



HAL
open science

Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles-Rouges (Haute-Savoie, France)

Roger Laurent

► **To cite this version:**

Roger Laurent. Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles-Rouges (Haute-Savoie, France). Pétrographie. University of Geneva, 1967. Français. NNT: . tel-00820808

HAL Id: tel-00820808

<https://theses.hal.science/tel-00820808>

Submitted on 6 May 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



LAURENT (R) A
34 10

UNIVERSITÉ DE GENÈVE
LABORATOIRE DE MINÉRALOGIE

FACULTÉ DES SCIENCES
PROFESSEUR: Marc VUAGNAT

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET
PÉTROGRAPHIQUE DE L'EXTRÉMITÉ
MÉRIDIIONALE DU MASSIF
DES AIGUILLES-ROUGES
(Haute-Savoie, France)

THÈSE

PRÉSENTÉE A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE GENÈVE
POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES
GÉOLOGIQUES ET MINÉRALOGIQUES

PAR

Roger LAURENT
(ingénieur-géologue)
de Genève (Suisse)

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 48 58
Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

THÈSE N° 1434



GENÈVE
IMPRIMERIE KUNDIG
1968

18 AOUT 2003

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET
PÉTROGRAPHIQUE DE L'EXTRÉMITÉ
MÉRIDIIONALE DU MASSIF
DES AIGUILLES-ROUGES
(Haute-Savoie, France)

THÈSE

PRÉSENTÉE A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE GENÈVE
POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES
GÉOLOGIQUES ET MINÉRALOGIQUES

PAR

Roger LAURENT
(ingénieur-géologue)
de Genève (Suisse)

THÈSE N° 1434

GENÈVE
IMPRIMERIE KUNDIG
1968

10169 180

La faculté des sciences, sur le préavis du professeur Marc Vuagnat, directeur de thèse, et d'une commission composée de M. Pierre Bordet (Paris) et de M. Ronald Chessex, professeur extraordinaire, autorise l'impression de la présente thèse, sans exprimer d'opinion sur les propositions qui y sont énoncées.

Genève, le 8 mars 1967

Le doyen :
Augustin LOMBARD

Thèse n° 1434

A MES PARENTS

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE
DE L'EXTRÉMITÉ MÉRIDIIONALE
DU MASSIF DES AIGUILLES-ROUGES
(Haute-Savoie, France)

PAR

Roger LAURENT

RÉSUMÉ

I. THE CRYSTALLINE BASEMENT OF THE "AIGUILLES-ROUGES"

Study of the crystalline basement of the "Aiguilles-Rouges" puts in evidence a regional poly-cyclic metamorphism related to the Caledonian and Hercynian orogenesis.

a) *The Caledonian cycle.*

The central and northern parts of the "Aiguilles-Rouges" constitute an elongated anticlinal dome, which existed prior to the Hercynian orogenesis. This dome comprises the series of migmatites of Fully (granodiorites with pinite)—perhaps representing a fragment of the precambrian basement—and the series of "Aiguilles-Rouges" s.s. of lower to middle paleozoic age (geochronometric ages by the total lead method). These series evolved during the Caledonian orogenesis in a deep level of the earth's crust; folded, granitized, they have been partially incorporated into the basement. Their main characteristics are:

- a multiple history, characterised by two distinct phases of metamorphism, Caledonian and Hercynian;
- an original anticlinal structure, oriented in fan-shape, still preserved;
- a deep mesozonal metamorphism with upper catazonal facies;
- a large variety of petrographic types.

b) *The Hercynian cycle.*

The southern part of the "Aiguille-Rouges"—the main object of this study—consists of a group of crystalline schists penetrated by an intrusive granite.

This southern series originated from the metamorphism of a single geosynclinal sequence, probably of devonian to lower carboniferous age, made up of sandy shales and of a volcanic complex of ophiolitic type. These evolved during the major phase of the Hercynian orogenesis (upper Devonian to middle Carboniferous) at a level of median depth of the earth's crust (8-12 kilometers). The granites, of carboniferous age, were emplaced during a late phase of this orogenesis; a secondary ore-vein emplacement (minor Hercynian phase) was associated with them, which showed itself by dykes of differentiated rocks and a Cu-Pb-Zn ore.

The main characteristics of the southern series of crystalline schists are:
 a history characterised by one single metamorphism (diffuse migmatization), followed by a period of cataclasis with retromorphism in epizonal conditions, and finally completed by a partial recrystallization (neof ormation of different minerals: quartz, albite, myrmekite, micas, etc.);
 a N-S trending isoclinal structure, made up of blocks limited by longitudinal, subvertical shearing-planes, which terminates in discordance against the Caledonian anticline of the "Aiguilles-Rouges";

a mesozonal to lower epizonal metamorphism (which allows the conclusion that the stratigraphical level of this series lies above that of the "Aiguilles-Rouges" s.s.).

From the petrological viewpoint, one can distinguish:

1. The "Saint-Gervais-Aiguillettes series", deposited as sandy shales, but now metamorphosed to the amphibolite facies.

2. The "Prarion-Pormenaz series", which is a heterogeneous serie with a lowermost unit of basaltic volcanic rocks, an uppermost unit of silty clay, perhaps including some rhyolitic material, and a middle unit formed by intermediary passage-beds. The whole appears now as rocks of the amphibolite and green schist facies.

These crystalline series have characteristics identical to, and correlating with, those of southern Belledonne described by C. BORDET. Their relations are as follows:

"Série de Saint-Gervais" (LAURENT) = "Série satinée externe" (C. BORDET)
 "Série Prarion-Pormenaz" „ = "Série verte" „
 "Série des Aiguillettes" „ = "Série satinée interne" „

The southern extremity of the "Aiguilles-Rouges" thus represents the exact continuation of Belledonne towards the north and belongs geologically to this chain; by its history, its tectonic structure, its metamorphism and its petrography, it is fundamentally different from the Caledonian anticlinal dome, which constitutes central and northern parts of the "Aiguilles-Rouges".

II. SEDIMENTS OF UPPER PALEOZOIC AGE

At the end of the major Hercynian movements, the general rise of the structure provoked a change in the conditions of deposition and the installation of a continental regime, which continued until the beginning of the Mesozoic. This long period was characterised, for the crystalline basement, by block-faulting; a "horst-graben" style was superimposed on the style of the older structures.

Three successive minor orogenic phases of the Hercynian orogenesis, of decreasing amplitude, allow us to subdivide structurally these continental deposits into four groups:

1. The *Finely Detrital Formation* (Westphalian D—Lower Stephanian): this is fossiliferous, with predominant black shale sedimentation. These occur either as squeezed layers rooted in the crystalline basement, or as thin discordant masses.

Pormenaz I phase: this provoked the dynamometamorphism of the Finely Detrital Formation. This phase corresponded to a renewed rise of temperature in the basement rocks, marked by recrystallization (epimetamorphism) and ore-vein emplacement.

2. The *Coarsely Detrital Formation* (upper Stephanian ?) consists of predominant light sandstone-conglomerate sediments. Layers of these rocks form a crumpled veneer.

Pormenaz II phase: Folding of the Coarsely Detrital Formation, initially with rhyolitic volcanic activity (quartziferous porphyries of Mont-Blanc) continued throughout the Permian.

3. *Lower to middle Permian*: this was a period of oxidation with development of ferriferous pockets, followed by the deposition of the jasper of Saint-Gervais.

Saint-Gervais phase: This phase corresponds to the erosion of the Saint-Gervais jasper.

4. *Permo-Trias*: a sequence of variegated feldspathic sandstones, with conglomerate at the bottom with jasper pebbles, passes progressively to werfenian sandstone-quartzites of the lower Trias of "germanic reduced type" of the region.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
<i>Avant-propos</i>	227
<i>Introduction</i>	
1. Situation géologique et géographique	228
2. Historique	229
3. Morphologie et Quaternaire	231
4. Présentation des unités géologiques	233
<i>Première partie</i>	
LES GRANITES ET LES SÉRIES CRISTALLOPHYLLIENNES DU SOCLE	
Chapitre Premier. — <i>Les granites de Pormenaz et des Montées-Pélessier</i>	
1. Introduction	236
2. Types de gisement	236
3. Caractères pétrographiques et minéralogiques	237
A. Textures	237
B. Structures	238
C. Les minéraux	240
D. Paragenèses et transformations métamorphiques	244
4. Composition	246
A. Analyses modales	246
B. Analyses chimiques	248
5. Datations géochronométriques	250
A. Ages « plomb total »	250
B. Ages « potassium-argon »	251
C. Conclusions	252
6. Les phénomènes connexes liés à la granitisation	252
A. Introduction	252
B. Les filons de kersantites quartzifères	253
C. Les minéralisations filoniennes	254
Chapitre 2. — <i>La série de Saint-Gervais</i>	
1. Observations générales	256
2. Description pétrographique	258
A. Unité supérieure	258
B. Unité inférieure	260
3. Analyses chimiques	265
4. Zonéographie et faciès de métamorphisme	267
Chapitre 3. — <i>La série des Aiguillettes</i>	
1. Observations générales	269
2. Description pétrographique	272
A. Unité supérieure	272
B. Unité inférieure	274
3. Zonéographie et faciès de métamorphisme	279
Chapitre 4. — <i>La série Prarion-Pormenaz</i>	
1. Observations générales	280

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOÛT 2003

	Pages
2. Description pétrographique	286
A. Unité supérieure	286
B. Unité moyenne	290
C. Unité inférieure	297
3. Analyses chimiques	298
A. Roches typiques de la série Prarion-Pormenaz	299
B. Roches particulières de l'unité moyenne	301
4. Les faciès du métamorphisme	301
Chapitre 5. — <i>Remarques sur la tectonique du socle cristallin</i>	305
<i>Deuxième partie</i>	
LES SÉDIMENTS D'ÂGE PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR	
Chapitre 6. — <i>Le Carbonifère supérieur (« Houiller »)</i>	
1. Généralités	309
2. La « formation finement détritique » (Westphalien D-Stéphanien inf.)	310
A. Types de gisement	310
B. Lithologie et pétrographie	313
C. Stratonomie et stratigraphie	319
D. Age de la « formation finement détritique »	320
3. La « formation grossièrement détritique » (Stéphanien sup. ?)	322
A. Type de gisement	322
B. Lithologie et pétrographie	326
C. Stratonomie et stratigraphie	329
D. Age de la « formation grossièrement détritique »	330
4. Résumé, comparaisons et conclusions	331
Chapitre 7. — <i>La couverture permo-triasique</i>	
1. Coupe du Permo-Trias de la région de Saint-Gervais	333
2. Le problème du métamorphisme	338
3. Le problème du volcanisme	338
4. Le trias s. str. de la cuvette de Saint-Gervais	339
<i>Troisième partie</i>	
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	
Chapitre 8. — <i>Corrélations avec la chaîne de Belledonne</i>	341
Chapitre 9. — <i>Corrélations avec le reste de la chaîne des Aiguilles-Rouges</i>	344
Chapitre 10. — <i>Age et évolution de la chaîne des Aiguilles-Rouges</i>	346
<i>Bibliographie</i> (auteurs cités dans le texte)	350
<i>Planches photographiques</i>	354
<i>Carte et profils hors-texte.</i>	

AVANT-PROPOS

Ce travail a été entrepris sous la direction de M. le professeur M. VUAGNAT. Je tiens à lui exprimer ici ma profonde reconnaissance et à le remercier bien sincèrement, tant pour son aide et ses précieux conseils, que pour m'avoir permis — en me confiant un poste d'assistant — de me consacrer pendant quatre belles années, sans soucis matériels, à l'étude d'une région qui m'est chère.

