

Plis couchés,

par L. ULBO DE SITTER (1).

SUMMARY. — *Recumbent folds are followed up through their widely variable forms and occurrences. Some are recognised as due to gravity gliding and some to later tilting. Others are bound to the metamorphic zones of orogenes, of which the deeper ones seem to be due to rheomorphism and the higher ones to gravity gliding. These different origins are related also to the distribution of recumbent folds in a mountain chain either in the border zone or in the centre, the first group being gravitative or tilted, the second group gravitative or rheomorphic in metamorphic rocks.*

(1) Professeur en Géologie structurale à l'Université de Leiden, Pays-Bas.

INTRODUCTION.

Dès le moment où je me suis rendu compte que la genèse des plis couchés ne peut se comprendre en les classant simplement parmi les plis d'écoulement par gravité (DE SITTER, 1954), je les ai rencontrés partout dans le monde. En effet, ils sont beaucoup plus fréquents dans les roches métamorphiques que dans les structures superficielles et dans bien des coupes, où la structure des roches métamorphiques a été esquissée schématiquement comme un plissement à plan axial vertical ou incliné, on rencontre en réalité des plis couchés en abondance.

Par pli couché j'entends tout pli dont le plan axial est quasi horizontal et dont le flanc inverse est aussi complet que le flanc normal. Cette définition exclut toutes les structures de chevauchements où les flancs inverses sont absents ou fortement atténués.

L'importance des plis couchés comme type structural est démontrée par l'observation suivante. On peut reconnaître presque toujours des zones longitudinales dans une chaîne de montagne qui se distinguent entre elles par leurs structures spéciales. Quelques-unes de ces zones sont quelquefois caractérisées justement par des plis couchés, d'autres, par des plis à plan axial subvertical, d'autres encore, par l'attitude inclinée du plan axial.

En partant du principe que la direction de la force de déformation est, en général, perpendiculaire aux plans axiaux des plis, on arrive à la conclusion que les plis verticaux sont dus à une force latérale et, en conséquence, que les plis couchés sont le résultat d'une déformation due à la seule force verticale que nous connaissons, la gravité.

Nous nous emploierons tout d'abord à prouver que cette conclusion est justifiée dans plusieurs cas.

PLIS COUCHÉS SUPERFICIELS.

En comparant premièrement un pli couché à un pli vertical, on verra que toutes leurs caractéristiques sont identiques sauf leur position. Dans les deux cas, le clivage est rigoureusement parallèle au plan axial, les couches « compétentes » et « incompétentes » réagissent de la même manière et on peut trouver parmi les plis couchés les mêmes types que dans les plis verticaux : plis de clivage, plis en accordéon, plis arrondis (concentriques) (fig. 1, 2, 3 et 4).

Il n'y a aucune raison de supposer une relation différente entre la direction de la tension et le pli pour les plis verticaux que pour les plis couchés. Au contraire, il semble bien que le pli couché simple est dû à la gravité.

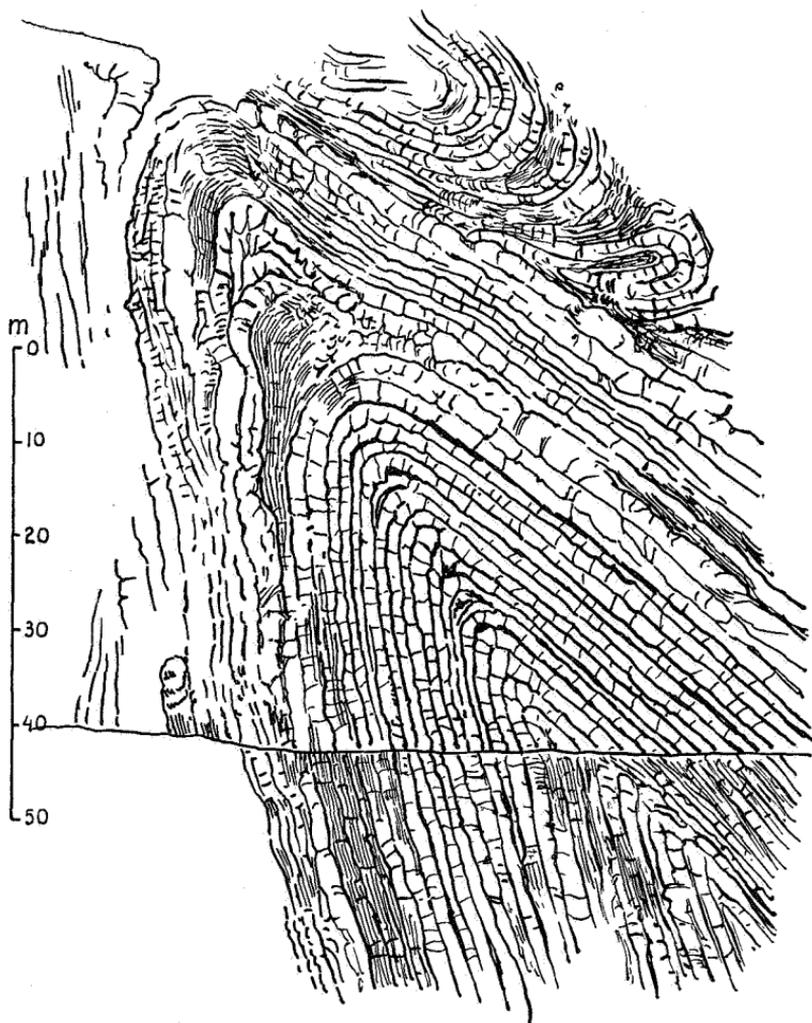


FIG. 1. — Pli subvertical dans le Dévonien du Valle de Arán, Pyrénées, centre de la zone axiale.

Un cas un peu spécial se présente dans les plis couchés dus à un « slump ». Dans ce type de déformation syngénétique on rencontre souvent des microplis couchés de grès, plus ou moins

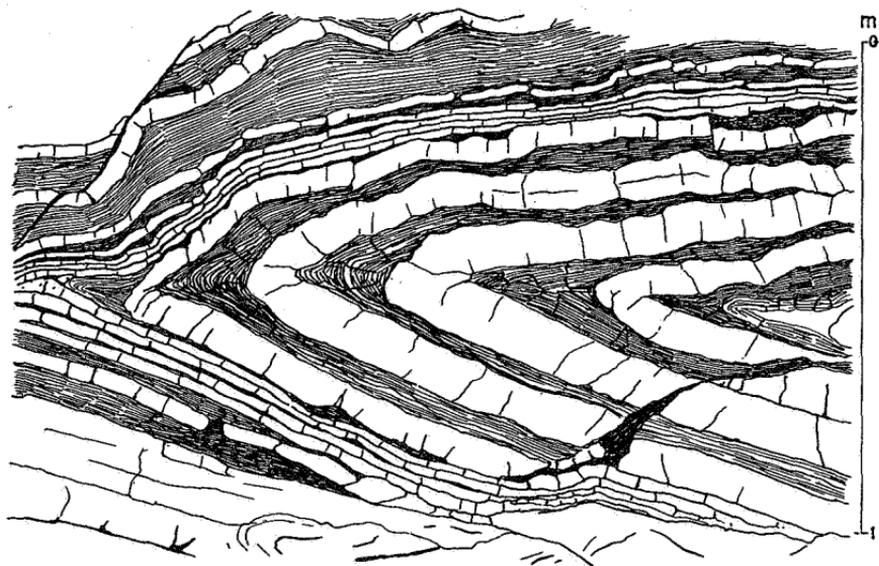


FIG. 2. — Pli couché dans le Dévonien de Cornwall.

