

SCHWEIZERISCHE
GEOLOGISCHE KOMMISSION
ORGAN DER
SCHWEIZ. NATURFORSCH. GESELLSCHAFT

COMMISSION GÉOLOGIQUE
SUISSE
ORGANE DE LA
SOC. HELV. DES SCIENCES NATURELLES

Geologischer Atlas der Schweiz

1:25 000

Auf Kosten der Eidgenossenschaft
herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission
Präsident der Kommission: A. BUXTORF

Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Publié aux frais de la Confédération
par la Commission Géologique Suisse
M. A. BUXTORF
étant Président de la Commission

Feuille:

525 Finhaut

avec partie limitrophe de la feuille

525^{bis} Col de Balme

Topographie: Carte nationale 1:50 000,
partie Nord de la Feuille normale 564 Martigny-W, agrandie au 1:25 000

(Feuille 24 de l'Atlas)

Notice explicative

par

L. W. COLLET, N. OULIANOFF et M. REINHARD

avec 2 figures dans le texte et une planche (I)

1952

Kommissionsverlag:
Kümmerly & Frey AG.
Geographischer Verlag, Bern

En commission chez:
Kümmerly & Frey S.A.
Editions géographiques, Berne

PRÉFACE DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE

La présente feuille de l'Atlas géologique de la Suisse comprend le territoire de la carte *Siegfried 525, Finhaut*, complété au SE par la partie limitrophe de la feuille *525bis, Col de Balme*, dont il était nécessaire de tenir compte.

Comme base topographique de cette feuille, on n'a pas utilisé la carte Siegfried elle-même, mais la nouvelle «*Carte nationale au 1:50 000e, Feuille normale 564, Martigny-Ouest, partie Nord*», agrandie à l'échelle 1:25 000.

Il était indiqué de figurer, dans la carte géologique, aussi le territoire français limitrophe, représenté par la partie supérieure de la Vallée du Giffre, ainsi que par la région de Vallorcine. A défaut de base topographique équivalant, pour toute cette surface, à celle du territoire suisse, on n'y a figuré que le réseau hydrographique et les principaux sommets. A cet effet, on a fait usage des cartes publiées par R. PERRET, en particulier de la «*Topographie et physiographie du Fer à Cheval (Alpes calcaires du Faucigny)*» et de celle de la «*Vallée de Sales et du Cirque des Fonts*». Ces cartes dont la première est au 1:50 000 et la deuxième au 1:20 000 ont été dressées par photogrammétrie. Quant à la région de Vallorcine, on a tenu compte de la base dressée par stéréotopographie au 1:20 000 pour la carte du massif du Mont-Blanc publiée par P. CORBIN et N. OULIANOFF.

Comme l'indique l'esquisse cartographique placée dans l'angle inférieur gauche de la feuille, les levés géologiques du territoire suisse sont l'œuvre de trois auteurs:

M. LÉON W. COLLET (Genève) explora de 1926 à 1941 la région des Hautes Alpes calcaires (partie Nord de la carte) sur le parcours Dents Blanches–Susanfe–Tour Sallière–Salanfe et, vers le SSW, l'arête frontière comprenant le Pic de Tanneverge, la Pointe de la Finive et le Cheval Blanc.

M. MAX REINHARD (Bâle) fit de 1919 à 1944 le levé géologique de la région située au SE de la première et qui comprend une partie du massif cristallin des Aiguilles Rouges.

L'angle SE de la carte occupé par quatre zones tectoniques différentes fut levé de 1915 à 1944 par M. NICOLAS OULIANOFF (Lausanne).

L'achèvement de ces levés n'a pu se faire que par étapes s'échelonnant sur une période assez longue, leurs auteurs ayant eu en même temps d'autres recherches à poursuivre. Au début, les levés furent exécutés sur les feuilles de la carte Siegfried, puis sur

celles de la «Carte nationale», plus précise, à base photogrammétrique. Le report des premiers levés sur la nouvelle topographie exigea quelques révisions partielles sur le terrain.

Pour la géologie de la région située sur France, qui comprend une partie importante des Hautes Alpes calcaires, notamment de la nappe de Morcles, on a pu utiliser quelques anciennes cartes pour la plupart dressés par des géologues genevois (voir l'assemblage des cartes topographiques et géologiques dans l'angle NE de la feuille).

Les premiers levés qui servirent à l'établissement de la carte sont ceux de L. W. COLLET et d'AUGUSTIN LOMBARD (C et Lo dans la liste de l'assemblage). Dans la suite, ils furent complétés par des levés plus détaillés. M. E. PARÉJAS (Genève) révisa la région occupant l'angle SW de la feuille (Frêtes du Grenier, Grenier de Commune, Col du Genévrier) pour raccorder les levés géologiques de ROBERT PERRET (vallée de Sales et Cirque des Fonts) à ceux de L. W. COLLET (Vieux Emosson, Coord. 557,5/101).

MM. J. W. SCHROEDER, A. LILLIE et P. VAUGELAS explorèrent l'angle NW du territoire (Lac de Vogealle, Les Avaudrues) notamment pour fixer les contours du Lutétien marin à grandes Nummulites. La coordination des données fournies par les auteurs précités fut effectuée par M. AUG. LOMBARD.

La partie Est de la région de Vallorcine est représentée d'après les feuilles de Vallorcine et du Tour, de la carte au 1:20000 du massif du Mont-Blanc publiées par P. CORBIN et N. OULIANOFF. La partie Ouest de cette région a été levée, spécialement pour la feuille Finhaut, par M. N. OULIANOFF.

Les originaux des levés ont été remis à la Commission géologique en décembre 1948. Les travaux d'impression débutèrent en 1949 et furent terminés en décembre 1951.

La notice explicative a été rédigée par MM. COLLET, REINHARD et OULIANOFF. Avec la collaboration de AUG. LOMBARD, ces auteurs fournirent aussi les esquisses destinées à la planche de coupes qui y est annexée (Coupes géologiques à travers la région de la feuille Finhaut).

Les matériaux récoltés sur le territoire de la carte sont déposés dans les collections des Instituts de Géologie ou de Minéralogie des Universités de Genève, Lausanne et Bâle.

Bâle, juin 1952.

Pour la Commission Géologique Suisse

le président:

A. Buxtorf.

TABLE DES MATIÈRES

	Page
Préface de la Commission Géologique Suisse	2
Introduction: Aperçu topographique et subdivisions géologiques . .	6
Autochtone, parautochtone et nappe de Morcles à l'Ouest du massif des Aiguilles Rouges	8
Stratigraphie de l'autochtone	8
Le parautochtone	9
Stratigraphie de la nappe de Morcles	10
Jurassique	10
Crétacé	11
Tertiaire	14
Tectonique de la nappe de Morcles et du sédimentaire autochtone	15
La fenêtre du Fer à Cheval	15
Le chevauchement de la Pointe Rousse	16
Lames de cristallin à la base de la nappe de Morcles	16
Le massif des Aiguilles Rouges	18
Description des roches	18
Granite de Vallorcine	19
Microgranites	20
Porphyrites (Lamprophyres ?)	21
Zone d'injection et d'orthoigneiss	22
Paragneiss et leurs produits injectés	23
Zone de chevauchement hercynien mylonitisée, en écaïlles, de la bordure orientale du massif des Aiguilles Rouges	26
Gîtes de minéraux et de minerais	26
Tectonique	27
Partie Sud-Est de la feuille Finhaut	29
Stratigraphie et pétrographie	29
Zone permo-carbonifère de Salvan-Le Châtelard	29
Massif de l'Arpille	31
Synclinal complexe de Chamonix-Martigny	33
Massif du Mont-Blanc	35
Tectonique	37
Généralités	37
Zone permo-carbonifère de Salvan-Le Châtelard	39
Massif de l'Arpille	39
Synclinal complexe de Chamonix-Martigny	40
Massif du Mont-Blanc	42
Gîtes de minerais et carrières	43
Quaternaire	43
Signes conventionnels	45
Bassins d'accumulation artificiels	46

Excursions recommandées	46
1. Cristallin des Aiguilles Rouges, couverture sédimentaire autochtone et base de la nappe de Morcles; Carbonifère.	46
2. Partie SE de la feuille Finhaut: Cristallin de l'Arpille, Carbonifère, sédiments du synclinal de Chamonix-Martigny, cristallin du massif du Mont-Blanc	50
Bibliographie principale	52

Illustrations:

Fig. 1. Coupe géologique le long du ravin 400 m au SW du Col de Barberine	17
Fig. 2. Coupe géologique le long de l'arête du Col de Barberine	18
Planche I: Coupes géologiques à travers la région de la feuille Finhaut, 1:25000	

INTRODUCTION

Aperçu topographique et subdivisions géologiques

(Cf. Esquisse tectonique sur la feuille de l'Atlas)

La feuille 525 Finhaut de l'Atlas géologique de la Suisse est située au SW du coude brusque que fait le Rhône près de Martigny (Valais occidental) et s'étend jusqu'à la frontière franco-suisse. La région est divisée en deux parties inégales par le profond sillon longitudinal, dirigé SSW–NNE, de l'Eau Noire–Trient¹). Les montagnes situées du côté gauche de la vallée atteignent des hauteurs dépassant 3000 m (sommet culminant: Tour Sallière 3218,7 m); de ce fait, la crête frontière est couverte de glaciers. Du côté droit du sillon longitudinal, les dorsales aplanies par les glaciers affluents de l'ancien glacier du Rhône ne dépassent guère 2000 m; ce n'est que dans l'angle SE de la carte que les sommités les plus élevées atteignent 2600 m.

La seule vallée transversale importante est celle du cours supérieur du Trient, qui débouche dans le sillon longitudinal immédiatement au S de Finhaut, par une gorge étroite.

Les vallons transversaux, sur la rive gauche, sont plus nombreux; la plupart possèdent des ruptures de pente abruptes. Nous trouvons, à partir du SW: la vallée frontière de Barberine, avec, dans sa partie supérieure, le grand lac artificiel de Barberine; le vallon du Besson; celui d'Emaney (Le Triège) et, dans l'angle NE de la feuille, le Vallon de Van (La Salanfe) dont le cours supérieur est constitué par le cirque de Salanfe²).

Les phénomènes de surimposition glaciaire ne sont pas fréquents. Le plus important se trouve immédiatement en aval du Châtelard où une colline isolée (P. 1186,9) [Coordonnées 563,05/101,25], située au milieu de la vallée, sépare l'ancien talweg, comblé de moraine et d'éboulis, de la gorge épigénique de l'Eau Noire. Les deux tronçons de l'ancien et du nouveau cours d'eau sont bien visibles de la gare de Finhaut.

Les villages Salvan, Les Marécottes, Le Trétien, Finhaut et Giétroz [562,5/101,4] sont tous situés sur des terrasses rocheuses du versant gauche de la vallée de l'Eau Noire–Trient à environ

¹) L'orthographe des noms de lieu est celle adoptée dans la nouvelle carte nationale de la Suisse 1:50000; elle diffère parfois de celle de la feuille Finhaut de l'Atlas Siegfried.

²) Il sera bientôt transformé en un lac artificiel au moyen d'un barrage.

200 m au-dessus du talweg. Le Châtelard [562,8/101] et Trient [565,6/100,2] sont établis au fond des vallées glaciaires en amont des gorges étroites de raccordement.

Les villages situés sur le flanc gauche de la vallée du Trient sont reliés par un chemin carrossable et par un chemin de fer électrique à voie étroite (chemin de fer Martigny–Vernayaz–Le Châtelard–Vallorcine–Chamonix). Une route pour automobiles conduit de Martigny à Trient et au Châtelard par le col de la Forcla P 1527; [566,2/100,8], puis franchit le col des Montets (au S de Vallorcine, voir Esquisse tectonique) pour redescendre sur Chamonix dans la vallée de l'Arve. Il existe aussi une route automobile allant de Martigny par Salvan aux Marécottes.

Des considérations structurales et pétrographiques permettent de subdiviser la région en six zones qui traversent obliquement la carte du SSW au NNE. Ce sont, en procédant de l'Ouest à l'Est de la feuille:

1. la nappe de Morcles, le parautochtone et l'autochtone à l'Ouest du massif des Aiguilles Rouges,
2. le massif cristallin des Aiguilles Rouges,
3. la zone permo-carbonifère de Salvan–Le Châtelard,
4. le massif cristallin de l'Arpille,
5. le synclinal complexe de Chamonix-Martigny,
6. le massif cristallin du Mont-Blanc.

AUTOCHTONE, PARAUTOCHTONE ET NAPPE DE MORCLES A L'OUEST DU MASSIF DES AIGUILLES ROUGES³⁾

par LÉON W. COLLET

STRATIGRAPHIE DE L'AUTOCHTONE

La série stratigraphique de l'autochtone est très incomplète, sa puissance très réduite.

Permien (petit affleurement pas indiqué sur la carte): Au Vieux Emosson [557,7/100,5], entre les quartzites de la base du Trias et le soubassement cristallin, on voit une couche irrégulière de carbonates à patine ocrée dont l'épaisseur peut atteindre 1 m. Elle représente un dépôt chimique effectué à la fin du Permien dans des lagunes continentales.

Altération continentale, d'âge permien, du cristallin

Partout où, sous les dalles d'arkoses triasiques, le cristallin apparaît, il montre une altération plus ou moins profonde. Ce sont surtout les gneiss riches en mica qui ont été transformés en produits d'altération limonitiques et hématitiques avec nids et nodules de carbonates, tandis que les gneiss aplitiques ont été beaucoup plus résistants et ont tout au plus acquis une teinte rougeâtre. La puissance de cette zone d'altération permienne ne dépasse en général pas 1 m. Cependant l'altération peut descendre jusqu'à 200 m en dessous de la surface de transgression à la faveur de zones mylonitiques perméables; tel est le cas par exemple dans la paroi S des Petits Perrons [564,4/108,6], du Luisin [563,8/107,8] et à la Veudale près de la frontière [558,1/100,8].

t **Trias:** Il comprend généralement les trois termes suivants de bas en haut:

tig	Quartzites et arkoses,
tis	Argillites rouges et vertes,
td	Calcaires dolomitiques et corneules.

Les quartzites et arkoses de base reposent en discordance angulaire sur les schistes cristallins colorés en brun ou rouge par des

³⁾ Une description très détaillée, abondamment illustrée, de toute la région et une liste bibliographique complète se trouvent dans la monographie de L. W. COLLET 1943.

oxydes de fer provenant de la vieille surface continentale d'âge permien. Ils sont généralement pauvres en ciment qui est souvent formé par de la fluorine à laquelle s'associe plus rarement de la barytine. Les quartzites et arkoses montrent fréquemment des ripplemarks (Col d'Emaney [562,8/107,65]). L'épaisseur de ces sédiments de base ne dépasse guère quelques m; les argilites peuvent atteindre une puissance de 10 m, les calcaires dolomitiques et corgneules une trentaine de mètres.

Jurassique, Crétacé et Tertiaire

i₅ **Argovien.** Dans les régions d'Emaney, de Barberine et du Vieux Emosson l'Argovien transgresse directement sur les calcaires dolomitiques du Trias, rubéfiés ou d'une couleur jaune-rouge. Ainsi s'expliquent les brèches de la base de l'Argovien, très belles à la montée du Col des Corbeaux [556,95/99,4] (Vieux Emosson), à éléments de calcaires dolomitiques plus ou moins rubéfiés et cimentés par un calcaire à grain fin, d'un gris-bleuâtre.

i₆₋₈ Le **Malm** autochtone a le même caractère que celui de la nappe sauf qu'il est beaucoup plus laminé. En effet, du Col des Corbeaux au lac de Barberine et de là par les cols de Barberine et d'Emaney jusqu'à Salanfe, le Malm est réduit en plaquettes porcelainées sonnant sous le marteau. Parfois il est impossible de le distinguer des calcaires dolomitiques du Trias si ce n'est par l'analyse chimique.

