va en augmentant d'intensité de l'ouest vers l'est; au voisinage de l'escarpement oriental du Cumberland Plateau, les plis sont d'allure tranquille, du type des plis droits assez surbaissés; plus à l'est ils sont plus serrés et tendent à se déjeter ou à se déverser vers l'ouest; dans le Cambrien, ils sont souvent isoclinaux et ont l'aspect de plis couchés poussés vers l'ouest.

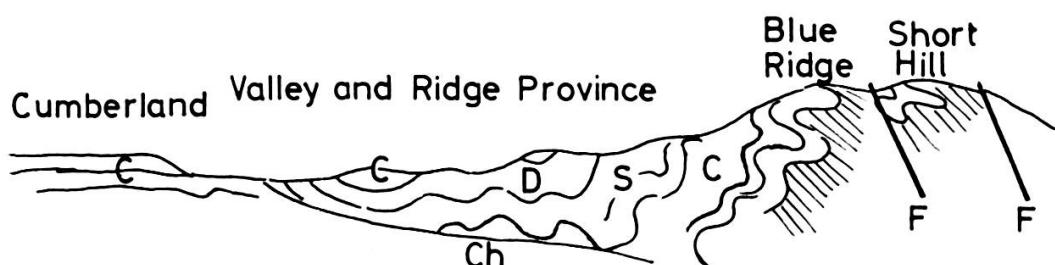


Fig. 5.

Coupe schématique de la chaîne appalachienne.

C = Carbonifère; D = Dévonien; S = Silurien; C = Cambrien; en hachuré, Cristallophyllien; F F = failles; Ch = Surface de charriage.

L'épaisseur des terrains dans cette partie de la chaîne appalachienne va en croissant de l'ouest vers l'est de telle manière que les plis vont en s'approfondissant jusqu'à proximité de la ride axiale de Cristallophyllien. Malgré cela, les terrains les plus récents de la série, ne sont représentés que dans les synclinaux les plus proches du plateau de Cumberland.

La zone plissée est caractérisée, en outre, par des failles et des charriages, ainsi que j'ai pu m'en rendre compte personnellement sur le terrain. A titre d'exemple, le Carbonifère apparaît en fenêtre sous le Silurien. En réalité, on peut croire que la majeure partie des terrains

plissés affleurant dans la zone moyenne des Appalaches repose en profondeur sur une surface de charriage, voire sur une zone plus ou moins épaisse correspondant à la superposition de plusieurs accidents de cette nature.

La figure 5 n'a pour objet que de donner une idée schématique de la structure de la chaîne en montrant notamment les relations réciproques de ses diverses parties.

Le Cambrien, riche en quartzite, c'est-à-dire la base du Paléozoïque de la série plissée, forme la crête dite Blue Ridge; à l'est de celle-ci s'étend le Cristallophyllien métamorphique et très plissé; il correspond à l'axe tectonique. Toutefois dans cette large zone de Précambrien s'intercale une bande étroite de Cambrien désignée, dans le mémoire de Nickelsen, sous le nom de Short Hill; les roches y sont disposées en plis couchés déversés vers l'ouest; elle est bordée du côté ouest par une faille redressée. Elle apparaît ainsi comme ayant été détachée de la masse principale et descendue par rapport à celle-ci le long de cette fracture.

Telle est l'allure générale de la chaîne plissée des Appalaches depuis son avant-pays où domine le Carbonifère jusqu'à sa zone axiale formée essentiellement de Précambrien. C'est en principe un orogène où l'on reconnaît les traits structuraux fondamentaux de la plupart des grandes régions plissées; cependant, dans son allure générale il présente une tectonique simple par rapport à l'Ardenne et surtout aux Alpes. Il n'est en somme qu'une grande ride anticlinale faillée bordée vers l'ouest par une zone synclinoriale passant vers l'intérieur du continent à un avant-pays tabulaire d'apparence tranquille malgré la présence des failles de charriage presque parallèles aux strates.

La genèse d'une telle région plissée à tectonique simple paraît devoir s'expliquer aisément par la seule intervention de poussées tangentielles dirigées de l'Océan vers le Continent.

