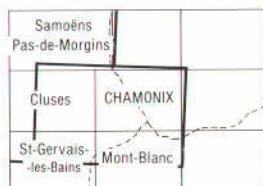




CHAMONIX

La carte géologique à 1/50 000
CHAMONIX est recouverte par la coupure
VALLORCINE MONT-BLANC (N° 160ter)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.



**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

CHAMONIX



BRGM

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
DES P et T ET DU TOURISME
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
CHAMONIX A 1/50 000**

par

**S. AYRTON, J.-C. BARFÉTY, J. BELLIERE
Y. GUBLER, L. JEMELIN**

1987

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE</i>	5
<i>APERÇU STRUCTURAL</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE SUCCINCTE</i>	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	9
<i>ZONE EXTERNE</i>	9
Socle pré-alpin : massifs du Mont Blanc et des	
Aiguilles Rouges	9
Couverture du socle	15
Nappe de Morcles	22
<i>ZONE INTERNE</i>	23
Zone de Sion — Courmayeur	23
Zone houillère	24
Zone du Saint-Bernard	25
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES</i>	25
TECTONIQUE	29
<i>ZONES EXTERNES</i>	29
<i>ZONE INTERN</i>	31
RESSOURCES MINÉRALES	32
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	35
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	35
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	35
<i>CARTE ET DOCUMENTS CONSULTÉS</i>	38
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	39
AUTEURS	39

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE

La feuille Chamonix couvre les territoires français (un peu moins de la moitié de la feuille), suisse (un peu plus de la moitié) et italien (quelques km² au bord sud de la feuille). La feuille est néanmoins publiée en entier par le Service géologique national français, en raison de l'intérêt de cette région-clé où sont exposées la plupart des unités structurales des Alpes nord-occidentales. Il résulte de cette situation que la feuille Chamonix, plus que d'autres peut-être, représente la synthèse de travaux multiples menés tant en France qu'en Suisse sur des ensembles lithologiquement et tectoniquement très variés. La feuille complète ainsi les données fournies par la feuille Mont-Blanc qui la borde au Sud. Il faut noter cependant qu'en territoire suisse la préparation de la feuille Chamonix n'a pas donné lieu à un levé systématique par les auteurs de la carte, mais à une compilation des documents existants, heureusement très récents et très détaillés.

La feuille Chamonix couvre une région entièrement montagneuse, d'altitude moyenne élevée (60 % de la surface au-dessus de 2000 m), de relief vigoureux, coupée de vallées profondes : en particulier, les vallées de l'Arve et de l'Eau Noire dans la région ouest, le Val Ferret suisse et le Val d'Entremont dans la région est. La plupart des traits morphologiques sont en relation soit avec la distribution des masses rocheuses, soit avec les grands accidents tectoniques. On citera, à titre d'exemple :

- la vallée de l'Arve (vallée de Chamonix), prolongée vers l'amont par l'alignement col de Balme — col de la Forclaz, qui correspond à la Zone de Chamonix, bande étroite de terrains sédimentaires mésozoïques serrés entre les massifs cristallins du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges ;
- l'alignement Val Ferret suisse — Val d'Entremont inférieur, qui correspond à la bordure est du massif du Mont Blanc.

Les actions glaciaires ont joué un rôle important dans l'élaboration du modèle morphologique : vallées en U, cirques glaciaires, vastes étendues de roches moutonnées.

APERÇU STRUCTURAL

Au point de vue historique, les roches qui affleurent dans les limites de la feuille Chamonix se répartissent en trois grands ensembles :

- le socle pré-alpin, lui-même distribué entre plusieurs cycles (ou segments tectogéniques) successifs : hercyniens et probablement plus anciens (calédonien ?) ; ce socle comporte des schistes cristallins, des granites et des roches sédimentaires ;
- les matériaux alpins, qui consistent en roches sédimentaires non métamorphiques d'âge mésozoïque ;
- les formations quaternaires, en partie encore en voie d'accumulation à l'heure actuelle et dont la distribution est liée à la morphologie.

Les roches des deux premiers ensembles ont été réparties par la tectogenèse alpine en une série d'unités tectoniques, c'est-à-dire de volumes séparés les uns des autres par des contacts mécaniques. Ces contacts expriment des chevau-

chements ou charriages dirigés de l'intérieur (Sud-Est) vers l'extérieur (Nord-Ouest) de la chaîne (voir le schéma structural et la coupe synthétique).

On distingue ainsi, de bas en haut :

● **Les massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc**, constitués de matériaux pré-alpins, et les couvertures alpines minces qui leur sont liées par contact stratigraphique discordant. Ces deux massifs ont été longtemps considérés comme autochtones, c'est-à-dire comme représentant des parties du socle proches l'une de l'autre et simplement soulevées à des hauteurs différentes par l'orogénèse alpine. Il apparaît plutôt aujourd'hui qu'ils occupaient dans le socle pré-alpin des positions assez éloignées l'une de l'autre et que le massif du Mont Blanc, charrié vers le Nord-Ouest en même temps que fortement soulevé, est en contact avec le massif des Aiguilles Rouges le long d'un accident important représenté en affleurement par la stuture médiane de la Zone de Chamonix (Ayrton, 1980a). Seul le massif des Aiguilles Rouges apparaît ainsi comme relativement autochtone, encore que des travaux récents (Ayrton, 1980b ; Butler, 1983) l'admettent comme déplacé vers le Nord-Ouest le long d'une surface profonde non connue en affleurement. Dans ces conditions, le qualificatif traditionnel d'"autochtone" est inadéquat pour les deux massifs et il est plus correct de les appeler simplement : "massifs cristallins externes".

Les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges sont enveloppés d'une couverture discordante constituée d'une série condensée, de faible épaisseur, de roches sédimentaires mésozoïques. Cette couverture n'est pas décollée du socle hercynien et elle fait donc partie de la même unité tectonique que lui. Elle affleure, sur le territoire de la feuille Chamonix, de la manière suivante :

- une bande étroite le long du bord nord-ouest des Aiguilles Rouges ;
- quelques lambeaux sur le massif des Aiguilles Rouges lui-même (notamment le sommet de l'Aiguille du Belvédère, point culminant du massif à 2965 m) ;
- la zone de Chamonix — Martigny, comprise entre les deux massifs anciens et formée par l'accolement de leurs couvertures respectives ; la plus grande partie de cette zone est cachée sous le Quaternaire ;
- une bande étroite le long du bord est du massif du Mont Blanc.

● **La Nappe de Morcles** : vaste pli couché constitué d'une série mésozoïque s'étendant du Lias au Crétacé supérieur et dont une partie seulement est visible sur la feuille Chamonix, dans son coin nord-ouest. Cet ensemble, situé à l'extérieur du massif des Aiguilles Rouges, a été charrié par-dessus celui-ci et sa couverture. Les opinions ne sont pas unanimes quant à l'origine de la Nappe de Morcles : elle pourrait provenir :

- soit de la région située entre les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, région aujourd'hui disparue et dont la Zone de Chamonix est la cicatrice ;
- soit d'une couverture de l'actuel massif du Mont Blanc ;
- soit, plus probablement, des deux à la fois.

Les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, leur couverture et la Nappe de Morcles appartiennent à la zone externe de la chaîne alpine.

● **Les zones internes (penniques)**. A l'Est du massif du Mont Blanc, se succèdent une série d'unités peu épaisses et continues, charriées les unes sur les

autres le long de surfaces actuellement assez redressées. Il s'agit, de bas en haut, de :

- la zone de Sion - Courmayeur, comportant les unités de Ferret, du Roignais - Versoyen et de la Pierre Avoi ; ces unités sont formées de roches sédimentaires mésozoïques ;
- la zone houillère, formée essentiellement de Carbonifère supérieur ;
- la zone (ou nappe) du Saint-Bernard, formée de schistes cristallins du socle pré-alpin, vaste ensemble dont une très petite partie seulement affleure sur le territoire de la feuille Chamonix.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE SUCCINCTE

Les formations les plus anciennes qui affleurent dans les limites de la feuille Chamonix sont les schistes cristallins des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges : micaschistes et gneiss, souvent migmatitiques. Ces roches ont été élaborées par une suite complexe d'événements tectono-métamorphiques d'âge calédonien probable, dont le détail sera donné plus loin dans le cadre de la description des deux massifs. On notera à ce propos que cette succession d'événements est donnée séparément pour chacun des massifs ; en effet, la corrélation entre leurs histoires reste hypothétique, puisque les deux massifs, actuellement rapprochés par la tectonique alpine, étaient à ce moment éloignés l'un de l'autre.

Sur le soubassement cristallin ainsi élaboré s'est alors déposée en discordance une série volcano-sédimentaire d'âge dinantien que les mouvements hercyniens (phase sudète) ont ensuite fortement écrasée et transformée en schistes et phyllades. Ces formations sont abondamment représentées dans la partie sud-ouest du massif des Aiguilles Rouges (feuille Cluses) ; on peut y rattacher quelques intercalations pincées dans la partie sud-ouest du massif du Mont Blanc (feuille Saint-Gervais). Elles n'affleurent pas sur le territoire de la feuille Chamonix.

Les granites du Mont Blanc et de Vallorcine sont tous deux intrusifs dans les schistes cristallins. Leur âge, qui fait encore l'objet de quelques controverses, se situe probablement au Carbonifère inférieur (Dinantien ou Namurien).

Plus tard, au Westphalien supérieur, la région a subi une phase distensive, avec production de petits grabens localisés, encadrés par des zones de reliefs. L'érosion de ces reliefs a fourni des matériaux qui se sont accumulés dans les grabens ; il s'agit de sédiments immatures, d'âge westphalien D à permien, déposés rapidement après une érosion sans altération et un transport réduit. Les petits bassins intramontagneux ainsi constitués ont ensuite été fortement resserrés et transformés en synclinaux plus ou moins écrasés par les mouvements tardi-hercyniens (phase saalienne). Sur la feuille Chamonix, seul le massif des Aiguilles Rouges comporte, dans sa partie orientale, de tels synclinaux. Il est remarquable que la déformation inhérente à cette dernière phase hercynienne ait été localisée à l'emplacement des anciens grabens et ait donc laissé intact le reste du socle. Il en est de même d'ailleurs pour la déformation de la phase sudète, mentionnée plus haut.

L'histoire pré-alpine de la région se termine, comme partout en Europe, par une pénélplanation générale.

En ce qui concerne l'histoire alpine, on sait que, dans le modèle géodynamique actuellement admis, la formation des Alpes nord-occidentales comporte les phases successives suivantes. Une première période, du Trias au Crétacé supérieur, est marquée par la distension de la croûte puis par l'ouverture d'océans, ainsi que par l'accumulation sédimentaire, tant sur la croûte continentale que sur la croûte océanique. Une deuxième période, à partir du Crétacé supérieur, est caractérisée par la fermeture des océans alpins et par un raccourcissement intense responsable de la mise en place, les unes sur les autres, des grandes unités charriées ; cette déformation a affecté d'abord les parties internes de la chaîne pour s'étendre ensuite progressivement aux zones de plus en plus externes. Chaque unité charriée s'est donc déplacée en portant la précédente sur le dos.

La feuille Chamonix est comprise presque entièrement dans la zone externe des Alpes. La première période y correspond ainsi à une accumulation sédimentaire de nature surtout calcaire et marno-calcaire sur la pénélaine épi-hercynienne. L'histoire de cette sédimentation n'est pas facile à reconstituer en raison des incertitudes qui subsistent sur la situation palinspastique des formations et sur les positions relatives à cette époque des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges.

La transgression triasique, qui marque le début de la série sédimentaire, fut suivie du dépôt d'un Trias peu épais, de type germanique, à faciès continental à lagunaire (quartzites, argilites, dolomies et évaporites). Au cours du Jurassique et du Crétacé, la région du futur massif des Aiguilles Rouges a dû constituer une zone tantôt d'émersion tantôt de subsidence très faible, ainsi qu'en témoigne le caractère réduit et lacunaire de la couverture autochtone du massif. Il a dû en être de même, au moins en partie, du futur massif du Mont Blanc. C'est dans la région située entre les deux massifs, et aujourd'hui disparue, qu'a dû se déposer l'épaisse série mésozoïque qui forme actuellement la Nappe de Morcles.

Les déformations tectoniques ont commencé dans la région par la mise en place, vers le début de l'Oligocène, des unités charriées internes, ressortissant au domaine pennique, qui occupent la partie est de la feuille : zone de Sion - Courmayeur, zone houillère et zone du Saint-Bernard ; les deux premières de ces zones sont considérées aujourd'hui comme l'enveloppe des nappes penniques inférieures, dont ici le coeur cristallin n'a pas encore été mis à jour par l'érosion. Par la suite, probablement au Miocène, le processus de raccourcissement général de la chaîne atteignant des régions plus externes a provoqué le rapprochement (par subduction ?) des deux massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, le charriage du Mont Blanc sur la Zone de Chamonix et la formation de la nappe de Morcles. On notera que les mouvements ne sont sans doute pas terminés, la région enregistrant encore à l'heure qu'il est un soulèvement de l'ordre de quelques millimètres par an.