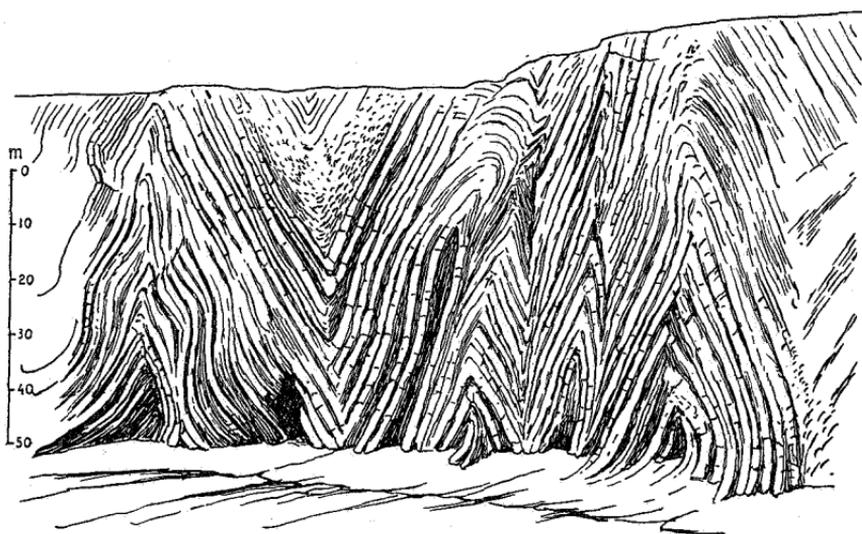


FIG. 3. — Plis en accordéon verticaux, Carbonifère du Devonshire, Hartland Quay.

isolés dans la masse argileuse, plis dont l'origine gravitaire ne fait pas de doute. Les plus beaux d'entre eux m'ont été indiqués par le Professeur GILL, de Trinity College, à Dublin, dans le Carbonifère de Clare County dans les falaises de la côte occi-

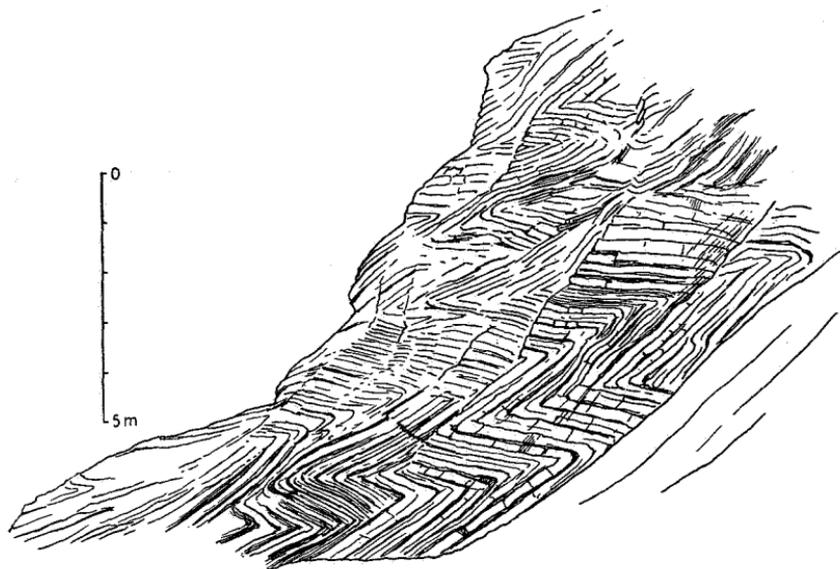


FIG. 4. — Plis en accordéon couchés, Carbonifère, Milhook, Cornwall.

dentale d'Irlande (fig. 5). Il est vrai que, là aussi, on pourrait à la rigueur supposer que ces plis sont dus à un mouvement latéral, à une poussée de la masse vaseuse en mouvement comme le Professeur GILL le propose, mais il me semble que justement l'entassement de ces plis à flanc inverse inaltéré s'oppose à cette manière de voir.

Déjà dans une note précédente (DE SITTER, 1954) j'ai prouvé que les plis couchés avec flanc inverse complet, ne s'expliquent pas par chevauchement dû à une contraction latérale puisque dans ce cas, la gravité s'oppose à l'entassement en hauteur, tandis qu'elle favorise un écoulement remplissant une fosse.

La deuxième condition pour qu'un pli couché puisse être regardé comme dû à un écoulement est qu'il existe un plan incliné le long duquel le glissement a eu lieu.

Les « slumps » de Clare County montrent plusieurs de ces plans de glissements et dans les affleurements des plis en accor-

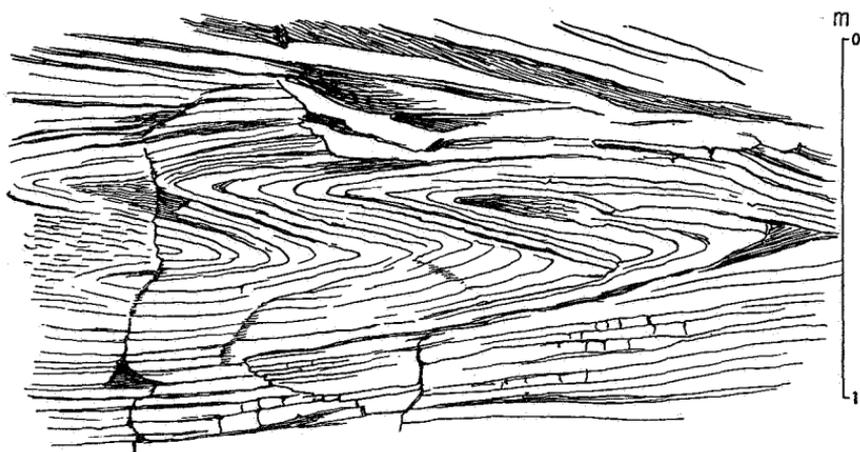


FIG. 5. — Plis couchés dans un slump du Carbonifère du Clare County, Irlande.

Les couches déformées syn-génétiques sont couvertes par un grès non déformé, absent sur le dessin. La déformation tectonique de l'ensemble est très faible.

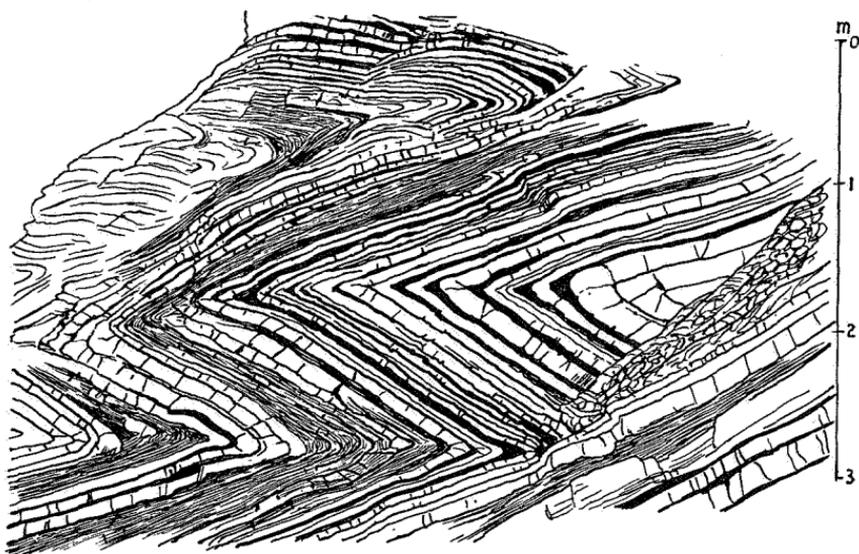


FIG. 6. — Pli couché en accordéon de Milhook, Cornwall, agrandissement d'un des plis de la figure 4.

déons de Milhook on peut également les observer (fig. 6 et 7).