Il est aisé d'imaginer, en effet, que des efforts dirigés suivant l'horizontale puissent provoquer la formation de plis couchés aussi bien que de plis droits et soient capables de déclencher des charriages importants. Cependant la disposition du clivage schisteux oblique aux strates, tout spécialement au voisinage de la zone axiale, laisse à penser que la genèse de la chaîne plissée peut être envisagée d'autre manière.

Il est généralement admis que les feuillets de schistosité sont disposés normalement aux contraintes agissant sur les roches pour les

déformer au cours de la phase de plissement, à condition qu'aucun obstacle local ne les fasse dévier.

Les coupes dressées par Nickelsen sont très parlantes; les plis du Cambrien, dans la bande dite Blue Ridge comme dans la bande de Short Hill sont fortement déversés vers l'ouest, plis souvent très serrés, presque isoclinaux par places; les couches sont affectées par une schistosité de flux très apparente, dont les feuillets sont parallèles à l'axe des plis, suivant la règle générale. L'inclinaison de ces feuillets est donc voisine de l'horizontale, comme celle des surfaces axiales des plis.

Une conclusion paraît devoir s'imposer: les plis du Cambrien dans la zone axiale de la chaîne des Appalaches n'ont pas pu être formés par une poussée tangentielle; ils sont dus à l'intervention, en ordre principal tout au moins, d'une contrainte verticale.

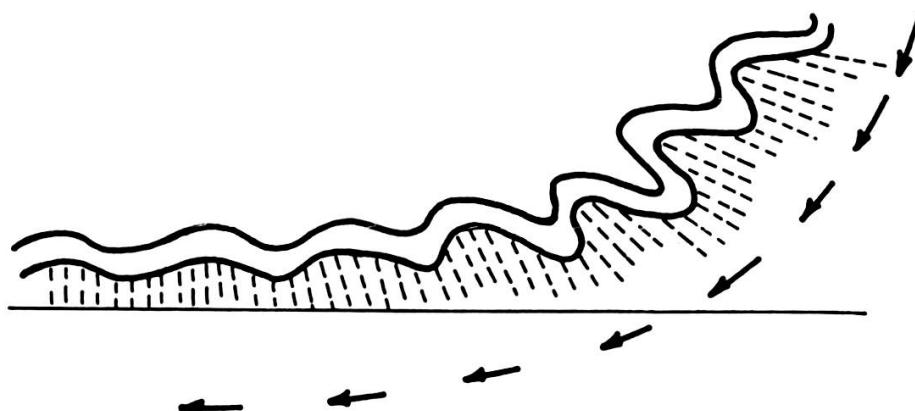


Fig. 6.

Schéma montrant les variations dans l'allure des plis et dans la disposition du clivage schisteux.

De l'axe de la chaîne à l'avant-pays, le front supérieur de schistosité atteint un niveau de moins en moins élevé dans la série stratigraphique; c'est la conséquence des variations systématiques de puissance telles qu'elles sont indiquées dans la figure 5. C'est, une fois encore, l'application d'une règle bien connue.

En même temps, l'allure des plis se modifie; tandis qu'ils sont serrés et à plan axial peu incliné dans l'axe de la chaîne (Blue Ridge et Short Hill) ils deviennent de plus en plus ouverts et à plan axial plus redressé, quand diminue la distance à l'avant-pays.

De même le clivage schisteux se redresse progressivement pour prendre une inclinaison de plus en plus forte de l'est vers l'ouest. Une telle disposition des plis et du clivage peut être schématisée par la figure 6.

Sur cette figure, j'ai représenté aussi par des flèches le sens dans lequel ont agi les contraintes conduisant à la tectonique actuelle de la chaîne. Ces sollicitations sont disposées suivant une courbe à concavité tournée vers le haut, comparable à la trajectoire des filets d'eau en mouvement dans une nappe liquide, sous la seule action de la gravité.

Si l'on veut bien se reporter à la figure 5, on remarque que la ride soulevée est, en quelque sorte, compensée par la zone synclinoriale comprise entre la zone axiale de Précambrien et l'avant-pays du Cumberland à allure tranquille. Dans les conceptions sur la tectogenèse, il faut tenir compte de ce mouvement compensatoire ; il permet en effet de comprendre que les plis couchés ou très déversés de la zone axiale soient poussés vers la zone de dépression voisine.