En ce qui concerne le Pléistocène, on n'oubliera pas que l'état actuel des glaciers n'est qu'un stade dans une succession de phases de crues et de décrues au cours desquelles la région a été entièrement recouverte de glace, ce qui explique le caractère généralisé des dépôts et de la morphologie glaciaires.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ZONE EXTERNE

Socle pré-alpin : massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges

Ces deux massifs sont des boutonnières d'affleurement du socle pré-alpin, lui-même le résultat d'une longue suite d'événements tectono-métamorphiques et magmatiques (Bellière, 1980 ; von Raumer, 1984). On a donc affaire dans les deux massifs à des domaines polycycliques (ou domaines repris) particulièrement complexes. Leur intérêt réside dans le fait que les phases les plus jeunes, en particulier la phase alpine, n'ont pas effacé les traces des événements plus anciens et que les roches n'y ont donc pas perdu la mémoire de leur histoire. Un bref résumé de cette histoire est donné ci-dessous pour chacun des deux massifs.

Constitution du massif des Aiguilles Rouges

Il comporte, dans les limites de la feuille Chamonix, les unités lithologiques suivantes :

● **Un ensemble de schistes cristallins** (Bellière, 1958) dont les divers types seront détaillés ci-après. Il s'agit de gneiss et de micaschistes de composition "pélimitique" (argileuse), grauwackoïde ou granitique, accompagnés accessoirement de roches basiques et de calcaires.

Les paragenèses :

quartz + olig. + biotite + musc. + sill. + grenat

quartz + olig. + biotite + musc. + feldspath K + grenat

hornbl. + plag. + diopside/grenat + quartz

permettent de situer leur genèse dans le faciès métamorphique des amphibolites à almandin. Leur histoire tectono-métamorphique, d'âge probablement calédonien, a été cependant complexe (von Raumer, 1983) et comporte successivement :

— une phase à haute pression dont témoigne la masse-relique d'éclogite du lac Cornu (cf. $\delta\psi$) (Liégeois et Duchesne, 1982) et la présence, très sporadique et non cartographiable, de disthène résiduel dans certaines roches alumineuses,

— une phase de pression moyenne et de migmatitisation, que représentent la plupart des roches du massif,

— une phase de blastomylonitisation, limitée à certaines régions du massif,

— une phase de basse pression et d'anatexie dont les effets, sur la feuille Chamonix, sont trop locaux et trop mineurs pour pouvoir être figurés.

La structure est presque partout isoclinale et redressée (schistosité parallèle à la stratification), reprise par des plis post-schisteux d'importance subordonnée.

Au cours des événements orogéniques ultérieurs (hercyniens et alpin), ces roches ont subi divers processus de rétro-morphose partielle ; parmi ceux-ci, la chloritisation de la biotite se décèle macroscopiquement par la teinte verte qu'elle confère aux gneiss ordinairement bruns.

● **Des roches sédimentaires, non métamorphiques, d'âge westphalien D à permien.** Elles sont disposées en couches très redressées, discordantes sur le

crystallin et forment au sein du massif une bande relativement continue. Cette bande se poursuit vers le Nord-Est hors des limites de la feuille jusqu'au-delà du Rhône (Dorénav) où elle montre une structure synclinale pincée dans le cristallin (Sublet, 1962). Dans la région de la feuille Chamonix, cette structure synclinale n'est guère identifiable et fait place à une disposition en écailles redressées.

Le plissement et l'écaillage de ces roches est rapporté à la phase saaliennne de l'orogénèse hercynienne.

Le massif des Aiguilles Rouges renferme une deuxième zone de roches westphaliennes, dans sa partie sud-ouest, sur le territoire de la feuille Cluses.

● **Le granite de Vallorcine**, qui affleure en une bande étroite et allongée ; le bord nord-ouest de cette bande est un contact intrusif dans les schistes cristallins, avec apophyses et filons divers (de granite, de pegmatite et même parfois de porphyre à mésostase fine) ; le bord sud-est est un contact par faille (la faille de Remua), jalonnée de mylonites et considérée comme d'âge hercynien tardif (saalien).

Les roches des Aiguilles Rouges sont recouvertes en discordance par les matériaux alpins autochtones : sédiments triasiques au Nord-Ouest et plus jeunes au Sud-Est. Sous cette discordance majeure, les schistes cristallins du socle sont affectés d'une rubéfaction (altération atmosphérique fossile) sur une épaisseur de quelques mètres à quelques dizaines de mètres.

Constitution du massif du Mont Blanc

Traditionnellement associé au massif des Aiguilles Rouges, il en diffère cependant à plusieurs points de vue :

- sa plus grande partie est occupée par un granite (granite du Mont Blanc) ;
- il comporte très peu de sédiments carbonifères : ceux-ci affleurent de toutes façons hors du périmètre couvert par la feuille Chamonix et presque toujours à des endroits inaccessibles ;
- les schistes cristallins, s'ils ont la même composition que ceux des Aiguilles Rouges, possèdent presque partout une structure de mylonito-schistes.

Dans l'état actuel des connaissances, l'histoire du massif peut se résumer comme suit :

- élaboration (calédonienne ?) d'une série de schistes cristallins analogue à celle des Aiguilles Rouges (faciès des amphibolites à almandin) ;
- intrusion d'un cortège de granites (notamment granite du Montenvers) ;
- phase déformative transformant l'ensemble en mylonitoschistes d'extension régionale, dans le faciès des schistes verts à biotite, ne laissant subsister que quelques îlots isolés de roches intactes ;
- phase de basse pression et d'anatexie (surtout dans les parties est et sud du massif) ;
- mise en place du granite du Mont Blanc ;
- orogénèse alpine : production de failles et de zones de mylonites de direction générale NE — SW.

Le granite du Mont Blanc offre en affleurement la forme d'un vaste parallélogramme (Corbin et Oulianoff, 1926). Les côtés est et ouest, orientés N-S,

correspondent à des contacts intrusifs avec apophyses et filons divers ; la bordure ouest, dont seule une petite partie figure au bord sud de la feuille Chamonix, est presque entièrement cachée sous les glaciers de haute altitude ; la bordure est, qui longe le Val Ferret suisse, est marquée par la présence de nombreux filons de porphyre quartzifère. Les côtés nord-ouest et sud-est du parallélogramme sont des contacts tectoniques d'âge alpin. On peut donc conjecturer que la forme originelle du massif, lors de sa mise en place, était allongée N-S.

Le massif du Mont Blanc est remarquable par le croisement de plusieurs directions structurales, constantes à travers tout le massif ; il s'agit :

- de l'attitude des schistes cristallins (mylonitoschistes), toujours orientés N 20° à 25°E et à forte pente est ;
- des contacts du granite du Mont Blanc (voir ci-dessus) ;
- des structures internes du granite : structures de flux et zones mylonitischisteuses parallèles à celles des schistes cristallins, bien qu'elles soient d'âge différent ;
- des zones de mylonitoschistes alpins (N 45°E) qui traversent tant les schistes cristallins (mylonites remylonitisées !) que le granite ; le contact nord-ouest du granite est une de ces zones.

Description des formations

ζ. Schistes cristallins en général. La carte précise, en principe, au moyen de surcharges, les divers types de schistes cristallins. La notation ζ, en l'absence de surcharge, a été employée chaque fois qu'une telle précision n'a pu être obtenue : région d'accès malaisé ou impossible et régions, en territoire suisse, dans lesquelles ce relevé de détail n'a pas été effectué. Ces régions sont de faible étendue par rapport à l'ensemble de la surface occupée par les schistes cristallins.

ζξ. Micaschistes et paragneiss non migmatitiques. Ce sont des schistes cristallins stratifiés, de composition alumineuse ("pélictique") à grauwackoïde, constitués essentiellement de quartz, d'oligoclase, de muscovite, de biotite, auxquels peuvent s'ajouter le feldspath potassique ou le grenat. Ces roches, sauf exception, sont grenues et leurs minéraux se distinguent à l'oeil nu. La stratification, décimétrique à métrique, est généralement bien visible et correspond à la succession de lits de compositions différentes, depuis des mica-schistes très riches en micas (peu fréquents) jusqu'à des roches exclusivement quartzo-feldspathiques, éventuellement grenatifères. Les quartzites sont exceptionnels. Ces roches ne se rencontrent que dans le massif des Aiguilles Rouges (von Raumer, 1983).

Mζ. Gneiss, généralement migmatitiques. Ces gneiss, toujours grenus, ont une composition granitique à granodioritique (quartz, oligoclase, feldspath potassique, biotite, ± muscovite, ± grenat) et montrent une structure de migmatites concordantes (ou : rubano-lenticulaires) : les mobilisats quartzo-feldspathiques sont des lentilles plus ou moins allongées, parallèles à la schistosité. Ces roches peuvent offrir des aspects très variés selon leur composition et selon la forme et l'abondance des mobilisats. Elles sont considérées comme des endo-migmatites, c'est-à-dire comme des migmatites sans apport. Le terme d'"anatexie" est évité à leur propos, car l'intervention du processus de fusion n'y est pas évidente. La migmatitisation n'a pas affecté la disposition stratifiée originelle, qui est toujours bien visible. Toutefois, aux endroits à plis isocli-

naux serrés, une indécision peut exister quant à l'identification des rubans leucocrates comme mobilisats ou comme lits stratifiés originels, déchirés par la déformation.

Ces roches migmatitiques se rencontrent à la fois dans les deux massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc.

oζ. Gneiss granitoïdes, souvent oeilés. Ces gneiss, de composition granitique (quartz, oligoclase, feldspath potassique, biotite, ± muscovite) sont toujours très grenus, avec une structure migmatitique rubano-lenticulaire le plus souvent bien exprimée. Contrairement aux gneiss précédents, ils ne montrent pas de stratification, mais forment des masses homogènes d'importances diverses allongées conformément à la direction générale. Ils sont souvent caractérisés par des yeux pluricentimétriques de feldspath potassique, soit rectangulaires, soit plus ou moins déformés en amandes. Il s'agit sans doute, au moins dans la plupart des cas, d'orthogneiss (anciens granites gneissifiés).

bMζ, bl-oζ. Blastomylonites. Dans certaines parties du massif des Aiguilles Rouges, les gneiss décrits dans les rubriques précédentes, migmatitiques ou non, ont été transformés en roches blastomylonitiques caractérisées par la granulation régulière (polygonisation) des feldspaths et la recristallisation du quartz en grands individus allongés (quartz en disques ou en bâtons, comme celui des "granulites" de Saxe). Cette déformation particulière s'est effectuée, elle aussi, dans les conditions du faciès des amphibolites à almandin et n'a donc pas modifié la minéralogie des gneiss. Ces roches, abusivement qualifiées autrefois de "cornéennes", sont reconnaissables macroscopiquement à leur grain fin, à leur structure en petites linéoles claires, quartziques et feldspathiques, dispersées dans un fond plus sombre, ainsi que, le cas échéant, à la présence de porphyroclastes feldspathiques oeilés. Leur schistosité est parallèle à celle des gneiss ; elles possèdent souvent une linéation marquée. Il existe par ailleurs tous les intermédiaires entre elles et les gneiss.

myζ, my-oζ. Mylonitoschistes de gneiss divers, souvent migmatitiques. Ces roches forment la majeure partie des schistes cristallins du massif du Mont Blanc. Elles résultent d'une déformation pénétrative régionale, développée dans les conditions du faciès des schistes verts à biotite, aux dépens des gneiss divers décrits ci-dessus (migmatitiques ou non, stratifiés ou granitoïdes) dont il ne subsiste, dans le massif du Mont Blanc, que des plages résiduelles limitées. La feuille Chamonix ne comporte qu'une seule de ces plages, de surface réduite (rive droite du glacier du Tour). Cette déformation mylonitique s'est traduite par une granulation régulière ("polygonisation") du quartz, par une fracturation irrégulière des autres minéraux et par la production d'une schistosité et d'une linéation bien exprimées. La schistosité est partout à forte pente et la linéation dirigée selon cette pente. Macroscopiquement, ces schistes montrent donc un grain fin ou un grain hétérogène ; la présence de porphyroclastes oeilés est souvent caractéristique.