Le **Crétacé** paraît manquer presque complètement. Seul un banc de marnes schisteuses, supporté par du Malm et chevauché par une écaille de ce dernier, affleurant près de la cascade à la montée d'Emaney au col de Barberine, peut être attribué au **Berriasien C₁**. L'affleurement est trop petit pour être marqué sur la carte.

e₆₋₇ Le **Flysch** autochtone affleure seulement en deux endroits. 1° en écailles au contact de la nappe (Malm renversé) et de l'Autochtone sous le Col de Barberine, versant W, et 2° en écailles au contact de la nappe (Nummulitique renversé) et de l'autochtone aux deux versants du Col d'Emaney. Ce dernier affleurement est de beaucoup le meilleur. Il est représenté par des argiles schisteuses micacées, avec intercalations de bancs de grès de Taveyanaz.

LE PARAUTOCHTONE

est représenté au fond du cirque de Salanfe (bord N de la carte [561,5/110]) par une écaille de Flysch et de Nummulitique.

STRATIGRAPHIE DE LA NAPPE DE MORCLES

Jurassique

Le terrain le plus ancien de la nappe de Morcles sur la feuille de Finhaut est

a-ls **L'Aalénien-Toarcien**, réunis sur la carte par la même teinte. Il affleure depuis la Pointe de la Finive [557,2/102,3] jusqu'à la limite méridionale de la carte. Le Toarcien est représenté par des argiles schisteuses souvent d'une teinte mordorée avec rares Ammonites: *Dumortieria* du groupe *radians*, voisine de *Dumortieria explanata* BUCK. et fragments appartenant probablement au genre *Hammatoceras*. L'Aalénien est caractérisé par des grès calcaires micacés, sableux, contenant souvent des concrétions siliceuses ou ferrugineuses et de rares Ammonites: *Ludwigia Murchisonae* Sow., *Sonninia infernis* ROMAN et une variété de *Ludwigia concava* Sow.

Le Bajocien se divise lithologiquement en deux parties nettement distinctes:

i_{1s} Le **Bajocien inférieur** formé par des alternances de calcaires et de marnes schisteuses, à patine d'un gris noirâtre. A la Pointe de Finive l'Aalénien passe au Bajocien inférieur par des calcaires schisteux.

i_{1k} Le **Bajocien supérieur** est représenté par différents calcaires: calcaires durs à chailles, calcaires spathiques, calcaires zonés, calcaires bréchoïdes à petits éléments dolomitiques.

Un niveau de calcaires échinodermiques, sur le versant N du Point 2596 (Col de Tanneverge) a fourni un bon exemplaire de *Stephanoceras pyritosum* QUEN. de la zone à *Teloceras Blagdeni*.

La zone tout à fait supérieure du Bajocien à *Garantia Garanti* contient des Ammonites silicifiées au point 2488,7 [558/104,1] du Col de Tanneverge. Les mêmes couches fossilifères affleurent sur l'arête entre le Col du Grenairon et le Cheval Blanc. On y trouve: *Garantia baculata* QUEN., *Strenoceras niortense* D'ORB., *Strenoceras subfurcatum* ZIETEN, *Parkinsonia radiata* RENZ.

i_{2.4} Le **Bathonien-Callovien-Oxfordien** est représenté par un puissant complexe d'argiles schisteuses entre les deux parois calcaires du Bajocien supérieur et l'Argovien-Malm. Il est impossible de séparer les trois étages sur le terrain; ils ont cependant été prouvés paléontologiquement. La base du complexe argilo-schisteux dans la Combe du Buet (un peu en dehors de la carte, bord S), représente le Bathonien (*Cadomites aff. linguiferus* D'ORB. et un *Phylloceras* du même âge).

Au Col de Tanneverge le Callovien est prouvé par *Macrocephalites* sp. ind. *Hecticoceras nodosum* BONAR. et *Hecticoceras Laubei* NEUM. Les Ammonites de l'Oxfordien sont très nombreuses et indiquent les zones à *Peltoceras athleta* et à *Quenstedticeras Mariae*.

On rencontre un minerai de fer oolithique (chamosite) au-dessus des chalets de Boray [554,25/105,9] (haute Vallée du Giffre, France) qui a été exploité anciennement. Sa position stratigraphique exacte n'est pas connue, tout ce qu'on peut dire est qu'il se trouve dans le complexe argilo-schisteux sus-mentionné.

i₅ L'**Argovien** est représenté par des calcaires noirs, à taches ocreuses qui, en surface corrodée, ont un aspect conglomératique. Ils passent généralement à des calcaires grumeleux schisteux. Cette série peut atteindre 60 m; elle a fourni des *Perisphinctes* à fortes côtes du groupe de *Perisphinctes Tiziani* OPPEL.

i₆₋₈ Le **Séquanien-Portlandien** (Malm) est représenté par un calcaire noir à grain fin, à patine gris claire, sonnante sous le marteau. Il représente une vase à foraminifères recristallisée. Le Malm de la nappe est beaucoup moins laminé que celui de l'autochtone. Les couches basales renferment dans la vallée du Giffre, à l'Alpe de Commune, les Ammonites suivantes du Séquanien inférieur (zone à *Peltoceras bimammatum*): *Oppelia flexuosa* cf. *lithographica* OPPEL; *O.* cf. *flexuosa* QUEN.; *O. flexuosa costata* QUEN.; *O.* aff. *canaliculata* D'ORB. Des *Perisphinctes* du groupe *Lothari* (Séquanien sup.) ont été trouvés plus à l'W (parois de Nantbride).

La partie supérieure du Malm au sommet du Mont Ruan [558,4/108,15] est caractérisée par des couches dolomitiques grises et des brèches. Le steinmann au SW du signal trigonométrique 3044 m repose sur des brèches à éléments de calcaires à grain fin avec rares grains de quartz, contenant des *Calpionelles*, des fragments de carapaces d'*Ostracodes*, des débris d'articles de *Crinoïdes*, de coquilles de *Brachiopodes* et de tiges et verticilles de *Clavator*, très semblables à ceux du Purbeckien du Jura. Il ne s'agit pas encore de Purbeckien franc, mais d'un dépôt côtier, les fragiles débris de *Characées* ne résistant pas à une flotation prolongée.

Crétacé

e₁ Le **Berriasien** est formé par un complexe de calcaires marneux, schisteux, noirs et de bancs calcaires. Il se détache à distance entre les calcaires gris clair du Malm et ceux du Valanginien. Beaucoup plus tendre que ces deux terrains, le Berriasien forme dans la chaîne Mont Ruan-Dents Blanches des replats et des cols (Col du Sagerou [555,5/108,4], des Ottans [556,7/108,3]). Des Ammonites, très déformées il est vrai, permettent de distinguer les deux niveaux suivants:

1. Le niveau basal à *Berriasella pontica* RETOW; *B. paramacilenta* MAZENOT et *B. grandis* MAZENOT.

2. Le niveau principal à *Berriasella Boissieri* PICT. et *Dalmasiceras Dalmasi* PICT.

C₂ Le **Valanginien** peut être divisé lithologiquement en

C_{2k} **Calcaires inférieurs**, épais de 40 à 50 m, compacts, de couleur bleu-foncé, avec débris d'Echinodermes et de Brachiopodes.

C_{2s} **Marnes schisteuses**, épaisseur 40 à 50 m, coupés par quelques bancs calcaires.

C_{2p} **Calcaires supérieurs**, épais de 20 à 25 m, bien lités, gréseux, avec patine roussâtre, à *Pygurus rostratus* AG.

Ces subdivisions nettement marquées dans les Dents du Midi et les Dents Blanches de Champéry se réduisent aux deux termes suivants dans les Alpes de la haute Vallée du Giffre, sur France:

1. Valanginien schisteux, 100 à 150 m, à *Thurmannites Thurmanni* appartenant à la zone à *Th. Roubaudi* de la base du Valanginien. A défaut d'Ammonites il n'est pas possible de tracer une limite entre le Berriasien et le Valanginien marneux.

2. Valanginien calcaire, de 0 à 60 m d'épaisseur, constitué par des calcaires plus ou moins compacts, gréseux et spathiques, à fausses oolithes, riches en oxydes de fer. Il contient des intercalations schisteuses.

C₃ **L'Hauterivien** avec ses roches quartzseuses, brunes, alternant avec des calcaires et des marnes se distingue facilement des autres terrains. On peut distinguer 3 niveaux dont celui du milieu forme toujours paroi. Les niveaux inférieur et supérieur étant plus marneux sont généralement couverts par de l'herbe. *Toxaster retusus* forme fréquemment des «nids», dans la partie supérieure qui est en outre caractérisée par l'apparition de la glauconie et l'enrichissement en Bryozoaires et Miliolidés. Par ailleurs, la faune est pauvre.

C₄ Le **Barrémien inférieur** est représenté par une alternance peu puissante de couches marneuses et de calcaires sombres échinodermiques, parfois oolithiques, formant un replat assez marqué entre la paroi d'Hauterivien et celle d'Urgonien. On note la présence de galets roulés d'organismes et de calcaires à grain fin.

C₄₋₅ **L'Urgonien** (*Barrémien sup.*—*Aptien inf.*) se subdivise dans les Dents Blanches de Champéry en:

1. Calcaires inférieurs, organogènes, massifs.
2. Couche marneuse de 15 m d'épaisseur avec lumachelle de petites Rhynchonelles. Une couche à *Alectryonia* termine cet horizon.
3. Calcaires supérieurs, jaunâtres, massifs, à *Orbitolines* souvent silicifiées, comme on peut le voir sur l'arête qui relie le sommet 2706 au point 2727,4 des Dents Blanches de Champéry [552,3/109,1].

C₆₋₈ Aptien supérieur (Gargasien – Albien (Gault)-Cénomani ont été réunis sur la carte sous la même teinte.

L'Aptien supérieur est caractérisé par deux faciès différents.

1. des calcaires gréseux brun jaunâtre, riches en débris d'organismes parmi lesquels les *Stromatopores* et les *Bryozoaires* prédominent.
2. des conglomérats à galets d'Urgonien et ciment gréseux à *Terebratula Dutemplei* D'ORB. peu fréquente.

L'Albien. Le gisement classique d'Ammonites du Col de Bossetan [551,4/109,4] est en grande partie épuisé. Près des chalets de Bossetan, dans le vallon au SW du Col du même nom, peu en dehors de la carte, l'Albien comprend les termes suivants:

1. calcaires gréseux (niveau de Clansayes) et calcaires marneux noirs,
2. grès glauconieux schisteux, noirs, à *Parahoplites* et *Terebratula Dutemplei*.
3. Pseudobrèche calcaro-glauconieuse à *Hysterocheras varicosum* J. DE S.

Le Cénomani comprend deux niveaux distincts sous la Tête de Bossetan [550,7/109,55]:

1. Calcaires glauconieux à nodules phosphatés à la base. Parmi les Ammonites, la famille des *Mantelliceratidés* prédomine, surtout les espèces *Mantelli*, *Couloni* et *Martinpreyi*. L'épaisseur ne dépasse pas 0,80 m.
2. Calcaire gris, compact, a fourni un seul exemplaire de *Mantelliceras vicinale* STOLICZKA. Il passe aux calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur.

C₉ Crétacé supérieur (Turonien). Du Crétacé supérieur de la nappe de Morcles seul le Turonien est représenté au Col de Bossetan par des calcaires sublithographiques gris verdâtres à

patine brune, les autres terrains ayant été enlevés par une forte érosion prénummulitique. Ce qui est surtout caractéristique du Crétacé supérieur, c'est sa forte variation d'épaisseur. Dans les Escaliers de Platé sur la rive droite de l'Arve, il mesure 220 m. Au Col de Bretolet, peu en dehors de l'angle NW de la carte, il est réduit à moins d'un mètre et sur l'anticlinal de Bossetan, au SW du Col de Bossetan, sur France, il a été complètement enlevé par érosion. Les galets provenant de l'érosion prénummulitique se retrouvent dans les conglomérats de base de la transgression lutétienne et priabonienne.

Tertiaire

L'Eocène sidérolithique, très peu répandu, est représenté par de fausses brèches à ciment gréseux ou ferrugineux, dues à des phénomènes de dissolution dans les calcaires et par des grès plus ou moins ferrugineux. C'est dans les environs du Col de Bossetan que l'on trouve ces dépôts. Le plus bel affleurement de grès ferrugineux de couleur rouge sang, contenant des pisolithes d'oxydes de fer, affleure au pied SW de la butte 2260, au NE du Col de Bossetan, sur les calcaires du Turonien (l'angle NW de la carte).

°5-6

Nummulitique

°5m Le **Lutétien inférieur marin** affleure en un seul point au vallon des Chambres [550,5/105,7], entre l'arête de la Pointe Rousse des Chambres et les Avaudrués, sur France, près du bord W de la carte. On y trouve d'abondantes grandes Nummulites: *N. irregularis* DESHAYES et *N. Lucasi* DOUV. dans un calcaire gréseux à cassure gris clair et patine vert clair.

°51 Le **Lutétien supérieur lacustre** se trouve au Col de Bossetan, versant W, sur des formations sidérolithiques, supportées par les calcaires sublithographiques du Turonien. Il est formé par

1. des calcaires marneux à cassure bleu foncée et à patine blanche, en bancs de 1/2 à 1 m, épaisseur totale 4 à 5 m. De petits Gastéropodes: *Bythinia* et *Hydrobia* sont abondants. Sous le microscope on voit de nombreux *Ostracodes* et *Characées*. Les fossiles témoignent de l'origine laguno-lacustre de cette roche.
2. des calcaires à grain fin, riches en Gastéropodes d'eau douce, en gros bancs de 3 m, à patine blanche, avec une intercalation d'une couche marine à *Miliolides* et des silex noirs qui suivent les plans de stratification. Epaisseur totale 20 m. Ces couches appartiennent probablement au Lutétien supérieur.

e₆ Le **Priabonien** est représenté par les terrains suivants qui affleurent à l'angle NW de la carte :

1. les conglomérats de base de la transgression priabonienne, avec galets de Crétacé supérieur et dans certains cas, en dehors des limites de la carte, sur France, des galets de calcaires lacustres et d'autres contenant de grandes Nummulites du Lutétien. Le ciment contient des Nummulites priaboniennes.
2. les couches à Cérithes, niveau le plus constant du Priabonien qui affleurent, très riches en fossiles, dans un couloir des couches redressées de l'anticlinal de Bossetan.
3. les calcaires et grès à Nummulites et Discocyclines.

Les Nummulites qui caractérisent ces formations sont *N. striatus* dans la moitié inférieure et *N. Fabiani* dans la partie supérieure. Ces calcaires et grès bordent le couloir des couches à Cérithes.

e_{6.7} Le **Flysch** de la nappe n'apparaît pas dans la région couverte par la carte.

TECTONIQUE DE LA NAPPE DE MORCLES ET DU SÉDIMENTAIRE AUTOCHTONE

Les profils de la planche annexée montrent que la feuille de Finhaut comprend surtout le noyau de la nappe de Morcles. La partie frontale de la nappe apparaît dans la partie NW de la carte. Le déferlement de la nappe a provoqué une disharmonie très prononcée du plissement. Les horizons argilo-marneux du complexe Bathonien—Callovien—Oxfordien et du Berriasien ont joué le rôle de lubrifiant. Sur ces terrains plastiques les calcaires du toit ont été décollés et ont glissé vers l'avant. Ainsi s'explique la succession, de l'intérieur vers l'extérieur, de chaînes formées de terrains toujours plus jeunes :

la courte chaîne qui s'étend du Cheval Blanc à la Pointe de la Finive, formée en majeure partie de roches du Bajocien ;

la chaîne Pic de Tanneverge—Mont Ruan—Tour Sallière, constituée par des roches du Jurassique moyen et supérieur ;

la chaîne des Dents Blanches, continuation des Dents du Midi, formée par les roches du Crétacé et du Tertiaire de la partie frontale de la nappe. Le Flysch a été décollé de son substratum par l'avancement de la nappe et accumulé devant sa partie frontale dans la région du Val d'Illeiez (en dehors de la carte).