Une autre caractéristique d'un pli d'écoulement en relation avec un glissement est que le flanc normal est souvent plus long et plus horizontal que le flanc inverse, mais cette particularité n'a pas une valeur décisive puisqu'elle caractérise

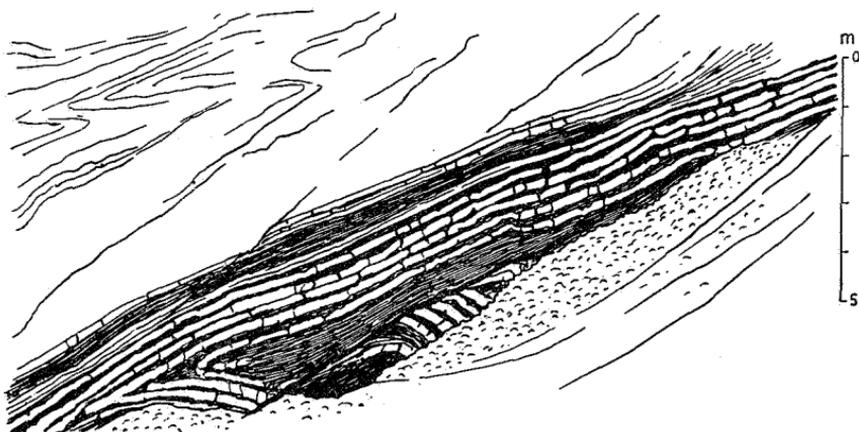


FIG. 7. — Pli couché en accordéon de Milhook, montrant un plan de glissement.

également les plis à chevron dus à un glissement chevauchant le long de plans obliques inclinés à la force (voir p. 223, DE SITTER, *Structural Geology*). La figure 7 montre bien cette particularité et on peut l'observer également dans la figure 8 qui représente un des nombreux plis couchés du Dévonien inférieur sur la rive droite du Pallaresa (Pyrénées centrales méridionales). A cet endroit, les calcaires lités du Dévonien ont glissé sur leur substratum très tendre de schistes ampéliteux du Gothlandien vers le bas du flanc vertical d'un bombement formé par une masse de schistes sériciteux de l'Ordovicien. Le plus bel exemple de tels plis en cascade que j'ai trouvé se trouve sur une photographie prise par KUGLER (1939) en Russie et dont la figure 9 donne le dessin. Tous ces exemples s'appliquent à des plis relativement petits et superficiels. Quand ils sont plus vastes, leur représentation dépend de la cartographie et de l'interprétation du géologue. Toutefois, il existe un exemple grandiose et spectaculaire dans les plis couchés du Crétacé supérieur et de l'Éocène au Sud du mont Perdu déjà cité dans une note précédente

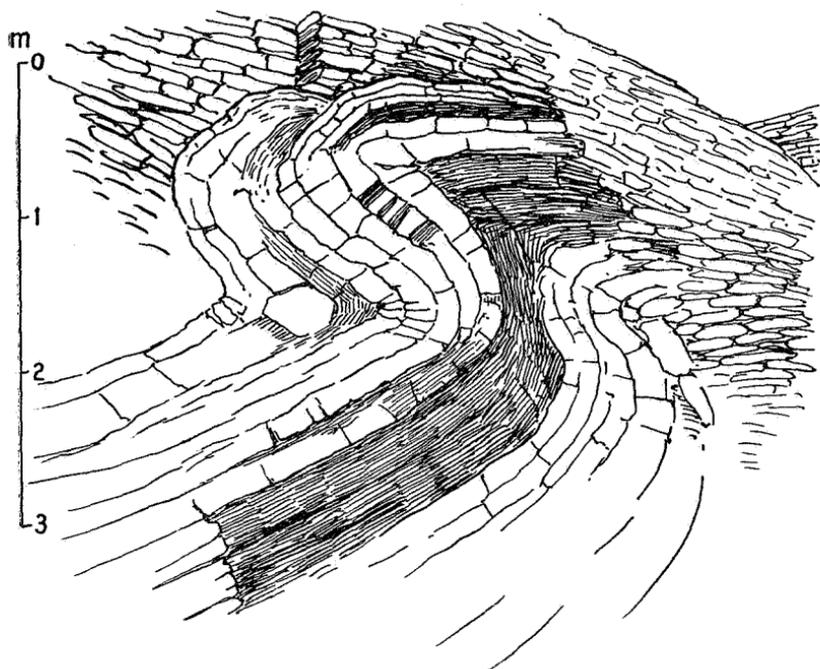


FIG. 8. — Pli couché du Dévonien de la Noguera de Pallarsa près de Rialp, Pyrénées centrales.



FIG. 9. — Plis couchés dans l'Aptien de Kabristan d'après photographie de KUGLER, 1939, plate 2.

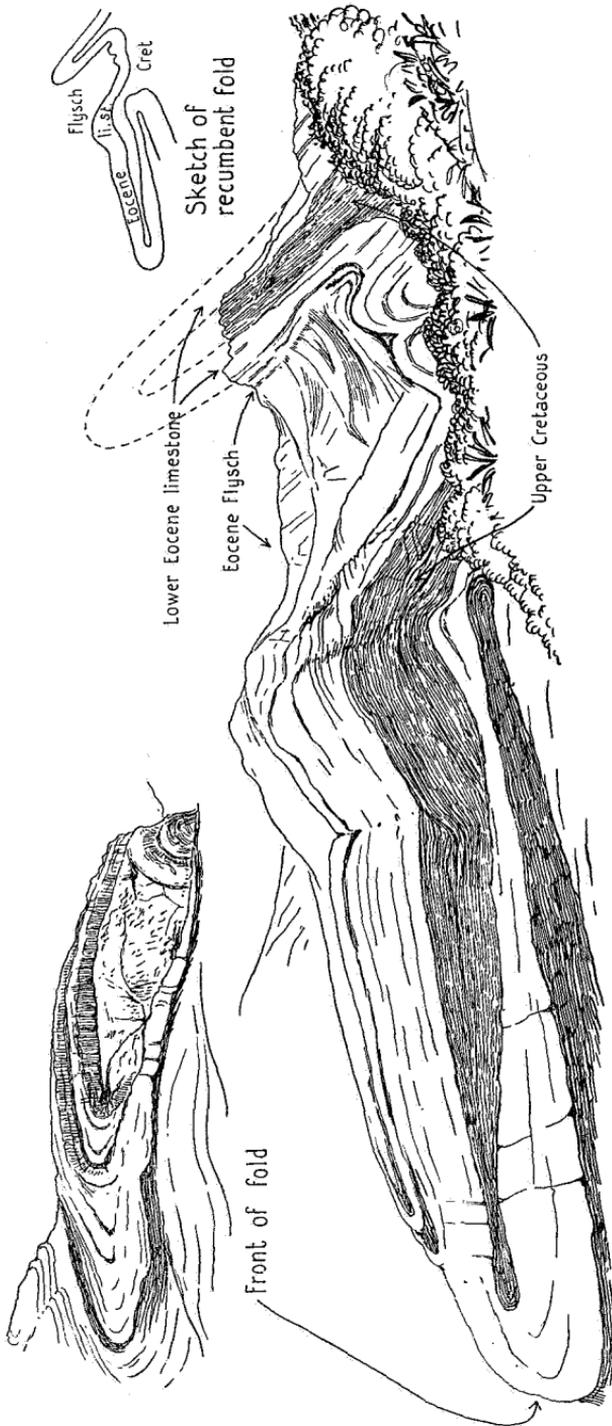


FIG. 10. — **Plis couchés de la vallée d'Ordessa, Éocène, Crétacé.**
Vu de l'Est vers l'Ouest.

