

Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 56 (1925-1929)
Heft: 217

Artikel: Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont-Blanc
Autor: Corbin, P. / Oulianoff, N.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-271585>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 30.03.2025

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

**Recherches techtoniques
dans la partie centrale du massif du Mont-Blanc****PAR****P. CORBIN et N. OULIANOFF**

Le massif du Mont-Blanc, Aiguilles Rouges comprises, est le berceau de la géologie alpine. Depuis l'époque glorieuse de de Saussure et jusqu'à nos jours, le massif a été parcouru par de nombreux géologues. Et malgré tout, nos connaissances de cette région sont encore loin d'être complètes. Pour ne parler que des formations cristallines, en voici une preuve récente. R. Staub a publié, en 1922, un article sur les ophiolites (roches vertes) des Alpes (6). Il y établit une loi, d'après laquelle les roches vertes seraient cantonnées dans les zones internes des massifs cristallins des Alpes, tandis que les zones externes en seraient dépourvues. Il croit voir dans le massif du Mont-Blanc et dans celui des Aiguilles Rouges une preuve de plus pour appuyer cette loi. Il dit notamment (p. 140) que les amphibolites sont, pour ainsi dire, absentes dans la zone externe (massif des Aiguilles Rouges) et qu'elles sont assez bien représentées dans la zone interne (massif du Mont-Blanc). Or, en réalité, la distribution des roches basiques dans l'ensemble des deux massifs ne correspond nullement à celle indiquée par R. Staub. Dans les Aiguilles Rouges, aussi bien que dans la couverture cristallophyllienne au NW du noyau protoginique du Mont-Blanc, se trouvent de nombreuses traînées de roches basiques.

Ainsi la loi que R. Staub voudrait établir n'est guère applicable à la région du Mont-Blanc. Cet exemple est très caractéristique. Le fait qu'un connaisseur de la littérature alpine tel que R. Staub puisse commettre une telle erreur, montre bien que nos connaissances sur le massif du Mont-Blanc sont encore fort insuffisantes.

Notre remarque est encore plus justifiée, lorsqu'il s'agit de la partie centrale du massif, de son noyau protoginique. Celui-ci était considéré, en bloc, comme un culot granitique plus ou moins uniforme dans sa constitution. Le premier qui ait rompu avec cette tradition fut J. Vallot (7). En 1897, il attira l'attention sur un fait important, celui de l'existence dans la protogine de zones à schistes cristallins et il crut pouvoir formuler la conclusion suivante: « Le Mont-Blanc est constitué par une série de plis parallèles très aigus, *dirigés du Nord-Est au Sud-Ouest*¹ et plongeant tous au Sud-Est. »

Les résultats des recherches de J. Vallot ont été reproduits, avec l'énumération des synclinaux et des anticlinaux, par Duparc et Mrazec (5) (ils expriment pourtant certaines réserves à ce propos) et tout dernièrement encore par L.-W. Collet (1).

J. Vallot, dans un article paru après sa mort (8), reprend, mais avec plus de détails, la même question. Une carte en deux couleurs, qui accompagne son article, représente la distribution des synclinaux et des anticlinaux dans la protogine du Mont-Blanc.

Nous ne voulons pas entreprendre ici l'analyse détaillée de ce travail. Mais, comme les résultats auxquels J. Vallot arrive sont entrés dans la littérature géologique (voir plus haut), on est forcé de les prendre en considération.

Toute la construction tectonique de J. Vallot semble être basée sur un axiome, qu'il ne prend même pas la peine de discuter.

D'après cette idée fondamentale, les plis hercyniens, dans le massif du Mont-Blanc, sont disposés parallèlement à la vallée de Chamonix, c'est-à-dire parallèlement aux plis alpins. J. Vallot a constaté dans la protogine un grand nombre d'affleurements de roches schisteuses. Ces affleurements, il les groupe à travers de vastes espaces couverts de glaciers, et ces alignements de roches schisteuses déterminent, selon lui, des synclinaux hercyniens. Mais il n'essaie même pas de tracer les directions de cette tectonique hercynienne, dans la protogine, autrement qu'en parallélisme parfait avec la direction de la vallée de Chamonix.

Or, il suffit de jeter un coup d'œil sur la carte de J. Val-

¹ Souligné par nous.

lot (8) pour se rendre compte à quel point est fragile tout l'ensemble de cette construction tectonique, et combien arbitraires sont ses lignes de raccordement, d'autant plus qu'il n'y est faite aucune distinction entre les schistes enclavés dans la protogine et les mylonites de la protogine.

Le diastrophisme hercynien est d'autant plus délicat à étudier que différentes espèces de métamorphisme y ont ensuite joué un grand rôle et ont effacé nombre d'éléments très importants pour sa reconstruction. C'est pour cela que cette étude doit être menée avec une extrême attention et une grande prudence.