La fenêtre du Fer à Cheval

Une profonde coupure d'érosion et un bombement du sous-bassement de la nappe font apparaître sur versant gauche de la haute vallée du Giffre le substratum autochtone ou parautochtone.

L'érosion a mis à jour entre les deux torrents de Tita Neire le Malm et le Trias et aux Pellys [coord. 553,8/102,35] même un petit affleurement de cristallin. Le contact entre les quartzites du Trias et le cristallin est mécanique. De plus, le cristallin est horizontal. Il s'agit probablement d'un coin de cristallin, arraché avec sa couverture sédimentaire et traîné lors du déferlement de la nappe.

Le chevauchement de la Pointe Rousse

se voit à la limite W de la carte entre les coordonnées 102-105. La pente SE de la Pointe de Sambet est formée de bas en haut par une série normale allant du Bajocien au Berriasien chevauchée par un plateau sommital de Malm, appartenant à la série normale chevauchante de la Pointe Rousse [550,4/105,2]. Cette dernière embrasse la majeure partie du Crétacé, depuis le Berriasien jusqu'à l'Urgonien.

Lames de cristallin à la base de la nappe de Moreles

Le plan de chevauchement de la nappe est souvent jalonné par des écailles de roches cristallines. Sur la feuille Finhaut, la plus remarquable se trouve au fond du cirque de Salanfe, d'autres apparaissent dans la région du Col de Barberine.

Salanfe. Une lame de gneiss granitique faiblement cataclastique, emballée dans des calcaires et brèches nummulitiques, repose sur le Flysch autochtone à l'W du sentier qui de Salanfe conduit au Col d'Emaney [coord. 562,3/108,9].

En plan, l'affleurement a la forme d'un triangle d'environ 700 m de base et 500 m de hauteur qui, telle une dalle gigantesque, recouvre la terrasse faiblement inclinée dominant le bassin de Salanfe. Par endroits, des calcaires dolomitiques du Trias plaquent la surface supérieure des brèches nummulitiques. Ces brèches d'un bleu gris, à ciment calcaire, contiennent des blocs de quartzites pouvant atteindre 3 m, à côté d'éléments plus petits de quartzites et de calcaires dolomitiques du Trias et de cristallin, ces derniers en quantité plus faible que les quartzites. Là où la lame de gneiss repose sur les brèches, elles sont fortement écrasées. En effet, le ciment est marmorisé et les éléments sont étirés à tel point qu'on se demande si l'on n'a pas affaire à une brèche tectonique. Cependant, là où les brèches recouvrent l'écaille de gneiss on voit nettement qu'il s'agit d'un sédiment clastique. La lame de gneiss ne représente pas, comme on a cru, un coin de cristallin, arraché du soubassement par l'avance de la nappe de Morcles, mais bien probablement une masse glissée dans la mer de la fin du Nummulitique, comme l'a suggéré dernièrement M. LUGON (1947).

Col de Barberine. Non loin du sentier qui conduit du lac de Barberine au col du même nom, un ravin venant de l'arête 2481 [coord. 560,5/105,5] entaille les éboulis de pente jusqu'à la roche en place. On observe dans ce ravin la coupe suivante (fig. 1). Cette coupe compliquée a dû être schématisée sur la carte.

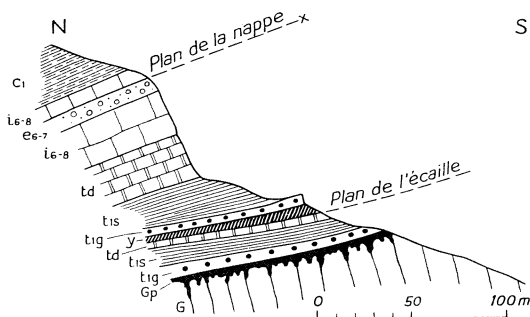


Fig. 1. Coupe géologique le long du ravin 400 m au SW du Col de Barberine, par L. W. COLLET

e ₆₋₇	Flysch	
C ₁	Berriasien	
i ₆₋₈	Malm	
td	Calcaires dolomitiques	} Trias
t _{1s}	Argilites rouges et vertes	
t _{1g}	Quartzites	
y	Ecaïlle de cristallin laminé	
G _p	Cristallin (gneiss) à décomposition permienne	
G	Cristallin (gneiss) des Aiguilles Rouges	

En montant du Col de Barberine le dos conduisant au Fontanabran, on observe une lame de gneiss laminé et de schistes argileux noirs, emballée dans des calcaires dolomitiques du Trias autochtone. La coupe fig. 2 montre les détails.

Les deux coins de cristallin du Col de Barberine représentent très probablement un coup de rabot donné par la nappe de Morcles sur le soubassement cristallin des Aiguilles Rouges.

Plusieurs failles dont le rejet ne dépasse guère 1 à 3 dizaines de mètres compliquent d'ailleurs les choses dans la région du Col de Barberine. Ces failles, dernières ripostes au plissement alpin, s'observent partout où le contact entre le cristallin et les quartzites de base du Trias est bien découvert, particulièrement sur le plateau

du Lac Vert [557,3/99,1] près de la frontière et au Col d'Emaney [562,8/107,7].

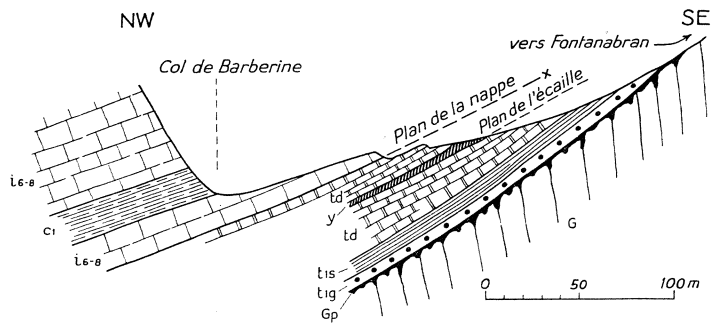


Fig. 2. Coupe géologique le long de l'arête du Col de Barberine, par L. W. COLLET

c ₁	Berriasien	
i ₆₋₈	Malm	
td	Calcaires dolomitiques	
t _{1s}	Argilites	} Trias
t _{1g}	Quartzites	
y	Écaille de cristallin laminé et de mylonites schisteuses noires	
G _p	Cristallin (gneiss) à décomposition permienne	
G	Cristallin (gneiss) des Aiguilles Rouges.	

LE MASSIF DES AIGUILLES ROUGES

par M. REINHARD

DESCRIPTION DES ROCHES

Les massifs cristallins des Aiguilles Rouges et de l'Arpille sont situés au NW de celui du Mont-Blanc dont ils sont séparés par le synclinal complexe de Chamonix-Martigny (voir esquisse tectonique). Le massif des Aiguilles Rouges s'étend sur plus de 40 km entre Arve et Rhône en direction SSW–NNE et possède une largeur de 4 à 5 km. La moitié S se trouve sur territoire français, tandis que la moitié N est en Suisse; seule la partie méridionale de cette dernière intéresse la feuille Finhaut. Au SSW, au delà de l'Arve, le cristallin du massif des Aiguilles Rouges plonge sous les plis couchés du Mont Joly; sur rive droite du Rhône c'est la nappe de Morcles qui le recouvre. Dans la région correspondant à la feuille Finhaut le massif des Aiguilles Rouges est entièrement constitué par des roches cristallines dont on trouvera ci-après une brève description.

γ **Granite de Vallorcine.** Le granite de Vallorcine traverse tout le territoire de la carte, depuis l'angle NE de cette dernière; il s'étend en direction SSW et sa forme rappelle celle d'un puissant filon-couche; son épaisseur qui est de 1/2 km dans la partie septentrionale, atteint 1 km plus au S. Il s'agit d'un granite à biotite à grain moyen; de la muscovite s'associe par place à la biotite qui, dans bien des cas, est partiellement ou totalement chloritisée. Les variétés à grain fin sont répandues, en revanche ce n'est que plus rarement et localement que l'on observe un grain grossier. La roche a presque toujours un aspect porphyrique dû à la présence de phénocristaux de microperthite atteignant une taille de 4 cm; ces cristaux sont toujours maclés selon Karlsbad et sont parfois entourés d'une mince enveloppe d'albite-oligoclase. On rencontre aussi parmi des variétés plus riches en biotite des traînées de granite aplitique leucocrate, pauvre en biotite. La teneur en pinite croît constamment du S au N; cet accroissement est accompagné de l'augmentation du nombre de nids riches en biotite et d'inclusions de cornéennes. En coupes minces, on reconnaît le plus souvent, outre la pinite, des restes de cordiérite et d'andalousite, accompagnés de sillimanite et d'apatite.

La composition minéralogique et la structure peuvent varier. Au S la roche est presque toujours massive, vers le N, l'importance des variétés gneissiques augmente avec la teneur en pinite. Tout indique que dans ces parages le magma granitique a assimilé une quantité importante de matériel sédimentaire, ou même que l'on se trouve en présence de cornéennes granitisées.

Les effets de la cataclase sont souvent déjà visibles à l'œil nu; sous le microscope, ils sont toujours frappants. Seules les minces apophyses que le granite envoie dans les cornéennes de son bord occidental ne présentent pas traces de déformation mécanique.

A l'extrémité SE de la plaine d'Emosson (au SE du lac de Barberine), on rencontre un coin étroit d'une roche granitique [560,9/102], limité par des failles et pincé dans des cornéennes très feldspathisées. L'aspect de ce granite leucocrate à biotite, légèrement gneissique, est quelque peu différent de celui du granite de Vallorcine. Là aussi il s'agit probablement d'une cornéenne granitisée.

Il convient de relever que les deux zones bordières du granite de Vallorcine sont totalement différentes. A l'W le granite entre en contact éruptif primaire avec des cornéennes plus ou moins feldspathisées; il est soudé à ces roches encaissantes par un réseau de filons et d'apophyses. Les quelques failles au contact granite/cornéennes n'ont qu'un caractère local et sont de ce fait sans importance. Le long de sa frontière E le granite passe à une zone myloni-

tique très écaillée; de ce côté le contact avec la roche avoisinante est donc mécanique. La forme en filon-couche du granite de Vallorcine n'est donc pas primaire, due à sa mise en place, mais a été déterminée ultérieurement par des phénomènes tectoniques; il s'agit morphologiquement, mais non génétiquement, d'un filon-couche.

On reviendra sur la signification tectonique du contact mécanique formant la bordure E du granite de Vallorcine dans le paragraphe traitant de la zone de mylonites et d'écailles comprise entre ce granite et le Carbonifère.

γ Microgranites. Dans cette catégorie sont réunies des roches de composition granitique se présentant sous forme de filons et d'apophyses ou comme faciès bordier du granite de Vallorcine. On trouve tous les termes de passage entre le granite porphyrique et des porphyres quartzifères felsitiques compacts sans phénocristaux.

Ce n'est que dans l'angle NE de la carte que le granite de Vallorcine possède un faciès bordier porphyrique. Les nombreuses enclaves nébulitiques, à contours effacés, de cornéennes et la teneur en andalousite laissent supposer qu'il s'agit de cornéennes granitisées à structure porphyrique et non d'une roche franchement magmatique.

L'existence d'un réseau d'apophyses et de filons pénétrant dans les cornéennes situées au contact immédiat du granite de Vallorcine a déjà été signalée dans le paragraphe précédent; ce réseau n'a pu être représenté sur la carte. Il s'agit de microgranites, de porphyres felsitiques, d'apophyses et, plus rarement, de pegmatites qui par places sont enrichies en tourmaline. Ces diverses roches forment soit des filons séparés, soit des filons mixtes. Dans ce dernier cas, on observe des «schlieren» de composition différente reliés par des passages graduels.

De telles formations filoniennes sont très rares à l'intérieur du granite. Ce n'est que dans la partie la plus méridionale, près de la frontière, que l'on trouve de minces filons de microgranites d'une extension limitée. On rencontre aussi dans ces parages, au bord du chemin conduisant d'Emosson au Château d'eau, P.1822[561,9/101,8], dans le granite de Vallorcine, des «schlieren» d'une roche compacte, gris-clair, felsitique; il s'agit soit de filons écrasés, soit de mylonites granitiques légèrement recristallisées.

Un filon de granite porphyrique de 30 m de puissance traverse les cornéennes, environ 300 m à l'W de la limite du granite, entre Van d'en Bas et Van d'en Haut [566,75/109,85]. Ce filon, malgré sa puissance, n'affleure que sur une courte distance.

Plus à l'W, dans les orthogneiss, il est possible, malgré quelques interruptions, de suivre en direction sur 6 km un ensemble filonien de microgranites gris ou rouges de 30 m de puissance s'étendant depuis le bord septentrional de la carte [563,8/109,8] en direction SSW. Par endroits, il s'agit d'un seul filon-couche, ailleurs et plus fréquemment de deux ou trois filons, qui, sur de courtes distances, coupent transversalement le gneiss, disparaissent souvent brusquement et reprennent plus loin, avec un rejet transverse qui peut quelquefois atteindre plusieurs centaines de mètres.

Le microgranite de ce système de filons est très pauvre en biotite mais contient en revanche beaucoup de muscovite. La partie centrale des filons est microgranitique porphyrique, tandis que les salbandes sont felsitiques. La texture n'est jamais fluidale ou schisteuse, bien qu'on observe par endroits quelques schlieren dus à des irrégularités dans la taille du grain.

Les filons que nous venons de mentionner portent les signes certains d'une origine magmatique. On rencontre en outre dans les cornéennes, plus rarement dans les gneiss, particulièrement dans la région située entre Van d'en Bas et Van d'en Haut, des bancs de quelques mètres de roches blanches ou roses, felsitiques et schisteuses, qui révèlent sous le microscope une structure métamorphique. Il est difficile de décider s'il s'agit de filons-couches de porphyres plus anciens et métamorphiques ou d'intercalation de leptynites d'origine sédimentaire. Ils sont indiqués sur la carte géologique en partie comme microgranites, en partie comme leptynites; ils sont plus nombreux que ne peut le montrer la carte.

πο **Porphyrites** (Lamprophyres?) Tandis que les filons de roches microgranitiques et les apophyses aplitiques et pegmatiques sont fréquents et souvent assez puissants, les affleurements de filons plus basiques sont rares et toujours peu étendus. Ils sont limités à la partie centrale de la zone des orthogneiss et des paragneiss voisins. Une lentille de porphyrite gris vert, à grain fin, très altérée et contenant de la calcite se trouve sur l'arête SE du Fontanabran [561,7/105,1]. Les affleurements de porphyrite situés dans les parois quasi verticales et inaccessibles des cirques de l'Ecreleuse [562,9/105,7] et de Comba Rossa [562,9/105,35] ne sont connus que par leur débris récoltés dans les éboulis au pied des parois. Les rares affleurements ne permettent pas d'établir l'âge relatif de ces roches basiques par rapport aux filons de microgranite et au granite de Vallorcine lui-même; il est donc aussi impossible de dire s'il s'agit de différenciations lamprophyriques.

Des porphyrites tout à fait analogues mais plus fraîches se trouvent dans le cristallin du massif de l'Arpille, sous le village du Trétien [566/105,35] et au bord de la voie ferrée à l'E de Finhaut

[564,95/103,7]. Ces deux affleurements sont à proximité du contact avec le Carbonifère.