C'est à M. le professeur Aug. LOMBARD, Doyen de la Faculté des Sciences, que je dois mes connaissances de base en géologie; de plus, sa gentillesse et sa patience inlassable ont su me communiquer le goût du travail de terrain. Qu'il en soit vivement remercié.

Durant ce travail, j'ai eu l'occasion de contracter de nombreuses autres dettes de reconnaissance. Je dois exprimer ma gratitude au professeur P. BORDET de l'Institut Catholique de Paris, pour avoir accepté d'être le juré de ce travail, au professeur P. CORSIN, de l'université de Lille, qui a très aimablement déterminé mes plantes carbonifères, à M. MILLIoud, de Paléolab (Nyon), qui a vainement recherché des pollens déterminables dans mes échantillons carbonifères et au professeur D. KRUMMENACHER, avec lequel j'ai eu de fructueuses discussions; il s'est chargé en outre de dater, par la méthode K-Ar, un certain nombre de mes échantillons.

J'ai eu le plaisir de collaborer, tant au laboratoire que sur le terrain, avec le professeur R. CHESSEX et avec M. DELALOYE. Leurs critiques aiguës, mais toujours amicales et constructives, m'ont été fort utiles; ils m'ont fréquemment suggéré de nouvelles idées et je les en remercie bien sincèrement.

J'ai obtenu l'autorisation d'exécuter un levé de la galerie de Mont-Vauthier grâce à l'appui de C. BORDET, directeur du service géologique de l'E.D.F. Je le remercie ainsi que les autres ingénieurs de l'E.D.F. de Chamonix, qui ont mis à ma disposition tous les moyens matériels nécessaires.

En outre, je ne saurais oublier mes anciens professeurs R. GALOPIN, M. GYSIN, Ad. JAYET, Ed. PARÉJAS(+), E. POLDINI, R. VERNIORY(+), et mes collègues et amis J. BERTRAND, J. CHAROLLAIS, E. COGULU, J. DEFERNE, W. FLUMET, H. LOUBAT, J. MARTINI et F. WELLHAUSER. Mes remerciements vont également aux chimistes M^{me} G. KRUMMENACHER, M^{me} MONNIER, M^{lle} G. MÉRANDON, J. HELWIN et G. ZIPPEL, qui ont fait mes analyses de roches, à MM. CORNU, EGGER et STALDER pour leur parfaite préparation des coupes minces et au dessinateur M. ZBINDEN, qui m'a beaucoup aidé dans la mise au net de mes profils et cartes.

Enfin, j'exprime ma gratitude à ma femme et à mes parents pour leur confiance et pour l'aide qu'ils ne m'ont jamais ménagée tout au long de mes études.

INTRODUCTION

1. SITUATION GÉOLOGIQUE ET GÉOGRAPHIQUE

Les Aiguilles-Rouges appartiennent aux « massifs cristallins externes », qui sont les fragments d'une ancienne chaîne d'âge paléozoïque incorporés au plissement plus récent de l'arc alpin. Ils s'échelonnent de la Méditerranée à la Suisse centrale: Mercantour — Argentera, Pelvoux, Grandes-Rousses, Belledonne, Aiguilles-Rouges — Mont-Blanc et Gastern — Aar — Gothard.

Le but principal de ce travail est l'étude pétrographique et tectonique de l'extrémité méridionale du soubassement cristallin de la chaîne des Aiguilles-Rouges. Cette région représente la clef des relations entre cette dernière et les chaînons limitrophes de Belledonne et du Mont-Blanc (voir fig. 1), auxquels elle se relie au S et au SW.

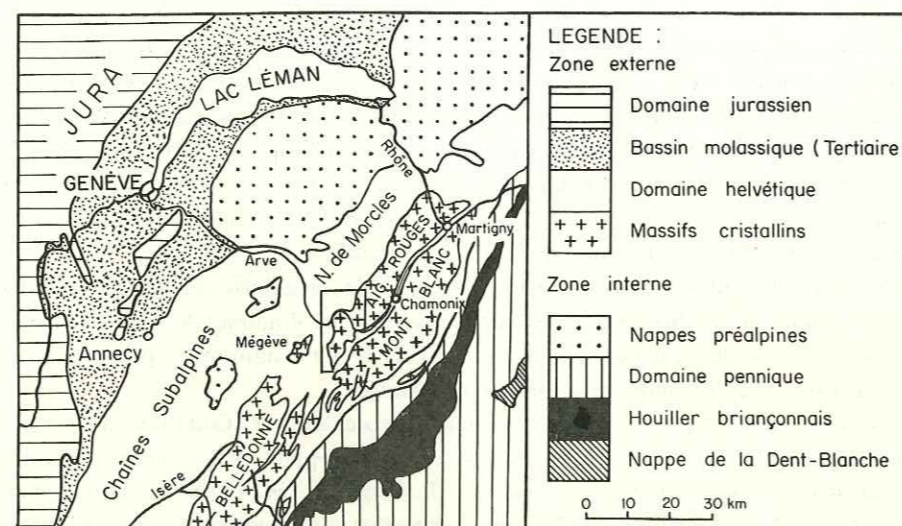


Fig. 1.

Carte schématique du cadre géologique.
La région qui fait l'objet de cette étude est comprise dans le rectangle.

La région de la chaîne des Aiguilles-Rouges étudiée ici émerge d'une couverture mésozoïque discordante, en grande partie liasique, débutant par un Trias réduit à « faciès germanique ». Elle disparaît à l'W sous les « Hautes Alpes Calcaires », constituées par la nappe de Morcles sur rive droite de l'Arve et par la chaîne subalpine des Aravis sur rive gauche. A l'E, les Aiguilles-Rouges sont brusquement

interrompues par la « zone de Chamonix », qui les sépare du massif du Mont-Blanc. Cette zone complexe est un long et profond sillon de roches principalement mésozoïques, très écrasées et lardées de coins cristallins.

La limite géographique septentrionale du territoire étudié part du col d'Anterne au NW, suit la dépression de Moède, les gorges de la Haute-Diosaz et rejoint la vallée de Chamonix par le col du Cormet au SW du Brévent. Ce territoire, dont le levé géologique est présenté dans la carte hors texte, est compris entre les localités de Chamonix-les Houches, Servoz, le Fayet, Saint-Gervais-les-Bains, Saint-Nicolas-de-Véroce et les Contamines-Montjoie.

L'Arve, qui prend sa source en amont de Chamonix, traverse l'extrémité sud des Aiguilles-Rouges et subdivise morphologiquement la région en deux parties: les massifs de Pormenaz, des Aiguillettes du Brévent et de la Montagne du Fer au N de l'Arve, au S ceux de Tête-Noire et du Prarion. L'altitude varie entre 580 m (plaine de l'Arve au Fayet) et 2323 m (Pointe-Noire de Pormenaz).

2. HISTORIQUE

A l'exception de quelques observations consignées notamment dans les célèbres « Voyages dans les Alpes » d'H.B. DE SAUSSURE, parus dès 1779, Alph. FAVRE (1867) est le premier à donner une description synthétique de la chaîne des Aiguilles-Rouges et à la comparer au massif du Mont-Blanc. Il arrive à la conclusion que les Aiguilles-Rouges sont formées en majeure partie de gneiss associés à des éclogites et à des amphibolites, traversés par des filons granitiques et porphyroïdes plus récents, qu'il juge d'origine non ignée d'après leur disposition et leur composition proche de celle des roches encaissantes. Il éprouve parfois beaucoup de peine à distinguer certains schistes cristallins des schistes et grès du terrain houiller, mais il démontre néanmoins leur discordance en décrivant une coupe à Pormenaz: « ... c'est un des endroits où l'on voit le mieux dans cette partie des Alpes que la formation houillère repose sur les schistes cristallins ». Il donne d'ailleurs de nombreuses indications sur le Houiller de Servoz et de Coupeau, récolte des empreintes végétales à la Montagne du Fer et à Moède (empreintes étudiées par HEER, 1863) et décrit succinctement les principaux types de schistes cristallins de la région ainsi que le granite de Pormenaz.

Il faut attendre la fin du XIX^e siècle pour que soient rendus possibles, grâce à l'emploi du microscope polarisant, les premiers travaux détaillés. Aug. MICHEL-LEVY (1890, 1892) entreprend l'étude pétrographique des différentes roches cristallines et permo-triasiques de la partie française des Aiguilles-Rouges, tandis que DUPARC et ses élèves RITTER, MRAZEC et PEARCE étudient en détail le Mont-Blanc; ils s'intéressent également aux Aiguilles-Rouges. DUPARC et RITTER (1894) font la pétrographie des conglomérats et des autres roches détritiques carbonifères et triasiques de la « première zone alpine ». Ils observent que la plupart des galets du Houiller sont identiques aux roches éruptives ou cristallophylliennes que l'on trouve actuelle-

ment dans le cristallin de la région. Ils en concluent que le Houiller s'est déposé localement dans des dépressions lacustres et notent encore que le métamorphisme des schistes houillers est plus évident (grains clastiques recristallisés et apparition de minéraux nouveaux), mais plus localisé que celui des séries conglomératiques.

Parallèlement aux progrès de l'étude en laboratoire, les méthodes d'investigation tectonique allaient beaucoup progresser, notamment grâce aux remarquables travaux de RITTER (1894, 1895, 1896, 1897), dont l'œuvre est devenue classique. Il étudia toutes les formations de la bordure SW du Mont-Blanc et de la terminaison septentrionale de Belledonne. RITTER observe que les schistes séricitiques et chloriteux sont plus fréquents dans la région que les micaschistes à mica noir avec traînées d'amphibolites; il les rattache aux terrains primitifs ou archéens et note qu'ils sont antérieurs au Houiller supérieur (Stéphanien), puisque ce terrain les surmonte en discordance, mais qu'il est impossible de mieux préciser leur âge. De plus, il décrit six pointements granitiques ainsi que divers filons de roches éruptives et constate que ces diverses intrusions ignées jalonnent l'axe des anticlinaux.

En 1911, LUGEON esquisse les grands traits de l'histoire du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges; il montre l'existence au Paléozoïque de deux périodes de plissements, qu'il nomme phase ségalaunienne (plissement antéstéphanien) et phase allobrogiennne (plissement antétriasique).

Quinze ans plus tard, CORBIN et OULIANOFF commencent à lever une carte géologique générale du massif du Mont-Blanc - Aiguilles-Rouges au 1:20.000. La feuille « Servoz-les Houches », publiée en 1927, comprend une partie importante de l'extrémité SW des Aiguilles-Rouges. Grâce à sa précision, elle a constitué pour moi un guide précieux au début de mes recherches. Avec leur carte, CORBIN et OULIANOFF ont publié de nombreuses notes; celles qui concernent plus particulièrement la région étudiée se groupent entre 1922 et 1930 (1922, 1923 a et b, 1926 a et b, 1927 a et b, 1928, 1930). Ils montrent qu'avant le Trias, les Aiguilles-Rouges et le Mont-Blanc formaient un seul bloc sillonné de synclinaux carbonifères de direction N-S à NNE-SSW. Par la suite, ce bloc fut divisé pendant le plissement alpin par la « zone de Chamonix » orientée NE-SW. Ils introduisent dans le cristallin de la région, les quatre subdivisions suivantes: a) le complexe du Prarion (gneiss partiellement injectés de filonnets d'aplite), b) le complexe de la zone Servoz-les Houches (granite monzonitique à couverture de micaschistes et de gneiss à grain fin), c) le complexe de Pormenaz (granite alcalin à couverture de schistes cornés, de micaschistes, de schistes chloriteux et de quartzites) et d) le complexe du Brévent (ortho-gneiss au cœur d'une série de micaschistes, leptynites avec intercalations de roches amphibolitiques, de calcaires anciens et de schistes graphiteux); ce dernier se prolonge au S dans le massif du Mont-Blanc avec la même composition et la même distribution des roches (complexe des Rognes). Ils montrent d'autre-part que le cristallin apparaît sous forme de coins aigus dans la masse plastique du Carbonifère et donnent une interprétation compliquée de la tectonique des schistes cristallins

en admettant un empilement de grands plis couchés (nappes), car ils partent du principe que les roches basiques (amphibolites et cornéennes-calcaires) indiquent des synclinaux profonds.

