

Le massif du Mont Blanc, socle prépermien dans un cadre alpin

Autor(en): **Raumer, Jürgen F. von**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles =
Bulletin der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg**

Band (Jahr): **65 (1976)**

Heft 2

PDF erstellt am: **18.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-308537>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Le massif du Mont Blanc, socle prépermien dans un cadre alpin

par JÜRGEN F. VON RAUMER,

Institut de Minéralogie et Pétrographie de l'Université de Fribourg

Conférence donnée devant la Soc. Frib. Sc. Nat. le 27 novembre 1973 sous le titre "Rund um den Mont Blanc".

1. Introduction

Comme pour toute recherche, les travaux dans la région du Mont Blanc nécessitent des moments de réflexion, de comparaison et de recul, pour mieux voir le chemin à suivre dans les travaux futurs.

On ne peut oublier pour autant que tous les résultats actuels se basent sur une tradition de recherche qui, dans le domaine du Mont Blanc, commença dès 1779 avec les voyages du naturaliste SAUSSURE et les observations de FAVRE (1867) et GERLACH (1873). Un moment important dans la reconnaissance géologique correspond à l'œuvre de DUPARC & MRAZEC (1898), et la première cartographie complète de cet ensemble si complexe est le résultat de longues années de reconnaissance de OULIANOFF (CORBIN & OULIANOFF 1927–1938), à qui vont nos meilleurs vœux pour son 97^e anniversaire.

Cette vaste connaissance a facilité le travail de ces dernières années qui ont vu se dérouler plusieurs discussions concernant la genèse du massif. L'auteur a pu collecter depuis 1961 une série d'observations qui permettent aujourd'hui de voir le développement géologique du massif du Mont Blanc dans le cadre général des massifs externes de l'arc alpin.

2. Division géologique du massif

Comme l'avait déjà vu OULIANOFF (1953), le massif dispose d'une structure très complexe qui est le résultat d'une superposition de plusieurs événements géologiques. La comparaison géologique de l'ensemble avec les autres massifs externes permet aujourd'hui une meilleure compréhension de ces événements et,

en conséquence, permet d'avancer un schéma temporaire du déroulement géologique (VON RAUMER 1971 a, b; 1976).

Si on prend en considération les données d'âge absolu du massif du Gotthard (ARNOLD 1970 a, b; GRAUERT & ARNOLD 1968; NUNES & STEIGER 1975), on peut distinguer trois grandes périodes dans l'histoire géologique:

1) Cycle des anciens sédiments avec volcanites et tufs, leur transformation pendant l'anatexie régionale I (probablement d'âge paléozoïque inférieur), intrusions granitiques;

2) Mouvements tectoniques NE-SO, formation de blastamylonites, mise en place de granites ou granodiorites à pinite comme conséquence d'une anatexie régionale II (leur datation est encore à discuter). La fin des événements principaux est l'intrusion de granites discordants d'âge Carbonifère supérieur, toutefois antérieur au dépôt des sédiments du Carbonifère supérieur, formés surtout des débris de la destruction et de l'érosion générale du vieux socle cristallin;

3) Histoire tardihercynienne-permienne, sédimentation mésozoïque et événements alpins.

Comme le massif du Mont Blanc montre de fortes transformations liées aux événements hercyniens et alpins, l'ancienne histoire est mieux reconnaissable dans le massif des Aiguilles Rouges, qui dans son développement géologique antéhercynien montre les mêmes événements que le massif du Mont Blanc. Mais cette comparaison souvent très utile doit se faire avec beaucoup de précautions: les deux massifs sont des unités individuelles qui n'ont certainement pas toujours été aussi proches qu'aujourd'hui. Quelque soit la valeur de cette ancienne séparation, en principe les mêmes roches sont reconnaissables dans les deux domaines.

La carte géologique montre (fig. 1), que plus de la moitié du massif est occupée par le granite du Mont Blanc d'âge Carbonifère supérieur, alors que les roches cristallines, largement antéhercyniennes, occupent les flancs NO et SE et la partie SO. Les directions prédominantes dans ces vieux complexes sont NE-SO, mais elles ne représentent pas la direction originale de l'ancien complexe, qui dans les Aiguilles Rouges était plutôt N 20° E. Leur modification est en relation avec la tectonique hercynienne précoce, qui par la superposition a fortement influencé les anciennes structures. Malgré cette prédominance de la tectonique hercynienne, les anciennes structures et la pétrographie des parties anciennes sont bien reconnaissables.

Sur le *flanc NO du Mont Blanc (entre Martigny - Chamonix)* se trouvent les affleurements principaux des parties anciennes. Dans le voisinage des grands glaciers on peut reconnaître trois zones lithologiques différentes tronquées par le contact discordant avec le granite du Mont Blanc et par les lignes tectoniques plus récentes parallèles à la vallée de Chamonix. Vers le Nord une zone de mig-

matites prend un certain développement. Souvent fortement transformées par une tectonique tardive, elles sont le produit d'une anatexie (I) avancée où seules certaines roches comme des quartzites, des cipolins ou des amphibolites restent préservées en boudins reliques.

Des gneiss œillés qui forment une deuxième zone très complexe depuis la Mer de Glace jusqu'au Col de Balme et à l'alpage de Bovine prennent une grande importance. Cette zone comprend des gneiss œillés à grands feldspaths potassiques (jusqu'à 20 cm) et des gneiss acides, de composition granitique, caractérisés par des structures de migmatites avec des plissements complexes.

Une troisième zone lithologique a son origine à la Mer de Glace et peut être suivie jusqu'au Col de Balm. Cartographiée anciennement comme granite écrasé par OULIANOFF (1932), elle est composée de gneiss granitiques avec des xénolithes, l'ensemble étant appelé ici "granite du Montenvers", et devant être interprété comme une intrusion granitique précurseur du granite du Mont Blanc.

En continuant la coupe à travers ces trois zones lithologiques vers le complexe de Gouter (direction ouest), on retrouve de nouveau des migmatites avec des structures reliques d'amphibolites et quartzites.

Dans la *région au SO du Mont Blanc (entre Val Veny et le Bonnant)* affleurent d'importantes séries de migmatites anciennes avec des grands rubans d'amphibolites et de quartzites, qui localement sont fortement transformées par une blastomylonitisation. De grandes zones d'anatexites à pinite sont reconnaissables, indiquant ainsi une anatexie répétée et une histoire plus complexe, qui dans la zone de Martigny – Chamonix a été effacée par une forte tectonique tardive, soit permienne soit alpine. Cette même tectonique et transformation est reconnaissable dans le SO du Mont Blanc, si on monte le glacier de Tré-la-Tête. L'ancienne tectonique, l'emplacement de sédiments d'âge Carbonifère et la tectonique récente se trouvent superposées.

La troisième région de roches métamorphiques anciennes, *le flanc SE du Mont Blanc (Val Ferret)*, est caractérisée par des roches basiques d'une composition spéciale. Parmi les amphibolites se trouvent des horizons de boules d'actinote, à structure radiale, dans une roche encaissante très riche en biotite et amphibole, qui prend son caractère spécial par la présence de grands feldspaths potassiques, qui suivent dans leur disposition la schistosité principale.

Avant de décrire ces roches dans un ordre chronologique plus détaillé, une petite description pétrographique des unités principales est donnée dans le chapitre suivant.

3. Description pétrographique des unités métamorphiques

Comme la composition minéralogique des différentes unités est le résultat d'un polymétamorphisme, il convient de donner d'abord un cadre général des événements métamorphiques de la région.

Les plus anciennes roches témoignent d'un cycle de sédimentation comprenant des séries détritiques avec des carbonates intercalés, dans lesquelles se trouvent des roches effusives acides et basiques ainsi que leurs tufs respectifs. Les roches du dit cycle sédimentaire (précambrien à paléozoïque) ont pendant un événement métamorphique souffert les transformations du faciès amphibolique, qui est accompagné par une anatexie régionale I. Suivant la composition chimique se formaient des mobilisats anatectiques, qui dans des amphibolites à biotite ont une composition de quartzdiorite (métatectes avec biotite – plagioclase – hornblende). D'après VON RAUMER (HÜGI & VON RAUMER 1975) les paragenèses minéralogiques suivantes se sont développées dans les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges :

Roches argileuses et détritiques

disthène – staurotide – grenat – plagioclase – biotite – quartz

roches carbonatées

calcite – diopside – hornblende – grenat – plagioclase ± zoïsite/clinozoïsite ± quartz ± graphite

métabasites

grenat – diopside – hornblende – plagioclase – quartz

gneiss acides granitoïdes

feldspath potassique – plagioclase – biotite ± grenat ± muscovite

Ces assemblages minéralogiques et la formation des mobilisats quartzdioritiques indiquent des conditions élevées de température et de pression pendant le métamorphisme (4–6kb/680–750°C). La comparaison avec les événements dans le massif du Gotthard (ARNOLD 1970 a, b) m'amène à rapporter ce métamorphisme au paléozoïque supérieur (calédonien). Les données du plomb-total sur les zircons ont été interprétées comme des âges compris entre 400 et 600 Mill. d'années (KRUMMENACHER et al. 1960; BUCHS et al. 1962; BERTRAND et al. 1965; CHESSEX et al. 1966; LAURENT et al. 1967).

Nous avons alors comme produit de ce métamorphisme des roches anatectiques différentes (migmatites), qui englobent souvent des roches conservées (boudins d'amphibolite, de quartzite ou de cipolin). Quand l'anatexie n'a pas trop transformé les roches primaires, nous retrouvons la série détritique sous forme de gneiss à mica et plagioclase avec staurotide, disthène, grenat, sillimanite. Ce même cycle métamorphique a produit des magmas granitiques qui ont donné naissance au granite grossier et aux granites à muscovite avec, dans les stades finaux, des pegmatites.

Mais il ne suffit pas de seulement reconnaître les événements métamorphiques d'âge calédonien, car les séries rencontrées montrent les traces de plusieurs épisodes de métamorphisme. Les structures métamorphiques calédoniennes

ont été transformées par la naissance de grands linéaments tectoniques de direction NE–SO, et les produits de ces transformations ont reçu une description détaillée (“gneiss de Chéséry”, BELLIERE, 1958, 1971). Repérés à l’origine dans les Aiguilles Rouges, ils sont aussi présents dans le massif du Mont Blanc, longeant les principales zones tectoniques anciennes. Le métamorphisme qui l’accompagnait atteignait le faciès amphibolique, et les roches soumises à une blastomylonitisation montrent une forte granulation de tous leurs composants. Localement de belles lentilles de quartz se sont formées qui donnent aux roches un aspect semblable à certaines granulites.

Cette phase tectonique, qui prend place à la fin des événements calédoniens, marque peut-être aussi le commencement des événements hercyniens. Elle est suivie par une nouvelle anatexie (II), partout caractérisée par la formation de granodiorites à pinites. Cette nouvelle phase d’anatexie, probablement liée aux grands linéaments tectoniques formés auparavant, pourrait être considérée comme un événement hercynien précoce. Elle est souvent accompagnée par une blastèse de plagioclase et une cristallisation de biotite, tandis que l’andalousite et la cordierite sont tardives. Les andalousites, souvent aussi retrouvées dans des mobilisats pegmatoides, peuvent atteindre localement un diamètre de 5 cm.

Avec ces transformations d’âge hercynien les roches anciennes sont devenues polymétamorphiques. Mais il ne faut pas oublier que aussi les événements postérieurs se laissent reconnaître partout, tels comme les mouvements et transformations tardihercyniennes et dans le domaine alpin encore toutes les transformations liées aux différents stades de métamorphisme alpin.

Dans le cadre de cette histoire métamorphique complexe nous allons maintenant placer et décrire les roches métamorphiques anciennes, qui composent les trois régions métamorphiques autour du Mont Blanc.

Si la cartographie à petite échelle découvre seulement les principaux ensembles lithologiques, l’observation de détail doit faire face à une lithologie très variée, dont les unités suivent des structures complexes à axes de plis fortement inclinés formant un “Schlingenbau” à grande échelle. L’absence d’horizon repère important ne laisse pas apparaître ces structures verticales sur la carte géologique. Ce sont pourtant des plis d’amplitude kilométrique replissant un ancien système de plis fortement isoclinaux. Toutes ces structures sont antérieures au Carbonifère supérieur car elles sont coupées par des filons de pegmatites à feldspaths noirs, pegmatites qui sont plus anciennes que le granite du Mont Blanc.

Pour la description des unités lithologiques nous allons suivre le plan suivant :

- a) roches reliques, résistantes aux transformations métamorphiques :
 - des formations détritiques, souvent quartzitiques
 - les formations carbonatées

- les basites
- b) migmatites en général
- c) gneiss œillés
- d) blastomylonites du “type Chéséry”
- e) granodiorites à pinite
- f) “granites écrasés” du type Vallorcine de la zone du Montenvers
- g) granite du Mont Blanc

Les descriptions suivantes donneront seulement les détails les plus importants. Vu la grande variation de certains types de roche nous ne donnons pas de compositions modales. De plus, la composition modale est souvent faussée par des transformations tardives, qui ne laissent qu'à peine reconnaître les composants primaires. De même il est impossible de donner les compositions chimiques des plagioclases car la plupart sont remplacés par des micas clairs et des minéraux du groupe épidote-clinozoïsite.