ZONE D'INJECTION ET D'ORTHOGNEISS

Une zone d'injection, séparée du granite de Vallorcine par une bande de cornéennes, traverse tout le territoire de la carte du NNE au SSW; au N son épaisseur dépasse 3 km, vers le S elle se rétrécit et se divise en plusieurs lentilles. Les roches de cette zone sont extraordinairement variées. Les variétés de gneiss, alternant souvent, sont si nombreuses et les termes de passage si fréquents, que la carte ne peut donner qu'une image schématisée de la réalité. Il s'agit dans l'ensemble de roches qui, tant par leur composition minéralogique que par leur texture, ont l'apparence d'orthogneiss. De nombreuses intercalations de cornéennes plus ou moins feldspathisées et de paragneiss schisteux qui dans le secteur moyen de la zone d'injection surtout apparaissent sous forme d'innombrables enclaves lenticulaires ou sphériques complètent l'aspect varié de cette série et fournissent des indices concernant son origine. Les passages graduels entre les diverses espèces de gneiss, depuis des paragneiss qui n'ont subi qu'une recristallisation sans apport, passant à des gneiss feldspathisés, puis aux diverses variétés de gneiss d'injection et d'orthogneiss indiquent qu'il s'agissait primitivement d'une zone de paragneiss qui a ensuite été granitisée par feldspathisation métasomatique et, localement, par des injections magmatiques, aplito-pegmatitiques. Génétiquement nous avons donc à faire à une zone de migmatisation.

G0 **Gneiss d'injection aplito-pegmatitiques.** On les trouve particulièrement dans la partie septentrionale de la zone d'injection, à côté de gneiss d'injection rubanés plus riches en biotite. Ces roches montrent souvent des plissements confus en rapport avec l'injection. Elles sont reliées par des termes de passage aux intercalations de paragneiss moins fortement feldspathisés.

G0γ **Les gneiss granuleux à biotite, quartzodioritiques** ont une extension limitée au secteur médian de la zone d'injection; ils sont parfois criblés d'idioblastes de feldspath potassique, dont la taille peut atteindre plusieurs centimètres et qui sont parfois entourés d'un liséré d'albite.

G01 **Les gneiss lenticulaires à feldspaths alcalins et à biotite** ainsi que les

G0a **gneiss grossièrement lenticulaires et œillés, pegmatoïdes à biotite** sont très répandus dans les parties médianes et méridionales de la zone d'injection.

PARAGNEISS ET LEURS PRODUITS INJECTÉS

Les paragneiss sont représentés par deux variétés de composition minéralogique analogue mais qui diffèrent par leurs textures : les cornéennes à biotite et plagioclase, accompagnant le granite de Vallorcine le long de son bord occidental et passant plus à l'W à des gneiss schisteux à biotite et plagioclase. La différence de texture ne provient guère d'un métamorphisme différent, mais plutôt des différences de faciès du matériel sédimentaire initial. Les cornéennes dérivent d'un sédiment argilo-gréseux à grain très fin, tandis que les gneiss schisteux proviennent de sédiments analogues, mais à grain plus grossier, et d'arkoses. Le passage des cornéennes aux gneiss schisteux est graduel ; les limites indiquées sur la carte entre ces deux types de roche ne correspondent donc pas aux conditions réelles ; elles n'ont été tracées que parce qu'il est impossible de représenter cartographiquement de tels passages.

H Cornéennes à biotite. Ces cornéennes à biotite sont de couleur violet brun foncé ; elles sont très finement rubanées – la texture primaire de sédiments finement lités n'a pas été oblitérée par la recristallisation – parfois plissotées, plus rarement massives. Il n'est pas rare que la biotite soit chloritisée ou baueritisée ; la couleur de la roche tourne alors au gris vert sale. Outre la biotite, le plagioclase et le quartz, on observe comme minéraux accessoires du grenat, occasionnellement de la tourmaline, plus rarement de la hornblende. La pinite et la sillimanite sont répandues dans les roches du profil de Van (coin NE de la carte). De minces lits brun foncés riches en biotite alternent habituellement avec des lits plus clairs et plus pauvres en mica.

III Comme **Leptynites**, on a désigné des cornéennes quartzofeldspathiques sans mica, de couleur blanche qui en intercalations de quelques millimètres ou de quelques centimètres d'épaisseur, parfois aussi en bancs plus puissants, alternent avec les cornéennes à biotite. Ces alternances elles aussi n'ont pu être représentées sur la carte que d'une manière schématique. On est tenté, à tort, de considérer ces lits de leptynite comme des injections aplitiques avec lesquelles elles ont une grande analogie morphologique.

G Les **gneiss à biotite schisteux** remplacent les cornéennes vers l'W. Ils apparaissent en lits et en lentilles à l'intérieur des orthogneiss ou accompagnent la partie marginale de cette formation à laquelle ils sont reliés par des termes de passage. Des filonnets et des lentilles de quartz leur donnent un aspect tourmenté qui est encore fréquemment accentué par des plissements et des inclusions de cornéennes.

Gs Gneiss noduleux schisteux à deux micas. Une zone de paragneiss d'un type particulier s'étend du vallon d'Emaney, vers le S jusqu'à proximité de la frontière. Il s'agit de gneiss schisteux à deux micas, de couleur brun rougeâtre clair, contenant des nodules albitiques de la taille d'une noix, des lentilles de quartz et parfois des rognons formés de quartz et d'andalousite, souvent accompagnés de disthène, sillimanite, cordiérite et tourmaline. Les nodules albitiques abondants donnent à la roche un aspect tacheté typique; leur présence signifie qu'il y a eu un apport de soude.

M Calcaires cristallins et skarns ;

Am Cornéennes calcaires et amphibolites.

Tandis que les paragneiss, les cornéennes à biotite et les gneiss schisteux à biotite dérivent de sédiments grésio-argileux, les lentilles isolées de marbres purs ou à silicates de chaux et de paraamphibolites représentent les produits métamorphiques d'intercalations calcaires et marneuses, peu fréquentes et toujours peu puissantes.

Un essaim de calcaires cristallins, partiellement minéralisés et transformés en skarn, s'égrène suivant la direction de la zone d'injection aplitopégmatitique de Salanfe au N de la carte, à l'E du bord d'érosion des arkoses et des corgneules triasiques [563/108,3].

Les autres affleurements de marbres correspondent à des lentilles d'extension très restreinte: dans le flanc S du Luisin (Vallon d'Emaney) à l'W du filon de microgranite dans un couloir qui suit une zone étroite de mylonite [563,4/107]; près d'Emosson, 500 m au S du barrage [559,7/102,35]; au bord du lac Vert situé tout près de la frontière, 4 km au SW d'Emosson [557,5/99,5].

Des cornéennes à amphibole et pyroxène affleurent en lentilles et en bancs un peu plus nombreux et plus continus que les lentilles de marbre, particulièrement dans la zone des gneiss noduleux schisteux à deux micas. On trouve une telle intercalation, formant de bons affleurements, facilement accessibles, des deux côtés de la plaine d'Emosson. Du côté droit cette intercalation forme un petit anticlinal près des chalets d'Emosson [560,15/102,2], s'avancant en éperon dans la plaine; du côté gauche [560,25/102,35] le chemin entaille les bancs de cornéennes à silicates de chaux alternant avec les gneiss noduleux fortement redressés et plongeant vers le S. Les éléments essentiels, soit la hornblende, le diopside et le grenat, sont généralement enrichis dans des lits distincts, ce qui donne à la roche une allure rubanée. L'idocrase qui est parfois présent ne se révèle qu'en plaques minces.

Une intercalation analogue, mais située dans les cornéennes, se trouve à une trentaine de mètres à l'W du contact avec le granite dans la tranchée du chemin conduisant des Marécottes à

Emaney [564,7/106,55]. On rencontre aussi en cet endroit des variétés chloritiques et epidotiques et la roche est toujours plus ou moins fortement minéralisée (magnétite, chalcopryrite, pyrrhotine) à patine brune.

Hi et Gi Produits de feldspathisation et d'injection des paragneiss.

Cornéennes et gneiss schisteux à biotite représentent les produits du métamorphisme sans apport de sédiments gréso-argileux. Ils forment le matériel dans lequel le granite de Vallorcine a fait intrusion et qui par suite de la feldspathisation et de l'injection a donné naissance aux orthogneiss. On peut suivre pas à pas cette granitisation et le passage graduel qui en résulte, des paragneiss aux gneiss d'injection, puis aux différentes variétés d'orthogneiss. Les termes de passage sont particulièrement faciles à reconnaître à partir des cornéennes, ils le sont moins à partir des gneiss à biotite schisteux.

Un réseau de veines aplitiques et d'apophyses granitiques traverse les cornéennes à biotite le long du contact avec le granite. Une feldspathisation diffuse est beaucoup moins apparente. On rencontre assez fréquemment, immédiatement au contact du granite, des cornéennes inaltérées. Il est rare que l'influence du granite se fasse sentir à plus de 50 m du contact.

La passage aux orthogneiss de la zone d'injection s'effectue graduellement et intéresse des domaines assez grands. Le grain des cornéennes grandit, la feldspathisation selective (feldspath potassique) rend la texture rubanée plus nette, les cornéennes se transforment en gneiss cornés. A un stade plus avancé de petits yeux de feldspath alcalin apparaissent, le feldspath s'insinue parmi les couches biotitiques qui sont plissotées par l'effet de la feldspathisation, la cornéenne est devenue un gneiss d'injection. La structure rubanée permet encore de distinguer le matériel apporté du matériel primitif. Seul l'examen des termes de passages, à ce stade de transformation avancée, permet de dire si le gneiss d'injection provient d'une cornéenne ou d'un gneiss schisteux à biotite. Les gneiss d'injection distingués sur la carte au moyen des surcharges Hi et Gi ont par conséquent même constitution minéralogique et même structure; ils ne diffèrent qu'en ce qui concerne leur matériel d'origine.

Les gneiss d'injection passent aux divers types d'orthogneiss lorsque la granitisation a été poussée à tel point qu'elle fait disparaître la différence entre le matériel ancien et celui apporté par injection.

ZONE DE CHEVAUCHEMENT HERCYNIEN MYLONITISÉE, EN ÉCAILLES, DE LA BORDURE ORIENTALE DU MASSIF DES AIGUILLES ROUGES

On a déjà mentionné, dans le paragraphe consacré au granite de Vallorcine, que ce granite passe tout le long de son flanc E à une zone de mylonite. La cataclase augmente au fur et à mesure que l'on avance de l'intérieur du granite vers son bord E et donne même naissance à des ultramylonites aphanitiques, schisteuses ou massives, gris clair ou foncé ou verdâtre, suivies vers l'E d'une zone d'écailles de gneiss et de Carbonifère plus ou moins mylonitisées.

Ge **Gneiss granitiques grenus, cataclastiques.** Au NNE de Giétroz [562,8/102] jusqu'aux Marécottes [566,4/107,2], on trouve à la limite de la zone d'ultramylonites granitiques, une écaille de gneiss granitiques grenus, cataclastiques parmi lesquels prédominent des orthogneiss tandis que des microgranites et des paragneiss n'apparaissent que sporadiquement. On rencontre dans ces gneiss au N de Finhaut, près de le Tey, des écailles de Carbonifère [564,4/104,2]. Au NW du Trétien, 400 m au NNW du pont sur le Triège, une écaille de Carbonifère peu épaisse, constituée par des phyllades noirs, sépare la mylonite granitique des orthogneiss cataclastiques [565,6/106,05]. Parmi ces phyllades on reconnaît des conglomérats très étirés.

Gm **Zone imbriquée de gneiss et de Carbonifère mylonitisés.** Entre Finhaut et la frontière près de Châtelard cette zone est intercalée entre les mylonites granitiques et les gneiss granitiques cataclastiques d'une part et le Carbonifère d'autre part. Cette zone est constituée tant par des gneiss, qui prédominent probablement, que par des sédiments carbonifères, en particulier des conglomérats et des arkoses formant une série d'écailles. Il n'est guère possible de distinguer les divers constituants de cette zone, même en s'aidant d'études en plaques minces, car la mylonitisation intense a donné aux arkoses et conglomérats carbonifères une texture glanduleuse pseudogneissique tandis que, par le même effet, les gneiss ont acquis une texture pseudo-clastique. La limite figurée entre les mylonites granitiques et les mylonites gneissiques et carbonifères est incertaine entre Giétroz [562,5/101,4] et la frontière, car les deux terrains sont représentés ici par des ultramylonites semblables.

GÎTES DE MINÉRAUX ET DE MINÉRAIS

Le cristallin du massif des Aiguilles Rouges est très pauvre en minéraux de druses; la population de cette contrée ignore de ce fait le métier de cristallier. On trouve dans d'étroites fentes des orthogneiss et du granite de Vallorcine de rares petits cristaux de

quartz et parfois de la péricline et de la clinozoïsité. Parmi les autres minéraux connus dans la région citons :

L'andalousite, en nodules avec du quartz, dans les gneiss noduleux du verrou rocheux traversé par le chemin au milieu de la plaine d'Emosson.

La tourmaline, dans des pegmatites au contact entre le granite et les cornéennes, dans la gorge de la Barberine, le long de la frontière; dans une lentille de tourmalinite fibro-radiée traversée de veinules d'épidote, avec un nid d'axinite couleur améthyste, dans la tranchée du chemin allant des Marécottes à Emaney à quelques dizaines de mètres de distance du contact avec le granite dans les cornéennes avec apophyses aplitiques; en agrégats presque compacts formant le ciment d'une cornéenne bréchique et en agrégats fibroradiés revêtant la surface de diaclases des cornéennes feldspathisées du vallon de Van.

Fluorine et Barytine formant généralement des agrégats mixtes à grain très fin, soit en nids, soit dans le ciment de brèches de failles. Localités: Salanfe, 500 m à l'ESE de l'ancien hôtel [563,7/109,8], associée à de la pyrite et à de la calcite sur une faille; 1500 m au SSE de l'hôtel associées à de la calcite; dans la paroi méridionale des Petits Perrons, récoltées dans les éboulis; au col d'Emaney, dans la faille séparant les orthogneiss des quartzites du Trias; au col de Barberine, du côté Emaney, près de la limite gneiss-Trias.

La région est pauvre en minerais. Le gisement de **mispickel aurifère** [563,2/108,9] (Mine d'arsenic de la carte) situé dans les calcaires transformés en skarns de la zone d'injection de Salanfe a été exploité à plusieurs reprises. On trouve dans la même région, près du petit lac situé à la cote 2071 [562,8/108,7], un filonnet de pyrite dans les gneiss. La faible minéralisation atteint aussi les arkoses triasiques reposant en discordance sur les gneiss. La lentille de cornéennes à amphibole et pyroxène située à l'W du contact granitique dans le vallon d'Emaney est riche en pyrrhotine, chalcopyrite et magnétite.

TECTONIQUE

(cf. profils de la planche I)

Le massif des Aiguilles Rouges est un ancien massif du sous-bassement cristallin inséré dans l'arc alpin. Le plissement alpin n'a presque pas touché le cristallin des Aiguilles Rouges situé à l'abri de la poussée orogénique par le massif du Mont-Blanc. Le massif des Aiguilles Rouges doit son existence à un plissement anté-permien, comme le révèlent les produits d'altération permien, qui

n'ont été atteints par aucun métamorphisme, et la discordance primaire entre le cristallin du soubassement et le Trias transgressif.

La tectonique du cristallin du massif des Aiguilles Rouges semble assez monotone. La direction prédominante des gneiss est NNE avec des déviations plus fréquentes vers le N et même le NNW que vers le NE; le pendage est toujours très fort, atteignant souvent 90° et rarement inférieur à 60° , il est plus souvent vers l'ESE que vers le WNW. Ce n'est que dans l'angle SW de la carte, au Lac Vert près de la frontière, qu'on trouve un plongement d'à peine 30° vers le NW. Les arkoses triasiques reposent ici horizontalement sur le soubassement cristallin, tandis qu'ailleurs les gneiss redressés disparaissent sous les sédiments qui plongent de 30° à 50° vers le NW. Le granite de Vallorcine coupe la zone gneissique sous un angle très aigu, la concordance n'est donc pas parfaite.