GYSIN et DESBAUMES (1947) présentent un travail intéressant sur les minerais de la région de Chamonix, dont ils décrivent les variétés et les paragenèses, tandis que la notice explicative de la feuille Finhaut (1952) — écrite par COLLET, OULIANOFF et RHEINHARD — fait le point des connaissances acquises sur la partie suisse de la chaîne des Aiguilles-Rouges peu avant les résultats récents d'une nouvelle génération d'auteurs.

Le travail de BELLIERE (1958) me servira de référence; en effet, cet auteur a étudié les schistes cristallins faisant suite au N à ceux que je vais décrire ici. Sur la base de leur structure et de leur texture, il distingue deux séries, les « gneiss du lac Cornu » et les « gneiss de Chéserys »; ces derniers dériveraient des « gneiss du lac Cornu » par déformation tardive de caractère ruptuel. Ils représentent un faciès mylonitique dans la mésozone profonde et apparaissent comme l'équivalent des mylonitoschistes de l'épizone. BELLIERE rattache tous ces phénomènes à un « cycle ancien » antéhercynien, n'attribuant aux tectoniques jeunes — hercyniennes et alpine — qu'un rôle mineur (cassures, écrasement localisé).

AMBERGER (1960) signale la présence d'un léger métamorphisme alpin dans la couverture autochtone des Aiguilles-Rouges. Il a observé une albitisation des premiers niveaux du Malm de la klippe de Pormenaz ainsi qu'une chloritisation, de formes diffuses ou filoniennes, dans les grès-quartzites du Trias inférieur.

La détermination de l'âge des roches par les méthodes géochronométriques a apporté des précisions nouvelles au cours des dernières années (KRUMMENACHER et EVERNDEN, 1960; BUCHS et al., 1962; CHESSEX et al., 1964; BERTRAND et al., 1965). De même l'établissement d'un premier essai de stratigraphie dans les séries cristallophylliennes de Belledonne par P. BORDET (1956) et C. BORDET (1961) a rehaussé l'intérêt de l'étude des « massifs cristallins externes ». Dès lors, il est devenu de plus en plus nécessaire de se fonder sur des études détaillées afin de définir les formations et de pouvoir établir entre elles des comparaisons valables.

L'étude complémentaire du Houiller et des autres sédiments plus récents permet d'autre-part d'utiles comparaisons entre ces formations et le socle cristallin. Ces considérations m'ont amené à étudier les sédiments directement en rapport avec le socle cristallin (LAURENT, 1965; DELALOYE et LAURENT, 1966).

3. MORPHOLOGIE ET QUATERNAIRE

Les traits morphologiques principaux sont dictés par l'architecture géologique et la nature des roches. Deux paysages structuraux se superposent; les « Hautes Alpes Calcaires » d'une part, et le cristallin des Aiguilles-Rouges d'autre part. Ce dernier est ployé en voûte à pente relativement faible et régulière (exemple: Servoz -

Pointe Noire de Pormenaz; distance 4,5 km, dénivellation 1500 m, pente 33%). Entre la muraille calcaire et son soubassement s'est établi un thalweg étroit et profond soulignant ainsi la frontière de ces deux domaines.

Les Aiguilles-Rouges montrent une morphologie souvent complexe, résultant de l'héritage d'anciens reliefs (pénéplaine antétriasique par exemple) repris dans un nouvel orogène. On voit ainsi des crêtes rocheuses escarpées, encadrant de profondes dépressions, succéder à des plateaux ou à des épaulements arrondis et résistants. Ce sont le plus souvent des formes de relief différentiel, c'est-à-dire liées à la lithologie. Les plus typiques sont provoquées par les schistes carbonifères pincés dans le cristallin. La zone de « Coupeau - combe de Rochy - Moède » en est un bon exemple. De même, l'Arve traverse les Aiguilles-Rouges grâce à une zone tendre de « schistes carburés » relayés par une racine de schistes carbonifères d'axe parallèle à l'étroite gorge.

Les hauts (entre 1500 et 2500 m) apparaissent à peu près tels que les ont sculptés les glaciers anciens. Par contre, les flancs se couvrent d'éboulis provenant de la désagrégation des roches cristallines (ex.: flanc W de la montagne de Pormenaz) ou de la desquamation des schistes (ex.: flanc E du Prarion). Ces matériaux masquent souvent les modèles glaciaires des basses vallées.

Le réseau hydrographique est dense. Les sources apparaissent au pied d'épaulements généralement « secs » dans des accumulations de matériel poreux; elles se réunissent rapidement en petits torrents. Même les cours d'eau les plus importants conservent, dans les Aiguilles-Rouges, un débit torrentiel, car leur pente reste toujours forte (ex.: Arve — entre les Houches et Chedde — distance 9 km, dénivellation 360 m, pente 4%). Ces circonstances favorisent la production d'une abondante énergie hydroélectrique.

a) *Les formations glaciaires*

A l'exception de névés saisonniers, cette partie des Aiguilles-Rouges est dépourvue de neiges persistantes ou de glaciers; de sorte que tous les dépôts glaciaires, très répandus, sont d'âge quaternaire (Riss-Würm). Ces dépôts tapissent le fond et les versants des vallées montant parfois jusqu'à l'altitude de 2000 m où ils se couvrent d'éboulis de pentes plus récents. Leur épaisseur peut atteindre 20 m. et plus sur le flanc W du Prarion; là, ils ont été partiellement décapés par l'érosion et ont donné les curieuses « cheminées des fées » de la région de Montfort (sur Saint-Gervais). La carapace de glace a buriné les épaulements rocheux (roches moutonnées de la Haute-Diosaz, de Charousse ou de Motivon avec leur réseau de stries et de cannelures), les verroux (granite des Montées-Pélissier dans les gorges de l'Arve) et surcreusé les vallées (Chamonix, Montjoie). De nombreux blocs erratiques jalonnent l'ancien chemin des glaces; on les trouve jusqu'aux environs de 1900 m (Prarion). Les plus nombreux — gneiss œillés et protogines du Mont-Blanc — s'alignent le long de l'Arve, aux Montées-Pélissier ou dans la région de la tour Saint-Michel. Aux

Gures, certains ont été travaillés par les hommes du Néolithique, d'autres ont servi à établir, au même endroit, les fondations d'un camp celtique.

Dans la vallée de Montjoie, on peut observer un dépôt curieux reposant directement sur plusieurs horizons différents du Trias, soit dans les gorges du Bonnant sous Saint-Gervais, soit en divers points le long des affluents latéraux de ce cours d'eau. Ce dépôt épais de 2-3 m, qu'on peut confondre avec le Trias proprement dit, est un conglomérat polygénique d'éléments morainiques et triasiques locaux remaniés, à pâte gréso-argileuse, voire marno-calcaire, de couleur gris-beige à ocre. Il paraît indiquer la présence dans cette dépression d'un ancien et grand lac péri-glaciaire.

b) *Les phénomènes postglaciaires*

Ils sont de deux catégories, ceux d'origine purement sédimentaire et ceux qui dépendent, pour une part, de processus tectoniques. Parmi ces derniers, l'approfondissement de son lit par l'Arve ainsi que les grands éboulements de ses gorges semblent mettre en évidence des mouvements verticaux récents du socle.

Les éboulements ont eu, à leur tour, des incidences sur la sédimentation; en barrant les gorges de l'Arve, ils ont donné naissance à des lacs temporaires, où se sont déposées d'épaisses couches d'alluvions, dont on retrouve des lambeaux bien au-dessus du cours actuel de l'Arve à Servoz. Le dernier de ces lacs paraît dater de la fin du XVIII^e siècle (région de Saint-Michel).

Les formations typiquement sédimentaires sont représentées principalement par des alluvions modernes de l'Arve, qui a donné naissance à deux deltas dans des lacs aujourd'hui comblés; l'un, petit, sous Servoz (« Le Lac ») et l'autre, plus grand, dans la région de Chedde. La différence d'altitude entre les deux deltas est de 100 m, ce qui indique une variation importante du niveau de base.

Les cônes de déjection torrentielle sont nombreux; les plus beaux sont ceux des torrents de Bionnassay et de Miage au débouché de la vallée de Montjoie et celui du Bonnant dans la vallée de l'Arve, avec ses alluvions bien stratifiées au-dessus du Fayet. Les tourbières sont fréquemment liées aux dépressions humides dans le Carbonifère (Moède, Mont-Coutant).

Enfin, il convient de signaler que si les éboulis de roches cristallines — alimentés par « creeping » régulier — sont sans danger, il n'en est pas de même des versants taillés dans les schistes jurassiques et couverts de végétation. Ces schistes, souvent très argileux, se gorgent d'eau et des masses entières tendent alors à glisser par solifluxion. A grande échelle, c'est le cas de tout le versant W de la vallée de Montjoie (contreforts liasiques du Mont-Joly).

4. PRÉSENTATION DES UNITÉS GÉOLOGIQUES

On distinguera, pour ce qui est de l'extrémité méridionale des Aiguilles-Rouges, les unités géologiques suivantes:

I. Les granites et les séries cristallophylliennes du socle

1. Les granites de Pormenaz et des Montées-Pélissier.

Ces granites se trouvent au sein de la « série Prarion-Pormenaz ». Le granite de Pormenaz apparaît au cœur de la montagne du même nom, tandis que le granite des Montées-Pélissier affleure le long de la rive gauche de l'Arve.

2. La série de Saint-Gervais.

Les schistes cristallins de cette série forment le versant occidental du Prarion et le soubassement du plateau de Saint-Nicolas-de-Véroce. Ils constituent la terminaison SW de la chaîne des Aiguilles-Rouges et se raccordent au S à la chaîne de Belledonne, par l'intermédiaire des coins cristallins de la vallée de Montjoie.

3. La série des Aiguillettes.

Cette série comporte des schistes cristallins, qui constituent les sommets des Aiguillettes des Houches et du Brévent. De direction sensiblement N-S, elle limite vers l'E la région étudiée.

4. La série Prarion-Pormenaz.

Cette série constitue l'ossature centrale de la région formant deux petits massifs distincts — la montagne de Pormenaz-Montagne du Fer et celle de Prarion-Tête Noire — séparés par la profonde entaille des gorges de l'Arve.

5. La série des Aiguilles-Rouges s.str.

Cette série s'étend des confins du Brévent au SW jusqu'au synclinal complexe carbonifère de Salvan-Le Châtelard au NE, formant ainsi le noyau médian de la chaîne. Minutieusement décrite par BELLIERE (1958) sous le nom de « gneiss Lac Cornu », elle ne sera étudiée ici que dans ses rapports avec les séries plus méridionales qui viennent d'être mentionnées.