3a) *Roches reliques*

Ces roches ont pu résister à l'anatexie normale à cause de leur chimisme. Elles apparaissent soit en bancs et horizons relativement bien conservés, soit sous forme de boudins dans une matrice déjà homogénéisée par l'anatexie.

La composition des *formations quartzitiques* et des *formations calcaires* se révèle très variable. Toutes les compositions (pétrographiques) depuis des quartzites purs jusqu'à des gneiss à micas et aluminosilicates ou à des marbres impurs sont possibles. De plus la composition des roches calcaires varie fortement depuis des marbres purs jusqu'à des roches composées seulement de minéraux calc-silicatés. Ces roches correspondent probablement à des dépôts détritiques et carbonatés: bancs de grès, litharénites, litharénites marneuses, marnes et carbonates siliceuses (Fig. 2).

Beaucoup plus importantes et beaucoup plus homogènes en apparence se révèlent les *amphibolites*. Encore bien conservées et faciles à suivre sur le terrain dans le massif des Aiguilles Rouges, ces mêmes formations se présentent différemment dans le domaine du Mont Blanc. Il est toutefois difficile de suivre un horizon et de l'utiliser comme horizon repère pour les anciennes structures. Dans la plupart des cas il s'agit de boudins d'amphibolites englobés dans une matrice déjà fortement homogénéisée par l'anatexie. D'après VON RAUMER (1974) quatre types d'amphibolites peuvent être distingués (Fig. 3, 4, 5):

- les amphibolites à grenat et les amphibolites à grenat à structures symplectiques, probablement d'origine éclogitique (hornblende, plagioclase, diopside, grenat),
- les amphibolites massives, que l'on trouve au bord des amphibolites à grenat, mais plus souvent comme boudins dans une pâte d'anatexites (hornblende, biotite, plagioclase, quartz),
- les amphibolites rubanées, que l'on trouve en traces dans toute la région particulièrement liées au contact d'amphibolites avec des anatexites et dont les meilleurs exemples

sont dans la région de Fully (hornblende, biotite en alternance avec des zones de plagioclase),

- les amphibolites anatectiques, stade final de l'anatexie des amphibolites (prismes de hornblende isolés dans une pâte composée de plagioclase, quartz et feldspath potassique).

L'origine de ces roches amphiboliques est probablement à rechercher dans des séries basiques et ultrabasiques avec leurs tufs et tuffites respectifs, toutefois pour une partie des amphibolites une provenance à partir de sédiments carbonatés ne peut pas être exclue.

Un problème particulier est posé par des horizons d'amphibolites qui ont l'aspect de *gneiss œillés amphiboliques*, dont les yeux sont formés par des *feldspaths potassiques*. Cette formation constitue un ruban qui peut se suivre sur le terrain du Petit Col Ferret au pied du Mont Dolent. Mais des traces de ces roches se trouvent de nouveau au Catogne et aussi dans la région du Fully. Dans la plupart des cas, hornblende et biotite constituent les composants principaux; le pourcentage en feldspath potassique peut varier (Fig. 6).

Dans ces mêmes horizons se trouvent des boules avec des structures radiaires souvent composées uniquement d'actinote. Il est probable que ces formations ont leur origine dans une venue magmatique ayant un caractère alcalin de type monzogabbro à syénite. Une description plus détaillée devra prendre en considération les observations faites par PECHER (1970) et les descriptions et analyses détaillées par LE FORT (1973) sur des formations du même type dans le Haut Dauphiné.

3 b) *Migmatites en général*

Si localement on peut encore reconnaître les structures typiques des migmatites, il est généralement très difficile de trouver des migmatites n'ayant pas souffert des déformations tardives, et en conséquence, les migmatites apparaissent comme des gneiss à grain moyen à feldspaths et micas, présentant souvent une forte schistosité. Dans de rares cas on reconnaît des structures tectoniques complexes où la roche finement litée montre des plis pincés repris par une nouvelle déformation de plis d'axe vertical. Seuls des boudins reliques de roches résistantes montrent que ces gneiss fortement déformés ont une origine migmatique. La composition normale à biotite, plagioclase, quartz et feldspath potassique est changée par les transformations tardives en micas divers, chlorite, quartz et taches de séricite remplaçant les plagioclases et les feldspaths potassiques. En approchant les zones d'amphibolites on observe une bordure réactionnelle de composition différente, où les biotites et parfois même des hornblendes donnent aux migmatites un aspect foncé.

3 c) *Gneiss œillés*

Une grande zone de gneiss œillés d'aspect très variable peut être suivie dans la zone de Chamonix – Martigny depuis la Mer de Glace jusqu'à la région de l'alpage de Bovine dominant Martigny. La composition des différents types correspond plus ou moins à celle d'un granite à microcline-perthite, plagioclase acide, quartz, biotite et muscovite. De temps en temps on trouve des grenats comme minéraux accessoires (Fig. 7, 8, 9).

Des beaux affleurements dans la région de la Pointe des Grands – Croix de Bérons et Lognan – Glacier d'Argentière permettent d'observer des détails significatifs. La formation des gneiss œillés n'est pas homogène; on découvre au contraire qu'elle est souvent interstratifiée avec des gneiss granitiques finement grenus, rubanés et avec des gneiss granitiques microgrenus homogènes, tous deux pouvant ou non présenter des pourcentages variables de grands yeux de feldspaths potassiques. On rentre dans les gneiss lenticulaires à fortes concentrations de feldspaths potassiques grossiers tantôt par une transition graduelle tantôt de façon abrupte. Ils forment les vrais gneiss œillés qui donnent leur nom à tout l'ensemble. Ces yeux peuvent localement atteindre 15 cm, mais dans ce cas ils sont moins nombreux. Les zones riches en feldspaths potassiques ne peuvent pas être suivies sur le terrain; elles apparaissent en tâches dans toute la région. Il se peut toutefois que cela soit dû à la tectonique, en particulier aux plis d'axe vertical qui sont difficiles à reconnaître dans cet ensemble.

Cet ensemble a subi une mobilisation anatectique graduelle, bien reconnaissable dans la région de Lognan. Cette mobilisation d'aspect microgrenu, d'abord seulement visible dans de petites zones de cisaillement, prend progressivement une importance plus grande, jusqu'à ce que toute la structure ancienne des gneiss œillés ne subsiste plus que comme une trame superposée à un fond déjà partout microgrenu. Cette anatexie aboutit au stade final où les filons granitiques à muscovite discordants recoupent les vieilles structures (Fig. 10, 11).

Il est encore important de noter que ces filons granitiques montrent souvent des feldspaths potassiques noirs de petite taille. De temps en temps ils sont en relation avec des zones pegmatoides à feldspath noir. Enfin on a aussi observé des fentes remplies de tourmaline au stade terminal. L'interprétation de cet ensemble des gneiss œillés devra tenir compte de la disposition souvent litée des différentes lithologies. Quant aux gneiss œillés s.s., remarquons qu'on y a trouvé une fois une relique pouvant être interprétée comme une enclave.

3 d) *Blastomylonites de type "Chésérys"*

Dans la région des lacs de Chésérys (Aiguilles Rouges) BELLIERE (1958, 1971) a décrit un ensemble de gneiss, produits d'un événement métamorphique et tectonique qui a fortement transformé des formations anciennes très

différentes. La plupart des anciens composants sont fortement granulés (biotite, feldspath potassique, plagioclase) et les quartz sont recristallisés sous forme de longs disques, recoupant les vieilles structures.

La cartographie détaillée m'a permis d'en trouver aussi dans le domaine du Mont Blanc, et là, en relation avec des zones qui étaient déjà connues comme zones tectoniques. La zone la plus importante s'allonge parallèlement au Val Vény au SW du Mont Blanc dans les alentours du vieux refuge d'Estelette. La structure typique de ces roches est encore reconnaissable malgré une transformation par le métamorphisme alpin (Fig. 12).

Une zone plus réduite affleure dans les pentes dominant le chemin Glacier du Trient – Fenêtre d'Arpettes. Là la roche homogène et claire, d'aspect aplitique apparaît recristallisée en petits grains. On y remarque la présence de petits grenats et parfois aussi d'antiperthites ainsi que celle de quartz néoformés sous forme de disques, qui donnent à la roche un aspect granulitique.

3 e) *Granodiorites à pinite*

Dans une zone qui s'étend depuis Fully jusqu'au Col de la Seigne et au Col du Bonhomme des roches à pinite peuvent prendre un développement considérable (Fig. 14, 15).

KRUMMENACHER (1959) qui en avait reconnu les différents aspects dans le domaine de Fully, les avait groupées sous le terme "série de Fully". Les recherches plus récentes ont permis de discuter à nouveau leur position géologique. Ces roches, très bien exposées dans le domaine de Fully, sont altérées par les événements tectoniques tardifs dans la zone de Chamonix. On les retrouve grâce aux ouvrages artificiels dans les pentes sud du massif d'Arpilles puis elles sont recoupées obliquement par la zone de Chamonix. Elles réapparaissent sous leur aspect typique dans le SW du massif dans les alentours de l'Aiguille des Glaciers et des Aiguilles de la Lée et occupent des surfaces considérables sur tous les polis glaciaires du glacier des Glaciers et du glacier de Lanchette, avant d'être aussi retrouvées entre le Col de Croix du Bonhomme et le Col du Bonhomme. On peut distinguer différents stades dans leur développement.

Dans un stade initial on observe des roches métamorphiques anciennes, souvent fortement migmatisées et affectées de plis verticaux recoupées par des zones diffuses où apparaissent de grandes tâches de pinite (cordièrite transformée). Dans un stade plus avancé se mêlent des rubans de pinite avec des reliques de l'ancienne roche et des mobilisats granitiques-granodioritiques. Dans un stade terminal enfin on observe des granodiorites assez homogènes qui probablement dans leur mobilité correspondaient déjà à l'état magmatique. On rencontre encore des zones riches en pinite, mais la pinite forme plutôt de petits prismes. Ces prismes de pinite apparaissent de moins en moins dans les stades

tardifs. Les composants les plus importants sont le plagioclase (oligoclase-andésine), la biotite, le quartz et le microcline-perthite. La disposition géologique de cet ensemble demande encore à être discutée. Il a été qualifié d'ensemble le plus ancien dans le domaine des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc, interprétation qui avec les connaissances plus récentes doit être revue.

3 f) Granite du Montenvers

Parallèlement à la zone des gneiss œillés, OULIANOFF (1932) avait cartographié une zone de "granite écrasé", qui peut s'observer depuis la Mer de Glace (Pied du Montenvers) jusqu'au Col de Balme et aux Grandes-Autannes. Ces roches granitiques, souvent à forte schistosité, englobent dans la région du Montenvers un grand nombre d'enclaves. A Lognan on observe des zones où la disposition des enclaves et des grands prismes de feldspath potassique donne une belle structure parallèle aux roches granitiques. Dans ce cas elles ressemblent fortement au granite de Vallorcine tel qu'il est exposé dans la carrière de Miéville. Vers les Grandes Autannes ces roches prennent un aspect plus microgrenu, et elles possèdent une quantité considérable d'enclaves biotitiques reliques. Ces gneiss apparaissent pour la dernière fois dans les rochers du chemin qui mène du village du Trient vers le glacier du Trient. Il se peut aussi que certains affleurements le long de la conduite d'eau de la Forclaz au Glacier du Trient doivent être rattachés au granite du Montenvers. Dans la plupart des cas ces roches granitiques sont fortement laminées, mais elles sont toujours caractérisées par les grandes lames de biotite foncée. La genèse du granite de Montenvers est probablement très semblable à celle du granite de Vallorcine, correspondant à un même événement géologique dans les deux massifs (Fig. 13).

3 g) Granite du Mont Blanc

Le massif du Mont Blanc est dominé par le granite du même nom d'âge Carbonifère supérieur, qui déjà très tôt avait reçu le nom de *protogine* (JURINE 1806). Si on fait une cartographie exacte on se rend compte, que ce massif granitique n'est pas du tout homogène. Oublions pour le moment les événements alpins qui ont donné au granite sa structure typique, et ne considérons pas non plus les traces de la tectonique tardihercynienne, qui très tôt, a tronçonné et transformé les contacts primaires avec l'encaissant. Comme l'a déjà clairement établi OULIANOFF (1924), le granite forme un massif circonscrit avec des contacts discordants qui, surtout dans la région du lac du Plan de l'Aiguille, sont encore bien visibles.