A cet égard, la thèse exposée ci-avant s'apparente aux théories qui font intervenir la gravité comme cause déterminante de la genèse du plissement. L'explication proposée diffère cependant du cas particulier de l'écoulement superficiel par gravité, qui ne peut se faire que dans une zone très proche de la surface, incompatible avec la charge nécessaire pour produire la schistosité de flux telle qu'elle existe dans les couches inférieures influencées par le plissement appalachien.

Si l'on part, au contraire, de l'idée que, même en profondeur, les plis tendent à se déverser des zones surélevées vers les zones déprimées, on comprend sans peine la situation observée dans les Appalaches, comme on comprend la genèse des plis secondaires dans la coupe du lac des Quatre Cantons où l'Autochtone et les nappes superposées esquisse une large allure synclinoriale (Fig. 3).

En permettant de préciser plus sûrement le sens des contraintes, la schistosité est d'un secours précieux pour la compréhension du mode de formation d'une zone plissée. Certes la genèse d'une telle zone est un phénomène complexe et s'il est relativement aisé d'expliquer la formation des plis et leur déversement par la connaissance des contraintes en action, il est plus difficile de concevoir la translation sur de grandes distances des masses charriées. Dans la zone plissée elle-même, la présence d'accidents de ce genre se comprend assez aisément, car on peut admettre qu'il s'agit de l'accentuation des plis par exagération des efforts. Il n'en est plus de même lorsqu'on envisage les charriages en terrains subhorizontaux tels qu'ils ont été décrits dans le plateau du Cumberland. Peut-être convient-il dans ce cas de se reporter à la thèse défendue par M. K. Hubbert et W. W. Rubey en 1959 [17]. La pression de l'eau

contenue dans les sédiments peut s'être élevée jusqu'à approcher la limite de flottation de la masse déplacée, ce qui a grandement facilité la déformation des roches et le transport des masses charriées qui se font sous l'action d'une poussée par l'arrière ou d'un glissement par gravité sur une surface inclinée.

Je ne m'arrêterai pas à cette question spéciale; en rappelant cette thèse, j'ai seulement voulu montrer que la formation des nappes jusque dans les terrains subhorizontaux n'est pas un obstacle à l'explication de la tectogenèse à l'intervention d'efforts verticaux en ordre principal; cette intervention est prouvée par l'observation de la schistosité.

Dans les chaînes plissées à tectonique plus complexe, comme les Alpes, il est plus difficile de dire si la règle exposée pour les Appalaches est d'application. Cependant j'y ai trouvé des manifestations qui ne la contredisent pas et qui peuvent être invoquées en sa faveur. Il en est de même dans les Apennins.

Dans ces deux orogènes j'ai fréquemment noté la présence de plis à plan axial peu incliné où les bancs schisteux sont clivés parallèlement à ce plan; dans les mêmes plis, des bancs résistants de grès ou de calcaire sont traversés par des veines d'étirement présentant le même aspect sur le flanc renversé comme sur le flanc normal. Il n'est pas douteux qu'une telle disposition des plis, du clivage schisteux et des veines d'étirement est la preuve supplémentaire de l'intervention d'une force d'écrasement orientée normalement au clivage, c'est-à-dire subverticale.

Le relevé systématique de la disposition du clivage schisteux donne ainsi de façon approximative l'orientation des contraintes en action lors de la formation de l'orogène.

Je ne reprendrai pas ici les descriptions que j'ai données antérieurement pour la chaîne alpine [4, 5, 6].

Il me suffira de rappeler que, dans l'Autochtone, les nappes helvétiques et la zone pennique, les feuillets de schistosité ont, en général, une inclinaison faible vers l'axe de la chaîne. Des exceptions à cette règle s'expliquent par la présence de massifs résistants, le voisinage du front des nappes, les zones dites des racines.

Une telle disposition du feuillement est en harmonie avec la tectonique générale des Alpes, caractérisée par ses nappes et ses grands plis couchés. Elle indique de toute manière que les contraintes responsables de cette structure n'étaient pas dirigées horizontalement dans leur disposition générale, mais devaient se rapprocher davantage de la verticale.