II. Les sédiments d'âge Paléozoïque supérieur

1. Le Carbonifère supérieur.

A. Le Westphalien supérieur-Stéphanien inférieur.

Il est lié aux accidents tectoniques de la « série Prarion-Pormenaz », apparaissant en « racines » pincées dans les monts Pormenaz-Montagne du Fer et en « écailles » sur le flanc E de Prarion-Tête Noire.

B. Le Stéphanien supérieur (?).

Cette série grossièrement détritique, plissée, repose localement sur le dos du granite de Pormenaz.

2. Le Permo-Trias.

Il constitue un manteau sédimentaire discordant sur les formations précédentes et affleure en placages importants dans la région de Saint-Gervais.

III. Les sédiments « alpins »

D'âge Mésozoïque et Tertiaire, les « Hautes Alpes Calcaires » à faciès helvétique comprennent ici :

1. La couverture sédimentaire autochtone (Trias, Dogger, Oxfordien, Argovien, Malm, Crétacé inférieur, Nummulitique, Flysch) ou parautochtone (klippe d'Argovien — Malm de Pormenaz) des Aiguilles-Rouges, étudiée par AMBERGER (1960).

2. La nappe de Morcles (Trias, Lias, Dogger, Oxfordien, Argovien, Malm, Crétacé inférieur, moyen et supérieur, Eocène sidérolithique, Nummulitique, Flysch priabonien) étudiée par COLLET (1943) — entre Arve et Rhône — et par PARÉJAS (1925) pour le Mont-Joly.

3. La zone de Chamonix (Trias, Lias, Dogger, Oxfordien, Argovien, Malm, Aptien, Sidérolithique et Nummulitique) étudiée par PARÉJAS (1922 a).

Ces matériaux « alpins » — bien connus par les descriptions des auteurs cités ci-dessus — n'affleurent, pour la plupart, que sur le pourtour de la région étudiée et, de ce fait, ne seront pas réexaminés dans ce travail, à l'exception toutefois du Trias de Saint-Gervais.

PREMIÈRE PARTIE

LES GRANITES ET LES SÉRIES CRISTALLOPHYLLIENNES
DU SOCLE

CHAPITRE PREMIER

LES GRANITES DE PORMENAZ ET DES MONTÉES-PELISSIER

1. INTRODUCTION

Ces granites sont disposés en deux bandes allongées et distinctes, de direction N-S, au sein de la série cristallophyllienne de « Prarion-Pormenaz » et représentent sans doute des satellites du batholite granitique du Mont-Blanc.

2. TYPES DE GISEMENT

A. *Le granite de Pormenaz.*

Ce granite constitue un massif circonscrit de type stock intrusif (plutôt de petite taille, environ 5 km²) en forme de cône renversé et déjeté en éventail vers l'W. En effet, sur la montagne de Pormenaz, à l'altitude de 2000 m, ce granite affleure en coupole de 1500 m de large; 1000 m plus bas, sa largeur n'est plus que de 150 m environ dans les gorges de la Diosaz. Il est donc fort probable qu'il se pince complètement en profondeur.

Ce « granite-champignon » diapirique peut être défini comme *syncinématique*, étant donné qu'il est concordant avec sa couverture de schistes cristallins dont il forme le cœur anticlinal. Son grand axe (longueur 4,5 km) est de direction hercynienne N-S. La présence d'une large zone mylonitique — au toit et sur le flanc E du granite — se poursuivant en concordance dans la couverture des gneiss, traduit une reprise des mouvements tectoniques après la consolidation.

Le granite de Pormenaz montre deux types de contact avec les roches encaissantes, contact normal ou contact mécanique.

Sa bordure E correspond à une zone tectonique écrasée, subverticale et parallèle à la « racine carbonifère de Coupeau - Rochoy - Moède ».

En revanche, sa bordure W montre un contact normal, dont l'aspect varié dépend de la roche encaissante. Contre les gneiss à grain fin le contact peut être franc; il peut aussi donner lieu à des zones en voie d'assimilation, dans lesquelles le matériel granitique envahit sous forme de septa ou de masses irrégulières certains lits, qu'il divise en compartiments, segments ou lentilles non digérées. Cette bordure

d'aspect agmatitique n'a que quelques mètres d'épaisseur; en revanche, au contact des gneiss à grain plus grossier elle acquiert une importance particulière (jusqu'à 200 m de puissance) et montre différents faciès migmatitiques (embréchites rubanées et ceillées principalement), prenant ainsi l'aspect d'une petite zone d'anatexie. De plus, cette zone bordière est traversée par un stockwerk filonien plus ou moins dense (aprites et microgranites), en provenance du granite. Ces filons intacts, d'épaisseur variable (quelques centimètres à plusieurs mètres), se recoupent en tous sens; leurs épontes sont droites ou irrégulières. Ils représentent certainement le résultat du remplissage de cassures lors d'une phase tardive (posttectonique) de la mise en place du granite.

Le granite n'est pas homogène mais présente une structure zonée à grande échelle, permettant de distinguer un *granite marginal* à grain plus fin, localement riche en sphène et hornblende, et un *granite central* porphyroïde.

Le granite est haché par un réseau de grandes failles transverses, verticales et plus ou moins parallèles, qui sont en général cicatrisées par du quartz (filons ayant parfois plus d'1 m d'épaisseur) ou de la barytine. Les failles sont fréquemment minéralisées en blende, pyrite, galène, chalcopryrite. Cette minéralisation, en relation directe avec le granite, représente certainement une manifestation tardive de la formation du granite.

B. *Le granite des Montées-Pélissier.*

Il s'agit d'une lame granitique stratoïde longue de 2500 m et large au maximum de 800 m. Elle est localisée dans l'axe rompu d'une zone synclinale, déprimée et parcourue de fractures profondes, de la série cristallophyllienne de « Prarion-Pormenaz ».

Les contacts, le long de ses bordures E et W, sont francs, brusques et toujours mécaniques. Ils se font par l'intermédiaire d'une zone mylonitique (de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de puissance) partiellement recristallisée et plus ou moins fortement silicifiée.

Cette lame de granite aux bordures écrasées présente les caractères d'une mise en place *tectonique postcinématique*.

De même que celui de Pormenaz, ce granite est découpé par un réseau serré de failles transverses, qui, contrairement aux précédentes, ne sont pas minéralisées.

A l'exception des zones écrasées, la structure de ce granite est homogène. Ses caractères pétrographiques sont semblables à ceux du faciès marginal du granite de Pormenaz; les deux roches seront, par conséquent, étudiées ensemble.

3. CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES ET MINÉRALOGIQUES

A. *Textures.*

A l'échelle de l'affleurement, le granite possède une texture grossièrement planaire. L'orientation parallèle des éléments est produite surtout par les micas et la

chlorite, qui ont tendance à s'aligner et à former des lits enrobant les phénocristaux de feldspath. Ces derniers d'ailleurs paraissent souvent se disposer dans un même plan.

Cette texture orientée résulte d'effets tectoniques; dans les régions très écrasées, elle peut devenir schisteuse, les phénocristaux prennent alors l'allure d'yeux très aplatis tandis que la chlorite, les micas et le quartz forment des bandes soulignées de traînées limonitiques.

Le granite de Pormenaz doit son faciès coloré et particulier à de gros phénocristaux de feldspath potassique rose enrobés dans une pâte verdâtre formée de chlorite, de biotite verte et de quartz vert clair (à inclusions de chlorite). Dans le granite des Montées-Pélissier et dans le faciès marginal du granite de Pormenaz, les couleurs virent au gris tandis que la composition et les structures changent.

B. Structures.

a) *Granite central.* Sa structure est typiquement porphyroïde. Les phénocristaux d'orthose ou de microcline, atteignant jusqu'à 8 cm de long, sont idiomorphes alors que la pâte finement grenue est formée en majeure partie de minéraux allotriomorphes: quartz, biotite, chlorite. Les plagioclases sont aussi le plus souvent idiomorphes, mais leur taille reste de l'ordre du millimètre; ils sont fréquemment en inclusions dans les feldspaths potassiques. Il est intéressant de noter qu'en général les granites syncinématiques présentent fréquemment cette structure porphyroïde.

b) *Granite marginal.* Dans la zone étroite qui sépare les schistes cristallins du granite central, ce dernier tend à acquérir la structure d'un microgranite; les phénocristaux s'espacent et se noient dans une pâte à grain plus fin; le microcline remplace l'orthose et les plagioclases deviennent beaucoup plus nombreux que les feldspaths potassiques. Ces modifications sont graduelles.

A Pormenaz, la couronne de granite marginal se développe surtout dans la partie méridionale où elle se prolonge dans les schistes cristallins encaissants par un stockwerk filonien d'aprites et de micro-granites. Ce phénomène est fréquent; c'est par exemple le cas du granite du Pelvoux, étudié par P. TERMIER (1899), qui passe aussi à des micro-granites et à des aprites finement grenues. Il semble donc que la structure microgranitique représente un faciès typique de bordure. Rappelons que le granite des Montées-Pélissier appartient aussi à ce type.

c) *Mylonites granitiques.* Les structures mylonitiques sont secondaires; elles se superposent progressivement à la structure primaire. On peut distinguer cinq stades principaux de mylonitisation — illustrés dans la figure 2 — et dont les caractéristiques ont été réunies dans le tableau suivant.

Dans cette classification, je ne considère pas que le terme de mylonite implique exclusivement une notion de structure, étant donné que l'écrasement s'est accompagné d'une altération des minéraux constitutifs.