Le granite dispose d'une structure primaire reconnaissable par les "Schlieren" (VON RAUMER 1967), ces concentrations riches en biotite ou feldspath

potassique étirées par les mouvements intramagmatiques et dessinant la forme générale du complexe granitique. La disposition structurale fait apparaître une grande coupole dont les côtés sont surélevés par des mouvements tardifs. Les axes de cette coupole s'inclinent vers le NE et le SO. Les structures primaires sont aussi marquées par la disposition des feldspaths potassiques, typiques dans la région centrale du granite. Leur alignement parallèle laisse percevoir des structures synclinales primaires qui suivent les structures générales du granite, mais aussi des structures de convection (VON RAUMER 1967). La disposition parallèle des zones riches en enclaves et de celles riches en feldspaths potassiques a très tôt engagé la discussion sur ces anciennes structures (DUPARC & MRAZEC 1898, OULIANOFF 1960), interprétées comme vestiges des structures héritées. Mais il se peut que certains contacts internes aient été obliérés, car il faut – mis à part les filons tardifs – compter avec plusieurs venues granitiques partielles qui forment aujourd'hui un grand massif granitique qui n'est pas complètement homogène (Fig. 16, 17).

De plus l'orientation actuelle N 20°E des enclaves (p.e. Jardin de Talèfre) est l'effet d'une déformation postgranitique probablement d'âge tardihercynien, qui a mené vers une rotation externe et interne complète de ces enclaves.

Le faciès de bordure est normalement différent; le granite devient plus fin, et la composition s'approche localement d'une granodiorite. Dans d'autres lieux, les structures deviennent plutôt porphyriques (Lognan) et même une transition aux granitporphyres est possible (domaine du Dolent). Les diaclases, responsables de la belle forme des "aiguilles", sont disposées dans le sens classique de la tectonique du granite d'après CLOOS (1922) avec les systèmes AC, BC et les systèmes diagonaux (PURTSCHHELLER 1963). Comme filons tardifs on trouve des microgranites et des lamprophyres.

La composition modale du granite subit des variations, qui suivant STRECKEISEN (1967) vont depuis les granodiorites aux granites, mais au contact avec des enclaves riches en hornblende des compositions syénitiques sont même possibles.

Les minéraux les plus importants sont le microcline-perthite, le plagioclase (oligoclase-andésine), le quartz et la biotite. Comme accessoires on trouve la hornblende, l'apatite, le zircon et l'orthite. L'épidote et l'orthite sont probablement en partie des reliques d'assimilation, mais elles peuvent être d'autre part le produit du métamorphisme alpin.

4. Histoire géologique tardive

Après la mise en place du granite principal et des filons tardifs l'histoire proprement constructive a trouvé sa fin dans le domaine du Mont Blanc; les événements tardihercyniens et alpins ont plutôt un caractère destructeur pour le socle cristallin.

Les événements tardihercyniens commencent à détruire le bâti consolidé. Il est difficile de prouver que tel plan de mouvement est d'âge tardihercynien, mais le rejeu continu des lignes tectoniques le long desquelles se sont mis en place des rhyolites et microgranites d'âge permien, laisse supposer qu'avant leur mise en place ces lignes étaient déjà actives. De même, la sédimentation carbonifère était probablement limitée par ces systèmes de failles produisant des structures Horst-Graben avec des bassins intramontagneux retenant les dépôts continentaux du Carbonifère supérieur et du Permien (OULIANOFF 1924, SUBLET 1962, TRÜMPY 1966, VERNET 1969, BURRI 1969b).

Il est certainement significatif que les grandes lignes tectoniques alpines s'accordent avec les complexes carbonifères du massif, soit dans la région du Fully ou du Salvan, soit également dans la région du Mont Tondu et du Col Durier.

Jusqu'à quel degré ces failles étaient-elles déjà actives après la mise en place du granite? Une question semblable se pose pour les grandes lignes tectoniques représentées par des zones de mylonites. Une cartographie détaillée dans la région du Salvan révèle que des écailles cristallines sont intercalées dans les couches du Carbonifère supérieur. Ne serait-il pas possible que le dépôt des conglomérats grossiers et la formation des failles datent du même moment. On peut penser par exemple à des événements contemporains comme ceux décrits par MALARODA (1975) dans le Massif d'Argentera.

Et combien de transformations pétrographiques se sont produites pendant les mouvements tardifs? Une activation des échanges lors de la mise en place des rhyolites et microgranites permien a certainement transformé aussi les roches encaissantes, menant à des associations minéralogiques qui pourraient être prises pour un métamorphisme de bas degré. La formation de chlorite et la transformation d'anciens biotites dans des gneiss acides n'est pas nécessairement d'âge alpin, mais pourrait avoir aussi un âge tardihercynien.

Sous cet aspect il est aussi difficile d'évaluer le degré de transformation par les événements alpins. Si on veut bien apprécier l'effet des transformations alpines dans le socle cristallin, il faut avoir devant les yeux la tectonique variée qui a amené et entassé les différentes unités tectoniques sur le socle cristallin en lui arrachant des écailles. Le schéma de développement tectonique post-triasique dans la région de la Dent de Morcles (BADOUX 1972) montre clairement les styles différents du socle et de la couverture. Pendant que cette dernière était plissée, écaillée et transportée partiellement vers le Nord, le socle était comprimé, sa surface triasique déformée, et il jouait le long de failles certainement antérieures. Il est probable que les linéaments tectoniques déjà existants d'âge hercynien ont fortement influencé la tectonique alpine dans le socle cristallin.

Mais on peut se demander jusqu'à quel point le massif du Mont Blanc mérite encore d'être appelé *autochtone*. Si la distance entre les massifs des Aiguilles

Rouges et du Mont Blanc était probablement considérable pendant la sédimentation du mésozoïque (BADOUX 1972), cette distance est aujourd'hui minimale et la déformation extrême des roches mésozoïques (AYRTON 1969) témoigne de leur rapprochement. En suivant des horizons de repère on reconnaît aussi au Petit Col Ferret des structures complexes qui ressemblent fort à celles décrites par BURRI (1969a) dans les régions voisines. L'observation de gros blocs de cristallin et de quartzites de type werfénien dans des marbres grossiers saccharoïdes fait penser à des blocs d'olistolithes pareils à ceux de la Dent de Morcles (BADOUX 1972). Après les comparaisons stratigraphiques récentes dans le domaine du Col de Bonhomme (ANTOINE et al. 1975, ANTOINE & LANDRY 1976, LANDRY 1976) et la description de niveaux tertiaires à blocs cristallins il serait important de redéfinir la lithostratigraphie dans la région du Col Ferret, car il se pourrait que les couches à blocs cristallins ne soient pas du Malm mais peut-être du Crétacé ou même du Tertiaire. Le métamorphisme avancé de ces couches a jusqu'à présent empêché toute trouvaille de fossiles.

L'observation de grands accidents horizontaux dans les conduites forcées de la région du Trient a aussi soulevé le problème du degré de transport de l'ensemble du massif vers le Nord. De plus le socle cristallin a également pris la forme d'un éventail dont le bord Sud-Est chevauche légèrement les séries mésozoïques.

Les "claveaux" (BORDET 1961) de la terminaison SW du massif du Mont Blanc entre le Col du Bonhomme et St-Gervais pourraient bien être des écailles de cristallin poussées l'une sur l'autre vers le NO et conservant entre elles un liseré mince de mésozoïque. Des observations à venir donneront de nouvelles précisions sur ce problème.

Au point de vue pétrographique le massif du Mont Blanc montre clairement un métamorphisme de degré schistes verts, dont les amphibolites et le granite conservent bien l'empreinte (VON RAUMER 1967, 1969, 1971a, 1974).

Les derniers événements tectoniques ont occasionné l'ouverture des fissures minéralisées alpines qui furent l'objet d'une étude de POTY (1969). Si leur contenu témoigne d'une série de transformations tardives considérables, les recherches sur les inclusions fluides dans les cristaux (POTY, STALDER & WEISBROD 1974) ont donné de nouvelles précisions sur les conditions de leur formation et sur la tectonique tardive dans le massif. Seuls des mouvements récents de soulèvement permettent toutes ces observations; la morphologie assez abrupte du massif témoigne de l'importance de ces mouvements.

5. Développement géologique et position dans l'arc alpin

La présentation des différentes unités pétrographiques révèle la complexité de l'histoire géologique du massif. Le tableau suivant doit permettre de voir les

relations des différentes unités citées dans l'histoire géologique du massif. Toutefois il ne faut pas oublier que les essais d'attribution d'un âge se font par référence aux données absolues du massif du Gotthard, car il y a trop peu de datations pour le massif en discussion.

Le tableau historique des événements géologiques (tabl. I) s'insère bien dans le tableau plus général des domaines cristallins externes (VON RAUMER 1976) et cette comparaison complète la discussion entamée par LAURENT & CHESSEX (1968).

Le massif du Mont Blanc fait partie d'un ensemble cristallin qui est caractérisé par une consolidation autour de 450 m.a.. A la bordure de ces domaines cristallins on peut observer des ensembles marginaux (Vieux Chaillol, Taillefer, SO des Aiguilles Rouges) où, parallèlement aux événements métamorphiques du socle, des terrains volcano-sédimentaires se sont déposés. Il serait intéressant de discuter la présence éventuelle de la limite Dévonien-Carbonifère inférieur dans ces sédiments. L'utilisation des critères donnés par PAPROTH (1964, 1969, 1970) ainsi que la comparaison avec les Vosges (LE FORT & EHRSTRÖM 1969) et la Forêt-Noire seraient dans ce cas d'une grande utilité.

Événements paléozoïques

De façon générale on peut, dans le massif du Mont Blanc comme dans les autres massifs externes, reconnaître un grand cycle métamorphique qui a produit des anatexites (Anatexie I) mais aussi des amphibolites à grenat à structures symplectiques, ce qui indique leur origine éclogitique. A ce métamorphisme est liée la formation de masses granitiques aujourd'hui présentes à l'état d'orthogneiss, comparables aux orthogneiss des autres massifs ("Streifengneiss" du Gotthard, gneiss œillés de Crupillouse du Haut-Dauphiné, LE FORT 1971). Ces gneiss œillés, présentant souvent des feldspaths noirs, se trouvent surtout dans les Aiguilles Rouges et sont moins répandus dans le domaine du Mont Blanc.

Comme nous l'avons déjà fait remarquer (VON RAUMER 1971 a), il faut les séparer des formations de gneiss œillés cités plus haut (IIIc). Ces derniers pourraient représenter un ancien complexe volcanique stratifié de laves acides et de leurs tufs. Il est certainement difficile de distinguer les reliques d'ancien phénocristaux de feldspath potassique de ceux résultant d'une blastèse pendant l'anatexie I. Mais les très grandes "boules" de feldspath potassique maclé, souvent de monocristaux arrondis de couleur noire, ne ressemblent guère aux feldspaths potassiques résultant d'un blastèse **normal**. La question d'anciens massifs volcaniques acides n'est d'ailleurs pas sans fondement puisque l'on connaît bien dans les séries cambriennes et ordoviciennes du NO de l'Espagne de grands complexes volcaniques comportant des rhyolites à très grands phénocristaux de

Tableau I Chronologie des événements dans le Massif du Mont Blanc
et des Aiguilles Rouges

<p>sédimentation précambrien-paléozoïque socle inconnu</p> <p>métamorphisme régional faciès amphibolique anatexie régionale I (calédonien ou plus ancien)</p> <p>granites grossiers granites aplitiques pegmatites avec feldspath potassique noir, grenat, tourmaline; veines à tourmaline</p> <p>déformations, formation d'axes de pli verticaux</p> <p>blastomylonites type "Chésérys"</p> <p>anatexie régionale II</p> <p>bassins avec Dévonien et Carbonifère inférieur</p> <p>mobilisation des granodiorites à pinite (Fully, Col de la Seigne, Ville des Glaciers)</p> <p>granite de Vallorcine et du Montenvers</p> <p>Intrusions des granites du Carbonifère supérieur du Mont Blanc et de Pormenaz</p> <p>tectonique postgranitique</p> <p>sédimentation du Carbonifère supérieur et Permien</p> <p>transformations de degré schiste vert</p> <p>Rhyolites et microgranites</p> <p>sédimentation permo-triasique et transgression triasique ou jurassique</p> <p>commencement de l'histoire "alpine"</p>	<p>carbonates, pélites, roches détritiques</p> <p>Volcanisme acide (kératophyres et rhyolites) et basique avec les tufs correspondante</p> <p>transformations vers des para- et orthogneiss (+clogite) "série des Aiguilles Rouges" avec anatexites, gneiss à silicates d'alumine, cipolins, quartzites, amphibolites, gneiss ocellés.</p> <p>granulation + linéation</p> <p>blastèse de plagioclase métamorphisme accompagnant avec biotite, grenat, plagioclase, feldspath potassique, fibrolite, tardivement cordierite- andalousite.</p>	
---	--	--

feldspaths potassiques (“ollo de Sapo” PARGA-PONDAL et al. 1964; “série des porphyroïdes” LOTZE 1956, FÄRBER et al. 1964, RIEMER 1965, SCHÄFER 1969).