Pénétrons maintenant à l'intérieur du massif du Mont-Blanc. Il n'est guère facile de travailler dans ce chaos de rochers, de glaces et de dépôts morainiques, surtout lorsqu'il ne s'agit pas seulement de rechercher des échantillons de roches, mais surtout de faire des observations sur l'orientation dans l'espace de phénomènes géologiques.

Nous n'insisterons pas sur les difficultés purement touristiques : tous ceux qui connaissent les Alpes savent fort bien que le massif du Mont-Blanc est une des régions alpines des plus difficiles à parcourir.

Il y a d'autres difficultés encore. Nous sommes dans une région dont les formations ont subi l'influence de nombreux mouvements orogéniques (trois pour le moins), et dont les directions se croisent. Ce fait détermine les déplacements réciproques des tronçons d'une zone donnée, de sorte que la continuité des zones dans l'espace a été interrompue. D'autre part, le métamorphisme des roches schisteuses enclavées dans le granit est si profond que leurs caractères individuels se sont sensiblement effacés. Aussi le repérage de la continuation d'une zone donnée à travers de larges glaciers devient-il fort hypothétique, à l'exception de quelques cas dont nous parlerons dans la suite. Ce sont naturellement les surfaces horizontales et polies par les glaciers qui nous offrent les plus sûrs renseignements sur les directions dans la protogine.

Les résultats des observations que nous exposons ici se rapportent aux régions des glaciers de la Mer de Glace, du Géant, de Leschaux, de Talèfre et d'Argentière. La première, très importante, est relative à l'hétérogénéité de la protogine en tant que roche. Tantôt c'est un granite à grain uniforme dont les éléments minéralogiques sont distribués sans aucun

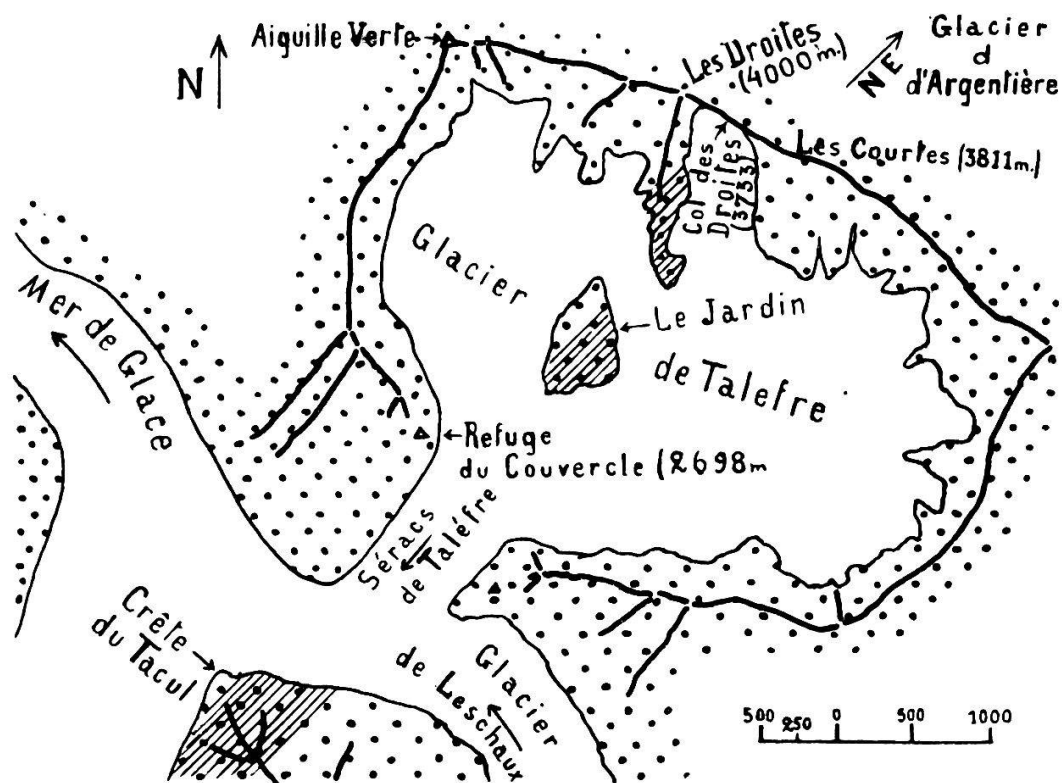


FIG. 4. — Croquis de la carte représentant les environs du glacier de Talèfre. Les hachures indiquent les régions avec les zones des roches écrasées, mylonitisées.

ordre dans toute la masse. Tantôt, et c'est le cas le plus fréquent, c'est une roche porphyrique avec de grands cristaux allongés de feldspath. Ce qui frappe particulièrement dans ce dernier type, c'est une orientation dans la roche nettement exprimée par la position des cristaux de feldspaths. Cette orientation est souvent très prononcée, affectant la presque totalité des grands cristaux de feldspath; elle peut aussi se révéler comme une tendance de la plus grande partie des feldspaths vers une orientation uniforme.