(DE SITTER, 1954) et décrit par MENGAUD, 1929, DALLONI, 1930 et MISCH, 1934. La figure 10, faite d'après photographies de terrain, montre jusqu'à quel point ils sont découverts dans le terrain. Sans cartographie détaillée, on ne peut évidemment pas en dessiner un profil exact, mais il semble bien que la largeur des plis dépasse 1 km. Évidemment il n'existe aucun inconvénient pour que ce type de pli couché dû à un écoulement par gravité ne se développe en pli de grande envergure.

Toutefois, tous les exemples cités proviennent de plis superficiels. Avant de nous occuper de plis couchés typiques d'un étage plus profond de l'écorce terrestre, de roches métamorphiques, il faudra envisager la possibilité d'une autre genèse des plis superficiels.

PLIS COUCHÉS PAR DÉFORMATION ULTÉRIEURE.

Quand on descend le versant méridional de la zone axiale des Pyrénées depuis le grand massif granitique du Maladeta (DE SITTER, 1956), en suivant par exemple le Rio Ribagorzana ou le Rio Tort, on passe de nombreux plis isoclinaux dans le Dévonien avec quelquefois du Gothlandien dans les noyaux anticlinaux (fig. 11). Le plan axial de ces plis, qui est incliné de 70° vers le Sud au bord du massif granitique, devient de moins en moins raide en descendant vers le Sud et au moment où l'on entre dans le Trias recouvrant en discordance le Primaire, ces plans axiaux sont devenus quasi horizontaux. Ici, il n'y a aucun doute que ce soit la déformation alpine de plis verticaux hercyniens qui a amené cette situation, puisque la surface aplanie sur laquelle le Trias s'est déposé était à l'origine bien horizontale, tranchant les plis hercyniens, tandis qu'à présent elle est verticale, et même plissée ou chevauchée. Pourtant, dans la partie septentrionale de la coupe, les plans axiaux ont déjà une inclinaison s'approchant de 45° comme le montre la figure 12. Dans ce flanc de montagne, on voit une série de plis très serrés du même calcaire de base du Dévonien, entre deux noyaux anticlinaux du Gothlandien. La contraction perpendiculaire aux plans axiaux est extrême et comme partout ailleurs dans la zone axiale, toute la série gothlando-dévonienne a été détachée de son substratum cambro-ordovicien. Au centre de la zone axiale, le même phénomène s'observe en plusieurs endroits mais alors, les plis sont plus verticaux. Cette allure de la schistosité en éventail a été observée maintes fois, aussi

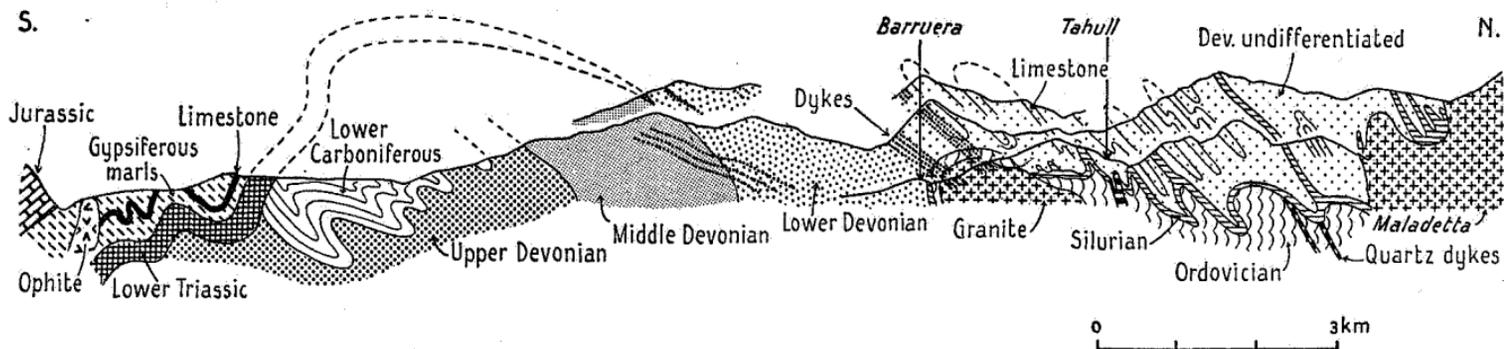


FIG. 11. — Coupe schématique le long du Noguera de Tort.
Depuis le massif de Maladeta au Nord vers la plaine méridionale

bien à l'échelle d'un simple anticlinal qu'à celle d'une chaîne de montagne (FOURMARIER, 1953, par exemple, et BORN, 1929) et sous la condition que dans l'axe de l'éventail affleurent des niveaux stratigraphiques plus anciens que dans les flancs, cet arrangement est logique. Mais dans le cas envisagé du profil

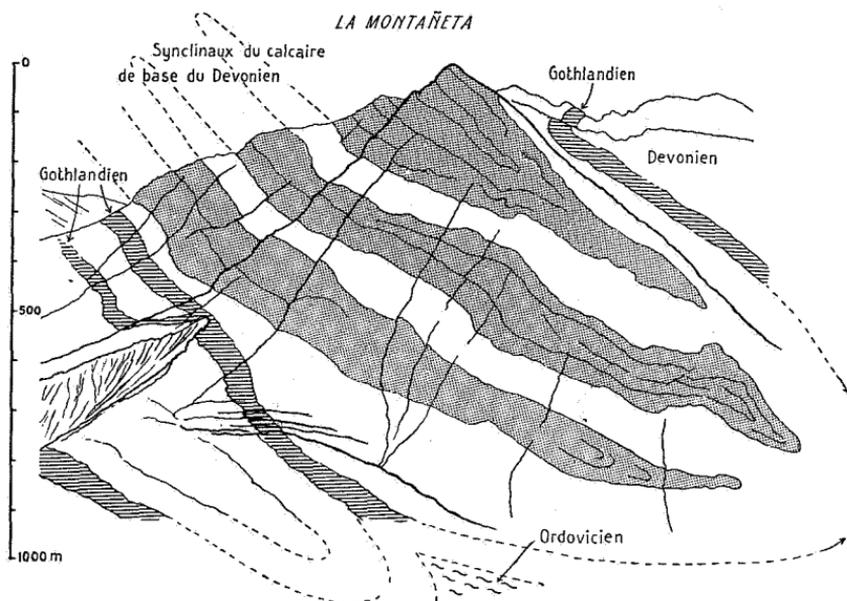


FIG. 12. — Le flanc sud de la montagne Montañeta, rive occidentale du Rio Tort, Pyrénées méridionales.

Synclinal extrêmement comprimé rempli de plis isoclinaux du Dévonien.

méridional de la zone axiale, une telle relation entre la structure générale et l'inclinaison de la schistosité n'existe pas. Elle n'existe pas non plus dans la zone varisque eifélienne ou dans le flanc méridional de la chaîne asturienne du Nord de l'Espagne (fig. 13).

Examinons ce profil asturien d'un peu plus près. Ces plis isoclinaux, dont le plan axial plonge de 30° à 40° vers le Nord, vers le centre de la chaîne, sont formés de Viséen avec noyaux anticlinaux de Dévonien. En suivant le profil vers le Nord (DE SITTER, 1957), on n'entre pas dans des niveaux stratigraphiques plus anciens, au contraire, c'est toujours le Dévonien ou le Carbonifère qui affleurent sur des dizaines de kilomètres.