Les nombreuses failles qui traversent les gneiss sous un angle plus ou moins aigu sont très caractéristiques. Seules les principales d'entre elles ont été figurées sur la carte. Elles déterminent dans le paysage des couloirs ou des vallons plus profonds; ce phénomène est particulièrement frappant dans la région d'Emosson où le rejet le long des failles a atteint de plus grandes valeurs qu'ailleurs. Les gneiss sont broyés et forment des brèches, ou encore sont écrasés et transformés en schistes mylonitiques bréchoïdes, souvent graphiteux. Ces failles doivent être anté-permiennes; en effet, l'altération permienne a utilisé les brèches de failles désagrégables et les mylonites pour pénétrer très profondément sous la surface de transgression triasique. D'autre part, les dalles d'arkoses triasiques déplacées de part et d'autre des failles (Col d'Emaney, Fontanabran, Lac Vert) prouvent que ces lieux de moindre résistance ont joué pendant le plissement alpin, qui a probablement aussi donné naissance à de nouvelles failles.

Les ultramylonites et la zone imbriquée, suivant le bord oriental du granite de Vallorcine, indiquent des déplacements d'un genre tout différent et beaucoup plus importants. En effet, ils se font sentir jusque dans le synclinal carbonifère où des coins de cristallin apparaissent en écailles dans les sédiments houillers. La puissance de cette zone imbriquée et de mylonites est soumise à d'assez fortes variations; elle peut atteindre 1 km. La composition et l'envergure de cette zone indiquent qu'elle doit son origine à un chevauchement de grande ampleur. Dans ce cas aussi se pose le problème de l'âge de ce chevauchement et, en même temps, celui de la direction de la poussée.

Il a déjà été mentionné que la direction générale du cristallin des Aiguilles Rouges est environ NNE et que les couches sont toujours très redressées, parfois verticales, et plongent plus rarement vers l'WNW que vers l'ESE. Ces remarques sont aussi valables

pour la zone imbriquée. Elle est parallèle à la direction alpine. On serait donc tenté d'attribuer son origine à l'orogénèse alpine. Diverses observations ne concordent cependant pas avec une telle hypothèse. Il semble plutôt qu'il s'agisse du front imbriqué d'une nappe ayant chevauché le synclinal carbonifère de l'WNW vers l'ESE, lors de l'orogénèse hercynienne. Il n'est pas possible de dire si le front de cette nappe a été redressé et renversé déjà pendant une phase «insubrienne» de l'orogénèse hercynienne ou seulement pendant le plissement alpin, lors de la poussée du massif du Mont-Blanc et de celui de l'Arpille. Il n'est d'autre part pas possible d'établir l'extension qu'avait cette nappe vers le N, car, sur rive droite du Rhône, elle disparaît sous les sédiments de la nappe de Morcles. Vers le S elle s'étend jusqu'à la vallée de l'Arve où, entre Servoz et les Houches, le Carbonifère est lardé d'écaillés de cristallin.

PARTIE SUD-EST DE LA FEUILLE FINHAUT

par N. OULIANOFF

La partie SE de la feuille comprend les quatre zones suivantes :

1. la zone permocarbonifère de Salvan-Le Châtelard, 2. le massif cristallin de l'Arpille, 3. le synclinal complexe de Chamonix-Martigny, 4. le massif cristallin du Mont-Blanc.

STRATIGRAPHIE ET PÉTROGRAPHIE

ZONE PERMO-CARBONIFÈRE DE SALVAN-LE CHATELARD

La base du Carbonifère au-dessus du cristallin de l'Arpille est formée par une brèche de transgression. Le contact entre le Carbonifère et le cristallin de l'Arpille est primaire, avec par places des complications mécaniques.

h Le **Carbonifère** de la zone synclinale Le Châtelard-Finhaut-Les Marécottes-Salvan comprend en outre les faciès suivants :

1. **Poudingue de Vallorcine** (DE SAUSSURE, 1779), constitué par des conglomérats à gros éléments et des conglomérats à petits éléments. Ce sont des roches à ciment siliceux, extrêmement dur, souvent microcristallin, composé principalement de quartz et de mica. Les cailloux roulés sont essentiellement des roches cristallines acides, ou du quartz. Les matières organiques colorent la pâte en gris. Mais, par place, la chloritisation devient très manifeste, et alors, apparaît la teinte gris-vert.
2. **Grès compacts et schistes gréseux.** Le diamètre des grains de ces roches gréseuses peut atteindre 3 mm, mais pour la plupart

les grains sont plus petits. En dehors du quartz, on y trouve des feldspaths, de la séricite, et, plus rarement, de la tourmaline et du rutile.

3. **Schistes ardoisiers**, composés d'argile, dans laquelle sont noyés les éléments qui conservent encore leur cristallinité (quartz, mica, rutile). La matière charbonneuse colore ces schistes en noir ou en gris-foncé. C'est dans les schistes ardoisiers et, plus rarement, dans les schistes gréseux, que l'on trouve les plantes fossiles. De même
4. le **charbon** se rencontre principalement dans les schistes argileux ou gréseux. Par sa haute teneur en carbone, il faut le classer dans l'anhracite. Mais ce dernier ne se présente que sous forme de petites lentilles étirées et extrêmement minces, n'atteignant que rarement une épaisseur de 50 cm. Comme, dans les limites de la feuille Finhaut, on n'a pas essayé de véritable exploitation de ce charbon, la carte ne porte pas d'indications sur la présence des matières charbonneuses dans les formations carbonifères.

Le premier examen détaillé, resté classique, des fossiles provenant de cette zone carbonifère a été fait par O. HEER.

Cet auteur considère la flore examinée par lui comme étant caractéristique pour le Carbonifère supérieur, notamment pour le Stéphanien.

Récemment, W. J. JONGMANS (1951) a révisé les plantes fossiles du Carbonifère des Alpes, en utilisant pour cela les collections des instituts suisses ainsi que les nouveaux échantillons qu'il a collectionnés personnellement.

W. J. JONGMANS donne la liste suivante des fossiles caractéristiques trouvés dans la zone carbonifère de la feuille Finhaut, en particulier dans le voisinage des Marécottes:

Annularia stellata SCHL., *Annularia sphenophylloides* ZENKER; *Odontopteris reichiana* GUTB., *Pecopteridium* cf. *costei* ZEILLER, *Neuropteris ovata* HOFFM., *Pecopteris bioti* BGT., *Sphenopteris matheti* ZEILLER.

D'après W. J. JONGMANS cette florule correspond à la partie supérieure du Westphalien D.

P Permien. On trouve ici et là, au sommet du complexe permo-carbonifère, des conglomérats et des grès schisteux couleur lie de vin et verte, due aux sels hydratés de fer. Les cailloux roulés de quartz qui se trouvent en abondance dans ces formations ont une couleur rose. En tenant compte de leur position stratigraphique, E. RITTER et M. LUGEON attribuent au Permien ces grès qui n'ont pas fourni de fossiles, sauf un seul exemplaire de *Walchia piniformis*, STBG. cité par O. HEER et provenant du chaînon des Posettes [562,5/98,5], prolongation, en France, de la zone permienne des Esserts et des Lantses.

MASSIF DE L'ARPILLE

G' Les **schistes cristallins**. La roche principale de ce complexe de schistes cristallins est un gneiss à biotite, dans lequel sont englobées des zones de nature pétrographique variable. Il en faut donc conclure que les sédiments transformés en schistes cristallins n'ont pas été d'origine homogène. La composition typique des gneiss à biotite (orthose, plagioclases acides, quartz et biotite) varie quant à la proportion des éléments essentiels. Le plus souvent, les feldspaths occupent la première place. Mais on rencontre aussi des zones, où le quartz représente l'élément principal avec les deux micas, blanc et noir, tandis que le feldspath joue un rôle subordonné. Les gneiss prennent, alors, le faciès des micaschistes. D'autre part, on remarque une certaine tendance des gneiss à la structure œillée. Presque partout les gneiss sont atteints par une altération plus ou moins avancée: chloritisation de la biotite, kaolinisation et séricitisation des feldspaths.

G'G Les **gneiss à deux micas** indiquent une augmentation de l'acidité de la roche. Ils forment, souvent, le passage aux migmatites ainsi qu'on le voit dans les affleurements au voisinage du Châtelard [563/101,1] et du Troulera [563,3/101,7].

G'M Les **gneiss à muscovite**, terme particulièrement acide de la série des gneiss, représentent un faciès relativement peu répandu. On le trouve, par exemple, au NE de La Cretta [566,8/104,8] dans la zone d'injection microgranitique (par omission le signe de G'M n'est pas porté sur la carte).

G'H Les **gneiss à hornblende** s'associent nettement aux zones des calcaires anciens (M) et des amphibolites (Am), soit aux roches basiques, comme celles, par exemple, qui sont situées près du sommet de l'Arpille [566,6/102,7] ainsi qu'à l'W des chalets de l'Arpille [567/104].

G'i Les **Gneiss injectés** (migmatites). Ce terme est utilisé ici sans que l'on puisse se prononcer catégoriquement, dans chaque cas présent, s'il s'agit d'une automigmatisation ou d'une injection des produits provenant d'un foyer magmatique lointain. Les petits filons et filonnets (visibles parfois seulement sous le microscope) de matériel acide (feldspaths et quartz) introduits dans le gneiss avaient bousculé la structure initiale à lits plans et parallèles. Par conséquent, les migmatites sont souvent finement plissées. On trouve de beaux exemples de cette structure dans la tranchée du chemin de fer Martigny-Châtelard [565,3/104], de même que sur les parois rocheuses qui dominent le torrent du Trient, en dessous de Finhaut [564,4/103,1].

M Les **calcaires anciens métamorphisés** sont silicatés ou tout simplement recristallisés (marbres). Dans tous les affleurements, presque sans exception, les calcaires anciens ont l'aspect rubanné, qui résulte de la différence dans la composition primitive des sédiments et de l'infiltration, lit par lit, des filons injectants, ces derniers faisant partie de l'appareil du métamorphisme de contact. Souvent, ces calcaires anciens métamorphisés sont fortement et finement plissés. Des exemples remarquables de cette structure se retrouvent sur le versant SW de l'Arpille [565,6/102,1].

La proportion des minéraux silicatés dans ces calcaires anciens varie de zéro (marbres purs, contenant presque toujours des paillettes de graphite), jusqu'à l'envahissement complet des calcaires par les silicates et la disparition totale des carbonates (skarns et amphibolites). Sans parler du quartz, les silicates essentiels que l'on trouve dans ces calcaires sont les suivants: feldspaths, micas, enstatite, wollastonite, diopside, diallage, hornblende, grenats, idocrase, épidote, zoïsite, chlorites, humites, scapolite, sphène, zircon. A ces silicates s'ajoutent encore l'oligiste, la magnétite, la pyrite et le graphite.

Des calcaires entièrement silicatés peuvent présenter une structure à grain grossier compact (skarn) ou au contraire finement cristallisée, rubannée (cornéennes calcaires).

Am Les **amphibolites** sont, le plus souvent, rubannées (alternance de lits riches en feldspaths avec ceux dans lesquels l'amphibole prédomine, avec ou sans autres éléments forcés).

La biotite, le grenat, l'épidote accompagnent souvent l'amphibole et déterminent, par leur présence, les variétés des amphibolites.

Hi Les **cornéennes feldspathiques à biotite** se distinguent des gneiss à biotite par leur grain fin, par leur structure compacte ou rubannée et par l'aspect dit «corné».

Hs Les **cornéennes à scapolite** s'associent aux roches carbonatées [564,5/102,5, par exemple].

P Les **filons de pegmatite** et

A les **filons d'aplite**, sont assez fréquents, mais d'une faible puissance (quelque 20–50 cm). Ils ne sont indiqués sur la carte qu'en nombre très limité et uniquement pour rappeler leur rôle dans la structure du massif cristallin. Les filons d'aplite se situent dans les zones de gneiss injectés, par exemple sur le plateau de la Preisa [565/102,5] et sont plus ou moins interstratifiés. Par contre, la pegmatite, à structure assez grossière et contenant du mica blanc, a été injectée, plus fréquemment, suivant les cassures dans le gneiss. Parfois la pegmatite est assez riche en tourmaline,

par exemple près du Châtelard sur la rive gauche de l'Eau Noire [563/101].

γ' Les **injections microgranitiques** sont fréquentes. Elles font supposer la présence, dans une profondeur relativement faible, d'un foyer magmatique. Sur la carte ne sont indiqués que les filons les plus importants, présentant le style de cette injection. En réalité, leur nombre est de beaucoup plus grand.

δ' Les **filons de microdiorite porphyrique** se rencontrent, le plus souvent, dans les gneiss qui contiennent d'abondantes inclusions de roches carbonatées ou encore appartenant au cortège de ces dernières. C'est ainsi que l'on trouve ces filons particulièrement abondants dans la zone qui, pour en donner un exemple, comprend le sommet de l'Arpille [566,5-567/103-103,5]. Les phénocristaux de plagioclases dans ces porphyrites sont le plus souvent zonés. Comme éléments foncés on y trouve la biotite et la hornblende. Ces microdiorites sont relativement peu quartzifères.

Gr Les **zones riches en graphite** se trouvent directement associées aux calcaires anciens ou dans la prolongation virtuelle des zones de ces derniers. Pour la plupart, le graphite n'est que finement dispersé dans les roches. Plus rarement, on le trouve en courts filons de quelques centimètres d'épaisseur.

Py Les **filons de pyrite** sont décrits dans le chapitre concernant les «Gîtes de minerais» (p. 43).

SYNCLINAL COMPLEXE DE CHAMONIX-MARTIGNY

La série des roches mésozoïques et tertiaires de ce synclinal débute par le Trias et s'arrête au Nummulitique. Les fossiles sont rares et pour la plupart mal conservés. Toutes les roches ont subi une forte pression, sont écrasées, mylonitisées⁴⁾, et les séries stratigraphiques sont loin d'être complètes dans divers profils que l'on peut examiner sur le terrain.

t **Trias.** Calcaire dolomitique, marbre blanc, cornieule, gypse (pointillé bleu) avec des lits d'argile. La coupe du sentier du bisse (canal d'irrigation) qui passe par le col de la Forcla présente la succession la plus complète de ces couches. Le gypse est particulièrement développé au voisinage du col de la Forcla [566,1/100,1], où l'on voit encore les vestiges d'une ancienne exploitation.

li **Lias inférieur.** Calcaire plaqueté gris sombre, plus ou moins marneux, calcaire plaqueté gris clair spathique. Ces deux formations sont visibles dans les coupes du col de Balme [564/97,5]

⁴⁾ Description de **b Zone de broyage** voir p. 41-

et du bisse du col de la Forcla [566,1/100,3]. C'est leur position, entre le Trias et le grès quartzeux du Lias moyen, qui permet d'identifier ces formations comme appartenant au Lias inférieur.

Im **Quartzite du Lias moyen.** Ce niveau de grès quartzeux et de calcaire très gréseux, rubanné, représente un faciès très caractéristique.

Id **Complexe comprenant le Dogger, le Lias supérieur et moyen,** occupe une forte épaisseur (plus d'un kilomètre) sur le flanc SE du synclinal complexe, jalonné par les sommets de la Croix de Fer [564,2/98,4], de la Pointe du Van [564,2/98,9], de l'Arolette [563,7/98,1] et de la Tête de Balme [563,5/97,8]. On y reconnaît trois faciès principaux: 1. du calcaire plaqueté, gris clair, par places très riches en encrines (**faciès échinodermique**), 2. des schistes argileux noirs à miches contenant des noyaux pyriteux et des bélemnites étirées, tronçonnées, indéterminables et 3. du calcaire quartzeux zoné passant au vrai quartzite.