On peut se demander si cette orientation n'est pas le résultat de l'écrasement du granite dû à la pression orogénique alpine.

Or, l'observation serrée de la roche ne laisse voir, en général, aucun signe certain d'écrasement, bien qu'il y ait des zones d'écrasement dans la protogine, dont nous parlerons plus tard. Les grands cristaux de feldspath, qui, par suite de leurs dimensions, auraient dû être le plus exposés aux effets du dynamométamorphisme, conservent cependant toute la netteté de leurs contours, souvent parfaitement géométriques; ils ne

sont pas brisés, et leurs angles ne sont même pas émoussés. Tout cela démontre que l'orientation des feldspaths s'est effectuée dans un milieu pâteux, mi-cristallin, mi-liquide. Il semble évident que l'orientation uniforme des cristaux n'a pu se produire autrement que sous l'influence d'une pression orientée. La réalisation sur le magna d'une telle pression exige l'existence de deux plans parallèles et rigides, qui sont, dans une région affectée par le mouvement orogénique, les flancs des anticlinaux. Si les plis sont suffisamment prononcés, le magna, déplacé par l'abaissement des fonds des synclinaux dans le cœur des anticlinaux, subit une pression orientée, dont la direction est celle de la poussée orogénique.

On sait que, dans un milieu pâteux soumis à une pression orientée, les cristaux aplatis ou allongés tendent à occuper une position dans laquelle leur plan d'aplatissement et leurs axes d'allongement sont perpendiculaires à la direction de la pression. Ainsi la position des cristaux de feldspath, uniformément orientés dans la protogine, permet de déterminer la direction de la poussée orogénique contemporaine de l'époque de la mise en place de la protogine.

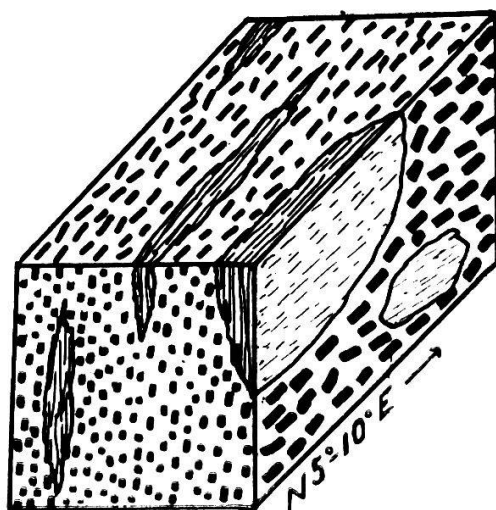


FIG. 2. — Stéréogramme représentant l'orientation des cristaux de feldspath (traits noirs) et des enclaves dans la protogine.

Notons encore une autre particularité de la protogine. Cette roche est riche en enclaves, phénomène connu depuis longtemps déjà.

On trouve, dans la littérature, différentes indications sur leur nature. Mais jusqu'à présent ni la forme ni l'orientation de celles-ci n'ont fait le sujet d'observations détaillées.

Les questions pétrographiques mises à part, les enclaves sont constituées principalement de roches nettement schisteuses. Parfois, les schistes sont cornés, mais le plus souvent ils conservent leur structure rubannée.

Il y a, parmi les enclaves, des blocs arrondis, qui rappellent des cailloux roulés; il y a aussi des enclaves anguleuses, à angles à peine émoussés, voire même tranchants. Certaines surfaces des roches polies montrent des enclaves disséminées et, semble-t-il, sans aucun ordre, ni aucune orientation. Mais tous ces cas passent au second plan, devant d'autres, incomparablement plus nombreux, qui montrent nettement que:

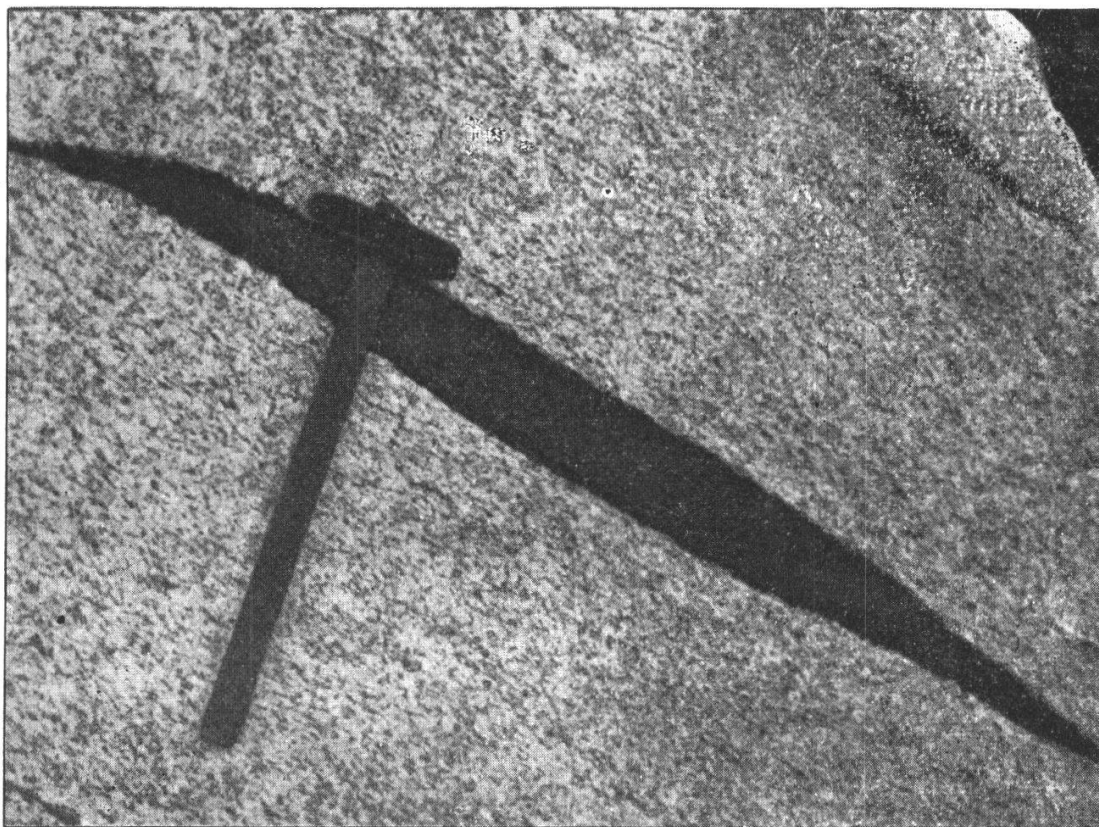


FIG. 3. — Une enclave-type dans la protogine.

1. La plupart des enclaves ont la forme de lentilles aplaties;
2. Au cas où les enclaves sont nombreuses, elles sont uniformément orientées;
3. Cette orientation concorde avec l'orientation moyenne des gros cristaux de feldspath.

Le croquis (voir fig. 2) représente la position habituelle des enclaves. Le plan de la lentille (la section la plus grande)

est approximativement vertical. Il en résulte que sur les surfaces horizontales de la protogine, les enclaves nous semblent presque toujours fortement étirées.