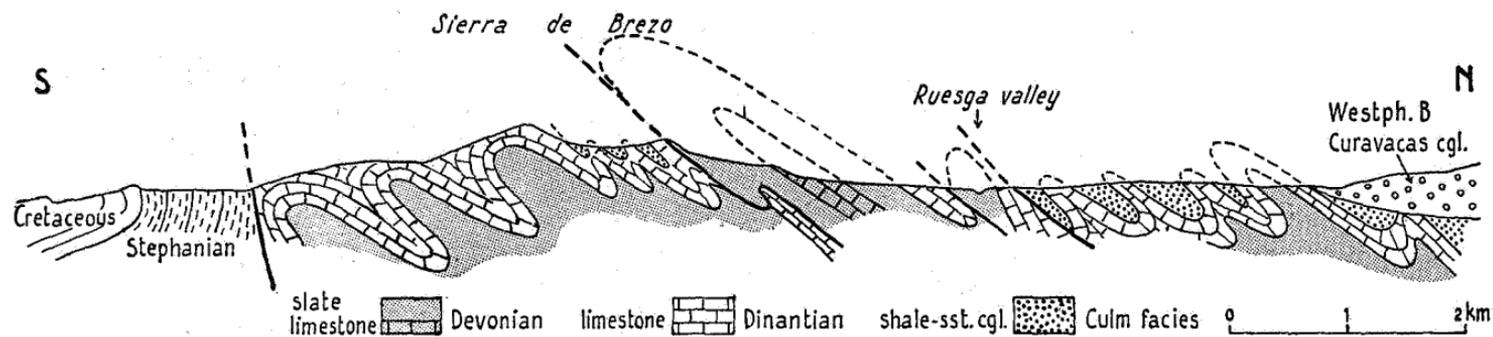


FIG. 13. — Coupe à travers les plis isoclinaux de la Sierra de Brezo, versant sud de la chaîne asturienne, Espagne du Nord, avec modifications d'après KANIS, 1955.

Pour cette raison, il est également impossible d'imaginer ces plis comme dus à un écoulement par gravité puisque tout plan incliné à la base manque.

On serait peut-être tenté de se représenter le mécanisme du plissement par mouvement différentiel à cause d'un glissement chevauchant oblique à la force latérale (*Gleitschieferung*), mais l'allure de tels plis est toute différente; on les connaît comme plis chevrons dans les régions houillères de Belgique et des Pays-Bas. Les belles coupes d'ANCION, 1948, en donnent d'excellents exemples. Nonobstant, ce type de plissement isoclinal incliné est souvent accompagné d'un réseau de failles, dont la nature chevauchante ou normale est difficile à déceler puisqu'elles sont parallèles aux plans axiaux. Elles sont également difficiles de mettre en évidence sur le terrain pour la même raison et souvent ne se démontrent que par le fait que l'on trouve des zones longitudinales parallèles à schistosité non variable, mais se distinguant l'une de l'autre par une inclinaison de la schistosité décroissante vers l'extérieur de la chaîne.

Il me semble que toutes ces caractéristiques ne peuvent s'expliquer que par une succession de déformations tectoniques de caractère différent. En premier lieu, il y a une contraction latérale forte formant des plis isoclinaux verticaux, peut-être déjà légèrement inclinés vers les bordures du soulèvement, puis, des chevauchements à sens oblique qui peut-être ont été repliés par la même contraction dans un stade plus avancé et finalement, un affaissement progressif de la zone axiale accompagné de failles normales, affaissement dans lequel des blocs longitudinaux ont pivotés, pivotement majeur sur la bordure de la chaîne et décroissant vers le centre. Il me semble même probable que cette dernière phase est aussi celle du plutonisme.

PLIS COUCHÉS EN TERRAIN MÉTAMORPHIQUE.

Dans plusieurs chaînes de montagnes ayant subi partiellement un métamorphisme général, on rencontre des structures essentiellement horizontales. Les plus simples ne se distinguent pas dans leur forme des plis couchés des couches superficielles. On peut citer, par exemple, ceux que l'on peut voir sur la côte orientale d'Écosse dans le Banffshire et décrits par READ, 1956, et dont les figures 14 et 15 donnent des exemples. READ les considère comme dus à un écoulement vers le bas du flanc d'un bombement plus à l'Ouest, constitué de quartzites sur

un gneiss d'origine migmatitique. Tous ces plis sont extrêmement réguliers et ont typiquement la forme d'un entassement, comme le montre spécialement la figure 15 prise au même endroit. Les roches sont des quartzites et des schistes à anda-



FIG. 14. — Pli couché dans les schistes de Cöllieston, côte orientale écossaise.

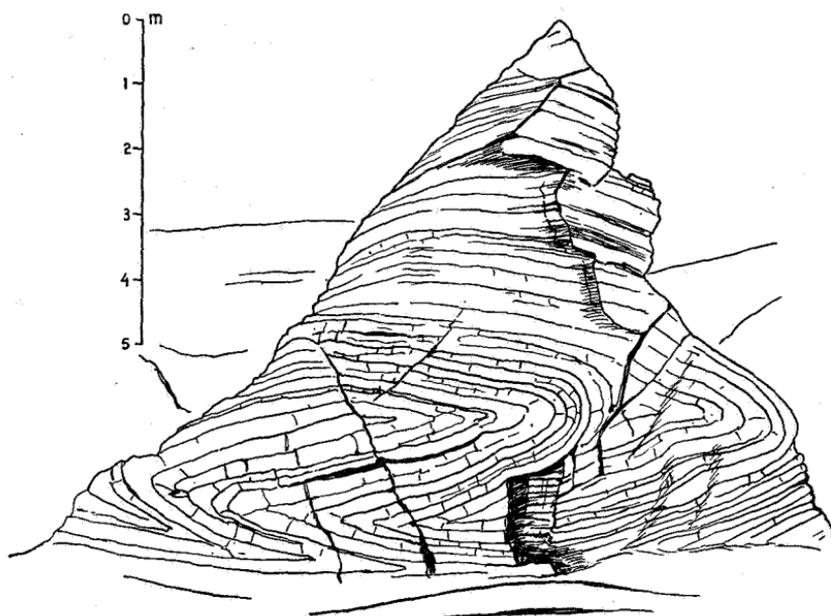


FIG. 15. — Entassement de plis couchés, Green Graig, côte orientale écossaise.

lusites, avec un clivage rigoureusement parallèle au plan axial des plis bien développés, aussi bien dans les psammites où la distance des plans de clivage est environ d'un centimètre que dans les pelites où leur fréquence est bien plus grande.

Faisant un saut vers la côte occidentale de l'Écosse, on se trouve dans une structure subhorizontale bien développée dans les nappes couchées dont l'inversion du calcaire de Loch Tay fait partie. SHACKLETON, 1955, en donne un profil. Cet auteur suggère que ces plis sont en effet dus à un glissement par gravité, non pas simplement par un entassement de plis en cascade et leur aplatissement, mais aussi par une sorte d'étirement et de mouvement des couches supérieures vers le front du pli. En détail les plis sont bien exposés dans le Glen Orchy (fig. 16 et 17).