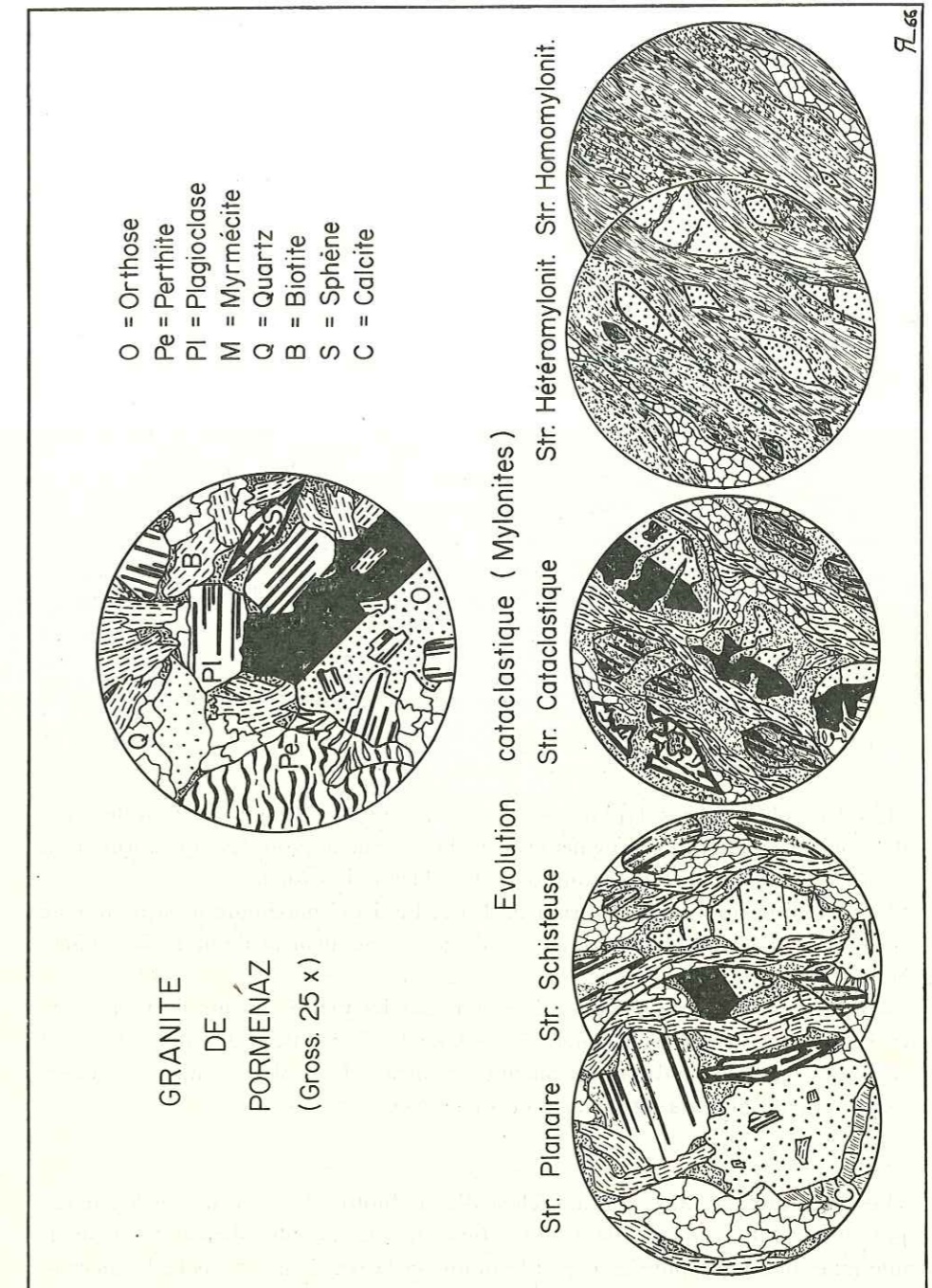


Fig. 2.

Degré	STRUCTURES MYLONITIQUES	Plagioclase	Quartz	Biotite	Feldspath potassique	
1	PLANAIRE Ecrasement peu poussé, tendance à la formation de lits de quartz et de lits de micas	STRUCTURES ORTHOGNEISSIQUES	peu damouritisé	fissuré, extinction onduleuse	lamelles déformées	peu fissuré, frais
2	SCHISTEUSE Les feldspaths s'allongent dans le plan de schistosité		en voie de damouritisa- tion, macles incurvées	fragmenté	étirée et décomposée	fissuré, extrémités écrasées
3	CATACLASTIQUE Degré mixte présentant alternativement les degrés 1-2 et 3-4		fragmenté et damouritisé	purée	fragmentée et chloritisée	très fissuré et fragmenté
4	HÉTÉROMYLONITIQUE Débris de feldspaths dans une purée fine		purée	purée	purée	fragments allongés
5	HOMOMYLONITIQUE Mylonite homogène		purée séricito-quartzo-chloritique			

Les deux phénomènes, typiques de l'épizone, sont liés par une relation de cause à effet, puisque l'altération augmente avec l'écrasement (voir les transformations successives des minéraux principaux dans le tableau ci-dessus).

La mylonitisation va en croissant de 1 à 5. Le degré maximum n'est représenté qu'en bordure d'accidents tectoniques où il s'agit généralement de mylonites d'âges variés, les failles ayant rejoué à plusieurs reprises.

Notons encore qu'aux degrés 1 à 3, qui sont les plus fréquents, la roche présente souvent une structure cloisonnée où les lamelles de biotite et de chlorite forment des agrégats entre les feldspaths, contribuant ainsi à les isoler les uns des autres. Le granite prend alors la structure d'un orthogneiss.

C. Les Minéraux.

Les minéraux essentiels sont les feldspaths, la biotite, les chlorites et le quartz. Le granite central est un granite à biotite (granite des auteurs allemands). Dans le granite marginal, l'ouralite s'associe à la biotite et la roche se rapproche localement d'un granite à hornblende.

a) *Les feldspaths potassiques.* Ces grands phénocristaux sont représentés par l'orthose ($2V=60^\circ$ à -70°) et le microcline ($2V=70^\circ$ à -85°). L'orthose rosâtre (oxydes de fer), à macle de Carlsbad, prédomine largement dans le faciès central où elle coexiste cependant avec un peu de microcline, qui en dérive. La microclinisation de l'orthose semble s'opérer à partir des nombreuses inclusions de plagioclases. Les choses se passent comme si ce dernier contaminait le feldspath potassique en le triclinisant. D'autre part, l'apparition de microcline est liée aux zones écrasées; ce minéral correspond ici nettement à une forme cristallisée sous contrainte et probablement de plus basse température que l'orthose. En effet, dans le granite marginal, le microcline blanchâtre, non maclé ou avec ses macles polysynthétiques caractéristiques, prédomine à son tour. De plus, il est souvent perthitique, c'est-à-dire imprégné de fines facules, fusiformes ou irrégulières, d'albite. Il paraît alors provenir de la transformation d'orthoses à inclusions de plagioclases partiellement homogénéisées.

L'étude des couples de réflexions $(\bar{1}\bar{1}1)-(111)$, $(\bar{1}30)-(130)$ et $(\bar{1}31)-(131)$ en diffraction des R. X montre la symétrie monoclinique parfaite de l'orthose du « faciès central » (couple confondu en une seule réflexion) et le passage de cette orthose au microcline de la zone migmatique de contact, par l'intermédiaire de cristaux au triclinisme croissant (apparition des groupes de deux réflexions de mieux en mieux distinctes).

Ces feldspaths potassiques sont en réalité des porphyroclastes; ils se sont formés peu après les autres minéraux principaux du granite et ont été affectés par certaines transformations tardives liées aux processus de rétro-morphose des schistes cristallins encaissants. Ils ont aussi subi les effets de la cataclase, dont ils portent les traces. La partie centrale des cristaux a bien résisté à l'écrasement et n'est généralement que fort peu séricitisée; par contre, les bordures et les extrémités sont largement fissurées, ce qui a facilité leur altération. Ils peuvent aussi être brisés en multiples fragments, ayant pivoté les uns par rapport aux autres, et réunis par des filonnets de produits secondaires.

b) *Les plagioclases.* Il s'agit de plagioclases acides: albite et oligoclase (maximum 30% An) ne montrant jamais de zonation nette. Le plus souvent les cristaux ne sont pas maclés ou maclés seulement selon la loi de l'albite. Cependant de nombreux individus présentent aussi les macles de péricline ou de Carlsbad. Si la plupart de ces plagioclases appartiennent au type de basse température, ceux qui présentent, par exemple, l'association des macles d'albite et de Carlsbad sont considérés par GORAI (1951) comme typiques des roches éruptives.

On reconnaît l'existence de trois générations différentes de plagioclases:

1) plagioclases (oligoclase) en inclusions dans les feldspaths potassiques; ils sont fortement damouritisés et ont libéré, par endroits, un peu de calcite et de quartz.

2) plagioclases (oligoclase) porphyroclastiques associés aux phénocristaux de feldspath potassique, mais de taille généralement plus petite, ils sont également plus ou moins fortement damouritisés.

3) antiperthites et albites très fraîches de néoformation, tendant à développer leurs formes idiomorphes. Par exemple, certaines perthites écrasées sont albitisées. Ce phénomène se manifeste également par une régénération des plagioclases plus anciens se traduisant par le développement d'une couronne d'albite limpide.

c) *Le quartz.* Ce minéral constitue une partie de la pâte; il apparaît aussi en inclusions dans de nombreux phénocristaux et enfin remplit des cassures. Il présente généralement trois caractères nettement cataclastiques: 1) extinction roulante, 2) biaxie anormale et 3) fragmentation en petits grains à microcassures remplies de paillettes de chlorite, ce qui lui donne une couleur vert clair. Secondairement, il a recristallisé en lentilles allongées à plages engrenées ou en veinules cimentant d'anciennes diaclases.

d) *Bordures réactionnelles.* Très fréquemment des associations myrmécitiques bourgeonnantes se développent contre la bordure des feldspaths potassiques qu'elles paraissent corroder. Cette myrmécite — constituée de fins vermicules divergents de quartz emprisonnés dans une masse trouble de plagioclase — se forme à partir des produits damouritiques et quartzeux de l'altération des plagioclases. Elle est non déformée, donc postérieure à l'écrasement et correspond à des recristallisations tardives au sein de la masse granitique.

e) *Biotites et chlorites.* La biotite est le mica le plus fréquent de ce granite; cependant, elle s'altère plus ou moins complètement en chlorite et forme avec ce minéral des associations intimes. Les termes de passage sont les suivants:

- 1) biotite brune, fortement pléochroïque, à petites inclusions de zircon, sphène, apatite, etc.
- 2) biotite verte, présentant les mêmes teintes de polarisation que les biotites brunes (il s'agit souvent de biotite régénérée).
- 3) hydrobiotite, association de fines lamelles de biotite, de vermiculite ou de chlorite.
- 4) vermiculites ou chlorites.

Les vermiculites se présentent en lamelles exfoliées brun verdâtre à incolore, pléochroïques ($n=1,54$; biréfringence moyenne 0,02; $2V -5^\circ$ à -10° , extinction droite, allongement positif); leurs teintes de polarisation de la fin du premier ordre les distinguent nettement et des micas et des chlorites.

Les chlorites, incolores à vertes, pléochroïques, ont une biréfringence très faible (0,004 environ) et présentent des teintes de polarisation bleu-noir à brun violacé

($n 1,58$ environ; $2V 0-40^\circ (+)$). Elles appartiennent aux chlorites riches en Mg et semblent principalement représentées par le clinochlore.

Ce processus de chloritisation libère des oxydes de fer et du leucoxène, qui s'accumulent dans la trace des anciens clivages du mica pseudomorphosé, ainsi que des touffes de rutile sagénitique.

Enfin, cette chlorite (clinochlore) peut cristalliser en rosettes et remplir des filonnets tranchant à l'emporte-pièce toutes les structures de la roche; elle est accompagnée de quartz et semble liée à une manifestation alpine tardive (sécrétion latérale d'origine hydrothermale). AMBERGER (1960) a observé de tels filons pénétrant dans la base du Trias de l'« Autochtone » des Aiguilles-Rouges.

f) *Minéraux accessoires. — Amphibole.* Il s'agit d'ouralite ($2V -80^\circ$) formée d'un mélange de hornblende vert foncé, au pléochroïsme variable et d'un peu d'actinote vert pâle à incolore. L'ouralite caractérise certaines zones du faciès marginal, où elle se présente en grandes plages poecilitiques (inclusions de quartz) à clivages bien marqués. Le plus souvent, elle se décompose en produits chloriteux, quartz, calcite, sphène, rutile.

Sphène. (Titaniter) Le sphène apparaît en petits grains dans le granite central, alors que fréquemment dans le type marginal, associé à la hornblende, il constitue de nombreux et très beaux prismes parfois maclés, à section rhombique, pouvant contenir des inclusions de plagioclases damouritisés. Ces cristaux sont porphyroblastiques et souvent brisés en plusieurs fragments. Les macles sont peut-être d'origine mécanique, car WINCHELL (1959) mentionne que l'on peut produire artificiellement ce genre de macle sous une pression de 3000 atm. Les grands prismes de sphène sont graduellement pseudomorphosés par du leucoxène et de l'oligiste; ils deviennent opaques, libèrent, en plus de la calcite, du rutile et montrent alors des bordures irrégulières, découpées de golfes remplis de ces produits de décomposition.