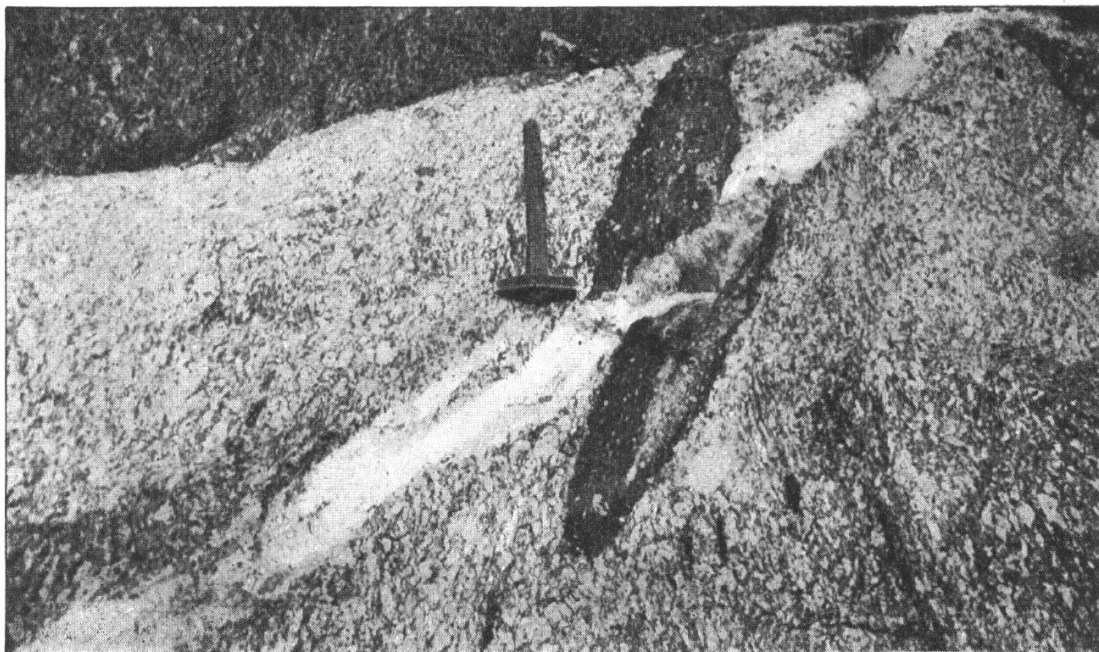


FIG. 4. — Une enclave dans la protogine coupée par un filon.
Remarquer aussi la tendance à l'orientation uniforme des cristaux de feldspath.

Par contre, dans les parois verticales, les sections des enclaves peuvent avoir des formes elliptiques, et même rondes.

Les enclaves sont les débris de la couverture cristallophylienne, que le magma n'a pas complètement résorbés. L'explication de leurs positions uniformément orientées dans la protogine doit être cherchée dans la pression orientée, exercée sur le magma pendant sa mise en place. Dans la masse visqueuse du magma, les morceaux solides des schistes tendent à orienter leurs surfaces les plus grandes normalement à la direction de la pression orogénique.

En résumé, on peut dire que deux éléments dans la protogine peuvent être utilisés pour déterminer la direction de la poussée orogénique contemporaine à la mise en place du granite. Ce sont: 1. les enclaves, et 2. les grands cristaux de feldspath, s'ils sont uniformément orientés.

En parcourant les régions nommées plus haut, nous avons rencontré plusieurs surfaces de protogine polies par la glace et souvent parfaitement horizontales. De très nombreuses me-

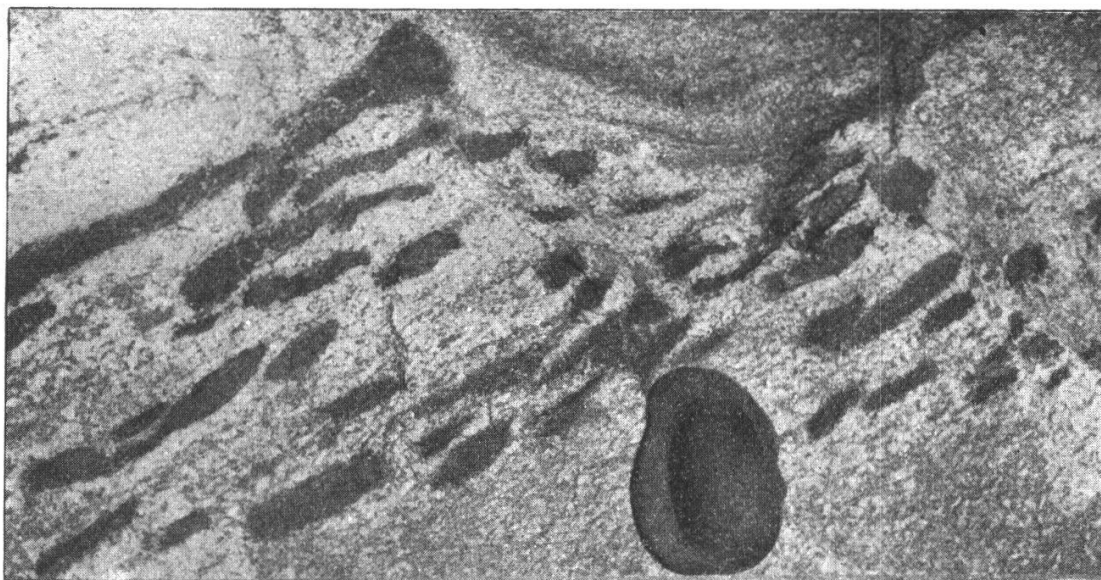


FIG. 5. — Orientation uniforme des enclaves dans la protogine.
La tache ronde et plus foncée au bas de la photographie représente un chapeau posé là pour donner l'idée des dimensions de l'enclave.

sures ont été prises. Afin de raccorder les observations au réseau géographique de la région, nous avons tenu compte de la déclinaison ($= 11^\circ$).

Les résultats de ces mesures sont les suivants:

Les directions dominantes des enclaves et des cristaux de feldspath varient entre $N 10^\circ E$ à $N 20^\circ E$, dans la région du glacier d'Argentière, et entre $N S$ à $N 20^\circ E$, dans la région de Talèfre.

Mais si l'on considère la fréquence des résultats des mesures, on obtient la moyenne de $N 10^\circ E$ à $N 15^\circ E$ pour la région du glacier d'Argentière et $N 5^\circ E$ pour celle du glacier de Talèfre.