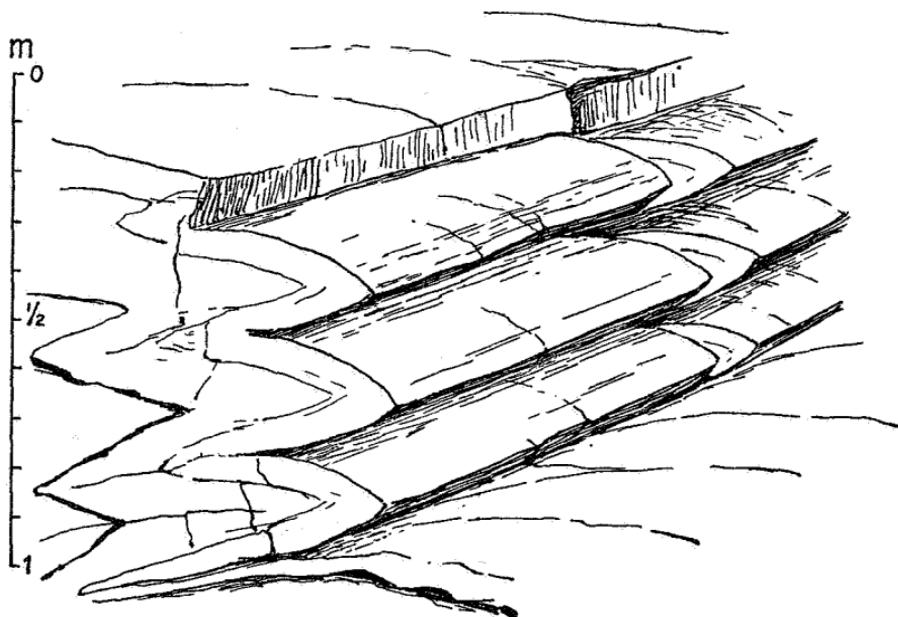


FIG. 16. — Plis couchés dans des quartzites des Leven schistes du Glen Orchy.

Tandis que les plis des figures 16 et 17 ne diffèrent point des plis des schistes de Collieston, ceux de la figure 18 nous font penser déjà à un mouvement différentiel horizontal. La question se pose de savoir si on peut distinguer les plis dus à une simple contraction ou aplatissement de ceux dus entière-

ment ou partiellement à un glissement inégal le long de plans parallèles, donc à un mouvement différentiel. Cette question est analogue à celle de savoir si on peut distinguer entre « Druck-schieferung » (schistosité par pression) et « Gleitschieferung » (schistosité par glissement oblique). Nous y reviendrons plus loin.

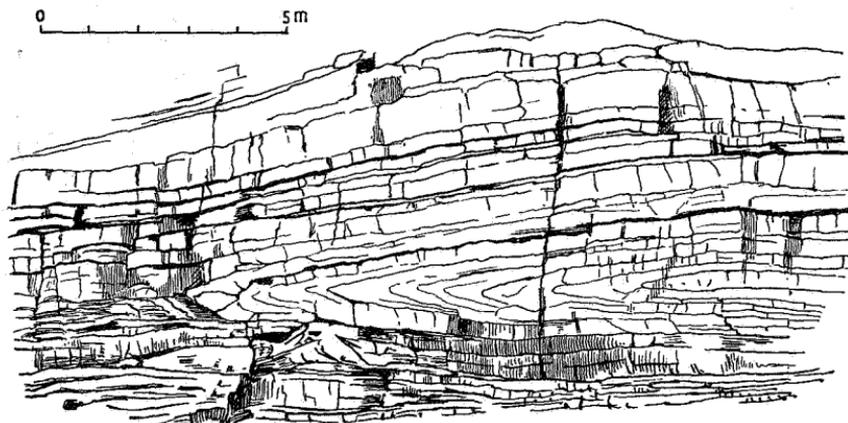


FIG. 17. — Pli couché dans les Leven schistes du Glen Orchy.

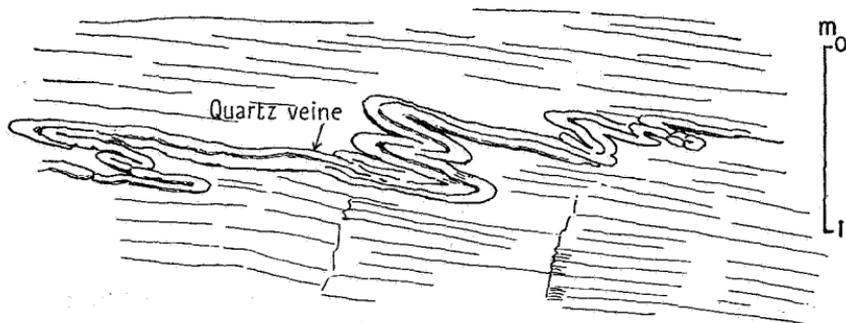


FIG. 18. — Veinule de quartz en plis couchés dans les Leven schistes du Glen Orchy.

La même structure horizontale se rencontre peut-être partout dans le noyau métamorphique des orogènes, aussi bien dans les Appalaches du Nord, où, par exemple, les schistes

andalusitiques du mont Monadnock en donnant de très beaux exemples (fig. 19), que dans la zone pennique des Alpes ou dans les Calédonides de Norvège et de Groenland.

WENK, 1955 et 1956, en distinguant dans la zone pennique un centre (val Maggia et val Verzasca) lépontonien où on ne peut plus appliquer la conception classique de nappes superposées

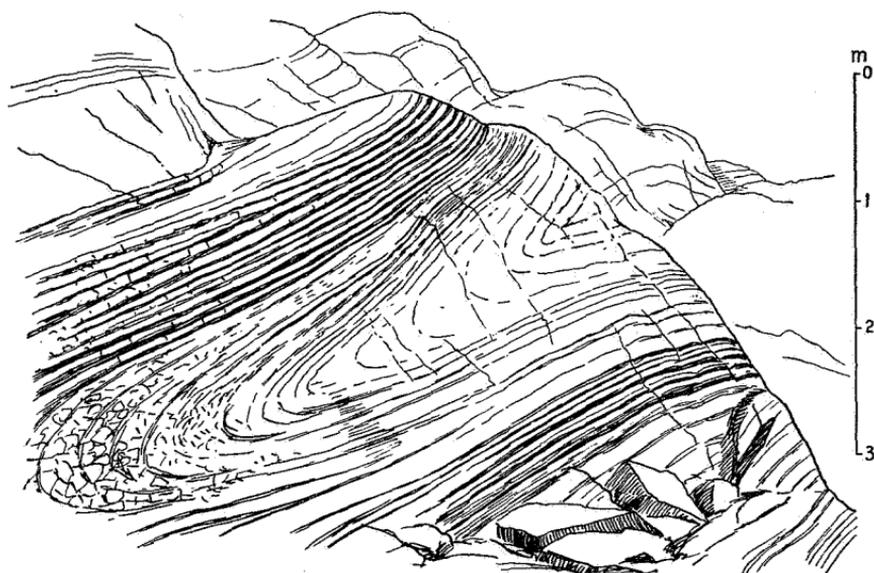


FIG. 19. — Plis couchés dans les schistes andalusitiques du mont Monadnock, N. Hamsphire, U.S.A.

d'Argand, a démontré très clairement qu'un rhéomorphisme intense a déformé cette zone profonde. Elle est reconnaissable à une structure fluide avec des bombements séparés de zones à structure verticale où les axes tectoniques dessinent les grands tracés des courants du métamorphisme général. NABHOLZ, 1953 et 1954, également fait observer que l'on ne doit pas regarder les « nappes » penniques profondes comme des simples plis couchés.