Outre ces mylonitoschistes d'extension régionale, orientés N 20° à 25°E, le massif du Mont Blanc comporte une série de bandes (ou "couloirs") relativement étroites, de direction N 45°E, formées de mylonitoschistes pétrographiquement identiques aux précédents et, par conséquent, représentés sur la carte par le même figuré. On passe d'une direction à l'autre par accord progressif. On notera que le granite du Mont Blanc est intrusif dans les premiers mylonitoschistes et est coupé par les seconds.

my **Y. Mylonitoschistes de granite.** Ce sont des mylonitoschistes de même type pétrographique que les précédents, mais qui ont été engendrés, non plus aux dépens de gneiss, mais aux dépens d'un granite, ou plutôt d'un cortège de petites masses granitiques rassemblées sous le nom de "granite du Montanvers" (voir plus haut : Constitution du massif du Mont Blanc). Ce granite devait être équigranulaire et à grain moyen à fin.

δ. Amphiboloschistes. Ces roches sont composées essentiellement de hornblende et de plagioclase auxquels peuvent s'adjoindre, en proportions diverses, du quartz, du grenat ou du diopside, ainsi que divers minéraux accessoires. Elles sont aisément identifiables sur le terrain grâce à leur teinte noire. Elles constituent toujours, au sein des schistes cristallins, des niveaux peu épais tronçonnés par le phénomène de boudinage en chapelets de lentilles plus ou moins espacés les uns des autres. Ces lentilles ont d'ordinaire des dimensions métriques à décimétriques, exceptionnellement plus grandes (lac Cornu). Elles représentent d'anciens filons ou coulées basiques, sans doute aussi dans certains cas des couches isolées de tuf basique.

δψ. Amphibolites à restes d'éclogites. Près du lac Cornu (massif des Aiguilles Rouges), affleure une masse lenticulaire d'amphibolite de grande dimension (400 m x 70 m) dont la partie centrale est formée d'une éclogite incomplètement amphibolitisée (Liégeois et Duchesne, 1982). Il s'agit d'une roche contenant, à côté de la hornblende, une grande quantité de grenats entourés de couronnes réactionnelles à symplectites de diopside + plagioclase. Cette roche se distingue aisément des amphibolites noires habituelles grâce à la présence de grenats (roses) et de diopside (vert), ainsi qu'à sa structure peu ou pas schisteuse. Elle est considérée comme un témoin-relique d'un premier stade de métamorphisme à haute pression que sa situation au centre d'une grosse lentille compéte à préserver du réajustement tectono-métamorphique dans le faciès des amphibolites. Le seul affleurement connu de cette roche est celui du lac Cornu.

CE⁸. Calcaires métamorphiques ; gneiss à silicates calciques. Ces roches, peu abondantes, ont été néanmoins figurées sur la carte en raison de leur composition particulière, témoin de leur origine sédimentaire. Les calcaires cristallins, fortement déchirés par les déformations tectoniques, affleurent généralement sous la forme de volumes lenticulaires de faible dimension. Rarement purs, ils présentent souvent une stratification fine due à la distribution des minéraux silicatés (quartz, plagioclase, micas, diopside, grenat). Les gneiss (ou mieux "cornéites") à silicates calciques sont des lentilles, décimétriques à métriques, souvent groupées en chapelet, d'une roche à grain fin non schisteuse, formée de : quartz ± diopside, ± grenat, ± plagioclase.

Mylonites épizonales (faille de Remua). La faille de Remua forme la limite sud-est du granite de Vallorcine (massif des Aiguilles Rouges). C'est un accident important qui se prolonge vers le Nord-Est jusqu'à la vallée du Rhône. Cette faille est soulignée par un couloir mylonitique épais de quelques dizaines à une centaine de mètres. Ces mylonites, engendrées dans des conditions peu profondes (faciès des schistes verts à chlorite ou des zéolites), sont des roches gris-vert foncé, tantôt massives, tantôt plus ou moins schisteuses jusqu'à ressembler à des phyllades. Microscopiquement, ce sont des cataclasites formées d'un broyat de minéraux, engendrées aux dépens soit du granite, soit des gneiss. Leur identification macroscopique est souvent malaisée.

γ. Granite. Il existe, sur la feuille Chamonix, deux plutons granitiques.

● **Le granite de Vallorcine** (massif des Aiguilles Rouges) est un granite clair, de type assez constant, constitué d'un mélange à grain plutôt fin (1 à 2 mm) de quartz, oligoclase, feldspath potassique, biotite (souvent échloritisée), dans lequel sont fréquemment dispersés des feldspaths potassiques rectangulaires de quelques centimètres. Les enclaves sont, dans l'ensemble, peu abondantes. Les contacts de ce granite ont été décrits plus haut.

● **Le granite du Mont Blanc (*)** (massif du Mont Blanc) est toujours une roche grenue (5 mm ou plus), formée de quartz, oligoclase, feldspath potassique, biotite, auxquels s'ajoutent des minéraux accessoires, en particulier l'épidote parfois assez abondante pour colorer le granite en vert pistache. La composition habituelle est celle des "granites" *sensu stricto* de la classification de Streickeisen; en fait, le massif comporte diverses variétés: granite à grain homogène, granite à grands feldspaths potassiques rectangulaires (jusqu'à 7 cm), granite plus clair, ou plus foncé, à amphibole, etc. Il n'est pas possible, du moins dans l'état actuel des relevés, de cartographier ces divers types, dont les contacts mutuels sont tantôt nets, tantôt progressifs. On peut penser qu'ils témoignent d'intrusions successives les unes dans les autres lors de la formation du pluton. Le granite du Mont Blanc est riche en enclaves, dont la plupart représentent des gouttes de magma basique qui ne se sont pas mélangées au magma granitique (Jacquemin et Bellière, 1984).

D'autre part, le granite possède presque toujours une structure orientée d'origine magmatique (flux) (von Raumer, 1967): disposition parallèle des grands cristaux de feldspath, concentration en "trainées" des mêmes cristaux, rubanement plus ou moins distinct, *schlieren*, allongement et alignement des enclaves groupées en "troupeaux". Ces structures sont d'ordinaire redressées et sensiblement N-S.

Enfin, le granite du Mont Blanc est souvent affecté d'une déformation mylonitochisteuse. Ces zones de mylonites sont subverticales et orientées:

- soit N 20°E (contemporaines de la mise en place du massif?)
- soit N 45°E (alpines).

Les contacts du granite du Mont Blanc ont été décrits plus haut.

μ γ. Filons granitiques et microgranitiques: constitués d'une roche partiellement noduleuse, à pâte fine de feldspath, quartz, biotite et muscovite.

μ η. Filons microdioritiques à microsyénitiques: roches analogues, de compositions indiquées.

Mζ-μ γ. Gneiss anatectiques coupés de porphyres abondants. Cette formation constitue l'encaissant du granite du Mont Blanc le long de son bord est, bord lui-même voisin de la limite est du massif du Mont Blanc. La formation affleure donc en une bande étroite. Elle est constituée de gneiss et d'amphibolites à structure d'anatexites, c'est-à-dire de migmatites non concordantes, à schistosité et rubanement évanescents, passant localement à des roches hétérogènes dont la structure isotrope rappelle celle d'un produit magmatique.

(*) autrefois dénommé "protogine".

Ces anatexites sont parcourues d'une grande quantité de filons de porphyres quartzifères leucocrates. La proportion de ces filons dans le volume total est parfois prépondérante, pouvant même réduire à rien celle des anatexites.

Cette région, d'accès d'ailleurs peu aisé, n'a pas fait jusqu'ici l'objet d'investigations détaillées.

h^{4d}. **Westphalien D. Conglomérats, grès, schistes gris à noirs.** Il s'agit de sédiments non métamorphiques, typiquement immatures (grauwackes ou grauwaekoides), formés de grains de quartz, de feldspaths, de muscovite, de biotite, de chlorite, et souvent riches en débris charbonneux qui leur confèrent leur teinte sombre. On y rencontre toutes les granularités, depuis des poudingues à cailloux pluridécimétriques jusqu'à des siltites fines. Ces roches présentent souvent diverses structures sédimentaires bien exprimées : granodécroissance, stratification de courant, variation latérale rapide de la taille des grains, etc. Elles sont généralement interprétées comme le résultat du dépôt rapide, dans des bassins intramontagneux (grabens), des produits de la désagrégation, sans altération chimique, des formations cristallines voisines, après un transport à faible distance par des cours d'eau plus ou moins torrentiels.

L'attribution au Westphalien D est basée sur la macroflore, mais la présence de couches stéphaniennes n'est pas exclue (Jongmans, 1960).

Les roches possèdent le plus souvent une schistosité très marquée, oblique à la stratification, même dans des grès grossiers ; il s'agit d'une schistosité de dissolution (*pressure-solution cleavage*).

r. **Permien. Conglomérats, grès, schistes versicolores.** Ces roches sont de même nature pétrographique que celles du Westphalien avec lesquelles elles sont concordantes. Elles en diffèrent par leur teinte violette ou bigarrée vert-violet. A défaut d'argument paléontologique, elles sont attribuées traditionnellement au Permien en raison de leur couleur, par analogie avec des formations d'autres régions des Alpes.

Certains faciès de ces roches violettes renferment des taches de réduction vertes dont la forme allongée peut être un marqueur de la déformation finie (hercynienne, alpine ou les deux superposées).

Couverture du socle

Remarque générale à propos des cargneules

Les cargneules affleurent en de nombreux endroits de la couverture des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, ainsi que dans les unités de la zone interne. On sait qu'il s'agit de dolomies cariées, plus ou moins bréchiées, qui se présentent en masses peu ou pas stratifiées de puissance très irrégulière ; leur teinte jaune est très caractéristique dans le paysage.

Elles constituent le troisième membre de la trilogie classique du Trias de ces régions : quartzites — argilites — dolomies et cargneules. Leur genèse fait actuellement l'objet de controverses : brèches de "collapse" liées à la dissolution d'évaporites sous-jacentes, brèches d'olistostromes, ou même brèches tectoniques formant la semelle d'unités charriées, ces diverses interprétations

ne s'excluant d'ailleurs pas nécessairement (voir notamment : Masson, 1972). Cette controverse intéresse le dessin de la carte, car si les dernières interprétations, d'ordre tectonique, sont retenues, on ne peut plus, strictement parlant, donner à ces roches une affectation stratigraphique et elles devraient figurer avec une autre teinte que celle du Trias. La feuille Chamonix a néanmoins conservé l'attribution classique des cargneules au Trias. On notera donc qu'une réserve peut être faite à ce sujet, au moins dans certains cas.

Bordure occidentale du massif des Aiguilles Rouges

t₁Q. Trias. Quartzites. La base de la transgression triasique est soulignée par 10 à 50 cm de grès conglomératiques et arkosiques grossiers contenant des galets gneissiques non classés. Elle est suivie par une assise massive d'environ 2 m formée de grès calcaires et quartzitiques grossiers à moyens de couleur claire, jaune, gris verdâtre ou rosée, à stratification entrecroisée, rides d'oscillation (*ripple-marks*) sur les interlits et contenant encore quelques galets. La séquence s'achève par quelques bancs plus fins de grès moyen, parfois à galets argileux, stratification entrecroisée, rides d'oscillation (*ripple-marks*) et pellicules argileuses d'inter-banc. La surface d'un de ces bancs gréseux a fourni de nombreuses empreintes de Reptiles (800 empreintes, 9 ichnospèces recensées) concentrées sur quelques centaines de m² (Bronner et Demathieu, 1977, Demathieu et Weidmann, 1982). Elles permettent de donner un âge ladinien terminal — carnien pour les grès et quartzites de la transgression triasique. La formation devrait donc être notée t_{m-s}Q, et non t₁Q ; mais cette information n'a été connue qu'à un moment où la carte étant en cours d'impression, il n'était plus possible de la corriger. Cette remarque vaut aussi pour la formation suivante.

t₁A. Trias. Argilites. Alternance de grès quartzitiques fins et de lits argilitiques à la base, passant à des argilites franches, versicolores, plus vertes ou jaunes à la base et rouge brique ou brunes au sommet, avec intercalation de quelques minces lits gréseux à galets d'argile et rides d'oscillation (*ripple-marks*).