Je renvoie à cet égard à la coupe du lac des Quatre Cantons reproduite à la figure 3 sur laquelle l'allure du clivage a été indiquée.

A l'appui de la thèse défendue, je reproduis aussi la coupe que j'ai déjà donnée allant du Prättigau à la fenêtre de la Basse Engadine (Fig. 7).

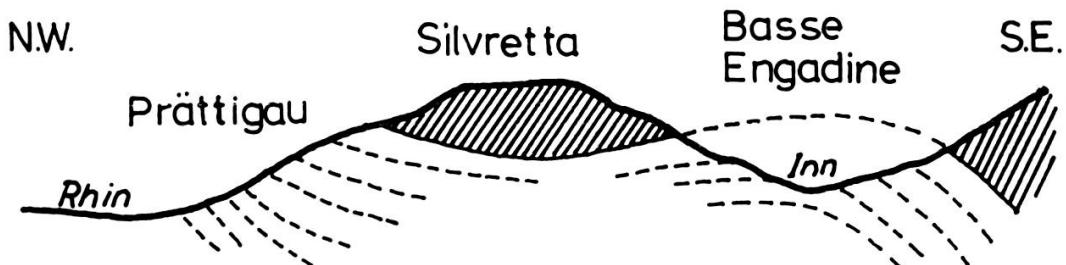


Fig. 7.

Allure de la schistosité entre le Prättigau et la Basse-Engadine.
La schistosité est représentée en traits interrompus.

Je suis arrivé à des résultats comparables au cours de mes recherches dans l'Apennin septentrional [12].

A part les zones à métamorphisme exagéré comme la fenêtre de Carrara et quelques autres endroits, de façon générale les terrains de cette partie de la chaîne sont peu évolués du point de vue lithologique; la schistosité y est inégalement développée et une grande partie de la région plissée est au-dessus du front supérieur de schistosité.

Là où le clivage est bien développé et de caractère régional, son inclinaison est faible et souvent très voisine de l'horizontale, en accord, d'ailleurs, avec l'allure de beaucoup de plis secondaires dont le plan axial est très peu incliné.

En appliquant les conclusions précédentes, on doit admettre l'intervention de contraintes subverticales pour expliquer la tectonique de cette partie de la chaîne; celle-ci est donc bâtie conformément au plan indiqué précédemment pour les Appalaches.

Le cas des Pyrénées est relativement simple si l'on s'en tient aux grandes lignes de la tectonique: Sur un axe de terrains paléozoïques cristallins et cristallophylliens repose, de part et d'autre, une couverture de Mésozoïque et Cénozoïque que percent par endroits des massifs de roches plus anciennes. La disposition des plis est celle d'une allure en escalier descendant vers l'Aquitaine sur le versant nord, vers la dépression de l'Ebre sur le versant espagnol.

De manière systématique, les feuillets de schistosité inclinent vers le sud sur le versant français, vers le nord sur l'autre versant. L'inclinaison du feuillement est très différente de part et d'autre; assez forte sur le versant nord, elle ne dépasse pas 30° et est même parfois voisine de l'horizontale sur le versant méridional.

Si l'allure en éventail de la chaîne peut s'expliquer par la seule intervention de poussées tangentielles, une telle manière de concevoir la genèse tectonique des Pyrénées cadre mal avec la disposition du clivage et surtout avec sa faible inclinaison sur le versant méridional. Aussi, il est permis de croire qu'ici encore les efforts verticaux ont joué un rôle prépondérant dans le développement de la tectonique posthercynienne des Pyrénées.

A l'appui de cette thèse, je pourrais citer encore d'autres exemples pris en Belgique, en Angleterre, en Amérique, mais ceux que j'ai envisagés sont suffisamment démonstratifs. De toute manière une conclusion paraît devoir s'imposer à l'esprit: le relevé systématique de la schistosité peut apporter une aide précieuse pour la compréhension de la genèse des zones plissées.