Donc $N 5^\circ E$ à $N 15^\circ E$ est la direction *actuelle* de l'axe du plissement hercynien contemporain de la mise en place de la protogine.

Ajoutons encore que dans la masse de la protogine, on peut remarquer parfois des filons de microgranite, qui, évidemment, sont des phénomènes postérieurs à la mise en place du granite.

Nous avons déjà décrit l'allure des filons de microgranite dans la couverture cristallophylienne du Mont-Blanc (4). Dans cette publication, nous avons montré la régularité remarquable de la plupart de ces filons; ils concordent avec les schistes. Dans le noyau protoginique, les filons de microgranite sont

plus puissants, atteignant parfois deux mètres et plus d'épaisseur. Les nombreuses mesures de direction que nous avons faites jusqu'à présent dénotent une certaine tendance à la direction NS jusqu'à N 10° E que l'on rencontre le plus souvent.

Tels sont les témoins de la tectonique hercynienne qui se sont conservés dans la protogine. L'enseignement qu'ils nous procurent est indiscutable; il nous fixe complètement sur les lignes directrices de la tectonique ancienne de ce massif cristallin. Ces lignes directrices, c'est-à-dire les axes des plis hercyniens, sont si peu parallèles à la zone de Chamonix que l'axe du massif du Mont-Blanc considéré *massif hercynien* fait un angle de 40°-30° degré avec la position qu'on lui attribue d'habitude (NE-SW).

Une autre conclusion tout aussi importante découle des considérations qui précèdent. En analysant les zones caractéristiques dans les schistes cristallins des Aiguilles Rouges et de la couverture cristallophylienne du Mont-Blanc, nous avons démontré la continuité de ces zones dans les deux massifs. Les directions hercyniennes dans la protogine du Mont-Blanc fournissent un nouvel et puissant argument en faveur de notre point de vue sur les relations des deux massifs (voir dans la bibliographie : 2 et 3).

* * *

Il est naturel de rechercher l'effet produit sur la protogine par le mouvement alpin.

Les observations que l'on peut recueillir dans les régions centrales du Mont-Blanc permettent de répondre à cette question. En examinant les affleurements rocheux qui émergent des glaciers, on remarquera facilement dans la protogine des zones d'écrasement, rendues schisteuses, s'effritant facilement, et qui, dans la topographie, se révèlent parfois comme des dépressions, et sur les crêtes comme des cols. Il est aisé d'observer l'une de ces zones dans la région du glacier de Talèfre. Au Jardin du glacier de Talèfre, surtout dans sa partie sud-est, la protogine est traversée par de longues et puissantes cassures parfaitement parallèles entre elles. (La fig. 6 montre un champ de cassures de cette localité.) La direction moyenne de ces cassures est N 45° E. Mais ce phénomène n'est pas purement local. Au NE du Jardin se trouve une crête qui descend vers le Sud à partir des Droites. Or, cette crête montre



FIG. 6. — Cassures parallèles dans la protogine du Jardin de Talèfre.

aussi tout un système de cassures et de zones d'intense écrasement, dirigées, tout comme celles du Jardin, du NE au SW. Une large dépression, derrière la crête en question, aboutit au col des Droites, séparant les Droites et les Courtes. Le col est couvert de glace. Mais un coup d'œil jeté sur la carte suffira pour constater que la position du col des Droites est déterminée par la prolongation, vers le NE, de la zone d'écrasement que nous suivons depuis le Jardin.

Au SW du Jardin, les premiers affleurements de roches en place s'observent au delà du glacier de Leschaux (voir la carte, fig. 1); ce sont les rochers de la crête du Tacul. On retrouve ici la même zone d'écrasement. Les roches y sont fortement laminées, triturées, mylonitisées. Toute la région entre le Jardin et la crête du Tacul est couverte de glace. Mais, c'est la morphologie qui fournit maintenant des suggestions d'un intérêt capital. Le glacier de Talèfre a suivi exactement



FIG. 7. — Le jardin de Talèfre (au centre de la photographie),
Les Droites (au fond, au milieu), le col des Droites (au fond, à droite).
Entre le col des Droites et le Jardin, l'arête rocheuse descendant des Droites,
par laquelle passe la zone d'écrasement du Jardin.

la direction de cette zone faible, mylonitisée, pour y creuser son lit d'écoulement (sérac de Talèfre) vers le glacier de Leschaux.