L'épaisseur des argilites est très variable (0 - 20 m) du fait qu'elles absorbent en grande partie les déformations en touches de piano qui affectent le socle cristallin et les quartzites qui lui sont solidaires. Les argilites sont fortement tectonisées dans leur partie supérieure à proximité des chevauchements satellites de la pellicule autochtone, liés la mise en place de la Nappe de Morcles.

t_{m-s}. Trias. Calcaires dolomitiques, dolomies, cargneules. Le passage des argilites au faciès carbonaté de plate-forme, en grande partie dolomitisé, se fait assez brutalement par l'intermédiaire d'un coussin de cargneules, localement précédé d'une alternance de petits niveaux de dolomie jaune et d'argilites rouge-vert. Le Trias carbonaté, d'une épaisseur variable comprise entre 15 et 90 m, est formé de calcaires dolomitiques plus ou moins fins, parfois saccharoïdes, jaunes puis gris vers le haut sans stratification bien visible mais présentant de multiples variations : microgrenu, pseudo-oolithique entièrement dolomitisé, à pseudo-oolithes dolomitiques et ciment calcique, microconglomératique à Algues, finement rubané, etc. (Amberger, 1960). Les termes classiques des domaines intertidal et subtidal peu profond (brèches à chenaux, laminations algaires, séquences granoclassées à pellets et rares bioclastes) sont parfois conservés (Demathieu et Weidmann, 1982).

j. Jurassique indifférencié. La couverture autochtone des Aiguilles Rouges comporte, en plus de la trilogie triasique (quartzites, argilites, calcaires dolomitiques et dolomie) un liseré de terrains jurassiques principalement représentés par des calcaires plus ou moins plaquetés bleus à pâte très fine et cornée, des calcaires sombres légèrement argileux à bandes siliceuses et des calcaires gris-bleu en rognons auréolés de brun. L'écoulement de la Nappe de Morcles a provoqué une déformation graduelle des formations carbonatées de l'Autochtone de sorte qu'un plan de chevauchement basal de la nappe n'est pas directement visible. Il s'en suit qu'une partie des terrains englobés dans ce Jurassique indifférencié pourrait appartenir déjà au flanc renversé de la nappe.

l3-4. Sinémurien. Calcaires siliceux. Calcaires en plaquettes, légèrement spongolithiques avec bandes et auréoles siliceuses étirées. Ils apparaissent de façon très limitée au-dessus du Trias de la face sud-est du Buet où ils forment une assise de 5 à 7 mètres. En l'absence de faune leur attribution d'âge est basée sur la grande similitude avec le Sinémurien du col de Balme.

jm. Dogger. Calcaires marneux. Série plaquetée de calcaires noirs à patine grise avec en surface des zones siliceuses brunes en relief, et de calcaires gréseux à galets dolomitiques étirés. Leur attribution à l'Autochtone est incertaine.

js. Malm. Calcaires massifs. Massifs dans les parties de moindre écrasement, ils apparaissent le plus souvent en plaquettes porcelanées, à pâte fine et claire, sonnante sous le marteau. La partie basale de ces calcaires, qui ne dépassent guère la dizaine de mètre d'épaisseur, peut être dolomitisée et a fourni des restes de Calpionellidés au col de Salenton (Ayrton, 1972). Il est souvent difficile de distinguer le Malm des calcaires dolomitiques écrasés du Trias ; cependant, sa patine est légèrement plus gris-bleu, parfois brunâtre.

Zone de Chamonix : bordure orientale du massif des Aiguilles Rouges

tD. Trias. Dolomie (montagne des Posettes). Des affleurements de Trias sont souvent fort réduits et très tectonisés : sur la bordure est des Aiguilles Rouges, Dogger ou Malm reposent directement sur le socle, sauf peut-être en un point, à la Tête de Jorette où paraît s'intercaler un peu de dolomie brune (2 à 3 m de puissance) ; bien que non datée, elle a été rattachée au Trias dolomitique et notée tD.

j1-2. Bajocien. Calcaires sableux plaquetés — j1-5. Bajocien — Argovien. Sur le flanc est des Aiguilles Rouges, un banc calcarénitique et microbréchi que de 2-3 m de puissance marque partout la base de la transgression sur le socle (sur le Trias, à la Tête de Jorette) ; des nodules ferrugineux et des traces de rubéfaction en font un niveau de réduction que l'on a attribué au Bajocien, sans preuve paléontologique.

Il est surmonté de calschistes noduleux gris clair à ocreux, ou rosés, que l'on attribue à la base de l'Oxfordien ou au Dogger supérieur. Souvent, on ne l'a pas séparé du terme sus-jacent : j1-5.

C'est dans l'un ou l'autre de ces faciès (le second semble-t-il) que E. Parejas (1922) a découvert les Ammonites du Bajocien supérieur — Bathonien, mais ni la localisation, ni les échantillons n'ont pu être retrouvés.

j3-5. **Callovo-Oxfordien. Calcaires schisteux et oolithes ferrugineuses** — j6-9. **Kimméridgien — Tithonique. Calcaires.** Les deux formations terminant la coupe au col de Balme, dans la couverture des Aiguilles Rouges, sont rattachées au Malm :

— ensemble de marnes ou calcschistes sombres, plaquetés, argilo-micritiques, azoïques, sans doute callovo-oxfordiens = j3-5 ou j1-5 ; des niveaux à oolithes ferrugineuses avaient été exploités aux Tseppes (Trient) ;

— ensemble de calcaires micritiques à cassure sombre, esquilleuse et patine claire, très schistosés, mais sans doute massifs à l'origine ; à la base, des niveaux noduleux et à zones siliceuses, parfois colorées (*Argovien* ?) et, plus haut, des lentilles de calcaires dolomitiques clairs s'observent vers Corraye. Ils sont affectés de phénomènes de dissolution karstique et les dolines ne sont pas rares.

La découverte par ESSO-REP de Calpionelles et de Saccocomidés dans la coupe Belle-Place — le Béchat les date du Kimméridgien — Tithonique (doc. inédit, 1968) = j6-9.

L'ensemble du Malm est replissé ou écaillé isoclinalement plusieurs fois, ce qui rend difficile une estimation des épaisseurs : 50 m environ pour les marnes, 100 m (?) pour les calcaires.

A Montroc, les calcaires sont dolomitisés et pourraient être confondus avec des dolomies triasiques [j6-9 (1)].

La série orientale de couverture des Aiguilles Rouges se termine par le Malm, tandis que celle à l'Ouest du Mont Blanc se poursuivrait dans le Crétacé (*cf.* en Suisse).

Zone de Chamonix : bordure occidentale du massif du Mont Blanc

tm-sD, *tm-sG*. **Trias moyen et supérieur. Calcaires dolomitiques, dolomies, cargneules, gypse.** Sur la bordure ouest du Mont Blanc, le contact socle/couverture sédimentaire est partout tectonisé ; les grès de base ne sont nulle part visibles. Le Trias est surtout représenté par des cargneules que l'on peut observer au col de Balme, dans la combe de Vormaine, au Planet, à la Rosière, au Lavancher.

Des lentilles de dolomies claires, préservées de la cargneulisation, sont toutefois visibles au Tour, à Montroc ou au Biolay, à Chamonix. Sur la carte à 1/50 000, ces terrains n'ont pas été différenciés et sont rapportés au sommet du Trias moyen et au Trias supérieur (*cf.* flanc ouest des Aiguilles Rouges) = *tm-sD*.

Un pointement de gypse est connu : au Sud du village du Tour (*tm-sG*) ; signalons qu'un autre existe au lieu-dit le Mont, à l'extrême limite nord de la feuille Mont-Blanc.

En galerie sous le col de Balme, le Trias est représenté par plus de 100 m de calcaires dolomitiques, de gypse-anhydrite et de cargneules. On signale une petite exploitation de gypse près du col de la Forclaz, en Suisse.

l. **Lias.** Par suite soit de la tectonisation, soit des recouvrements quaternaires, le Lias n'offre pas de coupes facilement analysables et n'a été daté nulle part

dans la Zone de Chamonix. Le plus souvent, on s'est contenté de le séparer en deux ensembles lithologiques et, par comparaison avec des séries mieux datées, en Suisse (Au d'Arbignon) ou en France (les Houches, mont Joly), on les a attribués approximativement au Lias inférieur (l1-3) et au Lias moyen-supérieur (l4-8) ; parfois, on a individualisé le Lotharingien (l4).

l1-3. Hettangien — Sinémurien. Calcaires plaquetés sombres. La série liasique débute par un ensemble marneux bleuté, sombre, formé de bancs calcaréo-argileux (10 à 30 cm) et à délit schisteux : 20 à 30 m de puissance au plus. La base a été datée grâce à des Ammonites hettangiennes découvertes dans le ravin des Arandellys (les Houches) et, plus au Sud, au Nant Fandu et au col du Joly. Une Ammonite très déformée, récoltée près du col de Balme, indiquerait aussi l'Hettangien (R. Mouterde) (récoltes de J.-C. Barféty et R. Mouterde, et anciennement E. Parejas).

Le haut de cet ensemble pourrait inclure le Sinémurien. Les principaux affleurements sont dans la Combe de la Vormaine, à Montroc, Argentière, la Rosière, le Lavancher. A la base de la série, à la Rosière, apparaît un banc de quartzite brun de 2 à 4 m, que l'on retrouve en général au passage Trias — Lias (cf. feuille la Rochette, à 1/50 000).

l4. Lotharingien. Quartzites ocre. Le Lotharingien correspondrait à un niveau (10 m environ) de quartzites ou calcaires quartzeux de teinte jaune orangé, caractéristique, observable au col de Balme et dans la Combe de la Vormaine seulement. En Suisse, ce faciès a été daté, par encadrement, du Lotharingien (Au d'Arbignon).

l4-8. Lotharingien — Toarcien. Calcaires et marnes. — l5-8. Carixien — Toarcien. Calcaires marneux. L'ensemble supérieur est calcaréo-gréseux et massif (surtout vers le bas) = bancs calcaréo-gréseux ou calcaréo-siliceux de 20-40 cm et minces délit schisteux ; les calcaires sont souvent spathiques (entroques) et à zones siliceuses avec des Bélemnites nombreuses, parfois de grande taille, étirées et tronçonnées.

Vers le haut, cet ensemble devient plus schisteux ; on l'a rapporté, indirectement, au Carixien — Domérien — Toarcien ou au Lotharingien — Toarcien, étages qui, s'ils sont bien représentés, seraient très réduits par rapport aux épaisseurs connues plus au Sud : 100 m au plus.

Les meilleurs affleurements sont dans la Combe de la Vormaine, près du Tour, à la Rosière et à la côte du Piget où l'éperon qu'ils déterminent a orienté le changement brutal de direction de la Mer de Glace, lors des crues des XVII-XIXe siècles.

l9. Aalénien. Schistes noirs micacés. L'Aalénien est largement représenté en rive droite du torrent de l'Arve, à l'Ouest et au Nord du village du Tour et jusqu'à la Croix de Fer et Corraye. Ce sont des argilites brunes (schistes silico-alumineux luisants), à rares nodules calcaréo-siliceux très durs, renfermant des Posidonies ; des Ammonites ont été récoltées plus au Sud, près de Megève ; elles indiquent en général les zones à Murchisonae et à Concavum ; ce faciès peut toutefois débiter dans le Toarcien supérieur (zone à Aalensis).

j1-5. Bajocien — Argovien. Calcaires spathiques et gréseux. — j1-6. Bajocien — Oxfordien supérieur. Calcaires spathiques et schistes noirs. Le Bajocien

serait représenté par des calcaires échinodermiques et siliceux, se débitant en plaquettes, le quartz donnant des lits millimétriques à l'aspect caractéristique.

Vers le haut, le caractère spathique de la roche s'accroît puis au-dessus apparaît une vire schisteuse sans doute callovo-oxfordienne, peut épaisse. Cartographiquement, on n'a pas fait de distinction et on a utilisé des notations compréhensives : j1-5 ou j1-6.

Le Malm supérieur (j6-9) est représenté par des calcaires massifs fins identiques à ceux du rebord est des Aiguilles Rouges ; ils débiteraient par des niveaux roux (*Argovien* ?).

Crétacé. (n1. **Berriasien.** — n4. **Barrémien.** — n4-5. **Barrémien — Aptien, faciès urgonien**). L'attribution au Crétacé des quelques affleurements de petite taille a été faite par analogie avec ceux des environs de Martigny (la Bâtiâz, Sur le Scex) situés plus au Nord.

Un niveau charbonneux repéré à la Bâtiâz marque la limite Jurassique — Crétacé et pourrait être attribué au Purbeckien. Suit le Valanginien schisteux (Berriasien) et, localement (Sur le Scex), le Valanginien calcaire avec un niveau riche en pyrites oxydées (n1).

L'Hauterivien est bien représenté par ses calcaires plaquetés siliceux classiques, à patine brune (la Bâtiâz, Sur le Scex). Un calcaire clair, à débris organiques, pourrait représenter le Barrémien inférieur. Il est suivi de marbres blancs ou verdâtres typiques de l'Urgonien (n4-5). Dans la zone très tectonisée qui sépare les deux couvertures, des lentilles décimétriques verdâtres et siliceuses pourraient correspondre au Gault.

Zone de Chamonix : suture tectonique médiane

Entre la couverture sédimentaire des Aiguilles Rouges et celle du Mont Blanc, existe une étroite bande de terrains très tectonisés que l'on repère au Nord du col de Balme, au Lavanchi, au col de la Forclaz et à la Bâtiâz. Les terrains sont divers, très fragmentés et d'attribution stratigraphique délicate : à côté de gneiss (ζ ξ), on trouve les dolomies et cargneules du Trias (*tm-s*), des schistes aaléniens (l9), des calcaires spathiques et/ou fins (j1-5) et enfin des marnes, des calcaires sombres ou clairs et verts, peut-être crétacés (n4-5, "Urgonien").