Dans son étude mentionnée ci-avant, R. P. Nickelsen a montré que le clivage de flux a été déformé par des ondulations de faible amplitude. En outre, en relation avec ces mouvements, le premier clivage a été affecté par un second d'allure et d'intensité beaucoup moins que l'auteur désigne sous le nom de « Slip cleavage ». Les figures accompagnant la description sont très parlantes. Ce Slip cleavage, contrairement au clivage de flux, est très redressé; il est parfois disposé en éventail lorsqu'il s'est produit à l'endroit d'une ondulation du clivage antérieur.

Il n'est pas douteux qu'il s'agit en l'occurrence de déformations mineures dues à une reprise des efforts; cependant à l'endroit des observations, les contraintes étaient orientées tout autrement que lors de la production du clivage de flux originel.

J'ai observé en Ardenne avec deux de mes collaborateurs J. Graulich et L. Lambrecht, des remaniements parfois importants du clivage schisteux; il s'agit de déformations dues à des contraintes ayant un autre point de départ que celles responsables du premier clivage. Il semble que ce soit un phénomène fréquent dans les orogènes. La schistosité, cette fois encore, permet de faire des hypothèses à ce sujet.

Convient-il d'appliquer cette thèse de l'influence prépondérante des efforts verticaux à la tectogenèse dans la catazone profonde? Les travaux

de nombre de géologues: Anderson, Sederholm, Metzger, Commins et Shackleton, Noe- Nygaard et Berthelsen, E. Wegmann, P. Michot* ont mis en évidence la structure en grands plis couchés des roches métamorphiques de la catazone profonde. Dans ces roches de cristallinité très développée, il ne peut être question de rechercher la schistosité oblique aux strates ou le microplissement; c'est le domaine de la foliation. Cependant, il ne faut pas perdre de vue que les roches de la catazone profonde apparaissent en surface grâce à l'érosion à l'endroit d'aires anticlinales. Si l'on se reporte à la chaîne des Appalaches, qui m'a servi de modèle, on constate que c'est dans l'axe anticlinal à terrains pré-cambriens que la schistosité prend l'allure horizontale et confirme ainsi la probabilité de l'intervention de contraintes subverticales.

Les travaux de P. Michot en Norvège [18] mettent également en lumière un fait important: les déformations en plis couchés donnant l'impression d'une grande allure tranquille ont été remaniées par endroits au cours d'une phase plus récente de la tectogenèse; il en est résulté une tectonique en plis redressés, qui contraste avec l'allure originelle.

Nickelsen, dans les Appalaches, a montré le remaniement de la schistosité de flux peu inclinée, par la formation d'ondulations et de joints de clivage verticaux. C'est, à petite échelle, une modification comparable à celle signalée en Norvège méridionale par P. Michot. Toutefois dans les zones superficielles, l'allure de la schistosité peut faciliter l'interprétation des faits observés.

V. GRANITISATION ET DEFORMATIONS MINEURES (Schistosité, microplissement etc.)

J'ai traité cette question dans un mémoire paru en 1959 [14]. Depuis lors j'ai eu l'occasion de procéder à de nouvelles recherches notamment dans le Massif armoricain et dans les Vosges hercyniennes; j'ai pu préciser ainsi les conclusions exposées dans ce mémoire. Je vais essayer de montrer très brièvement l'intérêt de l'étude de la schistosité et autres déformations mineures dans les régions caractérisées par le développement des granites et roches similaires; c'est le cas notamment pour le massif armoricain.

* On trouvera des références bibliographiques dans l'ouvrage de P. MICHOT: *La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre* [18].

Lorsqu'il s'agit de granite d'anatexie, engendré dans les grandes profondeurs, entouré de gneiss, puis de micaschistes, entourés à leur tour par des roches phylliteuses, et ensuite par des roches normales, le granite est le stade ultime de l'évolution des roches sédimentaires; il n'est pas l'agent responsable de la foliation des roches encaissantes, ni du microplissement ou de la schistosité qui affectent les sédiments situés de plus en plus loin. Ces déformations se seraient faites dans le même ordre si l'évolution n'avait pas atteint en profondeur le stade de granitisation.

Il en est tout autrement pour les granites en massifs circonscrits ou granites discordants, dont le contact avec les terrains encaissants est beaucoup plus net. Autour de tels massifs, dans des régions où ne s'est pas développée la schistosité à caractère régional, on observe parfois la présence d'une auréole entourant le granite dans laquelle la schistosité, voire le microplissement ou même la foliation se sont développés; des déformations mineures existent ainsi là où elles n'auraient pas pu se produire sous la seule action de la charge statique. On est tout naturellement porté à en rendre responsable le granite voisin.