Nous avons ainsi suivi cette zone d'écrasement sur une distance d'environ six kilomètres, ce qui montre déjà qu'elle est d'une grande importance, mais il serait surprenant qu'au delà de la crête du Tacul, l'écrasement cessât brusquement. L'observation directe de l'état des roches devient impossible par le fait que le glacier du Géant recouvre tout de ses immenses champs de glace. Mais ici, de nouveau, la morphologie vient à notre aide. La carte du massif du Mont-Blanc (carte Barbey au 50 000^{me} ou carte Mieulet au 40 000^{me}) fait voir que la partie supérieure du lit du glacier du Géant est creusée exactement dans la prolongation vers le SW de la zone d'écrasement, que nous avons choisie comme exemple. La direction de cette zone varie entre N 45° E et N 40° E. C'est la même direction que celle des plis alpins dans la zone

de Chamonix. Il n'est donc pas douteux que l'écrasement soit le résultat de la pression orogénique alpine. La masse de la protogine étant trop rigide, au lieu d'un synclinal alpin (passant par le col des Droites—le Jardin—la crête du Tacul), il ne s'est produit, dans la protogine, qu'un faisceau de cassures parallèles.

Les plans des cassures plongent vers le SE. Cette position des plans détermine, en général, une certaine surélévation que chaque lame (entre deux cassures) a dû subir, sous l'influence de la poussée orogénique, par rapport à la lame voisine, située plus au NW.

Après ces déplacements, les axes des plis hercyniens ne pouvaient plus conserver leur continuité. Aussi, la recherche des raccordements à travers des largeurs considérables de glaciers devient par trop délicate et compliquée, voire même impossible. Si, sur la fig. 8-*a*, *b* et *c* représentent les trois zones riches en schistes enclavées dans la protogine et si *a*⁴ est la prolongation de la zone *a* sur l'autre rive du glacier (GG), l'observateur sera fort embarrassé pour décider avec quelle zone: *a*, *b* ou *c*, il devra raccorder le tronçon *a*⁴.

La grandeur des phénomènes d'écrasement que le mouvement alpin a déterminé dans la protogine varie considérablement.

La zone d'écrasement que nous venons de parcourir présente ce phénomène sur une échelle gigantesque. Mais plus fréquentes sont les zones d'écrasement moins importantes, les cassures isolées, grandes et petites, voire même microscopiques, souvent transformées en filons de quartz. La direction prédominante de ces cassures est N 40° E à N 45° E. Elles appartiennent au système des phénomènes tectoniques du plissement alpin.

Ainsi, les deux mouvements orogéniques, hercynien et alpin, ont réagi très différemment sur les roches de cette région. Le plissement hercynien est caractérisé par la mise en place du granite, suivie par des phénomènes nombreux et puissants de métamorphisme de contact. Le mouvement alpin, par contre, n'a fait que déterminer dans la protogine des phénomènes d'ordre dynamique. L'écrasement et la recristallisation des minéraux suivis par des pseudomorphoses et l'apparition de microstructures spéciales sont souvent manifestes dans la protogine.