On pourrait penser aussi à une origine sédimentaire d'un matériel si divers et donc à un olistostrome à matrice nummulitique comme on en connaît sur le versant ouest des Aiguilles Rouges et dans la Nappe de Morcles ; on n'en a aucune preuve paléontologique à ce jour.

Bordure orientale du massif du Mont Blanc

Le long du bord est du massif du Mont Blanc, on a groupé, en raison de l'échelle de la carte, les deux unités suivantes :

— d'une part la couverture "autochtone" du massif, formée d'une série très condensée, surtout représentée dans la partie nord de la zone ; cette couverture est autochtone par rapport au socle cristallin du Mont Blanc, mais on a vu que l'ensemble socle + couverture constitue une unité charriée ;

— d'autre part la zone dite "ultra-helvétique", située immédiatement à l'Est, constituée de plusieurs écailles et dont le contact avec la couverture est une suture tectonique jalonnée par des lames écrasées de cristallin.

ζ. Lames de cristallin. Ce sont des lentilles qui jalonnent le contact tectonique entre l'Autochtone et l'Ultra-helvétique charrié. Il s'agit de schistes cristallins, de granite et de rhyolite, toujours fortement mylonitisés.

t/Q. Trias basal. Quartzites. Ce niveau, de 2 à 4 m de puissance, forme la base de l'Autochtone discordant sur le cristallin du massif du Mont Blanc. Il débute par une arkose bréchique, à fragments principalement de porphyre quartzifère (jusqu'à 5 cm) provenant du démantèlement du socle sous-jacent. Vers le haut, la teneur en quartz augmente, le grain s'affine et on passe à des quartzites légèrement carbonatés.

t_{m-s}. Trias moyen et supérieur. Calcaire dolomitique, dolomies, cargneules. Il s'agit essentiellement de dolomie beige partiellement calcaire, à reliques d'ooïdes. Cette roche, riche en grains de quartz et de feldspaths, devient plus pure et plus massive vers le haut. Les cargneules jouent un rôle subordonné. Ce Trias, comme le Lias indifférencié qui vient d'être décrit, disparaît vers le Sud.

l1-5. Lias indifférencié. Cet ensemble, qui n'est représenté que dans la partie nord de la couverture autochtone orientale du massif du Mont Blanc (région Sembrancher — mont Catogne) comprend de bas en haut :

- des marnes et des schistes argileux noirs, à intercalations minces de calcaire sombre, surmontés de calcaires impurs, gréseux et spathiques ;
- des calcaires gréseux échinodermiques de teinte bleutée, plus ou moins bréchiques ;
- des quartzites feldspathiques brun-beige à grain moyen, parfois légèrement carbonatés.

L'ensemble, d'une puissance de 100 à 150 m, s'amincit puis disparaît rapidement vers le Sud.

l9. Aalénien. Schistes sombres. Formation épaisse et uniforme de schistes noirs, contenant, vers le sommet, de minces lits de grès fin ferrugineux. Les nodules et les agrégats pyriteux sont fréquents. Ces schistes ont déterminé la formation de la vallée d'Entremont entre Orsières et Sembrancher.

j1-4. Dogger. Calcaires spathiques. Ce sont des calcaires plaquetés, localement marneux, sableux ou spathiques.

j5-9. Malm. Calcaires massifs. Le Malm est formé de calcaires gris-bleu à pâte fine, dont le caractère massif et la patine claire constituent un repère bien visible sur le terrain.

n1. Berriasien. Calcaires marneux. Il s'agit d'une alternance de marnes et de calcaires sombres.

Nappe de Morcles

l-j1a. **Série compréhensive schisteuse (Liàs — Bajocien inférieur).** Elle débute par des schistes argileux noirs en plaquettes suivis d'une alternance de schistes sombres et de calcaires siliceux bleutés en petits bancs (Sinémurien). Cette séquence basale est surmontée par un niveau *de grès et de calcaire siliceux* [l-j1a(1)] attribué au Lotharingien par comparaison avec la Croix-de-Fer, et formant une assise résistante repère de 2 à 4 m à patine ocre-roux (grès calcifère ferrugineux). Le Lias moyen et supérieur, passablement envasé, est constitué d'une alternance de marnes et de calcaires plus ou moins spathiques et siliceux. Ces assises passent à des schistes noirs à taches de rouille, micacés et gréseux, à nombreux nodules pyriteux rarement fossilifères (Aalénien). Cette épaisse série compréhensive s'achève vers le haut par des schistes marneux gris ou argileux et sombres alternant avec des petits bancs de calcaires siliceux sombres (Bajocien inférieur). Toute la série est plutôt stérile et son envasement va croissant vers l'Ouest. Son intense plissement avec de fortes variations d'épaisseur dans les flancs et les charnières ne permet pas d'en préciser la puissance originelle.

j1. **Bajocien supérieur. Calcaires spathiques, à silex, à gravillons dolomitiques.** Ils forment des assises de 20 à 30 m, constituées de bancs de 30 cm à 1 m à interlits schisteux. Sur les bancs de calcaire, détritique, à patine brune ou grise, apparaissent souvent en relief des auréoles beiges silicifiées. Très écrasé, le Bajocien supérieur se confond facilement avec le Sinémurien.

j2-4. **Bathonien — Callovo-Oxfordien. Marnes schisteuses grises.** Série de schistes argileux noirs et micacés à intercalations régulières de calcaires marneux en bancs de 10 à 30 cm. La patine des schistes est grasse, grise ou beige et miroitante; ils déterminent des vires régulières et d'importantes dépressions. Le Callovo-Oxfordien est assez riche en fossiles partiellement pyritisés (Collet, 1943).

j5. **Argovien. Calcaires plaquetés, noduleux et marnes.** Calcaires grumeleux sombre à pâte fine et patine brunâtre, en bancs réguliers et massifs de 30 cm à 2 m, à interlits marneux.

j6-9. **Malm supérieur. Calcaires massifs à pâte fine.** Les couches basales renferment des Ammonites du *Séquanien* inférieur (zone à *Peltoceras bimammatum*) alors que sa partie sommitale est caractérisée par des brèches et des calcaires dolomitiques, algaires et à coraux indiquant une tendance à l'émersion. Le Malm se reconnaît aisément par sa patine gris clair et les grandes parois massives et bien stratifiées qu'il dessine. Dans la pâte sombre et siliceuse du calcaire, on reconnaît des Calpionelles et des Radiolaires calcitisés.

n1. **Berriasien (Valanginien schisteux). Alternance de calcaires et de marnes sombres.** Les alternances schisto-marneuses brunes et noires ne dépassent guère 10 cm d'épaisseur; elles sont surtout abondantes à la base de la série qui tend à devenir plus franchement calcaire vers le haut avec un faciès biodétritique grossier témoignant d'une sédimentation néritique instable.

ZONE INTERNE

Zone de Sion — Courmayeur

Cette zone se subdivise en trois unités (unités de Ferret, du Roignais — Versoyen et de la Pierre Avoi), qui contiennent toutes trois d'importantes séquences présentant un faciès de flysch d'âge incertain mais présumé crétacé. L'unité de la Pierre Avoi est la seule à avoir fourni des terrains jurassiques datés.

L'origine palinspastique de ces formations n'est pas évidente. Elle se situe vraisemblablement dans le sillon valaisan.

Les roches de ces diverses unités sont toutes fortement tectonisées et montrent éventuellement plusieurs déformations alpines superposées. Leurs contacts sont presque toujours tectoniques et leurs puissances sédimentaires originelles impossibles à évaluer.

Unité de Ferret

ts. Trias supérieur. Schistes argilitiques, gypse, cargneule, dolomie. Ces formations sont analogues aux formations correspondantes de l'Helvétique (couvertures des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges). Elles sont toutefois ici fortement tectonisées.

Sf. Schistes de Ferret à faciès flysch. Cette série atteint près de 1000 m d'épaisseur. Elle débute par une cinquantaine de mètres de schistes carbonatés très friables bleu sombre à noirs. Le reste est formé d'une alternance monotone de lits centimétriques à décimétriques de calcschistes gréseux et de schistes cartonnés gris. L'âge de cette série n'est pas connu (Crétacé ?, Dogger ?).

Unité du Roignais — Versoyen

cFB. Couches de l'Aroley. Calcaires bleus massifs et conglomérats. Ce sont des calcaires bleutés, cristallins à spathiques, à patine claire, presque toujours microbréchiques à débris de dolomie, de calcaires divers et de schistes cristallins séricitiques. Des conglomérats à ciment calcaire et galets atteignant 10 cm existent également, de même que des grès à patine sombre et des calcschistes atypiques. Les couches de l'Aroley ont livré une faune du Crétacé moyen qui est dans doute remaniée et la tendance est de leur attribuer un âge de la base du Crétacé supérieur (Antoine, 1965).

cFQ. Couches des Marmontains. Schistes noirs et quartzites. C'est un ensemble de schistes noirs siliceux et de quartzites verdâtres à patine rousse, en bancs décimétriques à métriques, massifs. Leur épaisseur est d'environ 150 m, mais ne dépasse souvent pas 20 mètres. Ils affleurent en général assez mal.

cFT. Couches de Saint-Christophe. Flysch calcaire. Cette formation est constituée de calcaires gréseux en bancs décimétriques, séparés par des délits plus argileux. La patine en est brune à jaune, très rugueuse, alors que la cassure est bleue. Ces couches peuvent être localement conglomératiques. Leur puissance atteint probablement 500 mètres. Elles n'ont pas livré de fossile.

Unité de la Pierre Avoi

h. Carbonifère. Schistes noirs. Quartzites gris et schistes siliceux noirs, en plaquettes, plus ou moins riches en graphite, luisants et comprenant quelques lentilles ou amas charbonneux très tectonisés. Ces schistes affleurent généralement mal.

t₁Q. Trias inférieur. Quartzites. Quartzites massifs blancs à blanc jaunâtre un peu sériciteux, souvent devenus schisteux par écrasement. Ils n'excèdent généralement pas 10 m d'épaisseur et déterminent de petites parois. Ils sont attribués au Trias inférieur.

t_mD. Trias moyen. Dolomies et calcaires. Calcaires dolomitiques bleus et dolomies jaunes souvent marmorisés. Ils se présentent soit en niveaux peu épais et continus déterminant de petites parois claires, soit sous la forme de lentilles massives plus ou moins isolées.

t_sK. Trias supérieur. Cargneules. Faciès habituel des cargneules.

lc. Lias calcaire. Calcaires marmoréens à cassure bleue et à bandes siliceuses dans la partie inférieure, plus spathiques dans la partie supérieure. Epais de 10 à 20 m, ils déterminent des petites parois. Il s'agit de Lias inférieur et moyen.

cBr. Série conglomératique et localement bréchique. Il s'agit d'un niveau qui dépasse rarement une vingtaine de mètres d'épaisseur, formé d'un conglomérat polygénique à ciment calcaire et à galets de calcaire bleu, de calcaire dolomitique, de quartzites et de schistes sériciteux. Cette série, massive, détermine des reliefs qui se suivent parfois sur de longues distances.

cS_g. Série schisto-gréseuse "flysch". Grès, schistes et quartzites en minces blancs avec rares niveaux bréchiques. Cette formation affleure mal et, vers le haut, ressemble tellement au Carbonifère que la limite avec la zone houillère, plus interne, est indécise.

Zone houillère

Cette zone est essentiellement constituée de grès et de schistes sombres, parfois charbonneux. Elle est divisée en deux par une bande de Trias gypseux.

h. Carbonifère. Schistes noirs et grès gris. Schistes noirs fins, parfois charbonneux, séricitiques, jamais carbonatés, avec par places des irisations mordorées, contenant des niveaux graphiteux, à passées siliceuses, alternant avec des grès plus ou moins grossiers à ciment argileux noir (d'où leur couleur grise à la patine et à la cassure) et contenant quelques niveaux conglomératiques. Plusieurs petits horizons discontinus d'antracite ont fait l'objet d'exploitations.

r-t. Permo-Trias (?). Quartzites clairs conglomératiques feuilletés. Les quartzites gris du Houiller (voir ci-dessus) passent vers le haut à des quartzites plus clairs devenant rapidement blancs, riches en séricite et à niveaux conglomératiques où les galets sont tous de quartz. Ces quartzites sont peu épais (environ 20 m).

t_Q. **Trias inférieur. Quartzites massifs.** Quartzites blancs, à patine jaunâtre, souvent grenus, bien stratifiés, formant un niveau très résistant, qui détermine des parois blanches facilement repérables.

t_{mG}, t_{mD}. **Trias moyen. Gypse, dolomies et calcaires.** Le gypse n'affleure presque jamais, mais détermine une série de dolines. Les calcaires marmoréens bleus, les calcaires dolomitiques et les dolomies forment des gros bancs massifs, parfois rubanés, conglomératiques en leur partie supérieure.

t_{sK}. **Trias supérieur. Cagneules.** Faciès habituel.