Avec l'aide de mes distingués collaborateurs et amis, le Professeur Cl. Pareyn et le Maitre Assistant F. Doré, de l'Université de Caen, nous avons pu étudier la question pour plusieurs massifs granitiques ou granodioritiques de Normandie et de Bretagne complétant ainsi les données contenues dans mon mémoire de 1959.

J'ai pu démontrer notamment, que le granite discordant, considéré à son emplacement actuel, ne peut pas avoir produit la schistosité, le microplissement ou la foliation dans cette auréole. En effet, ce granite recoupe les macrostructures; il leur est donc postérieur; les déformations mineures, au contraire, sont en relation étroite avec ces macrostructures. C'est la raison pour laquelle j'ai attribué le développement des déformations mineures non pas au granite voisin mais à un centre de granitisation situé en profondeur; ce centre dont l'apparition date du début de l'orogenèse a donné aux roches surincombantes une plus grande déformabilité compensant ainsi le déficit de la charge statique. Au cours de la phase majeure du diastrophisme, les roches argileuses ont pu, malgré l'insuffisance de charge statique, se cliver, se microplisser ou même accentuer les caractères de leur stratification pour prendre la foliation comparable à celle des gneiss et des micaschistes. Ces divers effets sont en connexion étroite avec la profondeur, c'est à dire avec la distance au centre de granitisation.

Au cours de la phase de diastrophisme, le granite s'est élevé lentement vers la surface; il a fini par recouper, sous forme de massifs circonscrits, les roches dans lesquelles il avait facilité la production des déformations mineures. En même temps, par apport de chaleur et par ses éléments fugaces, il a provoqué des changements dans la composition lithologique des terrains à son contact. Dans les zones relativement profondes, là où l'écart de température était modéré entre le granite et le terrain encaissant, la texture n'a pas été modifiée, mais des minéraux nouveaux ont pris naissance; c'est ainsi que des micaschistes ont été transformés en gneiss. Par contre, plus près de la surface, le granite venant en contact avec les roches à basse température a engendré les cornéennes; la composition minéralogique des roches argileuses est quelque peu modifiée par une fine cristallisation, mais le changement est surtout apparent dans la texture: le feuillement oblique à la stratification a disparu ou il ne reste plus qu'une *schistosité résiduelle*. Celle-ci est le reliquat des déformations mineures engendrées durant une phase antérieure de l'évolution; la cornéenne en caractérise la phase finale.

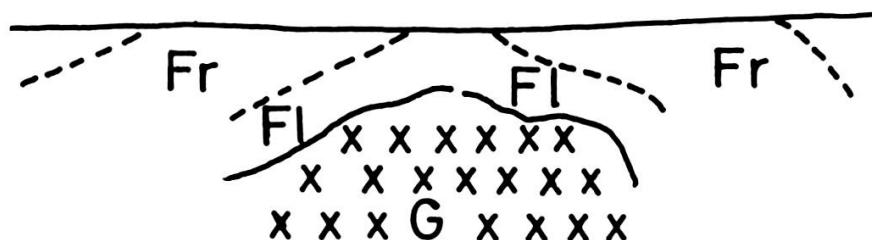


Fig. 8.

Schéma d'un massif granitique resté en profondeur et entouré en surface d'une zone à schistosité de flux (Fl) puis d'une zone à schistosité de fracture (Fr).

Par le relevé des déformations mineures, il est donc possible de préciser les phases successives des transformations dans les pays à granites en massifs circonscrits.

Ces considérations conduisent à une autre conclusion: la mise en place des granites tels qu'ils apparaissent aujourd'hui à l'observateur a demandé un temps très long, depuis la formation d'un centre de granitisation au début de l'orogenèse jusqu'à la mise en place des massifs circonscrits; ceux-ci ne sont vraisemblablement que des apophyses de ce centre; ils se sont développés lentement pourachever leur mise en place après la phase majeure du diastrophisme.