Transformation des structures paléozoïques en structures hercyniennes

Les événements qui succèdent aux intrusions des magmas calédoniens nécessitent une discussion approfondie car il faudrait définir les relations entre les structures calédoniennes et hercyniennes. Déjà JÄGER (1971) avait posé le problème d'une transition entre ces deux cycles différents tandis que HUNZIKER (1974) ne voyait pas de grande interruption entre les deux. Les événements proprement hercyniens dans le domaine sédimentaire sont marqués par des discordances, des interruptions de sédimentation, des horizons de conglomérats et même des phases de déformation. Ils servent de critère pour l'établissement des différentes phases tectoniques du cycle hercynien. Mais comment réagit le socle cristallin à ces phases observables dans des structures de surface? Il faudrait disposer d'une synchronisation verticale (WEGMANN 1953, 1956) pour reconnaître des événements contemporains dans les différents étages tectoniques. Une chronologie des phases de déformation serait utile, mais comme celles-ci se présenteraient différemment à chaque niveau tectonique, leur parallélisation serait seulement le résultat d'une comparaison soignée. D'autres critères pourraient servir pour la définition des événements sûrement hercyniens dans le socle cristallin, comme des cycles magmatogènes, des événements métamorphiques ou des processus d'échange géochimique et d'évolution isotopique. Un pas dans cette direction serait la comparaison des analyses des éléments de traces dans les différentes roches granitiques, comme cela a été fait sur les différents granites de la Forêt Noire (EMMERMANN & REIN 1973), menant vers la distinction de deux cycles granitiques différents. La comparaison des différentes données et leur parallélisation avec les événements de surface seraient nécessaires.

Un critère temporaire pour la définition de la fin d'un cycle orogénique serait donné d'après WATZNAUER (1967) par le moment où les processus orogènes seraient remplacés par une tectonique décomposant les grands blocs en structure mosaïque.

Les données du domaine du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges montrent d'anciennes structures N-S qui à un moment donné — par comparaison avec le massif du Gotthard vers les 400-350 mill.a. — sont sectionnées par des nouvelles structures, celles-ci NE-SO. Leur direction exacte ne peut pas être bien définie, car dans la suite de l'histoire géologique jusqu'aux événements alpins les compressions successives des structures existantes ont initié de nouvelles lignes tectoniques.

Les linéaments tectoniques de direction NE—SO ont une signification importante pour le futur développement du socle cristallin, ainsi décomposé en blocs mosaïques. Tous les événements tectoniques futurs seraient au moins guidés par l'existence de ces lignes directrices.

Les éléments les plus importants de ces linéaments sont les blastomylonites avec leur association minéralogique de haut métamorphisme. Toujours limités à des zones relativement étroites ils laissent entre eux des complexes presque sans déformations, comparables à des lentilles de cisaillement de grande taille. La structure granulée et la formation de disques de quartz et de grenats est typique dans le Mont Blanc; elle a mené à la définition des "gneiss de Chéséry" dans les Aiguilles Rouges (BELLIERE 1958, 1971). Mais dans des structures semblables du linéament de la Pilatte (PECHER & VIALON 1970, LE FORT 1971), le disthène, la sillimanite prismatique et les antiperthites sont mentionnés. Des problèmes comparables se posent pour des zones restreintes du massif de l'Argentera où de pareilles structures sont bien reconnaissables. Il est probable que dans les zones avoisinantes des déformations d'axes verticales se soient produites, mais leur observation est difficile puisque la plupart des roches déformées sont d'anciennes migmatites et non des horizons repères comme les amphibolites.

Cette tectonique est suivie par un événement métamorphique qui peut être nommé anatexie II, mais dont l'âge n'est pas encore fixé. Ce métamorphisme est postérieur au métamorphisme calédonien, mais il pourrait être un événement hercynien précoce, ayant une position limite entre le calédonien et l'hercynien. Plusieurs manifestations métamorphiques et magmatogènes sont liées à cette anatexie II, dont le trait le plus caractéristique est la formation largement répandue de cordièrite. Les formations à cordièrite sont bien connues dans les différents massifs externes (migmatites de Innertkirchen et Lauterbrunnen, Massif de l'Aar; granodiorite à pinite de Fully et du Glacier des Glaciers, Mont Blanc; dans le massif de Belledonne; les granodiorites de la région du Pigeonnier, Haut Dauphiné; migmatites de Fenêtre et le complexe du "Granite de Valmasque" dans l'Argentera-Mercantour), mais leur interprétation est bien différente selon les massifs. Déjà KRUMMENACHER et al. (1965) avaient montré leur large distribution; les analyses Plomb-total (800 m.a.) amenaient ces auteurs à les considérer comme les unités les plus anciennes de ces massifs ("série de Fully"). Pour moi au contraire leur genèse est liée probablement aux linéaments tectoniques cités plus haut. Il est intéressant de noter que les affleurements des formations à pinite suivent à peu près la direction des grandes lignes tectoniques. D'après RUTISHAUSER (1973), une partie (Lauterbrunnen) est à rapporter à une migmatisation in situ. Mais dans leur prolongement on trouve aussi des corps magmatiques discordants à pinite comme par exemple

les granodiorites de Fully. Les granites du Gastern (HÜGI 1956) et celui de Vallorcine sont probablement des dérivés tardifs des mobilisats riches en pinite.

Examinons à présent les conditions qui ont pu présider à cette formation générale de cordierite. Il est probable qu'à la fin des grands événements calédoniens la pression partielle de l'eau était faible par rapport à la pression totale. Les mouvements tectoniques menant à la formation des linéaments avec blastomylonites pouvaient dans leur reprise produire une croissance de la pression partielle d'eau jusqu'à la pression totale, amenant ainsi la mobilisation des anatexites à pinite. Il n'est pas tout à fait clair que les conditions de pression aient été spécialement basses, puisque l'on trouve encore du grenat et de la fibrolite dans le cœur des pinites. La présence de cordierite et de grenat dans les mobilisats correspondrait d'après HIRSCHBERG & WINKLER (1968) à une pression de 4–5 kb P et cela dans un domaine de température de 650–700°C. D'après les nouvelles données de HOSCHEK (1974), des micas riches en Al peuvent aussi favoriser une mobilisation avec formation de cordierite.

Les processus d'échange accompagnant la mobilisation générale facilitaient la migration de Na, K et Ca, produisant des auréoles riches en plagioclase, particulièrement exemplaires dans le domaine du Pigeonnier (Haut Dauphiné, LE FORT 1971), mais qui sont aussi caractéristiques dans le massif de l'Argentera et du Mont Blanc (Col de la Seigne, Glacier des Glaciers). La poursuite des mouvements tectoniques le long des linéaments déjà existants pourrait alors être la cause de la mobilisation des anatexites à pinite liée à une migration des alcalins et des volatiles. Ce processus pourrait être le début d'une histoire hercynienne dans un socle cristallin d'âge calédonien.

L'histoire postérieure, véritablement hercynienne, est celle d'une cristallisation tardive de cordierite et d'andalousite, bien représentées seulement dans les Aiguilles Rouges; elle évoque le processus général tardif de basse pression avancé par ZWART (1969) pour tout le domaine varisque. La phase tardive la plus importante correspond à la venue de magmas granitiques adaptant leur mise en place à la mosaïque structurale déjà existante et formant des massifs granitiques circonscrits comme celui du Mont Blanc.

Tectonique

Répétons que, selon nous, l'installation d'une mosaïque tectonique depuis la fin du calédonien a largement guidé les événements tectoniques postérieurs. On peut faire une parallèle intéressante avec le domaine sédimentaire du NO d'Europe (PAPROTH 1970) où l'intersection des linéaments tectoniques NE–SO et N–S crée une mosaïque semblable. Les structures à grande échelle et les directions des bassins sédimentaires paraissent être influencées par ces direc-

tions "comme si seules des fentes entre les blocs avaient été remplies et plissées. La dernière phase tectonique de vraie consolidation semble être la calédo-nienne."

Les linéaments tectoniques étaient toujours actifs pendant les déformations tardives. Si, aujourd'hui, on ne peut que difficilement suivre la "série à pinite" depuis la région de Fully jusqu'au Col de la Seigne, c'est parce que de grandes parties ont été supprimées tectoniquement dans la zone de Chamonix. Le rapprochement tectonique des deux massifs Aiguilles Rouges et Mont Blanc, après la sédimentation mésozoïque, a fait disparaître d'importants domaines cristallins sous la structure de surface. Ce n'est que par des comparaisons soigneuses des structures que l'on pourra déterminer si seul le massif du Mont Blanc a été transporté vers le NO, ou s'il y a eu aussi un mouvement du massif des Aiguilles Rouges vers le SE. La signification importante de ces linéaments dans la tectonique récente (VIALON 1974, GRATIER et al. 1973) n'est pas à nier, et leur signification morphologique se perçoit clairement sur les photos aériennes (GUILLEMOT et al. 1973).

Si ce résumé qui est certainement loin d'être complet, peut être la source de nouvelles discussions et découvertes, son but est largement atteint. Mais je ne voudrais pas oublier de remercier tous ceux qui m'ont aidé à formuler les problèmes. De nombreuses discussions et excursions avec Patrick le Fort (Nancy) et Arnaud Pecher (Grenoble) m'ont beaucoup appris. Par ailleurs je ne saurais oublier tous les renseignements et discussions sur les autres massifs avec A. Arnold (Zürich); J. C. Hunziker, E. Jäger, E. Niggli (Bern); B. Grauert (Münster), E. Callegari, R. Compagnoni, B. Lombardo, R. Malaroda et R. Sacchi (Torino), G. V. dal Piaz (Padova) et J. Vernet (Nice). Enfin je remercie vivement Patrick Le Fort et Christian Caron pour leur aide patiente et critique lors de la traduction en français. Un dernier mot va à tous les camarades du C.A.S. et aux gardiens des divers refuges, car leur aide, leur compréhension et leur accueil ont souvent facilité le travail.

Enfin, je ne voudrais pas terminer sans une pensée à ma chère femme, qui toujours a su garder patience et sourire malgré mes longues absences sur le terrain.

Résumé

Le massif du Mont Blanc fait partie des massifs cristallins externes dans la chaîne des Alpes, et comme eux il a une histoire géologique polyphasée, telle qu'on peut la reconnaître aussi dans les domaines cristallins en dehors des Alpes. Le développement principal du socle cristallin se révèle antéhercynien, et les événements hercyniens tels que la tectonique, la mise en place des granites tardifs ou le dépôt des séries détritiques du Permo-Carbonifère – ainsi que l'histoire alpine – peuvent être interprétés comme une destruction graduelle du vieux socle antéhercynien. Les phases principales du développement géologique avec leurs différents métamorphismes sont le thème du tableau comparatif chronologique (tableau I, p. 138).

Zusammenfassung

Das Mont Blanc–Massiv gehört zur Kette der externen Kristallin-Massive im Alpenbogen und weist eine vielphasige Entwicklungsgeschichte auf, die sich mit derjenigen der übrigen Kristallinmassive vergleichen läßt. Abgesehen von der alpinen Entwicklung entspricht sie auch der normalen geologisch-tektonischen Entwicklung, wie sie von außeralpinen Kristallinmassiven angenommen wird. Die wesentliche Entwicklung zu einem kristallinen Sockel ist schon vorvariszisch abgeschlossen, sodaß die variszischen Ereignisse (Tektonik, Platznahme der späten Granite, Ablagerung von detritischem Oberkarbon und Perm in intramontanen Senken) im Grunde genommen, genauso wie die alpin-metamorphe Geschichte, als Zerstörung dieses ehemaligen Sockels aufgefaßt werden kann. Die einzelnen Entwicklungsphasen mit ihren Metamorphosen werden in Tabelle I (p.138) noch genauer untergliedert.

Summary

The Mont Blanc massif (Western Alps), one of the hercynian crystalline basement outcrops in the Helvetic realm, has a similar geologic history to the other hercynian massives in the Alps. and can even be compared with hercynian massives outside the Alps. Main geologic events of prehercynian age led to formation of crystalline basement, whereas hercynian events (tectonics, intrusion of late granites, detritic sediments of upper carboniferous and permian age) may be interpreted as gradual destruction of the older continental crystalline basement. A time table (Table I) of geologic events provides more details on polyphase development (page 138).