Les replis que l'on peut observer sur le flanc N de l'Arolette (563,7/98,2) font comprendre que cette série est intensément repliée sur elle-même, facteur important de son épaississement.

i1.4 **Oxfordo-Callovien et Dogger de la bordure NW de l'autochtone de la région de la Croix de Fer.** Les couches du Dogger reposent en discordance directement sur le Carbonifère. Le gisement fossilifère trouvé par E. PARÉJAS (1922), aux Preises [563,4/99,3] lui a permis d'attribuer à ces couches l'âge bajocien et bathonien, vu la présence, entre autres, de *Stepheoceras Humphriesianum* Sow., de *Parkinsonia Parkinsoni* auct., d'*Oppelia subradiata*, Sow., de *Lytoceras tripartitum* RASP.

Aux calcaires à entroques, aux marbres et aux schistes roses, bleuâtres ou jaunâtres s'ajoutent des calcaires ferrugineux qui rappellent le Callovien des Hautes Alpes calcaires. La zone des calcaires finement plaquetés au sommet de ce Callovien pourrait être attribuée à l'Oxfordien.

i5.8 **Malm.** Calcaire gris clair compact à patine blanchâtre, niveau typique des Hautes Alpes calcaires.

i5 Le faciès de l'**Argovien** est reconnaissable à la base du Malm, dans les plaquettes noduleuses et tachetées de roussâtre.

c **Crétacé.** La zone entre deux bandes de Malm, reconnaissable dans le massif de la Croix de Fer, au Corraye [564/99,5] est formée de schistes noirs marneux surmontés de calcaires oolithiques et contenant un horizon très constant de calcaire verdâtre ou violacé, marmorisé partiellement, et pénétré de nombreuses veines de grès siliceux et ferrugineux (Sidérolitique). Ce complexe

crétacique se classe dans l'Aptien par analogie avec les coupes de la Bâtiaz, près de Martigny, et de Saillon vis-à-vis de Saxon (vallée du Rhône), toutes les deux se trouvant dans la prolongation de la zone de Chamonix vers le NE. Or, M. LUGEON a pu établir en 1914 que les marbres de Saillon appartiennent à l'Aptien.

e Nummulitique et Sidérolitique. Schistes marneux roses ou gris se débitant en petites et minces plaques, alternant avec des bancs de calcaire plus compact, affleurent en dessous du sommet de Corraye [564/99,5]. Ils sont datés par analogie au Nummulitique établi comme tel, des régions voisines, ainsi que par leur position stratigraphique.

MASSIF DU MONT-BLANC

Le massif du Mont-Blanc est séparé du massif de l'Arpille par un profond sillon, le synclinal complexe de Chamonix, formé pendant l'orogénèse alpine. Ce coussinet de roches sédimentaires protégea le massif de l'Arpille contre la pression venue du SE, tandis que le massif du Mont-Blanc a subi une forte influence de la poussée orogénique alpine. L'effet de cette dernière se manifeste, dans le massif du Mont-Blanc, par l'apparition de nombreuses lames glissant les unes sur les autres et s'écrasant mutuellement. Visible déjà sur le terrain, l'écrasement, se fait sentir jusqu'aux cristaux isolés composant les roches. Les minéraux constitutifs (feldspaths, quartz, micas) sont fréquemment brisés ou même broyés. Presque toutes les roches présentent donc un faciès d'écrasement prononcé.

G'' Les **schistes cristallins** ont pour faciès essentiel un gneiss à biotite, caractérisé par un écrasement général. Les feldspaths sont souvent fendus ou brisés, tandis que le quartz présente l'aspect typique de recristallisation en mosaïque. La séricite est assez abondante dans ces roches. Certaines zones sont transformées en mylonite finement triturée.

G''_m Les **gneiss à muscovite** tranchent par leur teinte claire sur le fond général plus sombre des gneiss à biotite. On les trouve sur le versant ouest de la Pointe Ronde [567/99,5] au voisinage de la zone d'injection du microgranite.

G''_a Les **gneiss œillés** caractérisent un faciès structural des gneiss à biotite. Ils se distinguent des gneiss à grain plus ou moins uniforme, par une abondance d'«yeux» feldspathiques provenant de la recristallisation secondaire. Aussi on constate fréquemment, à l'intérieur de ces feldspaths néogènes, la présence de reliques de schistes conservant leur structure orientée initiale. Ces gneiss œillés sont des paragneiss.

M Les **calcaires anciens**, antérieurs au Carbonifère par leur âge, sont tous **métamorphisés**. Ils présentent, toutefois, des faciès variés: en partant d'une simple recristallisation (marbres), et passant par des termes d'enrichissement progressif en minéraux calciques silicatés, tels que pyroxènes, amphiboles, grenats, idocrase, épidote, plagioclases, ce qui donne lieu à la formation de diverses cornéennes calcaires et skarns, cette série de roches aboutit aux amphibolites, dans lesquelles les carbonates disparaissent totalement.

Hi Les **cornéennes feldspathiques à biotite** se distinguent des gneiss à biotite par un grain plus fin et une structure compacte d'aspect dit «corné». Aussi, elles sont souvent rubannées, par suite de la disposition en couches parallèles des combinaisons minérales tantôt plus pauvres, tantôt plus riches en biotite.

G''γé Le **granite écrasé**, contenant, sous forme d'enclaves, des schistes anciens.

Gé Les **zones d'écrasement nettement prononcées**, dans les limites de la feuille Finhaut, sont celles de la mylonitisation suivant les plans des grandes failles d'âge alpin. Une zone de cette nature et exprimée le plus nettement, est située à [567/97,3].

qu Les **quartzites** forment dans les gneiss à biotite des niveaux facilement reconnaissables, sur le terrain, par leur couleur claire et leur structure compacte. Il s'agit là d'un changement du faciès initial de la sédimentation, qui devenait plus gréseuse et moins argileuse.

γ' Les **injections microgranitiques** sont fréquentes dans les parashistes, par exemple à la Croix des Prélaves [567,3/99,6] ou au pied de la Pointe Ronde [567/98,1]. Par leurs caractères pétrographiques, elles se rapprochent du granite du massif du Mont-Blanc, tout en ayant le grain sensiblement plus fin. Les filons indiqués sur la carte ne donnent que quelques exemples du style de cette injection. En réalité, leur nombre est de beaucoup plus grand.

δ' Les **filons de microdiorite porphyrique**, [564,7/97] sont identiques à ceux du massif de l'Arpille. (Voir le paragraphe précédent, consacré au «Massif de l'Arpille».)

Am **Amphibolites** (voir «Le massif de l'Arpille» pour l'exposé des caractères pétrographiques de ce groupe de roches).

Q Les **filons de quartz** sont assez nombreux, mais, pour la plupart, de petites dimensions. Leur orientation est le plus souvent nettement alpine [567/97,3, par exemple].

TECTONIQUE

(Voir la planche des coupes et «Esquisse tectonique» au 1:200 000 sur la carte.)

Généralités

L'édifice tectonique de la région représentée sur la partie SE de la feuille Finhaut, n'est pas simple, mais à structures superposées et, en plus, à lignes directrices croisées. En tenant compte des renseignements fournis par les observations faites tout le long des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges, on a pu constater l'existence d'au moins quatre cycles orogéniques, qui avaient affecté les roches les plus anciennes de cette région.

Le matériel de l'édifice à structures superposées, dont les éléments sont enregistrés sur la feuille Finhaut, est séparé, par des discordances, en trois groupes. Le matériel ancien (antécarbonifère) comprend les schistes cristallins. Or, l'analyse pétrographique montre que la plus grande partie des roches de ce complexe provient, par métamorphisme, de sédiments variés: argileux, gréseux, calcaires, dolomitiques. La sédimentation de cette nature n'est possible qu'à proximité d'un pays à relief prononcé. Les éléments géométriques de l'orogénèse qui avait créé ce relief, nous échappent encore complètement.

Le matériel ancien, soit les schistes cristallins, avait passé par une période d'orogénèse avec la formation de multiples plis et la mise en place de roches ignées (granites avec leur cortège d'apophyses). Les lignes directrices de ce plissement sont souvent déformées par les orogénèses successives et cela, particulièrement, à proximité du massif du Mont-Blanc. Dans le massif des Aiguilles Rouges proprement dit, le moins influencé par l'orogénèse alpine, «la direction prédominante des gneiss est (d'après M. REINHARD) NNE avec des déviations plus fréquentes vers le N et même le NNW que vers le NE.» Dans les massifs de l'Arpille et du Mont-Blanc l'orientation des lignes directrices dans les schistes varie entre N 40° E et N 15° E.

Les sédiments du Carbonifère et du Permien ont recouvert en discordance le soubassement cristallin et à leur tour ont été plissés lors de l'orogénèse hercynienne (antétriasique). Les lignes directrices des plis du Permo-Carbonifère sont caractérisées, dans les limites de la feuille Finhaut, par une orientation N 35° E.

Le matériel mésozoïque et tertiaire n'a pris part qu'à la seule orogénèse alpine. Ce complexe de roches sédimentaires repose en discordance sur les schistes cristallins ainsi que sur le Carbonifère et le Permien. Les plis formés dans ce matériel pendant l'orogénèse alpine ont, dans les limites de la feuille Finhaut, une direction moyenne NE.

Voici quelques détails qui se rapportent aux manifestations tectoniques dans la partie SE de la feuille.

a) Plis. Tous les plissements qui avaient affecté la région de Finhaut avaient été extrêmement violents. C'est ainsi que presque tous les plis sont pincés, écrasés et dépourvus de charnières, de sorte que les structures sont, pour la plupart, nettement isoclinales.

On voit au NW du Col de Balme [563,7/98,2] dans le Mésozoïque de l'Arolette, quelques charnières d'une importance tout à fait secondaire.

Dans la région de Finhaut [564,6/103,7] on reconstruit sans difficulté deux ou trois charnières dans le Permien et le Carbonifère.

L'intercalation de calcaires anciens (M) dans les gneiss a permis de constater, en particulier à l'extrémité NE du massif de l'Arpille (feuille Martigny), l'existence d'un grand pli couché dans le cristallin de ce massif. En direction SW, le flanc inférieur de ce calcaire est de plus en plus pincé dans le gneiss. La coupe géologique 3 de la planche I le fait voir nettement. Mais encore plus au SW (les parois de l'Arpille dominant Trient) la couche calcaire du flanc renversé ne se présente plus que sous forme de ramifications en position verticale et intensément repliées sur elles-mêmes.

b) Rajeunissement des anciens plis. Les tectoniques anciennes sont susceptibles d'être «rajeunies» par les mouvements orogéniques postérieurs. Ce phénomène est particulièrement bien visible dans les cas où les lignes directrices des tectoniques superposées sont croisées. C'est ainsi que les masses du cristallin ont été surélevées par la pression, lors de l'orogénèse alpine, tandis que les roches des synclinaux du Carbonifère, plus tendres (schistes gréseux et ardoisiers), leur servaient de lubrifiant. A l'emplacement des anciens synclinaux carbonifères des dépressions se sont formées, dans lesquelles se réfugiaient les roches mésozoïques et tertiaires, en formant, par conséquent, des synclinaux à direction hercynienne de leurs axes. La structure du matériel alpin dans la région de Corraye [564/99,5] en est un exemple (voir coupes 5 et 6 de la planche I). Toutefois, ce cas n'est pas aussi manifeste que ceux que l'on rencontre, au NE et au SW des limites de la feuille, par exemple dans la vallée de l'Arve, entre Les Houches et Servoz (France).

c) Failles. En dehors des grandes zones de mylonitisation, hercyniennes (direction NNE) et alpines (direction NE), on voit, enregistrées sur la carte, quelques-unes des failles à direction NW. Ces failles alpines sont très caractéristiques pour le mécanisme du déplacement des grandes masses rocheuses lors du plissement le plus jeune. Il est important de les prendre en considération pour comprendre l'évolution de la morphologie locale (OULIANOFF, 1945).

Zone permo-carbonifère de Salvan-le Châtelard

Le Permien se trouve au sommet de la série sédimentaire du Carbonifère. Les zones du Permien indiquent, par leur position, les synclinaux dans le Carbonifère.

Au contact avec le cristallin de l'Arpille, le Carbonifère débute souvent par des formations conglomératiques. Nombreux sont les affleurements qui produisent l'impression de concordance du Carbonifère et des schistes cristallins.

Cependant, dans certains endroits le contact du Carbonifère et du cristallin permet d'observer manifestement la discordance qui existe entre ces deux formations. En effet, les schistes cristallins avaient été violemment plissés avant la sédimentation houillère. Voici quelques localités où cette discordance est particulièrement bien visible :

1. Sur la route qui monte de la Tête Noire aux Jeurs [564,1/102,1].
2. Sur la route Finhaut-Le Trétien [565,3/104,2].
3. En dessous des Marécottes, au sommet de la paroi qui domine le Trient [567/106,6].

Quant à la concordance apparente elle ne résulte que d'un effet tectonique. Les vagues orogéniques, en plissant les masses du Carbonifère, butaient contre le rempart solide, le granite des Aiguilles Rouges. Ainsi, le synclinal carbonifère, qui se trouve directement en contact avec le granite (voir coupe 2) est extrêmement étiré et broyé. Par contre, dans la direction SE, le Carbonifère s'étale plus largement et ses plis deviennent plus lâches (voir coupes 5 et 6).

En tout, la zone permo-carbonifère comprend six synclinaux, dont quatre seulement possèdent le noyau permien.

Massif de l'Arpille

Le mouvement orogénique antécarbonifère a déterminé l'apparition dans le complexe cristallophyllien, des fissures dont la direction varie entre NS et NNE. C'est la direction des plis anciens. Le magma granitique sous-jacent s'était introduit dans ces fissures. Mais plus tard les apophyses du microgranite ont été souvent coupées par des filons de quartz. Ces derniers, produits lors du plissement alpin sont orientés, en moyenne, au NE ou au NW.

Il est à peu près impossible de repérer les éléments géométriques du plissement ancien dans le gneiss. Mais la présence, dans le complexe des schistes, de roches dérivées, par métamorphisme, des sédiments carbonatés permet de saisir plus aisément la structure des schistes cristallins. On suit assez facilement les horizons des marbres, des calcaires silicatés et des amphibolites. Les conditions

de leurs affleurements sont particulièrement favorables à l'extrémité NE de l'Arpille. On y voit une puissante bande de calcaire formant un coussinet presque horizontal, sur lequel repose la masse du gneiss également horizontal. Ceci change complètement les anciennes idées sur la monotonie de l'inclinaison des couches du gneiss dans le massif de l'Arpille. La position presque horizontale de la couche calcaire se maintient jusqu'au sommet de l'Arpille (voir coupe 3). Mais, dans la direction SW, le dit coussinet se divise en quelques ramifications ayant le caractère de synclinaux qui prennent une position verticale, tout en étant fortement pincées dans le gneiss.

Sur la rive gauche du Trient le massif de l'Arpille passe dans la direction SW, comme dans un tunnel, sous sa couverture carbonifère pour réapparaître de nouveau sur le versant des Posettes qui domine Vallorcine, sur la rive droite de l'Eau Noire [562/98-100] (voir l'Esquisse tectonique).

Synclinal complexe de Chamonix-Martigny

(voir coupes 4, 5 et 6 de la planche I)

Cette zone joue le rôle d'un coussinet entre les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges-Arpille. Lors du plissement alpin, le massif de l'Arpille formait une partie inséparable du bloc cristallin des Aiguilles Rouges.