Comme conséquence pratique, dans une région plissée exempte normalement de schistosité régionale, la présence d'une zone localisée où existe le clivage schisteux, indique la probabilité de la présence du granite à peu de distance sous la surface, même si cette roche n'apparaît pas en affleurement, parce que non encore dégagée par l'érosion. Au cas où, dans une partie de cette zone à schistosité, il existerait du clivage de flux au lieu du clivage de fracture, ce serait l'indication de l'endroit où le granite est plus proche de la surface. C'est ce que montre le croquis Figure 8.

Ce schéma se rapporte au cas d'un massif circonscrit mis en place dans une zone assez profonde où l'écart de température est faible entre le granite et les terrains encaissants. Au contraire, s'il s'agissait d'une zone proche de la surface, il y aurait lieu de remplacer par la cornéenne massive la partie interne de l'enveloppe représentée sous la notation *Fl.*

BIBLIOGRAPHIE

1. P. FOURMARIER, De l'importance de la charge dans le développement du clivage schisteux. *Bull. Cl. sc. Acad. roy. Belg.*, octobre 1923. Bruxelles.
2. —— Essai sur la distribution, l'allure et la genèse du clivage schisteux dans les Appalaches. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 60, *Mém.* 1936-1937, Liège.
3. —— Efforts tangentiels et efforts verticaux dans la tectogenèse. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 69. *Bull.*, 1946, Liège.
4. —— Observations sur le comportement de la schistosité dans les Alpes. *Ann. Hébert et Haug*, t. VII. *Livre jubil. Ch. Jacob*. Paris, 1949.
5. —— La schistosité dans les terrains et la bordure externe des Alpes entre l'Ubaye et la Méditerranée. *Publ. Congr. Toulouse Assoc. franc. avanc. Sciences*, 1950.
6. —— Essai sur le comportement et l'allure de la schistosité et des joints connexes dans la zone pennique des Alpes franco-italiennes et son environnement. *Archives des Sciences*, vol. 5, fasc. 6, 1952. Genève.
7. —— Remarques au sujet de la distribution de la schistosité dans les Pyrénées (Note préliminaire). *Bull. Soc. géol. France*, 6^e série, t. I, 1952. Paris.
8. —— Schistosité et grande tectonique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 76, *Bull.* 1953. Liège.
9. —— Le front supérieur de schistosité dans le Dévonien de la Moselle. *Bull. Cl. Soc. Acad. roy. Belg.*, 5^e sér., t. XL. 1954, Bruxelles.

10. —— Le critère de la schistosité dans la détermination de l'âge d'une phase orogénique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 80. *Bull.* 1956, Liège.
11. —— Schistosité et forme des plis. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 79. *Bull.* 1956, Liège.
12. —— Observations sur le développement et l'allure de la schistosité dans l'Apennin septentrional. *Archives des Sciences*, vol. 10, 1957. Genève.
13. —— Un moyen de contrôle peu usité en paléogéographie: la Schistosité. *Rev. génér. Sc. pures et Appl.*, t. 66, 1959. Paris.
14. —— Le granite et les déformations mineures des roches (schistosité, microplissement, etc.). *Mém. Cl. Sc. Acad. roy. Belg.*, 1959. Bruxelles.
15. —— Quelques considérations à propos de l'influence du granite sur les déformations mineures des roches. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t 84 *Bull.*, 1961. Liège.
16. P. FOURMARIER et W. VAN LECKWIJCK, La schistosité dans le Namurien d'Arnsberg (Westphalie) et dans les terrains sous-jacents. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belg.*, 5^e sér., t. 41, 1955. Bruxelles.
17. N. K. HUBBERT and W. W. RUBEY, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Bull. geol. Soc. America*, vol. 70, n^o 2, 1959.
18. P. MICHOT, La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 80. *Bull.* 1956. Liège.
19. R. P. NICKELSEN, Geology of the Blue Ridge near Harpers Ferry, West Virginia. *Bull. geol. Soc. America*, vol. 70, n^o 2, 1959.
20. Ch. W. WILSON and R. W. POWERS, Structure of the Cumberland Plateau, Tennessee. *Bull. geol. Soc. America*, vol. 69, n^o 10, 1958.