Références

- ANTOINE, P., & LANDRY, P.: Précisions nouvelles sur l'extension du domaine helvétique en Savoie, à l'arrière de l'axe cristalline Belledonne – Mont-Blanc. *Eclogae Geol. Helv.* 69, 403–413 (1976).
- ANTOINE, P., PAIRIS, J. L., & PAIRIS, B.: Quelques observations nouvelles sur la structure de la couverture sédimentaire interne du massif du Mont-Blanc, entre le Col Ferret (frontière italo-Suisse) et la Tête des Fours (Savoie, France). *Géologie alpine* 51, 5–23 (1975).
- ARNOLD, A.: On the history of the Gotthard Massiv (Central Alps, Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.* 63, 29–30 (1970 a).
- — Die Gesteine der Region Nalps-Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfelseinschlüsse. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz N. F.* 138, 1–128 (1970 b).
- AYRTON, S.: Déformations des séries autochtone et helvétique au SE du massif du Mont Blanc. *Eclogae Geol. Helv.* 62, 95–104 (1969).
- BADOUX, H.: Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhone et Lizerne. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F.* 143, 1–78 (1972).
- BAGGIO, P. (1964): Contributo alla conoscenza geologica del versante italiano del Monte Bianco. *Atti Ist. Ven. Sci. Let. Arti* 122, 293–325 (1964).
- BELLIÈRE, J.: Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie). *Ann. Soc. Géol. Belgique* 81, 1–198 (1958).
- — Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques. *Ann. Soc. Géol. Belgique* 94, 249–263 (1971).
- BERTRAND, J., CHESSEX, R., DELALOYE, M., LAURENT, R., & VUAGNAT, M.: Déterminations d'âges "plomb total" sur les zircons de la chaîne alpine. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 45, 317–326 (1965).
- BORDET, Cl.: Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes Françaises). *Mém. carte Géol. France* 58, 1–218 (1961).
- BUCHS, A., CHESSEX, R., KRUMMENACHER, D., & VUAGNAT, M.: Ages "Pb total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des alpes. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 42, 295–305 (1962).
- BURRI, M.: Débris végétaux du Carbonifère dans la carrière de Dorénaz. *Bull. Soc. Val. Sc. Nat.* 86, 48–50 (1969 a).
- — La zone de Sion-Courmayeur entre les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). *Eclogae Geol. Helv.* 62, 547–566 (1969 b).
- CHESSEX, R., DELALOYE, M., LAURENT, R., BERTRAND, J., & VUAGNAT, M.: Données géochimiques et déterminations d'âges plomb total sur les zircons alpins, 4^e série. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 46, 691–693 (1966).
- CLOOS, H.: *Der Gebirgsbau Schlesiens*. Bornträger: Berlin 1922.
- CORBIN, P., & OULIANOFF, N. (1927–1959): Carte géologique du massif du Mont Blanc au 1: 20000 avec notes explicatives, Feuilles Servoz-Les-Houches (1927), Chamonix (1928), Les Tines (1929), Vallorcine (1930), Le Tour (1931), Argentières (1932), Mt. Dolent (1934), Talèfre (1935), Mt. Blanc sommet (1952), Aiguilles du Midi (1954), Miage (1959).

- DE SAUSSURE, H. B.: Voyages dans les Alpes. Neuchâtel 1779–1796.
- DUPARC, L., & MRAZEC, L.: Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc. *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève* 33, 1–227 (1898).
- EMMERMANN, R., & REIN, G.: Genesis of granite by anatexis and differentiation (Southwestern Black Forest, Germany). *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.* 3, 25–33 (1973).
- FÄRBER, A., & JARITZ, W.: Die Geologie des westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW-Spanien) *Geol. Jahrb.* 81, 679–738 (1964).
- FAVRE, A.: Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisine du Mont Blanc. Genève 1867.
- GERLACH, H.: Das südwestliche Wallis. *Beitr. geol. Karte der Schweiz* 9 (1873).
- GRATIER, J. P., LEJEUNE, B., & VERGNE, J. L.: Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse 3^e Cycle Univ. Grenoble 1973.
- GRAUERT, B., & ARNOLD, A.: Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs. *Contr. Mineral. Petrol.* 20, 34–56 (1968).
- GUILLEMOT, J., GUY, M., & LOBJOIT, M.: Un système cohérent d'alignements structuraux commun aux Alpes et aux Pyrénées mis en évidence par le satellite ERTS 1. *C. R. Acad. Sci. Paris* 277D, 481–484 (1973).
- HIRSCHBERG, H., & WINKLER, H. G. F.: Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. *Contr. Mineral. Petrol.* 18, 17–42 (1968).
- HOSCHEK, G.: Experimentelle Untersuchungen zum Schmelzverhalten von Biotit in Metamorphiten. *Fortschr. Mineralogie* 52, Beiheft 2, 26–27 (1974).
- HÜGI, Th.: Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. *Beitr. geol. Karte Schweiz NF* 94, 1–86 (1956).
- HÜGI, Th., & VON RAUMER, J. F.: Exkursionsbericht der Exkursion Unterwallis-Rhoneknie, 8.–10.10.1974. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 55, 149–156 (1975).
- HUNZIKER, J. C.: Geochronologia delli eventi prealpini nelle alpi. *Colloquio sull'Orogenesi Erciniana nelle Alpi. Bergamo*, 14.–16.3.1974, 2.1–2.4 (1974).
- JÄGER, E.: Die Geschichte des alpinen Raumes, erarbeitet mit radiometrischen Altersbestimmungen. *Verh. Geol. Bundesanstalt Wien*. 1971, 250–254.
- JURINE: Lettre à M. Gillet-Laumont. *Journal des Mines* 19, 313 (1806).
- KRUMMENACHER, D.: Le cristallin de la région de Fully (Valais) Schweiz. *Min. Petr. Mitt.* 39, 151–266 (1959).
- KRUMMENACHER, D., BORDET, P., & LE FORT, P.: Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 45, 855–874 (1965).
- LAURENT, R., & CHESSEX, R.: Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes Occidentales. *Eclogae Geol. Helv.* 61, 1–18 (1968).
- LAURENT, R., CHESSEX, R., & DELALOYE, M.: La méthode géochronométrique du plomb total appliquée à l'étude géologique des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges (Alpes Franco-Suisses). "Radioactive Dating and methods of low-level counting". *Intern. Atomic Energy Agency, Vienne* 1967, p. 371–384.
- LE FORT, P.: Géologie du Haut Dauphiné (Alpes Françaises). Thèse Université de Nancy 1971.

- — Géologie du Haut Dauphiné cristallin (Alpes Françaises). *Sciences de la Terre, Mémoire* 25, 1–373. (1973).
- LE FORT, P., & EHRSTRÖM, M.: Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. *Sciences de la Terre* 14, 215–238 (1969).
- LOTZE, F.: Das Präkambrium Spaniens. *N. Jahrb. Geol. Pal. Monatsh.* 1956, 373–380.
- MALARODA, R.: Osservazioni e considerazioni sulla tettonica del cristallino del massiccio dell'Argentera (Alpi marittime). *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova* 29, 1–20 (1975).
- NUNES, P. D., & STEIGER, R. H.: A U–Pb Zircon, and Rb–Sr and U–Th–Pb whole-rock study of a polymetamorphic terrane in the central alps, Switzerland, *Contr. Mineral. Petrol.* 47, 255–280 (1974).
- OULIANOFF, N.: Le massif de l'Arpille et ses abords. *Mat. carte géol. Suisse, N.S.* 54, II, 1–66 (1924).
- — Superposition successive des chaînes de montagnes. *Scientia* 47, VI, 1–5 (1953).
- — Granite-Gneiss dans le massif du Mont-Blanc. *Intern. Geol. Congr. Kopenhagen*, 14, 158–163 (1960).
- — Contribution à l'histoire des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges. *Bull. Lab. Géol. Min. Geoph. Univ. Lausanne* 152, 1–11 = *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 69, 317–328 (1965).
- PAPROTH, E.: Die Untergrenze des Karbons. 5. Congr. Intern. Stratigr. Géol. Carbonifère, Paris 1963, C. R. Vol. 2, 611–617 (1964).
- — Die Parallelisierung von Kohlenkalk und Kulm. C. R. Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonifère, Sheffield 1967, Vol. 1, 279–292 (1969).
- — Über das Dinantium. *Z. dtsh. Geol. Ges.* 120, 321–323 (1970).
- PARGA-PONDAL, I., MATTE, L., & CAPDEVILA, L.: Introduction à la géologie de l'“Ollo de Sapo” – Formation porphyroïde antésilurienne du nord-ouest de l'Espagne. *Notas y Commun. Inst. Geol. Minero Espana* 76, 119–154 (1964).
- PECHER, A.: Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Thèse 3^e cycle Grenoble 1970.
- PECHER, A., & VIALON, P.: Présence de gneiss du “faciès granulite” dans le noyau précambrien du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). *C. R. Acad. Sci. Paris* 270D, 666–668 (1970).
- POTY, B.: La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc. *Sciences de la Terre, Mémoire* 17, 1–135 (1969).
- POTY, B., STALDER, H. A., & WEISBROD, A. M.: Fluid inclusions studies in quartz from fissures of Western and Central Alps. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 54, 717–752 (1974).
- PURTSCHELLER, F.: Gefügekundliche Untersuchungen am Granit des Mont-Blanc und an den angrenzenden Gebieten. *Sitzungsber. Akad. Wiss. Math. nat. Kl. Abt. I*, 172, 453–522 (1963).
- VON RAUMER, J. F.: Kristallisation und Gefügebildung im Mont-Blanc-Granit. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 47, 499–579 (1967).

- — Stilpnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont-Blanc-Granit. *Contr. Mineral. and Petrol.* 21, 257–271 (1969).
 - — Das Mont-Blanc-Massiv – Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphose. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 51, 193–225 (1971a).
 - — Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in das Altkristallin des Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges Massivs. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 51, 554–562 (1971b).
 - — Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges – Massivs. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 54, 471–488 (1974).
 - — Variszikum in den Zentral- und Westalpen. *Nova Acta Leopoldina N. F.* 224 Bd. 45, 119–144 (1976).
- RIEMER, W.: Vermutliches Präkambrium im Raume Monforte-El Barco (Nordwest-Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1965, 732–740 (1965).
- RUTISHAUSER, H.: Die quantitative Erfassung von Migmatiten im Aufschlußbereich. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 53, 99–124 (1973).
- SCHÄFER, G.: Geologie und Petrographie im östlichen kastilischen Hauptscheidegebirge. *Münsterische Forschungen Geol. Paläontol. H.* 10 (1969).
- STRECKEISEN, A.: Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 144–240 (1967).
- SUBLET, P.: Etude géologique du synclinal carbonifère de Collonges-Dorénaz (Valais). *Eclogae Geol. Helv.* 55, 23–76 (1962).
- TRÜMPY, R.: Considérations générales sur le “Verrucano” des Alpes Suisses. *Atti del symposium sul verrucano. Soc. Tosc. sci. nat. Pisa*, 212–232 (1966).
- VERNET, J.: Présence d’un synclinal profond de carbonifère dans le Massif du Mont-Blanc. *C. R. Acad. Sc. Paris* 268D, 2227–2230 (1969).
- VIALON, P.: Les déformations “synschisteuses” superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du Socle préalpin. Conséquences pétrostructurales. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 54, 663–690 (1974).
- WATZNAUER, A.: Der Einfluss der Anschnitttiefe auf die zeitliche Einstufung orogener Vorgänge, “Etages Tectoniques”, p. 53–58. A la Baconnière: Neuchâtel 1967.
- WEGMANN, E.: Über gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke. *Geol. Rdsch.* 41, 21–33 (1953).
- — Stockwerktektonik und Modelle von Gesteinsdifferenziation. *Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille*, p. 3–19. Enke: Stuttgart 1956.
- ZWART, H. J.: Metamorphic facies séries in the European orogenic belts and their bearing on the cause of orogeny. *Geol. Ass. Canada, Spec. Paper* 5, 7–16 (1969).



Fig. 2 Boudin de roche calco-silicatée avec zonation réactionnelle, dans granodiorite à pinite. Moraine du glacier de l'Estelette, Val Veny. Largeur 17 cm.



Fig. 3 Amphibolites rubanées avec axes de plis verticaux. Alpe de Bovine. Coord. s. : 568320/98825 – 2510 m. Largeur 1,10 m.