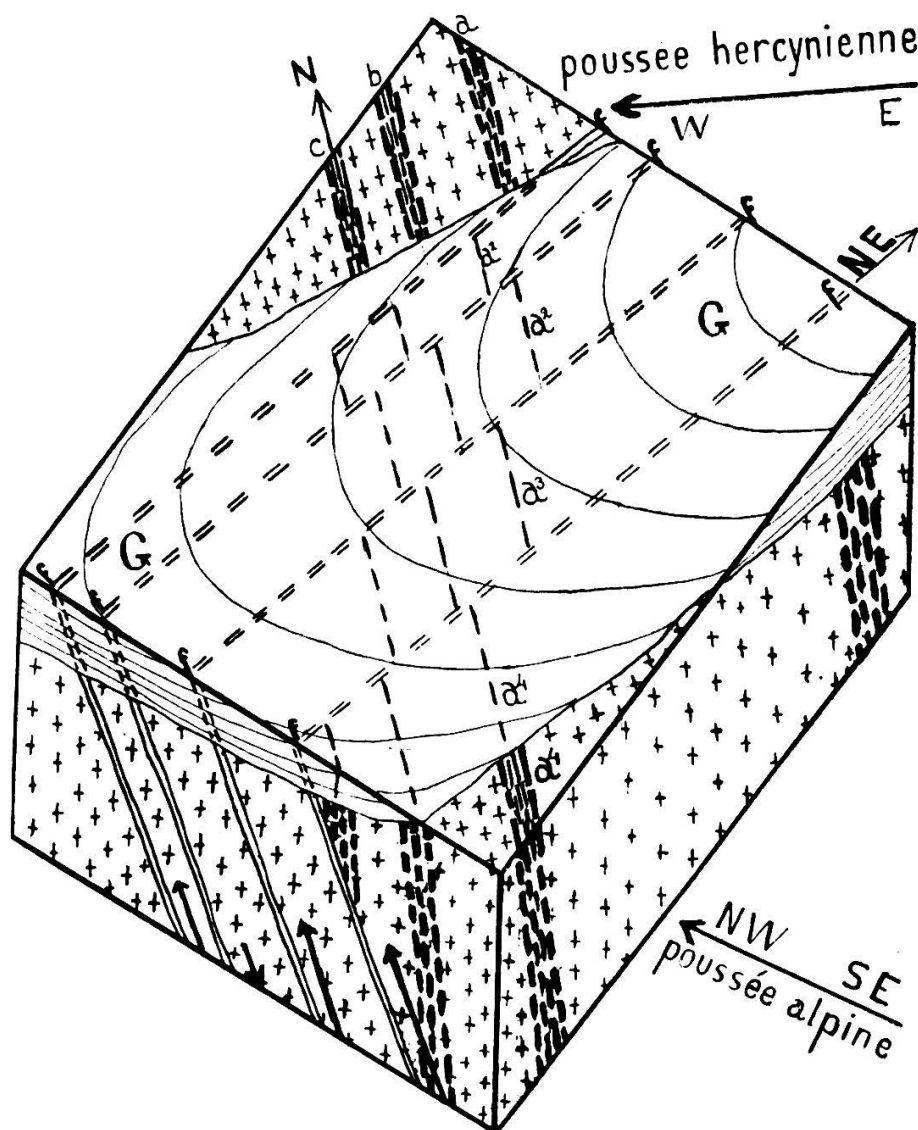


FIG. 8. — Schéma montrant la discontinuité des plis hercyniens dans la protogine par suite du mouvement orogénique alpin.
 GG = glacier; ff = zones des cassures. Les flèches indiquent le sens et la grandeur des déplacements des lames. a , a^1 , a^2 , a^3 , a^4 = différents tronçons d'une seule et même zone d'enclaves.

Nous venons d'exposer quelques-uns des résultats de nos recherches à l'intérieur du massif du Mont-Blanc.

L'importance de ces découvertes sur la tectonique hercynienne dépasse les limites de la région étudiée. Ainsi l'hypothèse des relations du massif des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc d'une part, et des massifs de Gastern et de l'Aar de l'autre, se présente maintenant sous un aspect tout nouveau. Dans cette analogie, on allait parfois jusqu'à considérer les massifs de l'Aar et du Mont-Blanc comme faisant partie d'un seul et même massif. On en usait de même pour celui des Aiguilles Rouges et de Gastern.

Il est plus que probable que les synclinaux complexes de Chamonix et de la Jungfrau représentent deux parties d'une seule et même dépression tectonique et que le rôle des massifs du Mont-Blanc et de l'Aar a été le même, par rapport aux massifs de Gastern et des Aiguilles-Rouges. *Tout cela appartient à l'histoire du plissement alpin.* Mais si nous recu-
lons à l'époque antétriasique, à l'époque du plissement hercynien, lorsque les massifs granitiques ont été mis en place, le rapprochement entre les quatre massifs mentionnés n'est plus soutenable.

La prolongation de la protogine du Mont-Blanc suivant la direction du plissement hercynien (c'est-à-dire Nord-Sud ou Nord-10°-Est) passe sous les Aiguilles Rouges et ne touche nullement ni le massif de l'Aar, ni celui de Gastern. Par conséquent, ces deux derniers massifs appartiennent à un autre faisceau des plis hercyniens, à un faisceau plus oriental.

BIBLIOGRAPHIE

1. COLLET, LÉON-W. — Aperçu sur la géologie du massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. Dans le *Guide Vallot* du massif du Mont-Blanc, partie I de la description générale, 1925.
 2. CORBIN, P. et OULIANOFF, N. — Relations entre les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. *C. R. Acad. des Sc., Paris*. Séances du 17 mars et du 7 avril 1924.
 3. CORBIN, P. et OULIANOFF, N. — Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges. *Bull. de la Soc. géol. de France*, t. 25, fasc. 6. 1925.
 4. CORBIN, P. et OULIANOFF, N. — Deux systèmes de filons dans le massif du Mont-Blanc. *C. R. des séances de la Société géol. de France* du 9 nov. 1925.
 5. DUPARC, L. et MRAZEC, L. — Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc. *Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. de Genève*. Vol 33, 1898.
 6. STAUB, R. — Die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. *Bull. suisse de minéralogie et pétrographie*. Bd. II, Heft 1-2, 1922.
 7. VALLOT, J. — Sur les plis parallèles qui forment le massif du Mont-Blanc. *C. R. Ac. des sc. Paris*, séance du 3 mai 1897.
 8. VALLOT, J. — Paléogéologie des régions centrales du massif du Mont-Blanc. Dans le *Guide Vallot* du massif du Mont-Blanc, partie I de la description générale. 1925.
-