Peut-être, la plus belle preuve de ce principe de rhéomorphisme dans la zone profonde d'un métamorphisme général est celle des fjords du Groenland oriental. WENK, 1956, et HALLER, 1956 *a* et 1957, nous en donnent les éléments principaux et font aussi la comparaison avec la zone pennique (WENK, 1956). Les photographies de HALLER, 1956 *b*, des flancs

des fjords nous fournissent plusieurs exemples fort beaux de plis couchés formés par des migmatites en flux. En Norvège aussi, les travaux de MICHOT, 1956 et 1957, et de HERNES, 1956 *a* et 1956 *b*, donnent des exemples très instructifs. Ceux décrits par MICHOT se trouvent dans la catazone. Pourtant le processus du rhéomorphisme ne présuppose pas que l'on doive

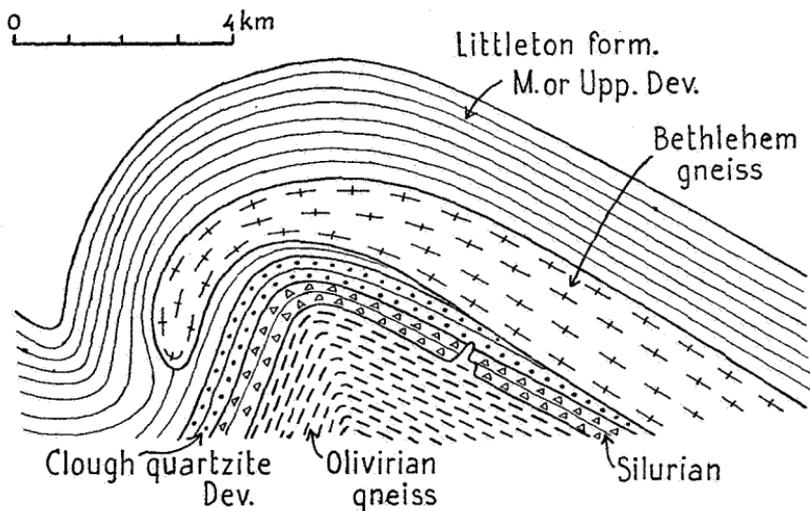
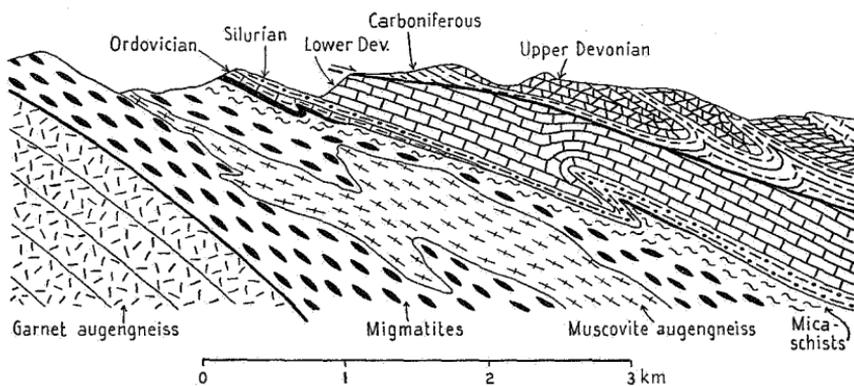


FIG. 20. — Deux coupes, de Billings 1956 et de Zwart 1954, montrant la position de gneiss cillé au sein de schistes à biotite (N. Hampshire) en bas, et de migmatites (Saint-Barthélemy) en haut.

descendre dans la catazone du métamorphisme; au contraire, aussi bien dans les Calédonides du Groenland que dans les Alpes penniques, il se déroule dans la mésozone, mais il est certainement accompagné d'un processus de granitisation. Selon WENK il est évident que ce rhéomorphisme profond est associé directement à l'ascension des facteurs granitiseurs.

Ainsi nous rencontrons dans la zone métamorphique deux processus différents menant tous deux à des structures essentiellement horizontales, d'une part le rhéomorphisme et d'autre part les plis couchés. Les structures rhéomorphes se manifestent de manières différentes, mais il semble bien que la pénétration en sens horizontal soit un processus normal. Il n'est pas nécessaire que ce soit une pénétration d'une masse en mouvement, comme une action intrusive; une action métamorphique pénétrant la masse rocheuse en sens latéral est peut-être, en beaucoup de cas, plus logique. On pourrait citer par exemple le Bethlehem gneiss au milieu de micaschiste métamorphique du Dévonien en New Hampshire (BILLINGS, 1956, pp. 125-126) ou l'orthogneiss dans les migmatites du massif de Saint-Barthélemy (ZWART, 1954 et 1956) (fig. 20). Dans les deux cas, le gneiss, au point de vue structural concordant dans les roches encaissantes, ne forme décidément pas le noyau d'un pli couché mais semble remplacer simplement cette roche. Pourtant la roche encaissante a emprunté complètement le caractère structural du gneiss, les éléments structuraux des deux roches sont rigoureusement parallèles.

Il est difficile de se représenter d'une manière exacte de quelle façon la structure subhorizontale a été imposée à la roche encaissante, mais il paraît bien que, d'une part, ce sont des mouvements horizontaux et, d'autre part, l'action de la gravité qui causent cet aplatissement. Cet aplatissement aurait été rendu possible par un ramollissement de la roche dû à l'action métamorphisante. L'association directe de l'action métamorphique et de la structure subhorizontale est très manifeste dans le grand dôme cambro-ordovicien du Montcalm dans les Pyrénées centrales françaises (RAGUIN, 1955) qui se prolongent vers l'Ouest, en Espagne. La partie française est métamorphique; elle enferme des roches migmatisées, granitisées, entourées de schistes micacés, et a essentiellement une structure de schistosité subhorizontale. La partie espagnole, qui est sans aucun doute le prolongement direct de la structure précédente et dans le même niveau stratigraphique, est à peine métamor-

phique et possède une structure subverticale de schistosité et de microplissement. La zone de transition entre ces deux zones est encore mal connue, elle se trouve en haute montagne précisément sur la crête frontale franco-espagnole, mais les deux styles semblent se pénétrer mutuellement.

Dans ce travail, je voudrais présenter une observation d'un ordre bien différent mais peut-être de nature à éclairer le problème. Dans le Précambrien du Mona-complex d'Anglesey en Grande-Bretagne et surtout dans les affleurements des falaises côtières méridionales, on observe en général un clivage vertical très prononcé dans des plis simples de roches souvent peu métamorphiques, surtout pelites et psammites et « pillow laves ». Localement on trouve des migmatites et des gneiss (SHACKLETON, 1952) mais leurs relations avec la série plissée n'est pas très claire, faute d'affleurements continus. Une des structures affleurant le mieux dans les falaises est celle du dôme de Rhoscolyn montrant une alternance de quartzites et de pelites. Les quartzites ne montrent que très peu de métamorphisme, les pelites, un épimétamorphisme caractérisé par



FIG. 21. — Plis secondaires dans les pelites à veinules de quartz et du clivage de fracture secondaire dans le grès du Pré-Cambrien du dôme de Rhoscolyn à Anglesey.

une multitude de veinules de quartz dans des schistes à chlorites. Le clivage est vertical et bien prononcé dans les quartzites, mais a été fortement déformé dans les pelites. On y trouve un microplissement intense dont les figures 21 et 22 donnent des exemples. Il est important de noter, et l'observation est due à M. SHACKLETON (communication orale), que le plan axial