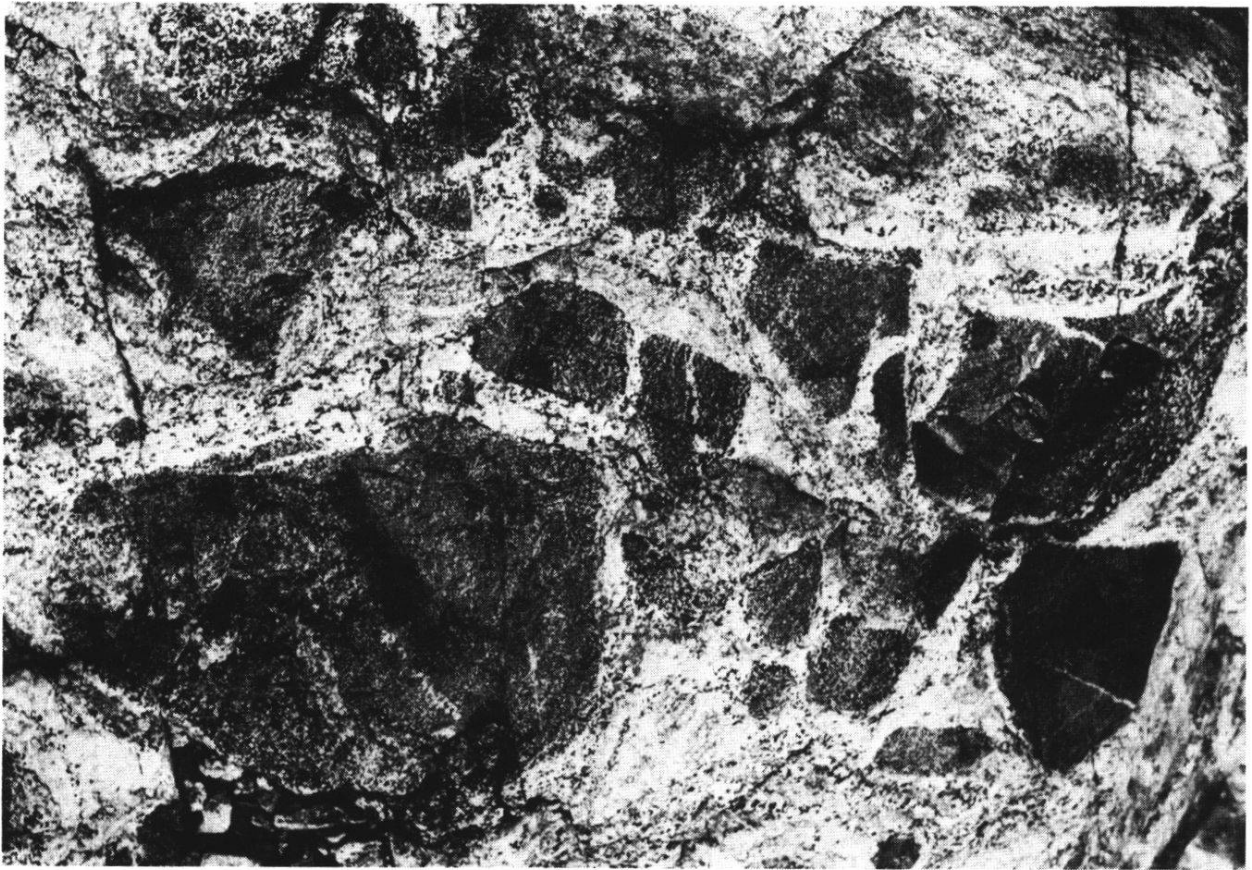


Fig. 4 Brèche d'amphibolites au versant E du glacier de l'Estelette, Val Veny. Coord. it. : 30600/71000 – 2500 m. Largeur 40 cm.



Fig. 5 Brèche d'amphibolites rubanées au pied du Mont-Dolent, Val Ferret. Coord. s. : 571840/85265 – 2480 m. Largeur 55 cm.

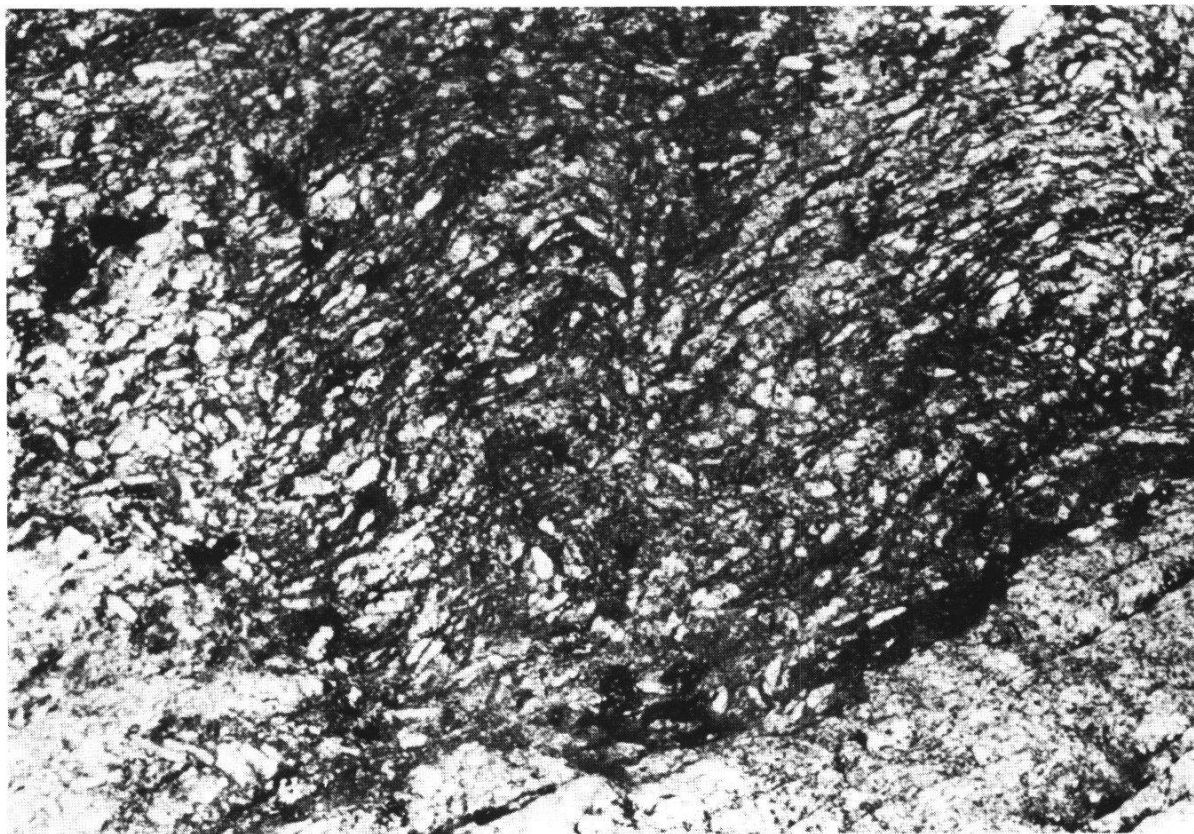


Fig. 6 Gneiss amphibolique à feldspaths potassiques; pied du Glacier du Dolent, Val Ferret. Coord. s. : 571 630/85 700 – 2400 m. Largeur 60 cm.

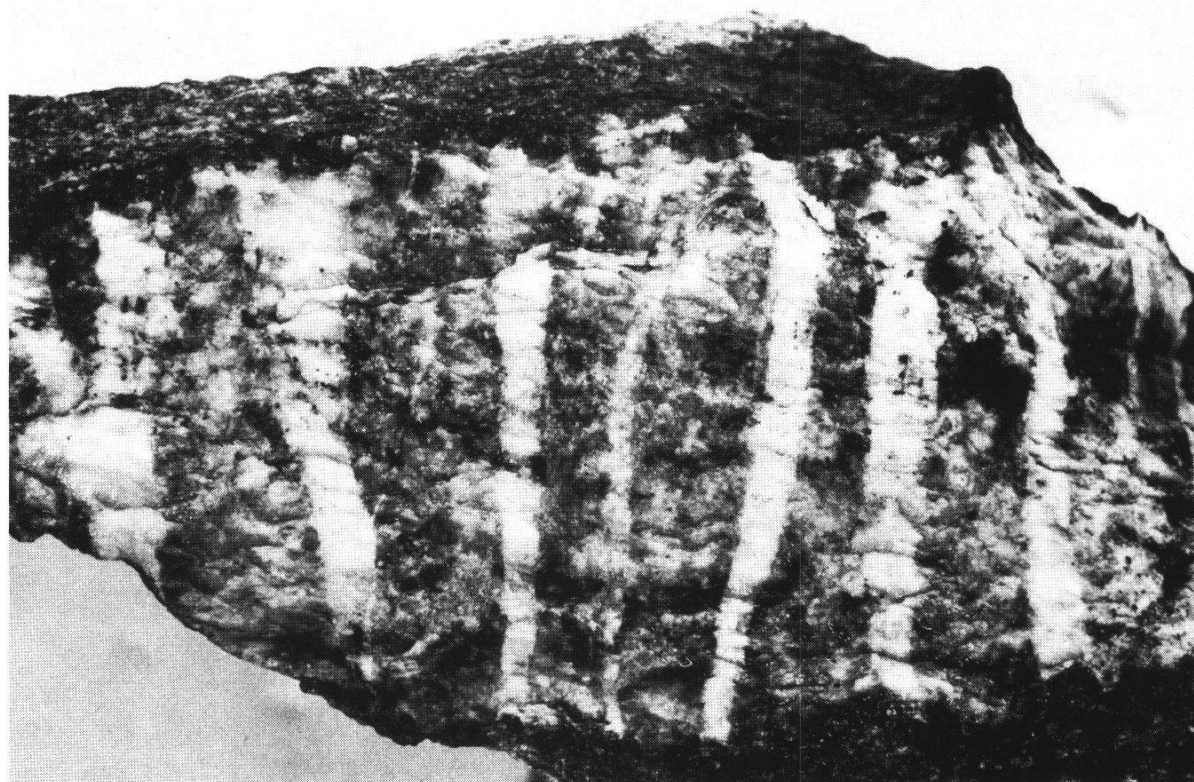


Fig. 7 Feldspath potassique noir avec veines d'étirement remplies d'albite et de quartz d'âge alpin. Zone des gneiss œillés, pied du Glacier des Grands. Coord. s. : 565 300/95 750 – 2600 m. Largeur 15 cm.

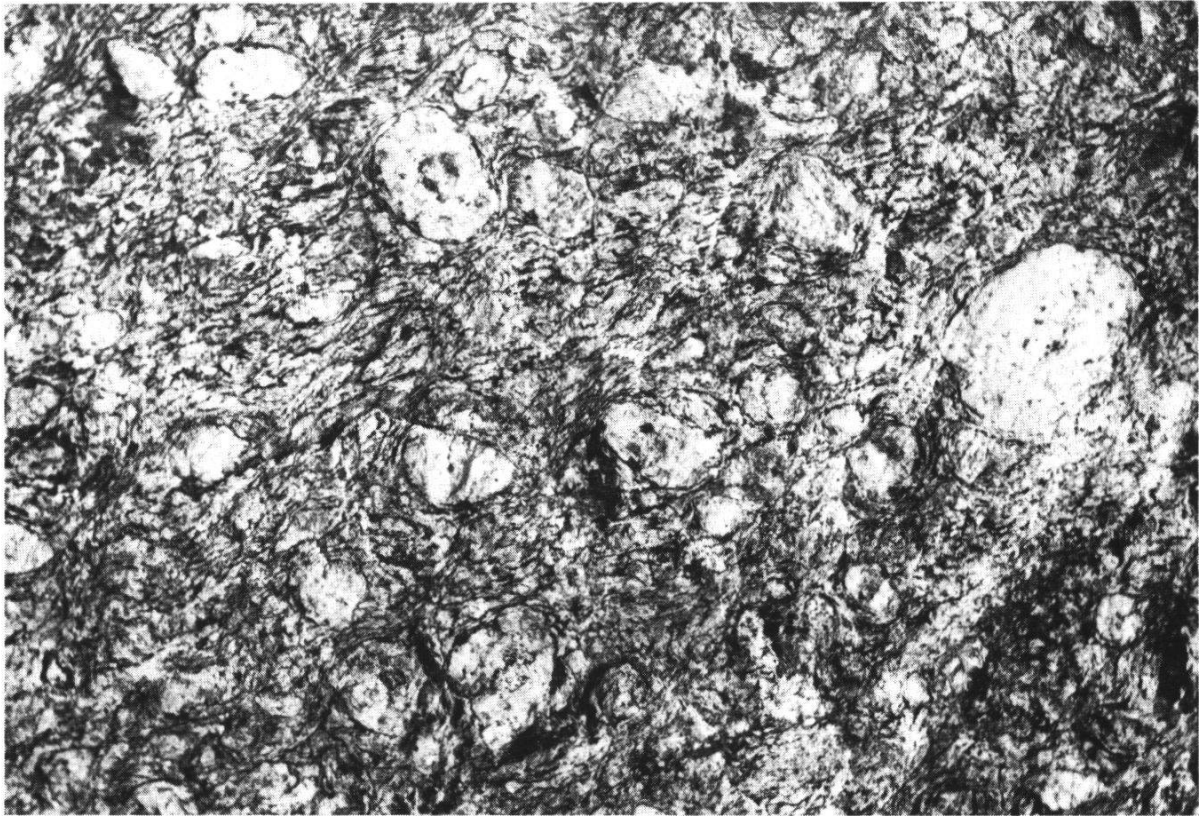


Fig. 8 Gneiss œillé, vue sur le plan de schistosité, avec grands feldspaths potassiques d'aspect tabulaire. Zone des gneiss œillés, moraine sous la Pointe des Grands. Coord. s. : 565 300/95 750 – 2600 m. Largeur 30 cm.



Fig. 9 Gneiss œillé, coupé perpendiculairement à la schistosité avec les "yeux" de feldspaths potassiques. Zone des gneiss œillés, moraine sous la Pointe des Grands. Coord. s. : 565 300/95 750 – 2600 m. Largeur 14 cm.