La masse formidable du massif du Mont-Blanc poussée du SE au NW s'est écrasée contre l'obstacle que représentait la zone des Aiguilles Rouges. Le choc a été amorti grâce à l'intercalation entre les deux massifs, de roches sédimentaires qui ont été violemment plissées en donnant lieu à la formation du synclinal complexe de Chamonix-Martigny. Les contacts anormaux, les charriages sont abondants dans cette zone. Mais les charnières sont absolument absentes si ce n'est quelques charnières d'une importance tout à fait secondaire.

L'épaisseur de ce coussinet sédimentaire varie considérablement. Les roches mésozoïques des environs du col de Balme [563,7/97,3] occupent, à l'altitude de 2200 m, une largeur de 1350 m. Au S du col de la Forcla [566,2/100,8] à l'altitude de 1530 m, suivant le bisse (canal d'irrigation), l'épaisseur du synclinal est de 230 m.

Les couches du sédimentaire plongent au SE. Leur inclinaison varie entre 0° et 90°.

La coupe présentant la série la plus complète des roches sédimentaires est certainement celle que l'on peut faire en partant du col de Balme [563,7/97,3] et en aboutissant aux chalets des Preises

[563,2/97,4]. On traverse alors les séries sédimentaires suivantes qui permettent d'établir la succession des synclinaux et des anticlinaux :

<i>Cristallin du Mont-Blanc</i>		
Contact anormal		
Autochtone	Trias	Autochtone et synclinal
	Lias inférieur	
Anticlinal	Trias	Synclinal
	Lias inférieur	
Anticlinal	Lias moyen (quartzites)	Synclinal
	Lias inférieur	
Anticlinal	Lias moyen échinodermique	Synclinal
	Lias inférieur (avec coin cristallin)	
	Lias moyen échinodermique	Synclinal
	Lias supérieur et Dogger	
Charriage Anticlinal à un flanc	Argovien	Synclinal et autochtone
	Malm	
	Zone de broyage (b sur la carte)	
Autochtone	Malm	Synclinal et autochtone
	Nummulitique	
	Crétacé	
	Malm	
Discordance	Argovien	
	Oxfordien-Dogger	
<i>Permo-Carbonifère</i>		

b Zone de broyage. Elle est particulièrement bien marquée, dans la morphologie de Corraye [564,1/99,5], par un ressaut entre deux parois de Malm. On la retrouve aussi dans la coupe du bisse du col de la Forcla [566/100,4]. Le broyage est violent, mais on distingue, parmi les éléments de cette zone, des marbres violacés et roses, se rapprochant des marbres, reconnus aptiens, de Saillon dans la vallée du Rhône, les calcaires dolomitiques du Trias, ainsi que les calcaires marneux et ferrugineux qui rappellent le Callovien.

Le coin du cristallin [565/98,8], qui entre comme une écharde dans le corps des roches sédimentaires, est caractéristique pour le style de la structure des parties profondes du synclinal complexe de Chamonix-Martigny.

Massif du Mont-Blanc

L'orientation des profils sur la planche des coupes géologiques cherche, tout naturellement, à exprimer le mieux possible la géométrie de la puissante tectonique alpine. Ils ne peuvent pas rendre en même temps la position correcte des éléments de l'édifice tectonique du Mont-Blanc. En effet, les lignes directrices des plis, dans ce massif, se rapprochent de la direction N 15° E et même du NS, direction qui caractérise le plissement antécarbonifère, tandis que sur la planche des coupes, les profils géologiques sont orientés perpendiculairement à la direction des plis alpins, c'est-à-dire NW-SE. Mais la partie du massif du Mont-Blanc, limité par le cadre de la feuille Finhaut, étant trop petite, on n'y voit pas tous les éléments de la tectonique antécarbonifère. Ainsi le dessin des coupes spéciales ne serait pas justifié. Cependant, on distingue déjà, sur la carte, que les diverses zones (du granite écrasé, des gneiss œillés, des gneiss à muscovite) s'orientent au N 20° E.

Quant à la masse granitique du Mont-Blanc, elle se trouve même en dehors de la feuille, et ne figure que partiellement dans le coin SE de l'«Esquisse tectonique». La structure de ce granite représente une réplique des plis dans la couverture cristallophyllienne. On retrouve, dans la masse granitique, des traînées d'enclaves de cornéennes schisteuses qui indiquent par leurs alignements uniformes l'orientation (N 20° E à NS) des fonds des anciens synclinaux. Dans le granite même, au voisinage des enclaves, les gros cristaux allongés de feldspath présentent une orientation identique.

Sauf quelques rares exemples observables à une grande distance de la région représentée sur la feuille Finhaut, il n'a pas été possible de constater dans les schistes cristallins, des marques indubitables que l'on pourrait attribuer au plissement hercynien (anté-triasique).

Par contre, le puissant plissement alpin a profondément ébranlé tout l'édifice des tectoniques antérieures superposées. Ce sont des cassures innombrables, grandes et petites, réparées par du quartz, ainsi que de très grandes failles qui ont sectionné le substratum du «matériel alpin». Le synclinal carbonifère situé le plus au NW dans la zone Salvan-Le Châtelard a été repris par l'écrasement lors de l'orogénèse alpine.

La zone radicale de la nappe de Morcles limitée par deux surfaces de contacts anormaux (voir les coupes 4, 5 et 6) a déterminé aussi l'écrasement des schistes cristallins de l'Arpille, ce qui est particulièrement manifeste entre le col de la Forcla et Martigny (voir «Esquisse tectonique»).

Une zone gigantesque de mylonitisation alpine marque le contact mécanique (décollement) du granite du Mont-Blanc avec

sa couverture de schistes. Cette zone se trouve au SE de la feuille Finhaut, mais elle figure, partiellement, sur l'« Esquisse tectonique ».

GÎTES DE MINÉRAIS ET CARRIÈRES

Minerais: Oxyde de fer: La proportion assez importante d'oxydes de fer dans le Callovien au pâturage des Tseppes [564,3/99,8] donnait autrefois lieu à une exploitation de fer.

Pyrite. Aux Cuisons [565,9/104,6] les accumulations de pyrite se trouvent sous forme de petites poches dans des filons de quartz. L'essai d'exploitation n'a rien donné de positif.

On a rencontré dans une des fenêtres de la galerie d'amenée, près de Finhaut, dans les conglomérats carbonifères, un filon de quartz avec galène.

Gypse. Une ancienne exploitation du gypse, abandonnée actuellement, est encore visible près du col de la Forcla [566,1/100,1].

Ardoisières. Dans les zones des schistes du Carbonifère, des exploitations ont été, autrefois, assez nombreuses. Actuellement elles sont, toutes, abandonnées. L'une des plus importantes est celle qui est située sur la rive gauche de l'Eau Noire [563,1/101,1].

QUATERNAIRE

par L. W. COLLET, N. OULIANOFF et M. REINHARD

a Alluvions récentes. Les lits de presque tous les cours d'eau étant à forte pente, les alluvions ne s'y sont accumulées que dans des cuvettes d'origine glaciaire. Telles sont, par exemple, les alluvions dans le lit du Trient [565,6/99,5–100,2] en amont de la moraine frontale, sur laquelle est situé le village de Trient, celles de la vallée de la Barberine près d'Emosson et en aval de cet endroit [560,6/102], les alluvions de Salanfe [562,7/109,8 et 565,7/109,9] et de la vallée du Giffre (région française de la carte).

Des **bords de terrasses d'érosion** ne figurent sur la carte que dans les alluvions récentes et le glaciaire de la vallée du Giffre (territoire français).

Cônes de déjection. Mentionnons celui du Nant Noir [565–566/99], ceux du bassin de Salanfe et ceux des affluents du Giffre (région française).

Les éboulis des pentes se trouvent partout au pied des parois abruptes et forment aussi des cônes de déjection secs à la base des nombreux couloirs.

Tourbières. Ces formations sont assez développées dans les marais du plateau de l'Arpille, en particulier à l'E de la Preisa [565,5/102,5].

Un **glissement** s'étendant sur une distance d'à peu près 2 km, se trouve au flanc SE de la vallée du Giffre le long du Nant des Pères.

Un **tassement** très étendu, auquel s'ajoutent des éboulements, occupe la pente W de la vallée du Trient dans la région des Revenettes [565/101].

Les **éboulements** abondent surtout sur le versant W de la vallée de l'Eau Noire et du Trient (région de la Léchère [563,3/103,3] Le Tey [564,2/104,2], La Cretta [565,4/105,6], Jeur du Ban 567,3/108,5]).

qr **Glaciaire récent.** Cette formation est particulièrement développée autour des terminaisons des glaciers actuels, par exemple du glacier du Trient [567,3/97,4], du glacier du Mont Ruan [558,4/109,4].

ql **L'ancien glaciaire local** représente les dépôts provenant des petits glaciers qui subsistaient après le retrait de la dernière grande glaciation (würmienne). Après la disparition des glaciers locaux, leurs appareils morainiques se complètent souvent par la formation de moraines de névés. Ces dépôts glaciaires avec nombreuses moraines frontales sont particulièrement développés sur les pentes des Herbagères [565/98] et de La Mèna-Les Grangettes [563,5/100]. Les déserts de blocs de la Comba Rossa [563,4/104,5] et de l'Ecreuleuse [563,4/105,7] sont particulièrement impressionnants; grands blocs, atteignant plusieurs mètres cube, constituent un vrai musée où sont représentées les diverses espèces de gneiss affleurant dans les parois des cirques glaciaires; des dépôts glaciaires semblables se retrouvent à la Creusa et à Frête du Parc [565/107,5].

q4m **Glaciaire rhodanien.** Les dépôts provenant des affluents du grand glacier rhodanien se retrouvent sur les pentes élevées, comme, par exemple, celles appartenant au plateau de l'Arpille [565/102] et 567,5/104]. Par ce plateau et, plus tard, par le col de la Forcla [566,2/100,8] s'écoulait autrefois le glacier du Trient pour se jeter dans le glacier du Rhône entre les points que marquent actuellement, par leur position, Martigny et Vernayaz (voir « Esquisse tectonique »).

Blocs erratiques. Ils sont trop nombreux pour les figurer tous sur la carte. Cependant, deux catégories de ces blocs méritent une mention particulière, car ils sont les témoins de phénomènes importants.

Ce sont, en premier lieu, les blocs provenant du noyau granitique du massif du Mont-Blanc, et qui reposent juste au sommet de l'Arpille [566,5/102,9], soit à 2080 m. Ce sont là des jalons marquant l'ancien passage du glacier du Trient.

Il s'agit, en second lieu, des blocs de granite provenant des bassins des glaciers du Tour et d'Argentière (en France, vallée de Chamonix), et que l'on rencontre sur la pente Nord-Ouest du massif de la Croix de Fer [564,2/98,4] entre les niveaux de 1000 m et de 1700 m où se trouvent les localités suivantes: Les Lantses [563/99,3], Les Esserts [562,8/99,6] et Cretton [563,3/100,8]. Ces blocs marquent, par leur présence, l'ancien écoulement vers le Rhône valaisan, par la vallée du Châtelard-Les Marécottes-Salvan, des glaciers du Tour et d'Argentière, actuellement tributaires de l'Arve (voir «Esquisse tectonique»).

SIGNES CONVENTIONNELS

Sources. D'une manière générale, la formation des sources est favorisée par une importante couverture d'éboulis, par des moraines locales, par le haut degré de boisement et par l'abondance des précipitations, surtout sous forme de neige pendant l'hiver. La région est de ce fait riche en sources d'éboulis et de moraines à débit souvent très fort; en revanche, des sources de diaclases ne se rencontrent que rarement.

Les **sources** sont abondantes dans le bassin de Salanfe (bord N de la carte, [562-563]), où leur nombre est d'environ une centaine. Elles ont fait l'objet d'études spéciales en relation avec la question de l'imperméabilité du bassin de Salanfe en vue de la création du lac de barrage. Seules les sources sortant des calcaires dolomitiques du Trias se trouvent sur le territoire de la carte [562,7/109,2]. Elles ne donnèrent à l'analyse chimique que des traces de sulfates, prouvant ainsi que le gypse, terrain soluble et perméable par excellence, ne joue aucun rôle important dans cette région.

Des **entonnoirs** ne sont à signaler que dans la partie W du bassin de Salanfe [561,5/109,6].

Les **anciens lits de cours d'eau** sont peu nombreux. Le plus bel exemple se trouve en aval du Châtelard (voir introduction p. 6).

Carrière d'ardoise (voir p. 43).

Mine abandonnée de mispickel aurifère (voir p. 27).

Fluorine et Barytine (voir p. 27).

BASSINS D'ACCUMULATION ARTIFICIELS

Comme bassin d'accumulation en exploitation il y a lieu de mentionner le lac artificiel créé par un barrage de 80 m de hauteur sur l'alpe de Barberine. L'eau de ce lac est amenée par galerie de dérivation et conduite-forcée à l'usine hydro-électrique de Châtelard-Village [562,8/101,25] et de là à celle de Vernayaz dans la Vallée du Rhône (voir esquisse tectonique) au moyen d'une galerie située sur le versant W de la vallée du Trient, en passant par Finhaut, le Trétien et Salvan [567,5/108,45]. Des travaux ont été effectués en vue d'augmenter la production d'énergie de ces usines en captant et en amenant les eaux du Triège supérieur dans le lac de Barberine au moyen d'une galerie de 3,8 km partant d'Emaney [562,3/106,8]. Il est, en outre, prévu de créer un lac artificiel dans le vallon du Vieux-Emosson [557,6/101,3] dont les eaux seront également amenées dans le lac de Barberine.

La création d'un lac artificiel sur l'alpe de Salanfe [562-563/100] au moyen d'un barrage est en cours d'exécution. Ce lac est alimenté par les eaux du bassin de Salanfe et également par celles du bassin supérieur de la Saufla au moyen d'une galerie de 4,4 km de longueur reliant le vallon de Clusanfe à celui de Salanfe et dont l'entrée est située près du P. 1899 [557,3/109,45]. L'eau accumulée à Salanfe est utilisée sous une chute de 1460 m dans la nouvelle usine hydro-électrique souterraine construite à Miéville dans la vallée du Rhône au NW de Vernayaz.

EXCURSIONS RECOMMANDÉES

L'époque de l'année la plus favorable pour les excursions s'étend de la mi-juillet à la fin septembre. De nombreux hôtels et pensions offrent un bon gîte dans les villages; il en va de même des restaurants de Salanfe, Barberine, Emosson et du col de la Forcla. Les restaurants de Van [566,2/109,8] et de la Creusa [565,5/107,5] (vue magnifique de ce dernier sur le massif du Mont-Blanc et sur les montagnes du Valais) offrent des possibilités de logement plus modestes.

1. Cristallin des Aiguilles Rouges, couverture sédimentaire autochtone et base de la nappe de Morcles; Carbonifère.

Par L. W. COLLET et M. REINHARD

Ces excursions empiètent sur le territoire de la carte géologique située au N de celle de Finhaut: feuille 483 St.-Maurice de l'Atlas au 1:25 000 (ancienne topographie inexacte!).

La meilleure excursion pour étudier, dans le détail et dans l'ensemble, le cristallin du massif des Aiguilles Rouges et sa couverture sédimentaire conduit de Salvan [567,5/105,5] à Salanfe (hôtel-cabane, bord N de la carte) par le Vallon de Van; de là au lac artificiel de Barberine (hôtel-cabane) en passant par les cols d'Emaney et de Barberine pour aboutir au Châtelard [562,7/101] (hôtel, gare). Cette excursion peut être faite dans les deux sens et raccourcie, après avoir passé l'un ou l'autre des deux cols en descendant aux Marécottes (hôtels, gare) par le Vallon d'Emaney. La traversée des cols permet d'observer le contraste saisissant entre les gneiss redressés du socle cristallin et les couches peu inclinées de la couverture sédimentaire autochtone et les plis couchés de la nappe de Morcles.

Observations de Salvan à Salanfe (feuille St.-Maurice)—Col d'Emaney—Col de Barberine—Châtelard—Vallon d'Emaney (feuille Finhaut).