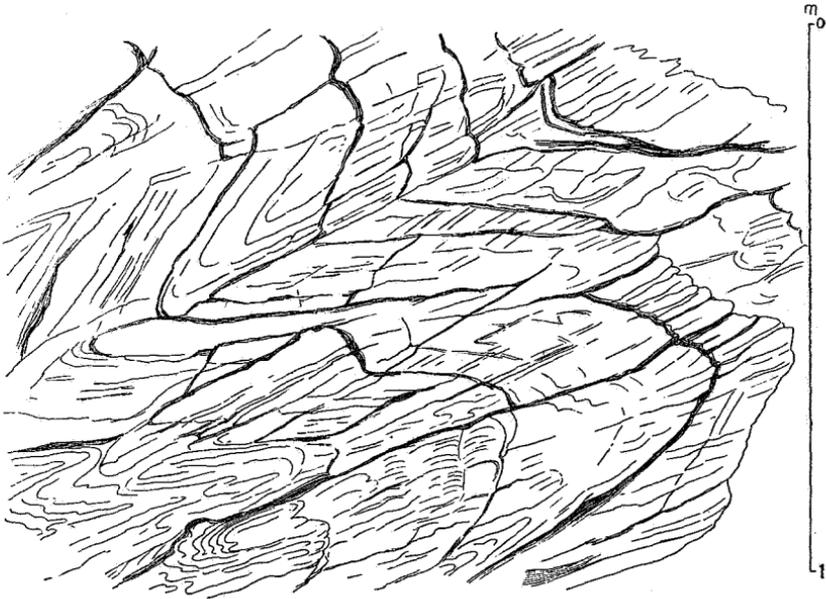


FIG. 22. — Plis couchés secondaires dans un grès du Pré-Cambrien du dôme de Rhoscolyn, Anglesey.

de ces plis secondaires se prolonge dans les quartzites comme des plans de « fracture cleavage » secondaires, démontrant qu'une force verticale a causé ce clivage secondaire et par conséquent aussi le plissement secondaire des pelites.

Dans ce cas on est amené aussi à admettre qu'un aplanissement par la gravité a été rendu possible par un ramollissement de la roche dû à l'action métamorphique.

RÉCAPITULATION.

Les plis couchés ont deux origines; d'une part, il y a les plis couchés primaires, c'est-à-dire ceux dont l'allure horizontale

est primaire, et, d'autre part, les plis couchés d'origine secondaire dus à une déformation ultérieure de plis verticaux. Parmi les plis couchés primaires on peut de nouveau distinguer deux types, celui dû à un écoulement par gravité où la force gravimétrique a favorisé le comblement d'une fosse par un entassement de plis, et un type en roches métamorphiques. Dans ce groupe de plis couchés métamorphiques, il y a toute une série de structures, dont celles de grandes profondeurs ont reçu leur schistosité subhorizontale essentiellement par des mouvements de flux de grandes masses et celles plus proches de la surface qui sont encore le résultat d'un écoulement par gravité. Entre ces deux types de mouvements il y a toutes sortes de transitions.

Parmi les plis couchés secondaires, on peut distinguer ceux dont le pivot ultérieur est beaucoup plus jeune, une déformation alpine de plis hercyniens par exemple, et ceux dont la déformation ultérieure est un développement normal appartenant à la même phase orogénique. Une telle déformation ne mène en général qu'à des plis plus ou moins fortement inclinés, non véritablement couchés.

Le fait qu'on peut distinguer différentes origines aux plis couchés explique que, d'une part, ils sont liés aux bordures d'une chaîne de montagnes, plis gravitatifs superficiels et plis pivotés, et, d'autre part, aux noyaux, plis rhéomorphiques et plis gravitatifs métamorphiques.

RÉFÉRENCES.

- ANCION, C., 1948, La Concession de Marihayé. (*Publ. Assoc. Étude Paléont. Stratigraph. Houillères*, n° 3.)
- BILLINGS, M. P., 1956, The geology of N. Hampshire. Part II.
- BORN, A., 1929, Ueber Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper. (*Fortschr. Geol. Pal.*, 7, H. 22.)
- DALLONI, M., 1910, Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon.
- FOURMARIER, P., 1953, Schistosité et grande tectonique. (*Ann. Soc. géol. Belg.*, 74, pp. 275-301.)
- HALLER, J., 1956 a, Probleme der Tiefentektonik, Bauformen im Migmatitstockwerk der ostgrönländischen Kaledoniden. (*Geol. Rundschau*, 45, S. 159-167.)
- 1956 b, Die Strukturelemente Ostgrönlands. (*Medd. Grönland.*)
- 1957, Gekreuzte Faltensysteme in Orogenzonen. (*Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 37, S. 11-29.)

- HERNES, I., 1956 a, Surnadalssynklinalen, Central Norway. (*Norsk. geol. tidsskr.*, 36, pp. 25-39.)
- 1956 b, Kaledonsk Tektonik i Midt-Norge. (*Ibid.*, 36, pp. 157-166.)
- KANIS, J., 1955, Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). (*Leidse Geol. Med.*, 21, pp. 377-445.)
- KUGLER, H. G., 1939, Visit to Russian oil districts. (*Jrnl. Inst. Petr.*, 25, pp. 68-88.)
- MENGAUD, L., 1939, Études géologiques dans la région de Gavarnie et du mont Perdu. (*Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Bull. 199, pp. 197-223.)
- MICHOT, P., 1956, La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. (*Ann. Soc. géol. Belg.*, 80, pp. 19-60.)
- 1957, Phénomènes géologiques dans la catazone profonde. (*Geol. Rundschau*, 46, pp. 147-172.)
- MISCH, P., 1934, Die Geologie der mittleren Südpirenen. (*Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.*, 12.)
- NABHOLZ, W. K., 1953, Das mechanische Verhalten der granitischen Kernkörper der tieferen penninischen Decken bei der alpinen Orogenese. (*C. R. Congr. Géol. Int. Alger*, sect. III, fasc. III, pp. 9-23.)
- 1954, Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung im Alpenquerschnitt Aar-Massiv-Seengebirge. (*Geol. Rundschau*, 42, S. 155-171.)
- RAGUIN, E. et DESTOMBES, J. P., 1955, Étude de la partie occidentale du massif de l'Aston (Ariège). (*Bull. Soc. géol. Fr.*, 6^e sér., 5, pp. 101-113.)
- READ, H. H. and FARQUHAR, O. C., 1956, The Buchan anticline of the Banff nappe of Dalradian rocks in N.E. Scotland. (*Quart. Journ.*, 92, pp. 131-156.)
- SHACKLETON, R. M., 1952, The structural evolution of North Wales. (*Liv. and Manch. geol. Journ.*, 1, part III, pp. 261-296.)
- CUMMINGS, W. A., and SHACKLETON, R. M., 1955, Ben Lui recumbent syncline. (*Geol. Mag.*, 92, pp. 353-363.)
- DE SITTER, L. U., 1954, Gravitational gliding tectonics. (*Am. Journ. Sc.*, 252, pp. 321-344.)
- 1956, Cross-section through the Central Pyrenees. (*Geol. Rundschau*, 45, pp. 214-233.)
- 1957, The structural history of the S.E. corner of the Paleozoic core of the Asturian mountains. (*Neues Jb. Geol. Pal. Abh.*, 105, pp. 272-284.)
- WENK, E., 1955, Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. (*Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 35, pp. 311-319.)
- 1956, Alpines und ostgrönländisch-kaledonisches Kristallin, ein tektonisch-petrogenetischer Vergleich. (*Verh. Naturf. Ges. Basel*, 67, pp. 75-102.)
- ZWART, H. J., 1954, La géologie du massif de Saint-Barthélemy. (*Leidse Geol. Med.*, 18, pp. 1-228.)
- 1956, A propos des migmatites pyrénéens. (*Bull. Soc. géol. Fr.*, 6^e sér., pp. 49-56.)