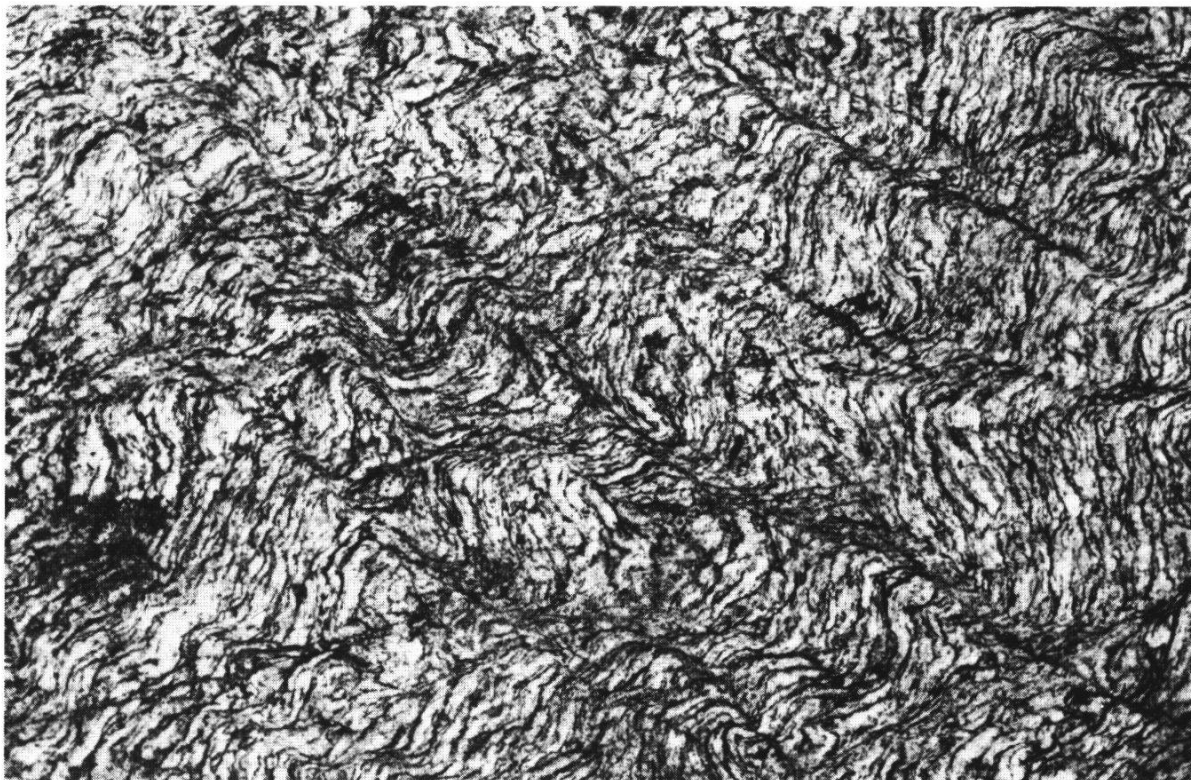


Fig. 10 Gneiss œillé avec formation d'une nouvelle schistosité grossière, point de départ d'une transformation anatectique des gneiss œillés. Zone des gneiss œillés, Lognan, chemin vers le Refuge d'Argentière. Coord. fr.: 958320/117900 – 2220 m. Largeur 50 cm.

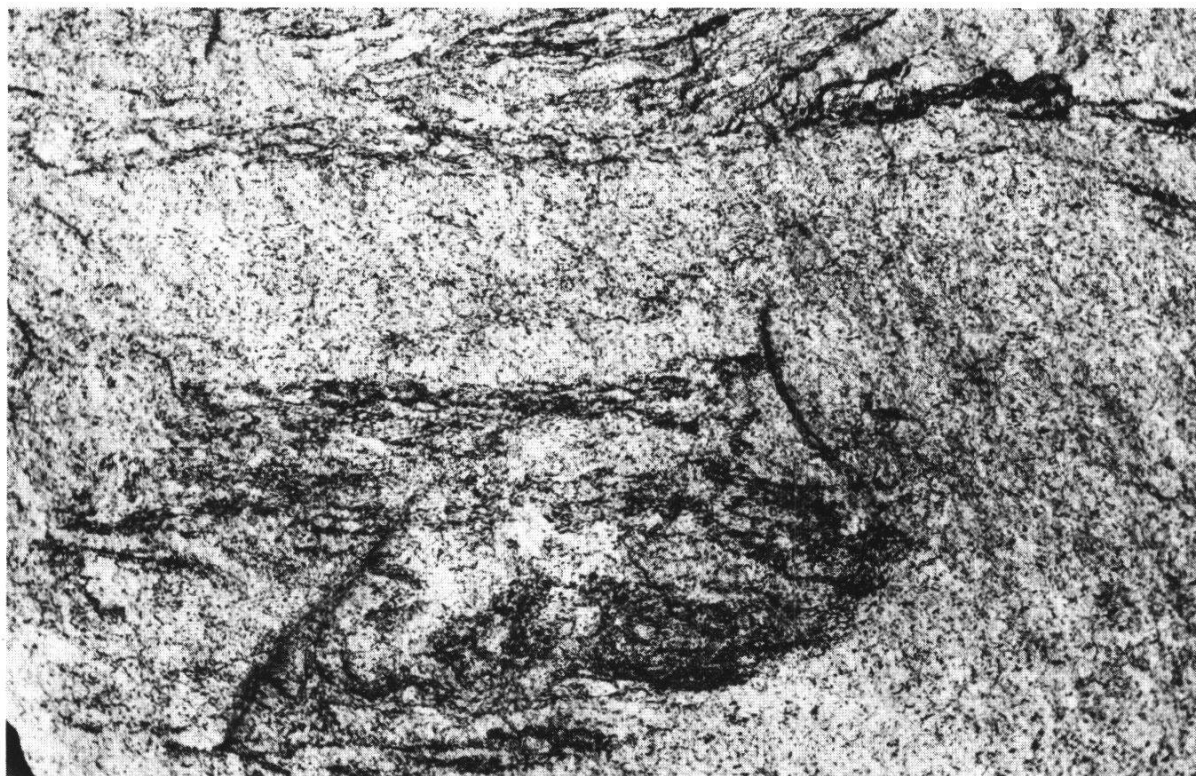


Fig. 11 Gneiss œillé largement transformé par l'anatexie. Blastèse de plagioclase, néoformation d'un mobilisat granitique à grain fin. Lognan, alentours du chemin vers le Refuge d'Argentière. Coord. fr.: 958130/117370 – 2400 m. Largeur 30 cm.

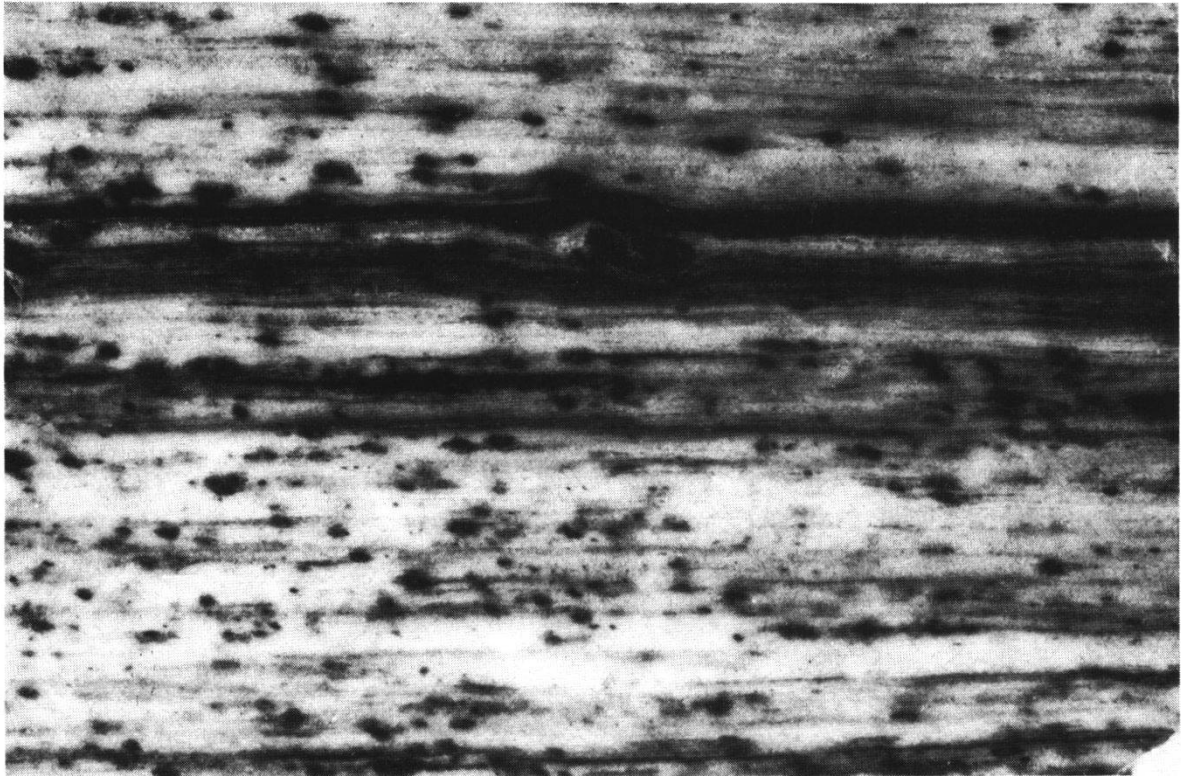


Fig. 12 Blastomylonite "Type Chéséry" avec flammèches de quartz et grenat chloritisé. Alentours du Glacier de Trient. Coord. s.: 567960/98110 – 2385 m. Largeur 7 cm.

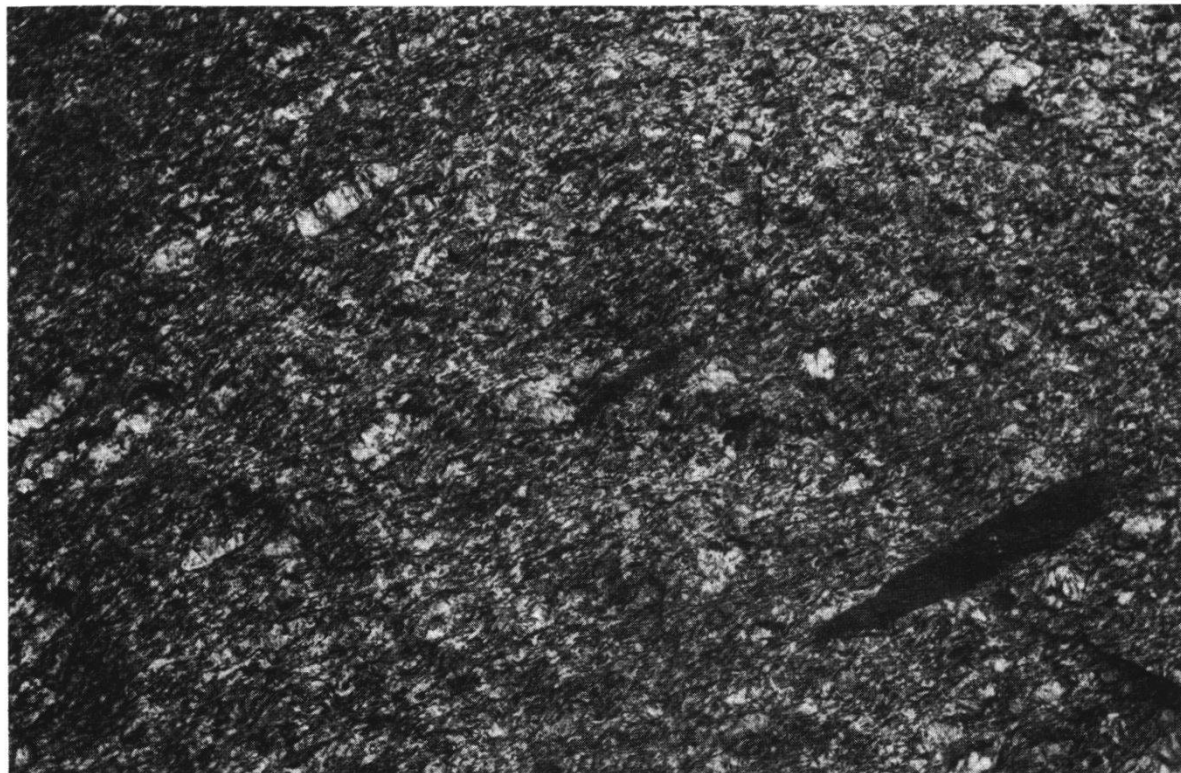


Fig. 13 "Granite de Montenvers". Granite avec feldspaths potassiques grossiers et enclaves magmatiques disposés parallèlement. Lognan, chemin vers le Refuge d'Argentière, 400 au SE de la station de la Croix de Lognan. Coord. fr.: 957080/117960 – 2025 m. Largeur 60 cm.