Roches moutonnées de Salvan en Carbonifère; contact du Carbonifère et du cristallin du massif de l'Arpille. De Salvan aux Granges (Carbonifère) puis à Van d'en Bas par la nouvelle route (territoire limite entre les feuilles St.-Maurice et Finhaut). Traversée de la mylonite granitique. Avant Van d'en Bas, après le dernier tunnel routier: granite de Vallorcine riche en enclaves avec «schlieren» aplitiques et pegmatitiques (coin NE de la Feuille Finhaut). A Van d'en Bas contact granite-cornéennes avec réseau dense de veines d'aplite. De Van d'en Bas à Van d'en Haut par le fond du vallon; sur rive droite, premier affleurement de roche en place près du petit pont: granite porphyrique; par le pont sur rive gauche. Près de la seconde cascade [566,5/109,85] filon-couche de felsite finement litée (leptynite, porphyre quartzifère?). A Van d'en Haut gneiss d'injection, puis cornéennes. Après le pont sur la Salanfe éperon de cornéennes et leptynites. Près de la Fontaine de Moïse (source de fente Feuille Finhaut [564,9/110,25]) gneiss cornés feldspathisés avec yeux de feldspaths alcalins. 200 m à vol d'oiseau en amont de la Fontaine de Moïse, au bord du sentier, nid de barytine et fluorine dans le gneiss. Après la montée des pentes abruptes en dessous de la barre rocheuse: gneiss schisteux à biotite avec veinules et boudins de quartz, passant, en direction de Salanfe, à des gneiss mixtes et à des orthogneiss par suite d'une feldspathisation croissante. Avant d'arriver à Salanfe puissant filon de microgranite à salbandes aphanitiques.

De Salanfe vue impressionnante (par l'éclairage du matin!) des plis couchés de la nappe de Morcles dans la paroi de la Tour Sal-lière (voir profil 1 de la planche annexée et vue panoramique du Cirque de Salanfe dans COLLET [1943]). Visite éventuelle à la mine abandonnée [563,2/108,9] (dans les haldes: variétés très diverses

de skarns avec mispickel aurifère) et à la lame de gneiss située à la base de la nappe de Morcles (voir page 16).

De Salanfe au col d'Emaney: contact entre le cristallin (avec altération permienne) et les arkoses du Trias, surmontées de schistes argileux gréseux rouges et verts, de corneules et par places de calcaires en plaquettes, gris-bleuâtres, du Malm autochtone, recouverts par des argiles du Flysch autochtone. Moraine de névé bien conservée. Environ 200 m en dessous du col, faille se prolongeant jusque dans le Trias avec formation d'une brèche à ciment finement grenu de barytine et fluorine. Au col, contact discordant des arkoses transgressant sur la zone d'altération permienne du cristallin; ripplemarks, failles. Contact de la nappe de Morcles avec l'autochtone dans l'arête de la Tour Sallière, à 100 m au-dessus du col, nettement marqué par la discordance tectonique entre le Nummulitique blanc-gris renversé de la nappe et le Flysch normal de l'autochtone, noirâtre.

Excursion éventuelle au Luisin; arête en cristallin et en arkoses triasique; vue magnifique sur le Mont-Blanc et les montagnes du Valais. Descente dans le Vallon d'Emaney en grande partie sur des éboulis. Traversée du col d'Emaney au col de Barberine, sous la paroi des Pointes d'Aboillon, dangereuse par la pluie à cause des chutes de pierres! En montant au col de Barberine belle vue sur l'arête de la Tour Sallière. Au col de Barberine coin de cristallin emballé dans des calcaires dolomitiques du Trias (voir profil fig. 2, page 18). Descente au lac de Barberine (hôtel-cabane) en suivant le contact Cristallin-Trias. Belle vue sur les plis couchés de la Pointe de Finive-Pic de Tanneverge (voir profil 6 de la planche annexée).

De Barberine à Emosson à travers la zone d'injection contenant de minces lentilles d'amphibolites. La route coupe le verrou rocheux d'Emosson qui sépare la plaine en deux tronçons, en passant dans des gneiss noduleux micacés avec nodules albitiques et rognons de quartz et andalousite. Bancs de cornéennes rubanées à amphibole, diopside, grenat et idocrase. Sur le versant droit de la vallée petit anticlinal dans des cornéennes à grenat et diopside.

Depuis Emosson bon chemin conduisant autour du Six Jeur P. 2039,6 au château d'eau de la conduite forcée, P. 1822. Après une pente en éboulis, à l'E d'Emosson, tunnel dans le verrou d'orthogneiss avec faille et brèches de failles. Prolongement de cette faille vers le SW le long du pied des Perrons (Nant des Feuillis). Après le tunnel, à la bifurcation du chemin de la Gueula [560,9/102], coin de granite gneissique, puis zone des cornéennes, beaux phénomènes de feldspathisation. Traversée du granite de Vallorcine, généralement massif dans ces parages, avec rares

«schlieren» et filonnets de felsite compacte. Du Château d'eau (P. 1822) descente à Giétroz et au Châtelard à pied ou en funiculaire. Traversée des mylonites granitiques et des gneiss mylonitiques de la zone imbriquée. Du Châtelard courte excursion en suivant la route jusqu'à la frontière. Au delà du pont sur la Barberine, sur sol français, au bord de la route: affleurements d'ultramylonites schisteuses de granite, de gneiss et de Carbonifère, sans limites discernables. Au même endroit, dans le talus à la sortie du tunnel du chemin de fer, nombreux échantillons de roches montrant tous les passages du granite de Vallorcine franc, peu cataclastique, à des ultramylonites granitiques.

Dans le vallon d'Emaney. Première roche en place rencontrée dans le ruisseau en venant du haut (environ 500 m à vol d'oiseau en amont des chalets): gneiss noduleux. 500 m en aval des chalets de l'alpage, bon affleurement dans le lit du torrent: filon oriental de microgranite dans des orthogneiss à biotite grenus avec grands idiolabes de feldspaths potassiques et une inclusion de schiste. En aval, par le chemin sur rive gauche, traversée de la zone d'injection. L'intensité de la feldspathisation diminue vers l'aval. Zone des cornéennes; avant le contact avec le granite: bancs d'amphibolites et de cornéennes à silicates de chaux sensiblement minéralisées. Faille au contact avec le granite, cornéennes plissotées, apophyses de granite et de porphyre. Traversée du granite de Vallorcine, zone mylonitique sous les éboulis. Aux Marécottes, grès et schistes argileux carbonifères et permien.

Excursion à Planajour [566,5/107,1]. Lame de microgranite dans les schistes et brèches carbonifères. Au bord de la route allant de la gare des Marécottes au Trétien [565,95/105,55] mylonites schisteuses du Carbonifère.

Une visite des vallons à cirques glaciaires au NW des Marécottes et de Finhaut permet d'obtenir un excellent coup d'œil sur le cristallin du massif des Aiguilles Rouges. De La Creusa [565,6/107,5] (logement modeste, vue magnifique) dans les deux auges sans nom; d'Emaney dans l'Ecreleuse; de Fénéstral dans la Comba Rossa. On trouve, particulièrement dans les deux derniers cirques, un vrai musée des diverses espèces de gneiss parmi les blocs des éboulis.

Vallée du Rhône. La mylonite granitique est bien exposée dans la vallée du Rhône près de Miéville (Feuille St.-Maurice [568,3/110,8]) et il est possible d'étudier dans une carrière des variétés gneissiques de granite de Vallorcine à andalousite et cordiérite. Un peu plus au N de La Balmaz la route principale coupe des cornéennes injectées [568,5/111,55]. Les veines de granite et d'aplite sont nettement visibles dans les parois abruptes.

2. Partie SE de la feuille Finhaut: Cristallin de l'Arpille, Carbonifère, sédiments du synclinal de Chamonix-Martigny, cristallin du massif du Mont-Blanc

par N. OULIANOFF

Pour faire quelques excursions dans la partie SE de la feuille Finhaut, il faut choisir Trient (deux hôtels) pour quartier général ou encore le Col de la Forcla (hôtel).

a) Col de la Forcla–L'Arpille–Litro (une demi-journée ou un jour)

Prendre le sentier qui monte à l'Arpille. Il coupe perpendiculairement les couches de gneiss injecté, de cornéennes à biotite, de calcaires anciens et de cornéennes calcaires. Sorti sur le plateau de l'Arpille, prendre à 1966 m le sentier qui bifurque pour la Preisa. Avant d'arriver à la gouille (tourbière), quitter le sentier et aller à gauche, tout droit vers le bord de la pente abrupte qui domine Trient. On trouvera par là des exemples splendides de plissements de marbres, de cornéennes calcaires et de skarns. Ensuite, on peut descendre à la Preisa pour y examiner les restes de l'ancienne couverture carbonifère, après quoi remonter, dans la direction du sommet de l'Arpille, par une pente très douce, où l'on retrouve quelques traces de sentier. On traversera ainsi diverses zones formant cortège aux calcaires anciens. Le sommet de l'Arpille, P. 2085,1, est un remarquable belvédère. Les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges se présentent au spectateur dans toute leur splendeur. Le synclinal complexe de Chamonix-Martigny est marqué dans le paysage par l'alignement des dépressions. Près du sommet de l'Arpille, des blocs erratiques de granite («protogine» du Mont-Blanc) qui témoignent de l'ancien passage du glacier du Trient.

Le retour au Col de la Forcla se fait par le sentier que l'on a pris au début de l'excursion. Mais, si l'on dispose de plus de temps, il est recommandable de descendre par un bon sentier sur Le Révé et ensuite sur La Cretta, d'où l'on prendra le sentier pour Litro–Trient.

Entre La Cretta et Litro [564,4/102,7], la masse rocheuse est essentiellement du gneiss à biotite, contenant quelques injections microgranitiques et passant aux migmatites. Avant Litro, à droite du sentier, se trouve le contact du Carbonifère avec les schistes cristallins. En quittant Litro, le sentier tourne à gauche et traverse une superbe série de couches de calcaires anciens alternant avec diverses cornéennes. Par la grande route, on arrive au village de Trient, situé sur la moraine frontale, témoin du dernier avancement du glacier du Trient.

Il reste à monter 200 m pour gagner le Col de la Forcla, par la grande route, qui coupe le synclinal complexe de Chamonix.

b) *Col de la Forcla – Glacier du Trient* (3 heures)

En partant du Col de la Forcla par le sentier du bisse, on atteint le glacier du Trient, presque sans changement de niveau. C'est une promenade délicieuse autant qu'instructive. Après quelques dizaines de mètres de gneiss, le sentier atteint le synclinal complexe de Chamonix, dont l'épaisseur est ici extrêmement réduite. Tout près du contact anormal du flanc NW de ce synclinal se trouve une importante zone où toutes les roches sont mylonitisées, plan d'un grand charriage qui se maintient sur une distance de plusieurs kilomètres. C'est le Trias (dolomie, gypse) qui se trouve en contact avec les schistes cristallins du Mont-Blanc.

Les gneiss à biotite que l'on touche pour commencer dans la série du massif du Mont-Blanc passent plus loin aux migmatites. Les filons de microgranite et de pegmatite sont assez fréquents. Au bord du ravin de La Cheneau, on jouit d'une belle échappée sur le Col de Balme, le vallon du Nant Noir, les massifs de la Croix de Fer, de Corraye et de Treutse à l'Aille. Ensuite, on atteint le glacier appartenant à la moraine frontale du glacier du Trient (buvette, côte 1583). Le sentier monte et dans un quart d'heure on touche le front du glacier, qui est sans seracs. On peut monter sans difficulté sur la glace pour y faire une promenade. En aval du glacier est accumulée une gigantesque collection de blocs de granite du Mont-Blanc, dans lesquels se voient de nombreuses enclaves de cornéenne, lenticulaires et orientées, et de gros cristaux d'orthose allongés et orientés aussi.

En prenant le sentier qui bifurque à gauche de la buvette (sentier pour le Col d'Arpette–Champex) et en montant quelques 250–300 m, on a une vue magnifique sur l'ensemble du glacier du Trient.

c) *Trient–Col de Balme–les Preises–les Tseppes* (un jour)

De Trient ou du Col de la Forcla monter par le sentier aux Herbagères [564,2/97,7] et au Col de Balme [563, 7/97,3]. On fait la montée dans les gneiss, les gneiss œillés et, principalement, par les pentes couvertes de dépôts glaciaires. Du Col de Balme, on jouit d'une très belle vue sur le massif du Mont-Blanc, mais il est encore préférable d'aller au sommet de la Croix de Fer (2343,2 m) (1/2 h. du Col de Balme). On embrasse de là le synclinal complexe de Chamonix sur une très grande longueur (50 km environ) à partir de Saillon, dans la vallée du Rhône, et jusqu'au Col de Voza qui se profile au SW.

A partir du Col de Balme monter à la Tête de Balme (2321 m) et descendre ensuite, le long de la frontière, jusqu'au niveau de 2100 m. On se trouve, alors, dans la zone de Malm que l'on suivra vers le NE jusqu'aux chalets de Catogne [563,7/98,8].

Ce Malm est dédoublé par une zone de broyage (b). Des chalets de Catogne, on descend jusqu'aux chalets des Preises [563,2/98,4]. Ainsi, on aura traversé toute l'épaisseur du synclinal complexe de Chamonix. On peut continuer à descendre jusqu'au hameau de Cretton d'où, par un chemin carrossable, on atteint la Tête Noire et Trient. Une variante serait de remonter des Preises jusqu'aux rochers de Corraye. On y trouvera un sentier qui mène aux chalets des Tseppes, d'où par un bon sentier descente au village du Trient et par la grande route au Col de la Forcla.

BIBLIOGRAPHIE PRINCIPALE

- COLLET, L. W. (1904): *Etude géologique de la chaîne Tour Sallière-Pic de Tanneverge*. Matériaux pour la carte géol. Suisse, N. S. Livr. 19.
- COLLET, L. W. (1910): *Les Hautes Alpes Calcaires entre Arve et Rhône*. Mém. Soc. phys. et hist. nat. Genève, Vol. 36 Fasc. 4.
- COLLET, L. W. (1943): *La Nappe de Morcles entre Arve et Rhône*. Matériaux pour la carte géol. Suisse N. S. Livr. 79, avec liste bibliographique très complète.
- Guide Géologique de la Suisse* (1934), publié par la Société Géologique Suisse, Fasc. II chapitres G et H. Fasc. IV chapitre e. Fasc. VI excursions 15, 16, 17.
- JONGMANS, W. J. (1950): *Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz, I. Eclogae geol. Helv.* Vol. 43.
- LUGEON, M. (1947): *Hommage à August Buxtorf et disgression sur la nappe de Morcles*. Verhandl. Naturf. Ges. Basel, Vol. LVIII.
- OULIANOFF, N. (1924): *Le massif de l'Arpille et ses abords*. Matériaux pour la carte géol. Suisse, N. S. Livr. 54, 2^{de} partie, avec introduction historique et liste bibliographique très complète.
- OULIANOFF, N. (1945): *Une contribution à l'histoire du glacier du Trient*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. (Lausanne), Vol. 63, N° 264.
- PARÉJAS, ED. (1922): *Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges*. Mém. Soc. phys. et hist. nat. Genève, Vol. 39, Fasc. 7.
- REINHARD, M. und PREISWERK, H. (1927): *Über Granitmylonite im Aiguilles Rouges Massiv (westl. Wallis)*. Verhandl. Naturf. Ges. Basel, Bd. 38.

Cartes géologiques

Voir assemblage et liste dans la légende de la feuille Finhaut à droite en haut.

Coupes géologiques à travers la région
de la Feuille Finhaut

L. W. Collet, Aug. Lombard, N. Oulianoff et M. Reinhard

Échelle 1:25 000

0 1 2 3 km