Zone du Saint-Bernard

La Nappe du Saint-Bernard est une très vaste unité, dont seule une très petite portion affleure sur le territoire de la feuille Chamonix, dans son coin sud-est. Elle y présente en affleurement des schistes cristallins appartenant au socle pré-alpin et "repris" par la phase alpine.

ξ. **Gneiss albitique et micaschistes à deux micas.** Les gneiss albitiques à cassure grise et à patine brunâtre ne montrent guère de stratification. Ils contiennent des pegmatites riches en muscovite et tourmaline.

FORMATIONS QUATERNAIRES

Travertin (souvent appelé improprement "tuf calcaire"). Il ne représente que des formations très locales, associées à des sources, exutoires de nappes contenues dans des aquifères calcaires.

Glissements. Les glissements de terrains affectent de préférence les formations très phylliteuses (schistes argileux, micaschistes). La distinction avec les terrains tassés est parfois imprécise.

Tassements. Il s'agit d'affaissements en masse affectant des versants entiers ou des parties de versant de montagne. Ce phénomène est assez fréquent et doit être sérieusement pris en considération lorsque sont envisagés des travaux de génie civil (construction de bâtiments, de routes, de barrages, de pylônes, etc.). Il se traduit par la production, au sommet des versants affectés, de cassures béantes et par un fauchage général des roches, sous ces cassures. Il est facilité par des joints ou des fissures d'origine tectonique et est susceptible de se déclencher encore actuellement, notamment dans des surfaces récemment dégagées par le recul des glaciers (rive gauche du glacier d'Argentière, à 1650 m, par exemple).

Terrains glaciaires

Pour faciliter les corrélations d'une vallée à l'autre, on a choisi de regrouper les terrains glaciaires en deux périodes seulement :

- le glaciaire historique, avec le "petit âge glaciaire" du XVI^e au XIX^e siècle (Gz),
- le glaciaire ancien comprenant le Tardiglaciaire (-15.000 à -10.000 ans) et le Würmien antérieur à -15.000 ans.

EGP. Glaciers rocheux. On appelle "glaciers rocheux" un lobe de pierrailles bien individualisés, avec un front continu et une série de bourrelets (ou cordons) emboîtés et sinueux ; ils sont dus au glissement d'un matériel caillouteux provenant soit d'anciennes moraines, soit d'éboulis dont la matrice peut être de la glace d'un glacier résiduel ou de la neige. Ce sont des formes post-glaciaires datant du "petit âge glaciaire" ou bien plus anciennes ou actuelles. On en relève de beaux exemples dans le massif des Perrons.

Gy. Glaciaire ancien. Würmien à Tardiglaciaire. Les grands glaciers wurmiens ont dû façonner la vallée en une auge aux rebords bien francs, tandis que les épaulements que l'on observe bien, vers + 2 000 m, de la Flégère à la Remua, au Plan de l'Aiguille ou à la montagne de Loriaz (Vallorcine) ont été sculptés par des glaciers latéraux de versant (ou de cirque).

Le glacier du Tour, dont l'écoulement vers le Sud a pu être barré par les glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace, plus volumineux, a dû diffuser par le col de Balme et celui des Posettes, pour s'étaler vers Vallorcine et la Suisse.

C'est de cette époque ou du retrait tardiglaciaire que datent les dépôts du col des Posettes, de Balme et de Charamillon, ainsi que, sans doute, le cône de déjection visible en arrière de la gare de Vallorcine (sans alimentation actuellement). La moraine de la Tête de la Chevette au pied de l'Aiguille de Loriaz (entre + 1.900 et + 2.200 m) est due à un glacier latéral de la fin du Würm. Ces moraines n'ont pu être distinguées des suivantes (Gy).

Le recul des glaciers wurmiens a été coupé de phases de crues dont les principales ont laissé des traces dans la vallée de Chamonix ; ce sont, d'aval en amont, des dépôts dits "tardiglaciaires" :

- moraine latérale du Lavancher, dominant de 150 m la plaine des Tines, façonnée par la Mer de Glace qui s'avavançait alors sur le site de Chamonix (dépôt de l'hopital) et rejoignait les Bossons ;
- moraine de la Joux, à l'amont du village du Lavancher et moraine du Planet, au-dessus d'Argentière, due au glacier d'Argentière ;
- moraines de Trélechamp et des Frasserands entre Montroc et le col des Montets, déposées par l'avancée du glacier du Tour.

Toutes ces moraines appartiennent probablement au Dryas III, dernier stade du Tardiglaciaire (10.700 — 10.000 B.P.), mais il n'existe pas de datation au ¹⁴C.

La moraine frontale de l'église de Trient daterait de la même époque, tandis que la moraine latérale de Barberine serait un peu antérieure.

Ces moraines sont souvent envahies par la végétation et leur morphologie originelle d'accumulation a pu être altérée à des degrés divers par les processus d'érosion ultérieurs.

Ly. Dépôts lacustres. Ces dépôts correspondent au comblement de lacs glaciaires établis en amont des barrages formés par la moraine du Lavancher et par celle du Planet, retenant les eaux issues des glaciers d'Argentière et du Tour.

Le plus souvent, ces dépôts : cailloutis, sables, argiles et tourbes, sont recouverts par les alluvions plus récentes de l'Arve ; ils sont cependant visibles à la Joux (Nord du Lavancher).

Remarque.- Une datation a été obtenue récemment, au sommet de la tourbière de Poya, par le ^{14}C : 3400 ± 85 B.P. (CRG 561).

Gz. Glacière historique. Plus près de nous, d'autres crues glaciaires ont eu lieu, mais plus réduites, au Moyen Age et surtout du XVI au XIXe siècle (jusqu'en 1860), appelées "petit âge glaciaire", dont on retrouve très bien les traces dans le massif et jusque dans la vallée :

- la moraine du Piget, dont la crête actuelle est datée de 1822, déposée par la Mer de Glace (le maximum se produisit en 1644, atteignant presque le hameau des Tines, mais n'a pas laissé de traces) ;
- les deux moraines latérales de la Pierre à Bosson, glacier d'Argentière ;
- la moraine latérale du glacier du Tour.

De cette époque datent toutes les moraines du massif des Aiguilles Rouges où la disparition, presque générale, des glaciers est très récente.

En général, leur morphologie d'accumulation (vallums morainiques) est bien conservée et caractéristique.

FGy, FGz. Fluvio-glaciaire ancien et historique. On note ainsi les matériaux des moraines, récentes ou anciennes, délavés et légèrement remaniés par les cours d'eau et les eaux de ruissellement ; on pourrait y ranger les dépôts anciens de la gare de Vallorcine, qui correspondent à la diffluence du glacier du Tour par le col des Posettes et à des épandages de débris morainiques au début du retrait wurmien.

Terrains alluviaux

Fy-z. Terrasses anciennes. Une terrasse suspendue est visible à l'aval de Montroc, aux Frasserands ; elle a été provoquée par une crue du glacier d'Argentière venant barrer la vallée, à une époque antérieure au XIXe siècle où ce glacier n'a pas atteint Argentière.

Une autre terrasse est visible à Argentière même, 20 à 30 m au-dessus des alluvions actuelles ; elle pourrait dater du XVIIe siècle, lors du maximum du "petit âge glaciaire".

Jy-z. Cônes de déjection anciens. Le cône de déjection du Tour, long de plus de deux kilomètres, a son origine au débouché de la Combe de la Vormaine et s'étale jusqu'aux Frasserands. Il doit son alimentation au démantèlement des moraines de Charamillon et à l'étalement des nombreuses avalanches provenant de ce versant ; de plus, l'érosion rapide des terrains schisteux en voie de tassement de la montagne des Posettes a contribué aussi à son développement, de même que les eaux de fusion du glacier du Tour pendant et après le "petit âge glaciaire" alpin.

Une datation absolue a été obtenue dans les alluvions de cône. Elle concerne un bois contenu dans une tourbe découverte 12 m au-dessous du sommet du cône, 300 m au Nord-Est du pont de Montroc (VRI 107) : 6400 ± 100 ans B.P. (F. Mayr, 1967, Radiocarbon, vol. 12, p. 310), soit dans la première moitié de la période atlantique de l'Holocène. Depuis cette date, il s'est donc déposé en cet endroit 12 m d'alluvions torrentielles, puis le torrent du Tour (ou du Buisme) s'est enfoncé d'une dizaine de mètres dans ces dépôts.

Une partie de Chamonix est bâtie sur un cône ancien, au pied de la combe du Brévent.

Fz. Alluvions indifférenciées. Alluvions de fond de vallée, actuelles et historiques, s'étendant des Bossons aux Tines et, 100 m plus haut, dans la plaine d'Argentière.

Jz. Cônes d'alluvions. Les cônes de déjection récents les plus développés sont dus aux torrents de rive gauche de l'Arve, en aval de Chamonix : torrents de la Cruse, des Favrand ou des Bossons.

Ces formations se distinguent des éboulis par leur pente nettement plus faible. Comme dans le cas des éboulis, la part prise par les avalanches dans leur édification est variable et souvent indéterminable (*).

E. Eboulis. On n'a pas distingué sur la carte les éboulis "vifs", toujours alimentés actuellement (principalement en haute montagne) des éboulis "stabilisés", cette distinction n'étant pas toujours évidente. Il en est de même de la part prise par les avalanches dans l'édification des cônes.

Les éboulis disposés sur les flancs de la vallée sont pour la plupart colonisés par la végétation, mais peuvent être réactivés à certaines occasions, lors d'avalanches ou d'éboulements (cf. tassement).

Les cônes à forte pente et écoulement temporaire, torrentiels ou avalanchueux, établis au débouché des grands couloirs, sont nombreux entre Vallorcine, le Tour et Chamonix ; ils sont très redoutés car les produits entraînés peuvent s'étaler jusqu'au front ou plus en avant des limites apparentes de ces cônes, bâtis de plus en plus haut. Certains hivers ont des avalanches très dévastatrices (1977-78 par exemple).

Eb. Eboulements. La notation Eb a été appliquée, dans la vallée de Chamonix, à des formations caractérisées par la présence de blocs volumineux, par le manque de classement et par une pente moins régulière que celle des éboulis habituels.

Certaines portions de versant montrent des phénomènes encore actifs, ce qui se manifeste par l'existence de fissures ou de crevasses largement ouvertes et des éboulis actifs, à gros blocs : ainsi à Trélechamps, col des Montets, le versant du Béchar au-dessus d'Argentière, puis tout le versant des Chéséryrs de la montagne de la Flégère jusqu'aux Glières (les Tines) ; le versant du Montenvers (chemin de la Fillia) est aussi exposé aux chutes de rochers.

Le décrochement de pans de falaises ou de morceaux d'arête (clochetons) est assez fréquent dans le haut du massif.

Certains écroulements peuvent être dus à des séismes, ainsi L. Moret relate que le 13 août 1905, un tremblement de terre, nettement ressenti à Argentière, a provoqué de "fortes avalanches de blocs rocheux et des fissurations de moraines furent notées (...) ; le sommet de la pointe sud des Aiguilles du Tour fut arraché".

(* On notera à ce propos que la carte définit des formations géologiques, mais ne prétend pas établir l'inventaire des endroits susceptibles d'être atteints par les avalanches.

Moraines de névé. Les *moraines de névé* sont de petits cordons d'accumulation, situés au pied des talus ou des cônes d'éboulis et formés par les matériaux glissés sur la neige quand celle-ci couvre la pente d'éboulis.

Dépôts anthropiques

X. **Dépôts artificiels :** plate-forme de l'entrée française du tunnel du Mont Blanc.

Remarque

Glaciers et névés. Les limites des glaciers correspondent au moment du dessin de la carte (1979). Les limites des névés représentent approximativement la situation estivale d'une année peu enneigée.

TECTONIQUE

On a vu que l'édifice des Alpes nord-occidentales est ordonné en un certain nombre d'unités tectoniques, séparées les unes des autres par des contacts mécaniques et charriées les unes sur les autres de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne. Leur disposition d'ensemble a été donnée dans l'aperçu structural. On trouvera ci-après des détails sur les structures tectoniques propres à chacune de ces unités.