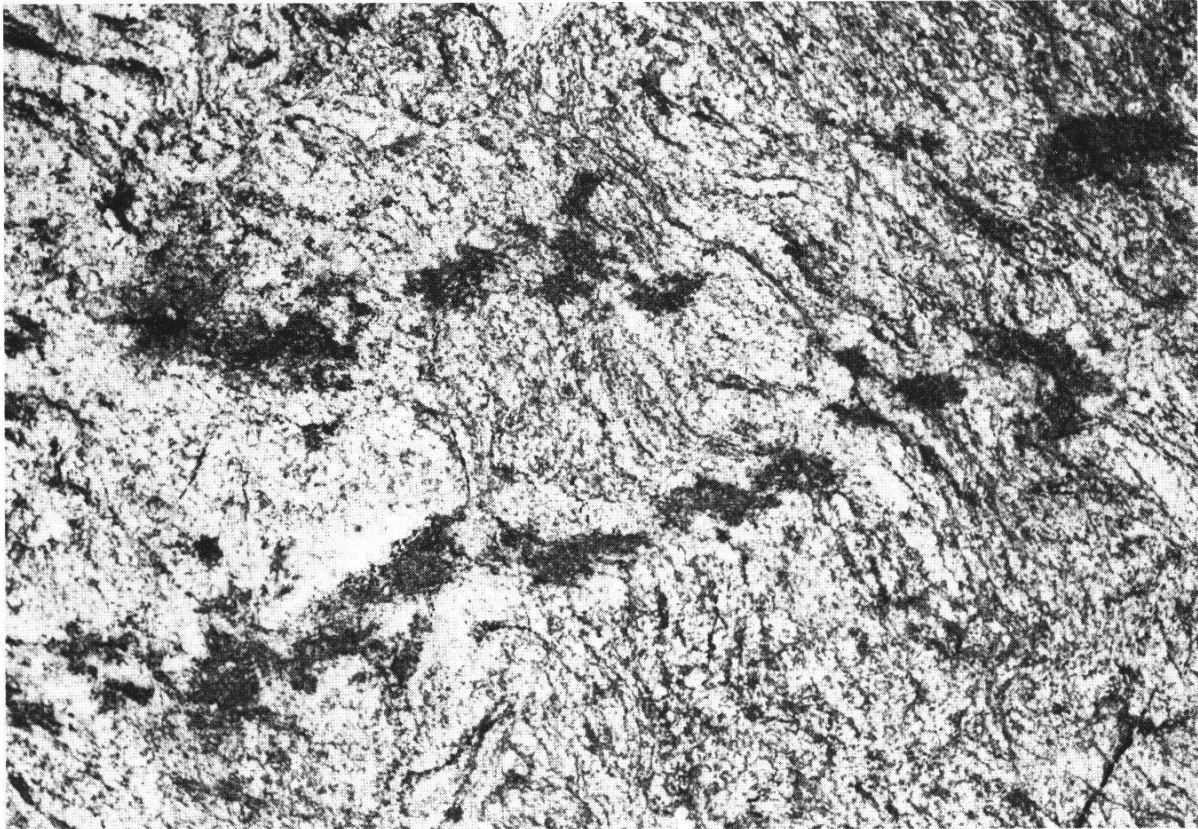


Fig. 14 Anatexite ancienne avec métablastèse de plagioclase (granulation), coupée par des traînées de pinite. Ville des Glaciers, pied du Glacier des Glaciers. Coord. fr. : 945860/93560 – 2150 m. Largeur 30 cm.

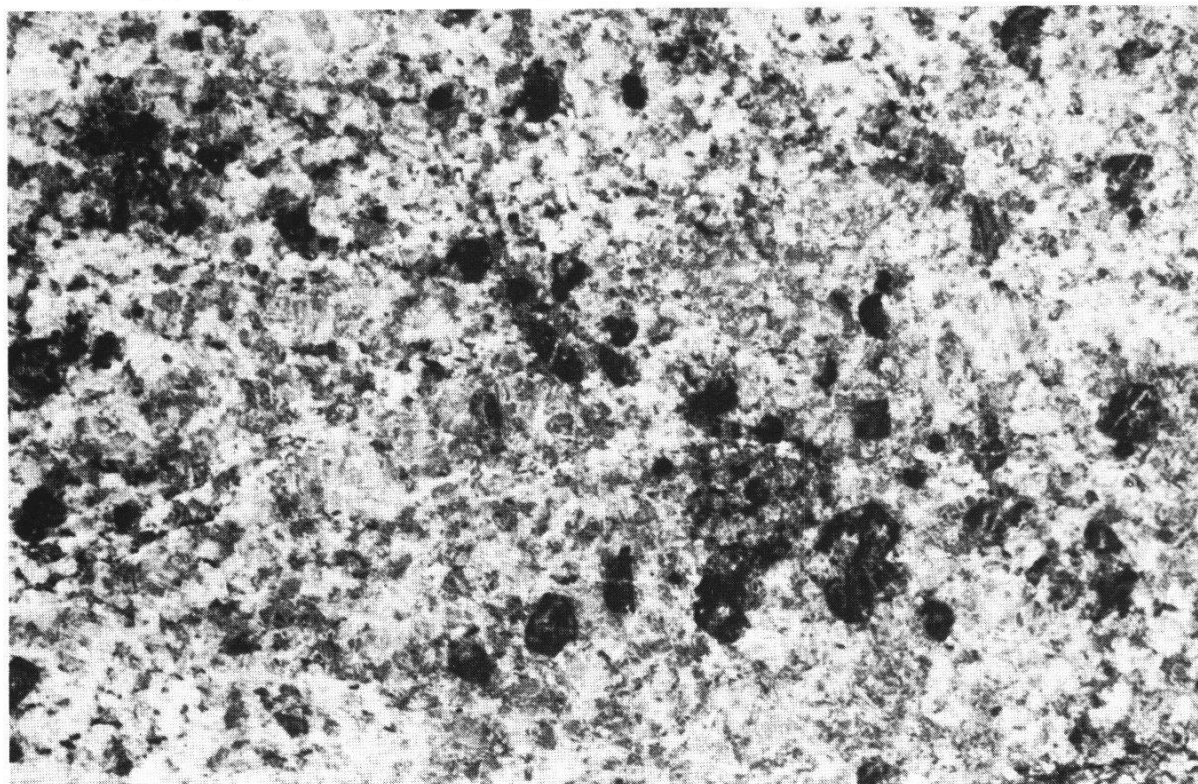


Fig. 15 Granodiorite homogène à pinite. Captage d'eau de Mazembroz, Fully. Coord. s. : 576700/111630. Largeur 6 cm.

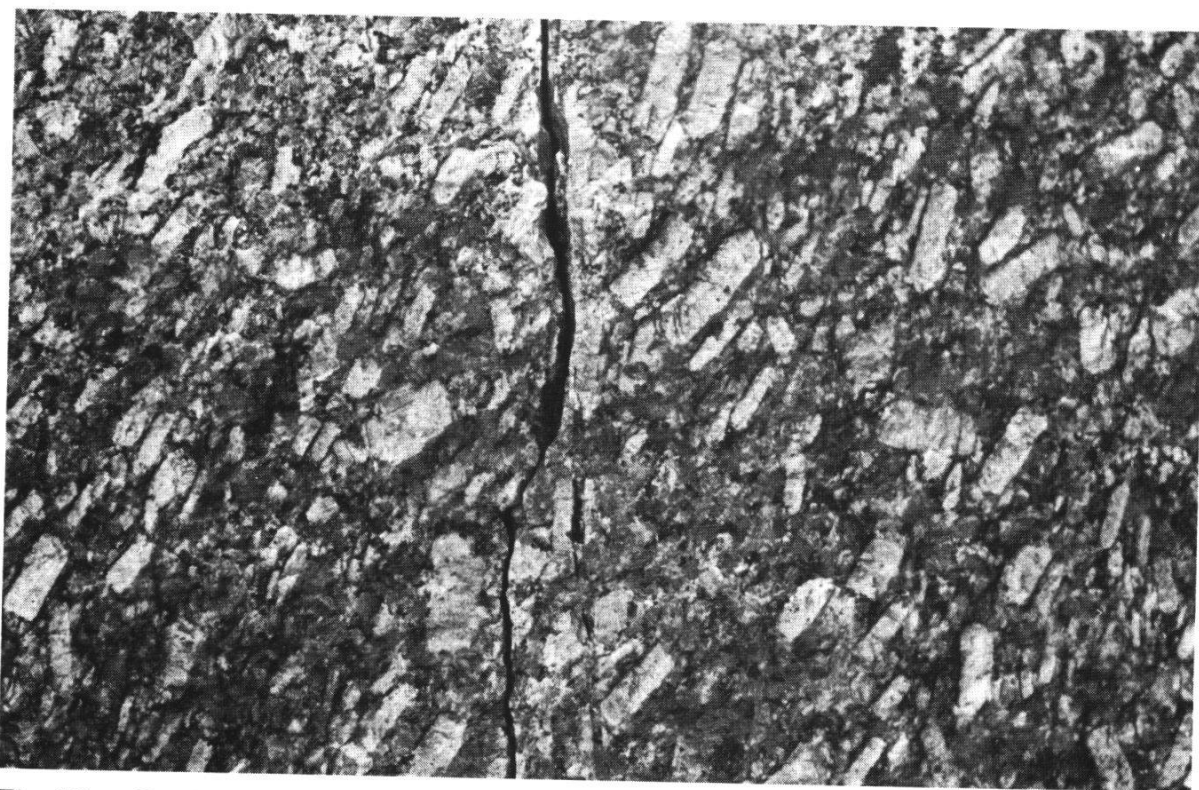


Fig. 16 Granite du Mont-Blanc, faciès central à grain grossier. Alignement parallèle des feldspaths potassiques. Massif de Trient, alentours de la Cabane de Trient. Coord. s.: 569400/94130 – 3120 m. Largeur 45 cm.

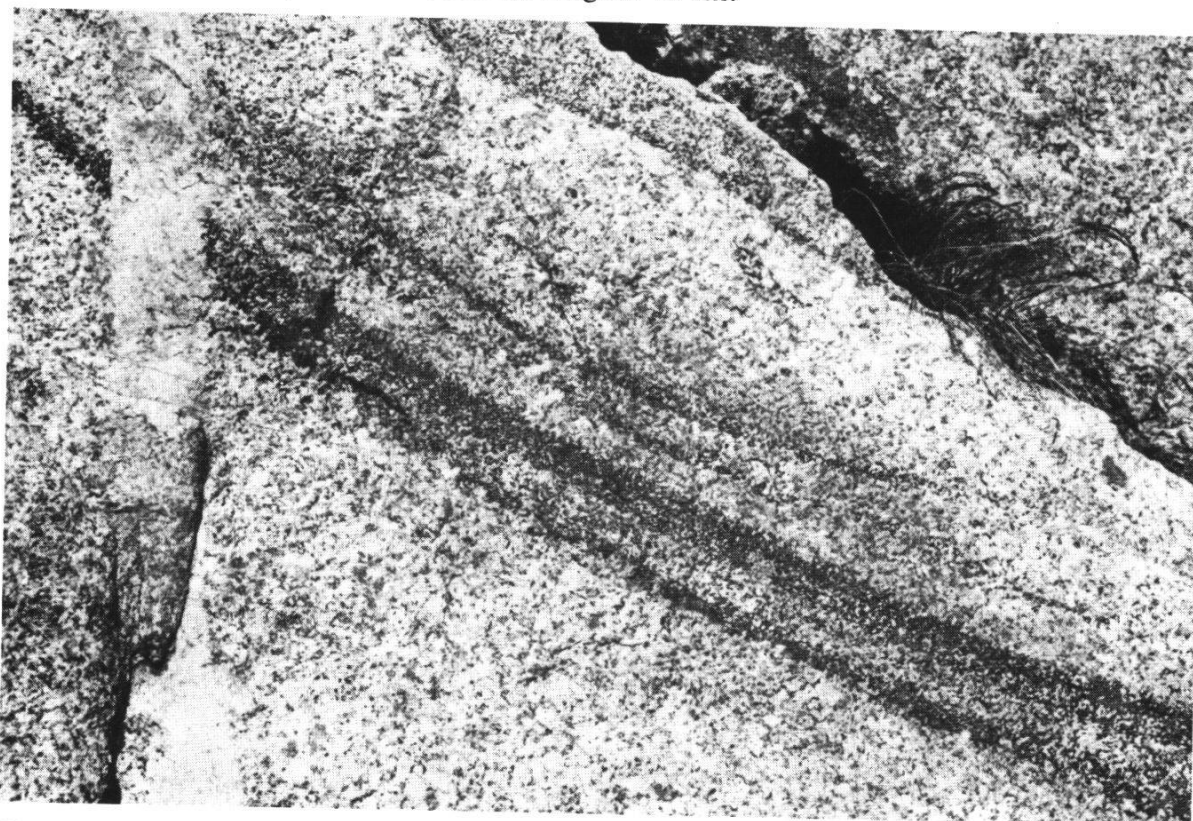


Fig. 17 Granite du Mont-Blanc à grain moyen avec enrichissement de biotite en forme de "Schliere", indiquant une structure primaire dans le granite. Filon aplitique tardif. Alentours de la Cabane d'Orny. Coord. s.: 571590/95205 – 2825 m. Largeur 80 cm.