Rutile. Cet oxyde de titane accompagne le silicate du même élément sous deux habitus différents: 1) fines aiguilles (sagénite) en épitaxie dans la biotite chloritisée, 2) en prismes allongés; dans ces cas, il se comporte optiquement comme un biaxe et montre parfois une macle en chevron. WINCHELL (1959) précise que ces caractères peuvent également être acquis par déformation mécanique.

Zircon. Ce minéral est omniprésent et plus abondant dans le granite central que dans les faciès de bordure. Son habitus le plus fréquent est celui de grains petits et trapus. Il ne détermine pas de halo pléochroïque au contact des micas. Par contre, il existe dans ces minéraux de rares halos provoqués par de très petites inclusions d'allanite ou de monazite.

Apatite. Ce phosphate est lui aussi omniprésent en prismes hexagonaux ou en fines baguettes formant le plus souvent des inclusions dans de nombreux minéraux tels que les micas.

Minéraux opaques. Ces minéraux se présentent sous deux formes: en grains grossièrement cubiques et polyédriques (magnétite, pyrite, hématite), ou en traînées d'altération (limonites, leucoxène) mêlées aux autres produits de décomposition.

Carbonates. La calcite est fréquente en plages dispersées comme produit de décomposition; elle constitue aussi le remplissage de petits filonnets et présente alors souvent ses jolies macles mécaniques. Aux épontes des filons métallifères, elle peut être accompagnée localement de rhomboèdres de dolomie ou d'ankérite.

Séricite et damourite. Ces produits de décomposition des feldspaths sont omniprésents. Dans les faciès écrasés, ils prennent une importance particulière et peuvent constituer la plus grande partie de la mylonite.

D. *Paragenèses et transformations métamorphiques.*

L'ordre de cristallisation établi par ROSEBUSCH (1910), ainsi que la conception des séries réactionnelles de BOWEN (1933) expliquent dans les grandes lignes la genèse du granite de Pormenaz.

Cependant un tel cadre reste schématique et les exceptions sont d'autant plus nombreuses que les facteurs secondaires (assimilation, cataclase, métamorphisme), intervenant au cours du temps, se multiplient. On est alors conduit à penser que les granites subissent une large recristallisation après leur première cristallisation magmatique fondamentale. DRESCHER-KADEN (1948), par exemple, soutient ce point de vue en montrant que certains phénomènes (myrmécite, bords attaqués des grains, silicification, albitisation, etc...) attestent l'importance des processus postérieurs à la consolidation.

Souvent plusieurs causes produisent le même effet, les facteurs interfèrent entre eux et il devient difficile de faire exactement la part de chaque chose. Mise en place, consolidation, écrasement, métamorphisme, régénération font partie d'un processus continu, accompagné de transformations progressives, de retour en arrière, etc. Schématiquement, je distinguerai *trois étapes*, au cours desquelles les conditions du milieu ont varié (pressions dirigée et lithostatique, températures, équilibres chimiques, etc.):

1° *Phase précataclastique* (consolidation fondamentale).

L'injection ou la diffusion du matériel granitique au cœur de la charnière anticlinale de Pormenaz a probablement débuté pendant l'élaboration de cette structure (orogénèse hercynienne majeure). A ce sujet RAGUIN (1957, p. 15) écrit: « Les déformations favorisent l'afflux et la diffusion des minéralisateurs. Une grande phase de détente consécutive permet la cristallisation régulière de grands feldspaths à tendance idiomorphe ».

Cette phase précataclastique se subdivise elle-même en deux temps: *1^{er} temps* — Cristallisation des minéraux que l'on trouve en inclusions dans les phénocristaux (apatite, zircon, minerais, petits sphènes, biotite, plagioclases de la première génération, quartz).

2^e temps — Dans le faciès central, développement porphyroblastique de l'orthose, forme monoclinique de moyenne ou basse température. Dans le faciès marginal, développement porphyroblastique de l'association de microcline et d'oligoclase, feldspaths tricliniques de basse température. D'autre part, le matériel granitique s'enrichit en éléments ferro-magnésiens et en titane par places, à la périphérie de l'intrusion, ce qui permet la cristallisation de grands prismes de sphène et d'amphibole.

La formation et le développement de ce faciès porphyrique impliquent probablement une faible épaisseur du toit. Par exemple, certains granites porphyriques des « Basin-Ranges » aux U.S.A. semblent s'être consolidés à moins de 1000 m de la surface. Cette circonstance expliquerait les phénomènes ultérieurs de cataclase et de métamorphisme épizonal bien nets.

2° *Phase cataclastique.*

Au cours de cette phase, le granite déjà consolidé subit une forte pression dirigée. Sous l'effet de la tension, une partie de l'orthose est microclinisée, il y a développement de perthites et formation de macles dans des minéraux tels que le sphène et le rutile. Le toit et le flanc E du granite sont mylonitisés.

A cette phase correspond certainement le début de la rétomorphose, commune à toutes les séries cristallogénétiques des « massifs cristallins externes » (chloritisation des minéraux ferro-magnésiens et altération des feldspaths). Cette rétomorphose, ou métamorphisme du granite, s'est produite dans la zone des micaschistes supérieurs (épizone).

3° *Phase postcataclastique* (recristallisation).

A la périphérie du granite, cette phase se traduit premièrement par un remplissage des cassures par des aplites et des microgranites, et dans un second temps par la mise en place d'une minéralisation cuproplombo-zincifère.

Au sein de la masse granitique, la phase postcataclastique se marque par trois phénomènes principaux:

1) *Albitisation* — Il y a développement d'une nouvelle génération d'albite à tendance idiomorphe (3^e génération), formation d'antiperthites par pseudomorphose de perthites par l'albite et régénérescence de certains plagioclases anciens (bordure d'albite fraîche).

2) *Formation de myrmécite* — A partir des produits de décomposition feldspathique, il y a remobilisation avec recristallisation d'une bordure de réaction au contact des feldspaths potassiques.

3) *Silicification* — Une partie importante du quartz recristallise sous forme de remplissage de cavités et de filonnets (colmatage des failles, recristallisation des mylonites).

Enfin, sans relations avec les phénomènes précédents, les circulations d'eaux déposent des carbonates, tandis qu'une manifestation hydrothermale alpine tardive donne lieu, dans le plan de certaines diaclases, à une minéralisation quartzo-chloritique.

4. COMPOSITION

A. Analyses modales.

a) *Résultats*. Pour éliminer de trop grandes erreurs causées par la répartition inégale des phénocristaux, il a été nécessaire d'effectuer le comptage de 20 coupes minces (20.000 points). Les résultats, qui rendent bien compte de l'hétérogénéité de ce « granite », sont les suivants:

	Granite de Pormenaz				Granite des Montées-Pélessier	
	Central		Marginal		Moyenne de 4	Variations
	Moyenne de 8	Variations	Moyenne de 8	Variations		
Plagioclases	26.2	17.0-32.6	33.2	20.9-54.3	32.4	25.1-40.1
Feldspaths potassiques	17.7	2.2-32.6	11.1	4.1-26.5	13.8	9.1-17.9
Quartz	20.2	12.4-27.9	18.6	4.2-32.9	29.2	26.1-33.4
Biotite-Chlorite	17.5	9.7-27.9	20.0	17.3-22.9	13.1	9.8-17.0
Séricite	12.4	4.9-24.1	7.8	3.7-18.0	10.4	9.7-12.1
Sphène	1.5	0- 3.4	3.6	1.4- 5.7	0.4	0- 1.1
Hornblende	—	—	1.8	0-10.0	—	—
Calcite	3.1	0.1- 6.0	2.5	0- 6.3	0.2	0- 0.3
Divers	1.5	0.2- 3.0	1.6	0.8- 2.7	0.6	0.4- 0.9

La lecture du tableau montre:

- 1) qu'il s'agit d'un granite de composition calco-alkaline, puisque la teneur en plagioclases est toujours supérieure à celle des feldspaths potassiques.
- 2) que la teneur en feldspaths potassiques décroît rapidement dans les faciès marginaux.

b) Composition :

	Q/L	P/F
granite de Pormenaz, faciès Central	26	60
granite de Pormenaz, faciès Marginal	26	75
granite des Montées-Pélessier	34	70

Q/L = rapport du volume du quartz au volume total des éléments leucocrates

P/F = rapport du volume des plagioclases au volume total des feldspaths.

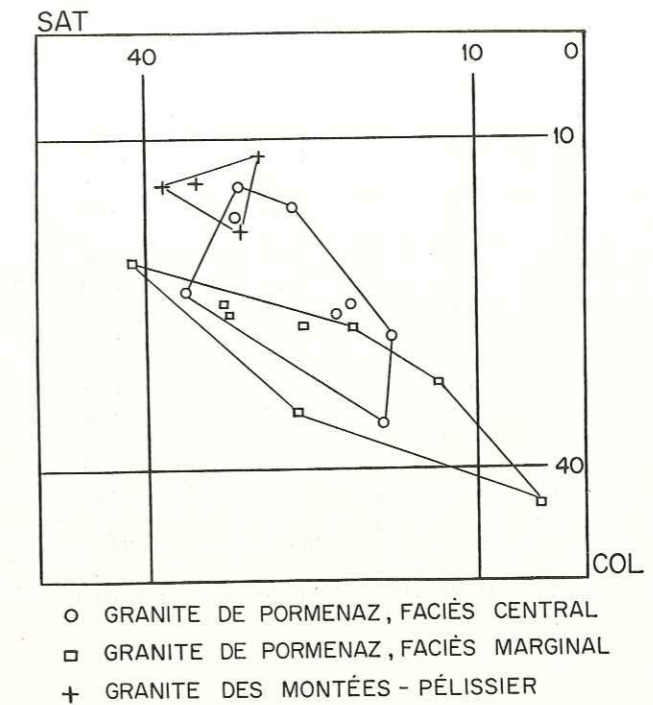


Fig. 3.

Diagramme « Saturation-coloration » des granites (points représentatifs calculés d'après les analyses modales)

Le calcul des coefficients Q/L et P/F de TRÖGER (1935, 1938) permet de rapporter à la classification de cet auteur les compositions minéralogiques déterminées, qui tombent dans le domaine des granites monzonitiques quartziques. Cependant, il est nécessaire d'introduire ici un facteur de correction; en effet, la plupart des plagioclases de ces granites sont des albites, dont la composition est à cheval entre les feldspaths alcalins s.str. et les feldspaths calco-alkalins. En tenant compte de ce

fait, on dira plutôt que le granite de Pormenaz est à *tendance monzonite quartzique*.

La comparaison des coefficients de saturation et de coloration (JUNG et BROUSSE, 1959), sous forme de graphique (fig. 3), met en évidence les variations locales rapides de la composition des faciès marginaux du granite de Pormenaz. Elle montre aussi la parenté qui existe entre ces roches et le groupement des faciès de bordure autour du type central.