ZONES EXTERNES

Massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc

La plupart des roches qui constituent ces massifs sont des schistes cristallins, c'est-à-dire des tectonites dont il n'est pas possible de dissocier l'aspect structural de la lithologie. C'est la raison pour laquelle leurs caractères structuraux ont été décrits dans le chapitre précédent consacré à la description des terrains. Rappelons qu'il s'agit de domaines polycycliques où les structures pré-alpines sont particulièrement bien conservées (N-S à N 25°E) et sont croisées par les structures d'âge alpin N 45°E.

Le massif des Aiguilles Rouges, partie élevée du socle, voisine de la pénélaine épi-hercynienne, occupait pendant la tectogenèse alpine, une position relativement peu profonde dans l'écorce terrestre (paragenèse à préhnite – pumpellyite : von Raumer, 1974). Au cours des mouvements alpins, il a été affecté :

- d'une part d'un basculement d'ensemble vers le Nord-Ouest, comme en atteste la surface de discordance pré-triasique régulièrement inclinée de 30° vers le Nord-Ouest, tout le long du bord externe du massif ;
- d'autre part de multiples cassures qui ont progressivement abaissé la partie sud-est, voisine de la Zone de Chamonix. Ces cassures sont bien visibles lorsqu'elles déplacent la discordance et le Trias sus-jacent, notamment dans les lambeaux du Belvédère, du mont Oreb et de la Pointe de la Terrasse. Elles sont moins évidentes au sein du cristallin. La carte représente les mieux exposées d'entre elles. Certaines sont d'ailleurs héritées des mouvements hercyniens et ont donné lieu à un rejeu alpin posthume.

Le massif du Mont Blanc occupait dans la tectogenèse alpine une position nettement plus profonde (au moins dans l'aire de la feuille Chamonix) : les déformations alpines y sont associées à des paragenèses à biotite. On a vu que ces déformations sont concentrées dans des couloirs de mylonitoschistes de direction N 45°E, dont le plus évident forme la limite nord-ouest du granite du Mont Blanc. En plus de ces couloirs, il faut rapporter à la phase alpine une multitude de joints de même orientation qui déterminent dans le massif une sorte de méga-schistosité. Ces joints sont à l'origine de nombreux phénomènes de tassement et de fauchage.

Bordure occidentale des Aiguilles Rouges

Cette bordure consiste en une couverture mince et continue, soudée au socle hercynien et déplacée comme lui par les nombreuses petites failles dont il a été question ci-dessus.

D'une manière générale, les couches triasiques (quartzites, argilites, dolomies) qui en forment l'essentiel ne sont pas plissées et peu tectonisées ; en témoignent, par exemple, l'absence de schistosité dans les argilites et le maintien de structures sédimentaires (fissures de dessiccation, traces de Dinosaures). Les seules exceptions sont des petits plis et chiffonnages très locaux, là où la couverture est pincée dans des failles du socle (Pointe Alphonse Favre et mont Oreb, notamment).

La masse de cargneule sus-jacente dont le mode de formation et le rôle tectonique restent discutables ne présente, elle non plus, aucune trace de structure déformative ductile.

Par contre, les téguments jurassiques carbonatés qui surmontent la cargneule sont en général tectonisés à des degrés divers. Ils sont peu épais, discontinus, souvent fortement laminés, et leur attribution à la couverture autochtone n'est pas toujours certaine. Il pourrait s'agir d'écaillés écrasées sous le flanc inverse de la Nappe de Morcles.

Zone de Chamonix (Ayrton, 1980a)

La Zone de Chamonix est constituée de deux ensembles (couvertures des massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc), séparés par une suture médiane comprenant divers terrains souvent difficiles à reconnaître, mais où le Trias (cargneules près du col de la Forclaz) et des gneiss du socle (au sommet du ravin du Lavanchi, à l'Ouest de Trient) sont certainement présents.

Trois phases de déformation alpine affectent toute la région. La première, la plus importante, a donné naissance à des structures isoclinales, parfois de grande taille, comme le pli à axe vertical formant le massif de la Croix de Fer (ce qui explique en partie l'épaississement de la Zone de Chamonix dans ce secteur). Une schistosité plan-axiale et une linéation minérale se sont formées à ce moment-là. Cette phase est considérée comme étant contemporaine du transport principal des masses allochtones, en particulier de la Nappe de Morcles, qui pourrait provenir, du côté suisse en tout cas, d'une zone paléogéographique entre les deux massifs, réduite à l'heure actuelle à la suture médiane.

Une deuxième phase de déformation a entraîné la formation de plis isoclinaux ne dépassant que rarement une taille décamétrique et accompagnés par un clivage de crénelation.

Des mouvements ultérieurs ont produit des structures mineures complexes dont des plis concentriques ou en chevrons, souvent verticaux, avec *kinks* et zones de cisaillement associés, ceci surtout du côté Mont Blanc. C'est également tardivement que des mouvements décrochants ont lieu entre les deux massifs.

Un métamorphisme épizonal affecte ce domaine. Il est surtout lié à la première phase de déformation, peut-être aussi à un effet de socle, et croit du Nord-Ouest au Sud-Est.

On considère que plusieurs dizaines de kilomètres ont pu séparer les socles Aiguilles Rouges et Mont Blanc (ce qui expliquerait les différences relevées aussi bien dans les couvertures que dans les socles) avant la poussée alpine qui a réduit cette distance à 3 km, et souvent moins. Le massif du Mont Blanc est certainement allochtone (celui des Aiguilles Rouges l'est peut-être aussi dans une moindre mesure) et vient probablement recouvrir de façon considérable la Zone de Chamonix.

Bordure orientale du Mont Blanc et Ultra-helvétique

Les descriptions de Trümpy (1952) et de Grasmück (1961) donnent une bonne idée de la complexité de détail de cette zone. Il y a d'abord une couverture, soudée au socle cristallin, qui se termine par des schistes contenant des lames cristallines qui jalonnent une suture profonde. En arrière de cette suture viennent 4 écaïlles qui représentent surtout les racines de la Nappe du Wildhorn, surtout si l'on admet, avec H. Masson (Masson *et al.*, 1980), que les racines ultra-helvétiques sont cachées sous le Pennique.

On retrouve sensiblement dans cet ensemble les caractères structuraux (plis, plans, linéations) observés dans la Zone de Chamonix. Les plis de la deuxième phase sont très aigus (Ayrton, 1969) ; ils semblent responsables de la disparition de plusieurs niveaux et du découpage en écaïlles.

Nappe de Morcles

La feuille Chamonix ne couvre qu'une très petite partie de la Nappe de Morcles, entièrement comprise dans son flanc inverse. Les couches y dessinent de nombreux plis isoclinaux couchés, d'axe SW — NE, bien visibles dans certaines parois (p. ex. : face est du mont Buet). L'aplatissement subi par les roches est en général considérable, tant dans les calcaires que dans les marnes et les schistes argileux. Une linéation d'étirement vers le Nord-Ouest est fréquemment observable. Le boudinage est fréquent, ainsi que les fortes variations d'épaisseur entre les flancs et les charnières des plis.

ZONE INTERNE

Zone de Sion — Courmayeur

Les éléments structuraux observables au sein de cette zone sont (Burri, 1969) :

— de très modestes petits plis, toujours localisés à l'intérieur des bancs gréseux, très isoclinaux, avec une fine schistosité soulignée par les paillettes de mica rigoureusement disposées suivant les plans axiaux des plis ;

— des plis qui atteignent quelques décimètres à quelques mètres, encore isoclinaux mais déjà plus concentriques, avec un beau clivage de crénulation, plongeant vers l'E.S.E. D'après leur géométrie, en terme de coulissage, ils résulteraient d'un mouvement senestre ;
— enfin des plis plus ouverts, de style concentrique, avec des axes plongeant d'environ 50° vers le Nord-Est.

L'unité de Ferret semble montrer une assez grande simplicité de structure : c'est sans doute faute de niveau repère. L'unité de Roignais — Versoyen se présente comme un synclinal complexe isoclinal dont le centre est occupé par les couches de Saint-Christophe et dont les autres formations n'occupent que le flanc inverse (Est). L'unité de la Pierre Avoi présente une complexité maximale. Ce pourrait être une série à blocs dont la géométrie chaotique rendrait illusoire l'analyse des déformations.

Zone houillère

Les plus anciennes structures mesurables résultent d'une phase de rétrocharriage ; les plis sont semblables, avec des axes qui semblent à peu près parallèles à la zone, plongeant légèrement vers le Sud. Ces plis sont contemporains d'un certain métamorphisme : des micas blancs recristallisent dans leurs clivages de crénulation. Ces clivages réorientent les micas qui ont pris naissance lors d'une phase encore plus ancienne. Ces plis sont bien visibles dans les rochers de la Tournelle, au-dessus de Verbier.

Viennent ensuite des plis de grande importance cartographique. Ils sont de style concentrique et leurs axes plongent d'environ 30° vers le Nord-Est. Un assez fort clivage axial se développe dans les assises schisteuses du Carbonifère, alors que les calcaires et les quartzites du Trias restent intacts. Il pourrait se faire que ces derniers plis soient contemporains des plis de troisième phase de la zone de Sion — Courmayeur. Ils ont les mêmes caractéristiques géométriques.

Zone du Saint-Bernard

Les structures les plus visibles dans les schistes cristallins qui constituent cette unité sont des plis tardifs concentriques de rétrocharriage, dont le plan axial est incliné à l'E.S.E.

RESSOURCES MINÉRALES

Minerais

D'une manière générale, le territoire couvert par la feuille Chamonix ne comporte que des minéralisations de très faible importance, ou seulement des indices. Il s'agit le plus souvent de veines hydrothermales qui ont parfois donné lieu, dans le passé, à des exploitations artisanales d'intérêt local. Elles paraissent sans intérêt économique aujourd'hui. On a signalé récemment de l'uranium dans la région de Vallorcine, en relation avec le granite.

Minéraux

Quartz. Le granite du Mont Blanc renferme des veines de quartz horizontales d'âge alpin. Ces veines ne sont pas toujours complètement remplies et présen-

tent çà et là des géodes ou cavités, parfois de belle taille, tapissées de cristaux ("fours à cristaux" dans la terminologie locale). Ces géodes, depuis très longtemps, ont été recherchées et exploitées par les "crystalliers" et les amateurs. Il en résulte que les "fours" qu'on découvre encore aujourd'hui sont situés en haute montagne à des endroits d'accès souvent difficile.

Roches

Granite. Le granite de Vallorcine est extrait en carrière à Miéville (vallée du Rhône, Suisse) comme pierre de taille. Sur le territoire de la feuille Chamonix, il a fait l'objet d'une exploitation importante, comme pierraille à béton, lors de la construction du nouveau barrage d'Emosson, entre 1967 et 1973. La carrière, ouverte à cet effet à peu de distance du barrage (à l'Est du col de la Gueula, 1960 m), est actuellement abandonnée.

Le granite du Mont Blanc a été utilisé de manière très extensive comme pierre de taille dans toute la vallée de Chamonix. Toutefois, comme ce granite n'affleure qu'au-dessus d'une altitude de 2200 m environ, il n'a jamais donné lieu à une exploitation *in situ*. Toutes les pierres de taille ont été extraites de blocs de moraine ou de blocs erratiques, de volume parfois important, qui parsèment la vallée et qui sont les témoins de moraines actuellement disparues. Il s'agissait donc toujours d'exploitations plus ou moins artisanales, de petite dimension.

Ardoise. Dans le massif des Aiguilles Rouges, sur le versant sud-est de la montagne des Posettes (partie amont de la vallée de Chamonix), des roches d'âge carbonifère (Silésien) ont donné lieu à des exploitations, aujourd'hui abandonnées, dont les terrils sont toujours visibles. Il ne s'agit pas de phyllades proprement dits, mais plutôt de siltites schisteuses à grain fin, fournissant un matériau de qualité plutôt médiocre.

Dalles des Posettes. A peu près au même endroit, des grauwackes schisteuses rouge-violet d'âge permien ont été extraites de manière artisanale jusqu'à une époque assez récente, en raison de leur débit en dalles régulières de belles dimensions.

Dalles de Sembrancher (Val d'Entremont, Suisse). Les calcaires siliceux et spathiques bleutés et bien cristallisés du Lias de la partie interne de la zone helvétique sont exploités sous le nom de "dalles de Sembrancher" dans plusieurs carrières. Leur débit en plaques de grande dimension et leur excellente résistance à l'altération météorique font qu'il se prêtent à de nombreux usages.

INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Numéro archivage SGN	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Grands Charmoz	5-4001	Be	Béryl	Disséminé	Granite	Indice non retrouvé - Situation approximative
Les Holliases	5-4002	Zn, Pb	Blende, galène, pyrite...	Filon Dir. N 40°E Pce : 0,15-6,3 m	Micaschiste Gneiss "cornéennes"	Recherche par travers-banc et galerie
Torrent du Grépon	5-4003	Pb, Ag	?	?	Gneiss, "cornéennes"	Indice signalé en 1873 par V. Payot, situé approximativement
Mer de Glace	5-4004	F	Fluorine Ripidolite	?	Granite	Indice signalé en 1873 par V. Payot, situé approximativement
Les Droites	6-4001	Mo	Molybdénite	Disséminé	Granite	Indice non retrouvé
Aiguille Verte	6-4002	F	Fluorine	?	Granite	Indice signalé en 1873 par V. Payot. Situation imprécise
Les Courtes	6-4003	F	Fluorine	?	Granite	Indice signalé en 1873 par V. Payot, situé approximativement
Col du Passon	6-4004	Pyr, Cu	Pyrite, chalcopyrite, malachite...	Stockwerk Dir. N 45°E Pge : Sud Pce : 0,1-0,2 m	Granite	Minéralisation très faible, rares mouches, enduits
Glacier de l'Argentière	6-4005	F	Fluorine	?	Granite	Indice signalé en 1873 par V. Payot, situation imprécise
Glacier du Chardonnet	6-4007	F	Fluorine, quartz	Filonnet	Granite	Indice
Glacier du Tour Noir	7-4002	F	Fluorine, calcite, sidérite...	Filonnet	Granite	Indice

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier un itinéraire dans le *guide géologique régional : Alpes de Savoie*, par J. Debelmas et collaborateurs, 1982, Masson, Paris :

— *itinéraire 7* : de Genève à Chamonix.

Une autre excursion est proposée dans le **livret-guide G18-4 du 26e congrès géologique international** (Paris, 1980) :

— *excursion 149* : massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Structure et pétrologie du socle (J. Bellière).

Ce livret-guide est extrait du périodique "Géologie alpine", t. 56, 1980, édité par le Laboratoire de géologie de l'Université de Grenoble.

D'autre part, une série d'excursions, à but morphologique, sont décrites de manière détaillée dans un fascicule publié par la Réserve naturelle des Aiguilles Rouges (Y. Gubler et F. Vincent, 1976).

BIBLIOGRAPHIE

AMBERGER G. (1960) - L'Autochtone de la partie nord-ouest du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais). Thèse univ. Genève, Impr. Populaires, Genève, 103 p.

ANTOINE P. (1965) - Sur l'existence de Crétacé supérieur daté dans la nappe des Brèches de Tarentaise au Nord des Chatieux (Savoie). *C.R. Acad. Sci.*, 261, p. 3640.

AYRTON S. (1969) - Déformation des séries autochtones et helvétiques au Sud-Est du massif du Mont Blanc. *Ecl. geol. Helv.*, 62/1, p. 95-104.

AYRTON S. (1972) - Sur la prolongation de la nappe de Morcles en France. *Ecl. geol. Helv.*, 65/2, p. 321-326.

AYRTON S. (1980a) - La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale). *Ecl. geol. Helv.*, 73/1, p. 137-172.

AYRTON S. (1980b) - Massifs cristallins externes : autochtones ou allochtones. *Ecl. geol. Helv.*, 73/2, p. 661-662.

BARFÉTY J.-C. et MOUTERDE R. (1978) - Présence d'Hettangien fossilifère dans le massif du Mont Joly (Megève, Haute-Savoie). Implications stratigraphiques et conséquences structurales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 287, p. 113-116.

BELLIÈRE J. (1951) - Les équilibres minéralogiques alpins dans le massif du Mont Blanc. *Ann. Soc. geol. Belg.*, t. 74.

BELLIÈRE J. (1958) - Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges. *Ann. Soc. geol. Belg.*, t. 81.

BELLIÈRE J. (1980) - Massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Structure et pétrologie du socle (excursion n° 149 du Congrès géologique international). *Géologie alpine*, t. 56, p. 237-249.

BRONNER G. et DEMATHIEU G. (1977) - Premières traces de reptiles archosauriens dans le Trias autochtone des Aiguilles Rouges (col des Corbeaux, Viel Emosson, Valais, Suisse). Conséquences paléogéographiques et chronostratigraphiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D 285, p. 649-652.

BURRI M. (1969) - La zone de Sion — Courmayeur entre les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). *Ecl. geol. Helv.*, 62/2, p. 547-566.

BURRI M. (1983) - Le front du Grand Saint-Bernard du val d'Hérens au val d'Aoste. *Ecl. geol. Helv.*, 76/3, p. 469-490.

BUTLER R. (1983) - Balanced cross-sections and their implications for the deep structure of the northwest Alps. *J. Struct. Geol.*, vol. 5, 2, p. 125-137.

CANET J. (1960) - Etude bibliographique sur les gîtes et gisements des départements de Haute-Savoie et Isère. Rapp. BRGM

COLLET L.W. (1943) - La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Matér. Carte géol. Suisse*, n.s. 79, 146 p.

CORBIN P. et OULIANOFF N. (1926) - Les contacts, éruptifs et mécaniques, de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont Blanc. *Bull. Soc. geol. Fr.*, 4e sér., t. 26.

DEBELMAS J. et coll. (1982) - Alpes de Savoie. Guides géologiques régionaux, Masson, Paris.

DEMATHIEU G. et WEIDMANN M. (1982) - Les empreintes de pas de reptiles dans le Trias du Vieux Emosson (Finhaut, Valais, Suisse). *Ecl. geol. Helv.*, 75/3, p. 721-758.

DESCLOIZEAUX M. - Cristaux de béryl de la Mer de glace. *Bull. Soc. geol. Fr.*, vol. IV, p. 94. ; vol. V, p. 142.

ESSO REP. (1968) - Coupes stratigraphiques et texturales de la couverture occidentale du massif des Aiguilles Rouges (par J. Gérard). Inédit.

GRASMÜCK K. (1961) - Die helvetische Sedimente am Nordostrand des Mont Blanc - Massivs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret). *Ecl. geol. Helv.*, 54/2, p. 351-450.

GUBLER Y. et VINCENT F. (1976) - Aspects de certains reliefs de la vallée de Chamonix. Notions de géomorphologie et itinéraires conseillés. Publication de la Réserve naturelle des Aiguilles Rouges, Chamonix, 46 p.

GYSIN M. et DESBAUMES P. (1947) - Les minéralisations de la région de Chamonix — le Fayet. *Bull. S.F.M.*, t. LXX, n° 7 à 12.

JACQUEMIN C. et BELLIÈRE J. (1984) - Origine magmatique des enclaves du granite du Mont Blanc. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 64, p. 373-388.

JONGMANS W.J. (1960) - Die Karbonflora der Schweiz. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz*, 108.

LIÉGEOIS J.-P. et DUSCHESNE J.-C. (1981) - The Lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges Massif, Western Alps, France): evidence of crustal origine and metasomatic alteration. *Lithos*, 14, p. 35-48.

MASSON M. (1972) - Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Ecl. geol. Helv.*, 65/1, p. 27-42.

MASSON M., BAUD A., ESCHER A., GABU J. et MARTHALER M. (1980) - Compte rendu de l'excursion de la Société géologique suisse du 1 au 3 octobre 1979: coupe Préalpes - Helvétique - Pennique en Suisse occidentale. *Ecl. geol. Helv.*, 73/1, p. 331-349.

MAYR F. (1967) - *Radiocarbon*, vol. 12, p. 310.

MRAZEC L. (1892) - La protogine du Mont Blanc et les roches éruptives qui l'accompagnent. Thèse, Genève.

PAREJAS E. (1920) - Sur le Dogger fossilifère de la Croix de Fer (synclinal de Chamonix). *C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 37/3, p. 90-92.

PAREJAS E. (1922) - Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges. *Mém. Soc. Phys. Sc. nat.*, 39, Genève, p. 373-442.

PAYOT V. (1873) - Géologie et minéralogie des environs du Mont Blanc.

POTY P. (1967) - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette et des filons du massif du Mont Blanc. Thèse, Nancy.

RAUMER J. von (1967) - Kristallisation und Gefügebildung im Mont Blanc Granit. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 47/2.

RAUMER J. von (1971) - Das Mont Blanc-Massif im Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphose. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 51.

RAUMER J. von (1974) - Zur Metamorphose amphibolitischen Gesteine im Altkristallin des Mont Blanc und Aiguilles Rouges Massivs. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 53, 2/3.

RAUMER J. von (1976) - Le massif du Mont Blanc, socle pré-permien dans un cadre alpin. *Bull. Soc. fribourg. Sc. nat.*, 67/2.

RAUMER J. von (1983) - Die Metapelite von Emosson (Aiguilles Rouges Massiv) als Beispiel spätkaledonisch - frühvariszischer Metamorphose im Altkristallin des Helvetischen Bereichs. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 63, 2.

RAUMER J. von (1984) - The External Massifs, relics of Variscan Basement in the Alps. *Geol. Rundschau*, t. 73/1.

SUBLET P. (1962) - Etude géologique du synclinal carbonifère de Collonges-Dorénaz (Valais). *Ecl. geol. Helv.*, 55/1.

TRÜMPY R. (1945) - Le Lias autochtone d'Arbignon (groupe de la Dent de Morcles). *Ecl. geol. Helv.*, 38/2, p. 421-428.

TRÜMPY R. (1951) - Sur les racines helvétiques et les "Schistes lustrés" entre le Rhône et la vallée de Bagnes (région de la Pierre Avoi). *Ecl. geol. Helv.*, 44/2, p. 338-346.

TRÜMPY R. (1971) - Sur le Jurassique de la zone helvétique en Suisse. Colloque du Jurassique méditerranéen, Budapest, 1969. *Ann. Inst. geol. pub. hungarici*, vol. LIV, 2, p. 369-382.

TRÜMPY R. (1980) - Geology of Switzerland. A guide book. Schw. geol. Kommission.

CARTES ET DOCUMENTS CONSULTÉS

Atlas géologique de la Suisse à 1/25 000

Feuille *Finhaut* : (n° 525, 1951) : N. OULIANOFF, L.W. COLLET.

Feuille *Sembracher* : (n° 1325, 1983) : N. OULIANOFF, B. WUTZLER, K. GRASMÜCK, M. BURRI.

Feuille *Orsières* : (n° 1345, en préparation) : N. OULIANOFF, K. GRASMÜCK, P. FRICKER, M. BURRI.

Feuille *Grand Saint-Bernard* : (n° 1365, 1958) : N. OULIANOFF, R. TRÜMPY.

Carte géologique du massif du Mont Blanc à 1/20 000

par P. CORBIN et N. OULIANOFF, avec notice explicative

Feuille *Argentière* : (1932), *Chamonix* (1928), *les Tines* (1929), *Valorcine* (1930), *le Tour* (1931), *Talèfre* (1935).

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Mont-Blanc* : (n° 704, 1979) : coordination par P. ANTOINE.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Vallorcine – Mont-Blanc* : (n° 160ter) :

– 1^e édition (1894) : L. DUPARC, M. LUGEON, A. MICHEL-LÉVY, L. MRAZEC.

– 2^e édition (1966) : coordination par M. GIDON.

Carte géologique de la France à 1/250 000

Feuille *Anney* : (n° 30, 1980) : coordination par J. DEBELMAS et G. MONJUVENT.

Feuille *Thonon-les-Bains* : (n° 25, 1987) : P. BROQUET, M. GIDON, G. MONJUVENT.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *Lyon* : (1979) : A. EMBERGER et J. MELOUX.

Documents divers

Université de Lausanne, travaux et diplômes non publiés : J.-C. TIÈCHE (1969), J.-D. MIAUTON (1969), L. JEMELIN (1970).

J. BELLIERE : massif des Aiguilles Rouges, massif du Mont Blanc.

P. BLANC : géologie du massif de l'Arpille, thèse, Université de Lausanne, 1976.

S. AYRTON : géologie de la zone synclinale complexe de Martigny - Chamonix, levés originaux non publiés, 1978.

J.-C. BARFÉTY et Y. GUBLER : zone sédimentaire de Chamonix, 1977-1978.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille, sur le territoire français, et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au SGR Rhône-Alpes, 43 boulevard du 11 novembre, BP 6083, 69604 Villeurbanne Cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

La présente notice a été rédigée par J. BELLIERE et par :

- J.-C. BARFÉTY et Y. GUBLER : description des terrains mésozoïques de la Zone de Chamonix et, *pro parte*, des formations quaternaires,

- L. JEMELIN : description des terrains : Nappe de Morcles et bordure occidentale des Aiguilles Rouges,

- S. AYRTON : tectonique de la Zone de Chamonix.

Pour ce qui concerne la description des terrains et la tectonique de la région située à l'Est du massif du Mont-Blanc (couverture orientale du Mont Blanc et zones internes), le texte a fait de larges emprunts à celui de la notice explicative de la feuille Sembrancher de la carte géologique suisse à 1/25 000, publiée en 1983.