	Granite de Pormenaz		Granite des Montées-Pélessier (MP 5)	Mylonite du granite des Montées-Pélessier (MP 23)
	T. Central	T. Marginal variété (P 35) leucocrate		
SiO ₂	56.12	71.45	69.35	67.88
Al ₂ O ₃	17.85	13.40	14.40	14.91
Fe ₂ O ₃	3.29	0.49	0.60	2.99
FeO	2.03	2.18	1.36	1.27
MgO	3.56	1.53	1.53	0.98
MnO	0.08	0.02	0.04	0.00
CaO	3.24	1.64	0.90	0.82
Na ₂ O	3.10	3.08	3.31	0.24
K ₂ O	5.81	4.64	5.07	8.20
TiO ₂	1.14	0.60	0.38	0.99
P ₂ O ₅	0.62	0.12	0.14	0.46
H ₂ O ⁺	2.43	1.32	1.48	1.74
H ₂ O ⁻	0.60	0.05	0.07	0.21
CO ₂	—	—	0.70	—
S	—	—	0.16	—
Totaux	99.87	100.52	99.49	100.69
Analystes	G. M. Zippel	G. M. Zippel	G. Kruppen- acher	G. Mérandon

Coordonnées :

—	Granite de Pormenaz, T. Central	116.500: 943.750
P ₃₅	» de Pormenaz, T. Marginal	114.850: 943.900
MP ₅	» des Montées-Pélessier	111.750: 944.
MP ₂₃	Mylonite des Montées-Pélessier	110.400: 944.800

B. Analyses chimiques.

a) *Résultats* : quatre analyses sont présentées : celle du faciès central du granite de Pormenaz concerne un échantillon ayant une signification statistique, prélevé par quartages successifs sur 20 kg de poudre broyée. Ces quatre analyses montrent qu'il y a toujours plus d'alumine que de ferromagnésiens, et d'alcalis que de chaux.

b) Paramètres de NIGGLI.

	Si	al	fm	c	alk	k	mg
1. Granite de Pormenaz, F. Central . . .	185,1	34,8	31,4	11,5	22,3	0,55	0,56
2. Granite de Pormenaz, F. Marginal . .	355,9	39,4	22,2	8,7	29,7	0,49	0,51
3. Granite des Montées-Pélessier	348,5	42,7	22,0	4,9	32,4	0,50	0,58
4. Mylonite des Montées-Pélessier	339,2	44,0	24,1	4,5	27,4	0,95	0,30

Le diagramme de la fig. 4 met en évidence la distinction des faciès marginaux (2, 3, 4) par rapport au type central (1). Dans le champ d'existence de ces granites, on observe parallèlement, du faciès central aux faciès de bordure, les deux variations suivantes : l'alumine (al) et les alcalis (alk) augmentent, tandis que les ferromagnésiens (fm) et la chaux (c) diminuent.

c) *Composition* : la composition chimique du faciès central du granite de Pormenaz est approximativement celle d'un magma leucomonzonitique (BURRI und

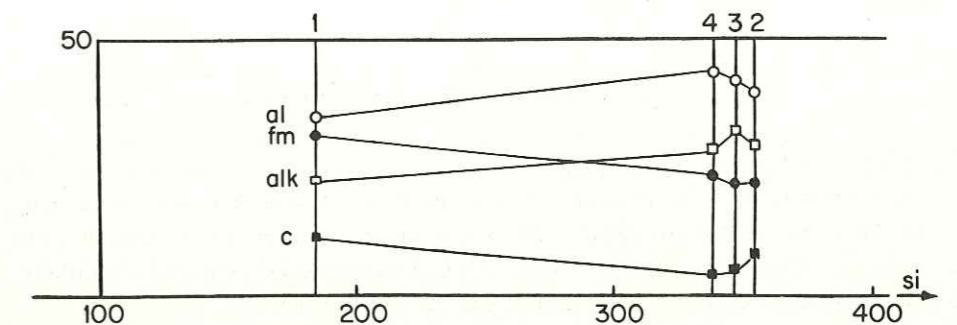


Fig. 4.

Diagramme de variation de Niggli pour les granites.

NIGGLI, 1945), tandis que ses faciès de bordure correspondent à des *variétés granito-alcalines*. Pour ces derniers, il convient de rappeler que les variations sont cependant rapides et certaines zones, localement enrichies en hornblende et sphène, paraissent avoir au contraire une composition plus basique que celle du noyau central. L'analyse chimique rejoint les conclusions de l'analyse modale.

d) *Comparaisons avec la « protogine » du Mont-Blanc*. Dans un travail récent, VITEL (1965) montre que la « protogine » du tunnel du Mont-Blanc a la composition (moyenne de 40 analyses chimiques) d'un granite calco-alcalin monzonitique, elle est comparable à la variété leucocrate (P 35) du faciès de bordure analysé du granite de Pormenaz.

e) *Origine du « granite de Pormenaz »*. La composition chimique particulière du faciès central de ce granite s'explique si l'on admet que les « venues granitiques », de composition acide, ont digéré une part importante du matériel basique apparte-

nant au cœur anticlinal de la « série cristallophyllienne de Prarion-Pormenaz ». L'assimilation complète conduit à l'individualisation d'un noyau granitique plus riche en ferro-magnésiens et en chaux que les variétés bordières.

Dans le faciès marginal, le phénomène est semblable mais l'assimilation incomplète. Près du contact, le mélange au lieu d'être intime se traduit à grande échelle par une zone agmatique, dans laquelle alternent les faciès granitiques alcalins, du type de l'échantillon analysé P 35 (« venues granitisantes »), et les faciès plus basiques (non assimilés).

La granitisation a pour origine non seulement une remobilisation du matériel *in-situ* mais encore l'appoint d'apports importants en Al_2O_3 , SiO_2 et K_2O provenant du substrat (voir analyses chimiques des gneiss GS 17, Pr 38 et 7.16865 de la série de Prarion-Pormenaz encaissante). La distribution des zircons met également ces apports en évidence. En effet, ces minéraux abondent dans le granite du faciès central, alors qu'il n'y en a pratiquement pas dans les gneiss encaissants.

5. DATATIONS GÉOCHRONOMÉTRIQUES

A. Ages « plomb total ».

Les résultats ont été obtenus par une méthode d'analyse rapide des teneurs en U, Th et Pb des zircons (BUCHS 1962). Les mesures ont été faites, dans le cadre d'un projet subventionné par le Fonds national suisse de la recherche scientifique, par mon collègue et ami M. DELALOYE, que je remercie ici.

Granite de Pormenaz

	Radioactivité en α /mg.h.	Age « plomb total » en millions d'années	Etage
* Zircons 175 AR ₇	579	290	Stéphanien
227 AR ₁₅	542	347	Dinantien

* Résultat déjà publié (J. BERTRAND et al., 1965).

Le granite est d'âge carbonifère. Les gneiss encaissants étant dépourvus de zircons, la probabilité de dater des zircons « reliques » (xénolithiques) est quasi inexistante. De plus, le caractère syncinématique de ce granite donne en même temps l'âge de la phase ségalaunienne (orogénèse hercynienne majeure). Cette phase couvrirait ainsi la plus grande partie des temps carbonifères, du Carbonifère inférieur au Westphalien, soit une période de 60 m.a. environ.

L'âge « plomb total » s'accorde parfaitement avec les données géologiques.

Granite des Montées-Pélissier

	Radioactivité en α /mg.h.	Age « plomb total » en millions d'années	Etage
Zircons 176 AR ₈	811	250	Permien inf.

Ce faciès de bordure s'est sans doute formé dans une phase plus tardive que le faciès central du « granite de Pormenaz ». Le résultat obtenu (250 m.a.) confirme cette hypothèse. Il est cependant trop jeune (de 15% environ), car la mise en place de cette lame tectonique s'est effectuée au Stéphanien moyen au plus tard. Il est possible que les zircons de cette roche fortement écrasée aient subi des pertes en éléments radiogéniques, probablement par lessivage de plomb, ou encore par diffusion éventuelle de certains gaz intermédiaires entre les éléments de départ (Th, U) et le plomb final (voir à ce propos: CHESSEX et al. 1965).

B. Ages « Potassium — Argon ».

Cette méthode repose sur la détermination des quantités de l'isotope radioactif K^{40} et de l'isotope radiogénique Ar^{40} qui en dérive. Elle s'applique à des minéraux riches en potassium (biotite, orthose, etc.). Les résultats obtenus par le professeur D. KRUMMENACHER, que je remercie également bien sincèrement, sont les suivants:

	Age K/Ar
KA 237 Biotite, granite de Pormenaz	215 ± 5 m. a. (Permien)
KA 236 Orthose, » » » »	247 ± 5 m. a. »

Ces âges K/Ar sont trop jeunes de 15 à 35%. En effet, les zircons donnent un âge carbonifère et l'étude pétrographique du Carbonifère de la montagne de Pormenaz (LAURENT, 1965) montre que ce granite était déjà en proie à l'érosion au Stéphanien supérieur.

Ces âges K/Ar mettent en évidence, par rapport aux âges « Pb total », une discordance de 100 m.a. environ. L'interprétation de cette discordance apporte une contribution utile à la connaissance des conditions physico-chimiques, qui ont présidé à l'évolution du granite de Pormenaz après sa mise en place.

Dans la méthode K/Ar on sait que la diffusion de l'argon est un facteur qui abaisse l'âge apparent des minéraux (CHESSEX et al., 1965). Cette perte par diffusion, d'autant plus grande que le minéral est plus ancien, dépend aussi de la température, la vitesse de diffusion augmentant rapidement avec cette dernière, et de la structure du minéral. Par exemple, les feldspaths retiennent en général moins bien l'argon que les micas. En outre, la taille des grains intervient aussi, plus le minéral potassique est largement cristallisé plus la diffusion sera difficile, ainsi que son état de conservation. C'est vraisemblablement pour ces raisons que l'orthose porphyro-

blastique donne un âge plus ancien (247 m.a.) que la biotite partiellement chloritisée (215 m.a.).

C. Conclusions.

D'après ces données, il est possible dans le cas particulier d'utiliser la discordance entre l'âge K/Ar et l'âge « Pb total » pour en tirer des conclusions sur le métamorphisme subi par la roche étudiée. Le rajeunissement, dû à des pertes d'argon par diffusion, donne à penser que le granite a subi, postérieurement à sa mise en place, un réchauffement qui peut être mis en relation avec les nombreux phénomènes de recristallisation décrits précédemment. Ce réchauffement correspond certainement aux phases terminales de l'orogénèse hercynienne (plissement des sédiments du Westphalien D — Stéphanien inférieur).

D'autre part, ces résultats indiquent que la région méridionale des Aiguilles-Rouges semble par contre avoir échappé au métamorphisme alpin, à l'exception de quelques manifestations hydrothermales locales. Un échantillonnage complémentaire, de différents minéraux pris dans d'autres formations de la région, confirme pleinement ce fait :

	Age K/Ar
KA 238 Hornblende, amphibolite du lac Cornu	276 ± 5 m.a. (Permien)
KA 239 Muscovite, micaschiste de Mégève	241 ± 5 m.a. »
KA 240 Biotite, gneiss Aiguillette du Brévent	213 ± 5 m.a. »

En revanche le granite du Mont-Blanc, contemporain du granite de Pormenaz, a subi un réchauffement important pendant l'orogénèse alpine :

	Age K/Ar
KA 241 Orthose, protogine du Plan-de-l'Aiguille	33 ± 4 m.a. (Tertiaire)

Ces résultats rejoignent les premières conclusions de KRUMMENACHER et EVERNDEN (1960), à savoir que, contrairement au massif du Mont-Blanc, la chaîne des Aiguilles-Rouges n'a pas été fortement affectée par l'orogénèse alpine.

6. LES PHÉNOMÈNES CONNEXES LIÉS A LA GRANITISATION

A. Introduction.

Après la mise en place des granites carbonifères, des phénomènes tardifs caractérisent la phase de détente qui a suivi et au cours de laquelle le socle fracturé a joué. Il s'agit principalement d'une activité filonienne se traduisant par des filons de roches différenciées et une riche minéralisation. Ces phénomènes paraissent contemporains de la recristallisation partielle du granite et du réchauffement (métamorphisme) déduit des âges K/Ar; c'est également au cours de cette période que se sont déposés les sédiments permo-carbonifères.

B. Les filons de kersantites quartzifères.

Ces filons sont rares et jalonnent sporadiquement les grands accidents N-S du socle, le long du flanc E (Coupeau) et W (Tête-Noire) de la « série cristallophyllienne de Prarion-Pormenaz », ainsi que dans sa partie synclinale médiane, déprimée et fracturée (gorge de l'Arve). A cet endroit, de nombreux filons recourent la lame granitique des Montées-Pélessier. Dans les schistes cristallins, par contre, ils constituent des filons-couches discontinus de quelques mètres d'épaisseur.

A l'œil nu, la roche est gris foncé; on distingue de nombreuses paillettes de mica noir disséminées et des mouches de chlorite, une certaine schistosité d'écrasement et, souvent, de nombreuses diaclases soulignées par un enduit limonitique.

Au microscope la structure de ces roches est microporphyrrique. Elles sont constituées de cristaux allongés de plagioclase, répartis parfois en gerbes, et de lamelles plus trapues de biotite nageant dans une pâte finement grenue de quartz, épidote, oxydes de fer, sphène, leucoxène, actinote, calcite, apatite, ou légèrement phylliteuse du fait de la présence de chlorite et damourite. Un ancien minéral ferromagnésien (pyroxène ou amphibole) a été complètement pseudomorphosé; il est remplacé par un noyau de calcite et de minerai de fer, entouré de paillettes de biotite. Le plagioclase est de l'albite ou de l'oligoclase acide (0-15% An) présentant de nombreux types différents de macles: albite, albite et Carlsbad, albite et péricline. Parfois certains individus sont zonés; leur partie centrale est alors altérée (damourite avec un peu de calcite), tandis que la bordure reste fraîche.

La composition modale de ces roches est la suivante (20.30865, origine Tête-du-Chêne au S du Prarion; 8.16865, origine flanc W de Tête-Noire, alt. 1300 m; 15.25665, origine sur « Les Chavants » dans le granite des Montées-Pélessier):

	20.30865 A	8.16865	15.25665
Quartz	8.6	9.7	1.3
Plagioclase	50.1	62.1	60.8
Mica blanc	3.4	5.0	5.9
Biotite	27.2	—	5.2
Chlorite	2.6	20.2	19.0
Calcite	7.3	—	—
Sphène	0.3	1.9	2.3
Divers	0.5	1.1	5.5

Ces roches riches en plagioclases ont une composition voisine des kersantites parfois légèrement quartziques.

Nous donnons ci-dessous, en exemple, l'analyse chimique d'une kersantite provenant de la Tête-du-Chêne, sud du Prarion, coord. 106.000: 941.850 (échantillon voisin de 20.30865 A, cf. analyse modale). On remarquera l'importance des ferro-magnésiens:

SiO ₂	51.57	Kersantite 20.30865 B
Al ₂ O ₃	14.78	
Fe ₂ O ₃	3.87	si 136
FeO	4.54	al 23
MnO	0.11	fm 51
MgO	8.33	c 14
CaO	5.12	alk 12
Na ₂ O	2.39	k 0.47
K ₂ O	3.24	mg 0.65
H ₂ O ⁺	2.96	qz—12
H ₂ O ⁻	(0.27)	
TiO ₂	0.89	
P ₂ O ₅	0.83	
CO ₂	1.50	
S	traces	
Total	100.13	(Analyste M ^{me} Monnier)

Notons pour terminer que BELLIERE (1957) a signalé sous le nom de cératophyres des roches semblables en filons dans les schistes cristallins de la partie SW du Mont-Blanc.

C. Les minéralisations filoniennes.

Les petits gisements miniers de la région sont nombreux. Le relevé des galeries les plus importantes vient d'être réalisé par VITEL (1965) et GYSIN et DESBAUMES ont donné une bonne description des minerais. Mon but, par conséquent, ne sera pas d'en reprendre l'étude détaillée — au demeurant fort difficile maintenant que ces gisements sont épuisés et abandonnés depuis longtemps — mais de mettre en évidence leurs principaux caractères dans le contexte général.

Ce sont tous des gisements filoniens. Les filons, simples ou multiples, résultent du remplissage de failles transverses E-W (ex.: gisements de la montagne de Pormenaz) ou du colmatage d'accidents N-S (ex.: gisements de Vaudagne). Ils se répartissent en deux types principaux:

1. Filons Cu-Pb, à gangue de quartz et barytine.
2. Filons Zn-Pb, à gangue de quartz souvent accompagné de carbonates.

Il est intéressant de constater que les filons Cu-Pb sont dans le granite de Pormenaz (Les Argentières, les Baraques, Raissy) ou s'alignent dans son prolongement (Mont-Vauthier, Tour Saint-Michel, viaduc Sainte-Marie) tandis que les filons Zn-Pb se répartissent symétriquement de part et d'autre de ce granite (à l'E: les Molliaesses, les Faux, la Béragère; à l'W: Vaudagne, la Gruvaz, Notre-Dame-de-la-Gorge).

Cette structure concentrique (zonalité), qui s'exprime par des paragenèses hydrothermales de température décroissante lorsqu'on s'éloigne du granite, montre qu'il y a liaison entre ce dernier et la minéralisation.

J'ai tiré de l'article de GYSIN et DESBAUMES (1947) les renseignements qui m'ont permis de dresser le tableau de la fig. 5 résumant les caractères essentiels de cette minéralisation. Contrairement à l'opinion de ces auteurs, je ne pense cependant pas que ces venues soient alpines, à l'exception de certaines remobilisations tardives et locales. Voici les raisons qui m'empêchent de suivre leurs conclusions:

1° La minéralisation paraît manifestement liée à une phase tardive de la mise en place des granites régionaux;

SENS DE LA PARAGÈNESE	Quartz	Pyrite	Mispickel	Barytine	Pyrrhotine	Chalcopyr	Blende	Sulfo-antimoniures		Galène
								Tétraèdr.	Bournon.	
I. Filons Cu-Pb										
Argentières										
Les Baraques										
Raissy										
Mont-Vauthier										
Tour St. Michel										
Ste. Marie										
II. Filons Zn-Pb										
A. Ouest										
Vaudagne										
La Gruvaz										
N. Dame Gorge										
B. Est										
Les Molliaesses										
Les Faux										
La Béragère										

Fig. 5.

2° Les filons ne pénètrent jamais dans les sédiments de la couverture mésozoïque du granite, ni même dans le Carbonifère supérieur;

3° Dans les gisements Cu-Pb de Pormenaz ou du viaduc Sainte-Marie, j'ai observé les restes d'une ancienne zone d'oxydation limonitique, riche en malachite et azurite, qui pourraient s'interpréter comme des témoins de l'ancienne croûte d'altération permienne (ancien chapeau de fer);

4° Dans les gisements proches de la chaîne de Belledonne, YPMA (1959) a daté, par les isotopes du plomb, treize échantillons de galène d'Alleverd et de Vizille; leur âge moyen est 230 ± 50 m. a. De même, dans une récente étude métallogénique de la région d'Allemont, CLAVEL (1964) conclut que la période de minéralisation la plus active serait la fin de l'orogénèse hercynienne;

5° Enfin, l'orogène alpine n'a que très superficiellement affecté cette partie des Aiguilles-Rouges (ce qui n'est en revanche pas le cas pour les massifs du Mont-Blanc ou de l'Aar, par exemple).

CHAPITRE 2

LA SÉRIE DE SAINT-GERVAIS

1. OBSERVATIONS GÉNÉRALES

La « série de Saint-Gervais » constitue le flanc occidental du Prarion. A l'E (cf. carte), elle bute contre la « série Prarion-Pormenaz ». Le contact est tectonique et souligné par un accident N-S profond, longeant tout le versant W du Prarion. Au S, la série se raccorde à la chaîne de Belledonne par l'intermédiaire des coins cristallins de la vallée de Montjoie.

Il est possible de subdiviser cette « série de Saint-Gervais » en deux unités :

1. *Unité supérieure* constituant la couverture de l'unité inférieure et formée de :

Micaschistes à deux micas
Leptynites
Quartzites phylliteux.

Son épaisseur visible est de 800 m environ, cependant, comme elle se poursuit vers l'W en direction de Mégève (sous la masse charriée des sédiments mésozoïques du Mont-Joly), elle doit atteindre une puissance réelle de l'ordre de 5000 m au moins.

2. *Unités inférieure* (épaisseur d'environ 1000 m), caractérisée par une structure anticlinale dont la partie axiale est migmatisée; elle est formée de :

a) Gneiss plagioclasiques
gneiss à micas blancs
gneiss à deux micas
gneiss biotitiques
gneiss amphiboliques

b) Gneiss granitiques
gneiss œillés à biotite
gneiss rubanés à micas blancs
gneiss granitoïdes.

Ces deux unités paraissent provenir d'une seule et même série sédimentaire schisto-gréseuse. Le passage de l'unité supérieure à l'unité inférieure est progressif; les plagioclases, dont la proportion est généralement inférieure à 10% dans les mica-

schistes, deviennent prépondérants dans les gneiss et bien visibles à l'œil nu. Cependant ces roches conservent toujours un grain assez fin (de l'ordre du millimètre).

La migmatisation est diffuse, développée localement et à petite échelle parallèlement à la structure des gneiss de l'unité inférieure. Des ségrégations de matériel quartzo-feldspathique (avec microcline) apparaissent progressivement dans les trames riches en biotite et chlorite; elles s'accompagnent de texture variées (rubano-lenticulaires, œillées, rubanées et plissotées), caractéristiques des embréchites (migmatites imbibées, homogènes) de JUNG et ROQUES (1952). Il s'agit de migmatites stratoides, puisqu'elles sont interstratifiées dans la série des gneiss plagioclasiques.

La « série de Saint-Gervais » est caractérisée, du point de vue minéralogique, par l'abondance des micas. Les micas blancs, intermédiaires entre la muscovite et la phengite, sont en général beaucoup plus abondants que la biotite (l'étude par diffraction des R. X a montré l'absence d'autres micas tels que lépidolite, paragonite ou phlogopite). La fréquence des minéraux dans cette série est la suivante (moyenne de onze comptages):

	%
1. Quartz	32
2. Plagioclases	23
3. Micas blancs	18
4. Biotite	9
5. Chlorite	8,5
6. Hornblende	3
7. Microcline	3
8. Calcite	1,5
9. Sphène	1
10. Grenats	1

Cette série est en grande partie cachée sous les sédiments triasiques, ainsi que sous une épaisse couverture morainique. Les affleurements sont rares et discontinus. Seule la gorge du torrent de Bionnassay donne une bonne coupe.

Profil d'W en E à travers la « série de Saint-Gervais ».

1. Région du plateau de Saint-Nicolas

Unité supérieure: série de micaschistes en petits bancs bien lités, avec intercalations de plus gros bancs (50 cm à 5 m) de leptynites ou de quartzites phylliteux diaclasés, fracturés et sillonnés de filonnets de quartz; présence de joints micacés riches en micas blancs, parfois chloriteux ou graphiteux. Le toit de ces micaschistes est fortement rubéfié et imprégné de carbonates bruns ankéritiques. Cette unité se prolonge (en direction N à N 25 E) dans le flanc W du Prarion entre Saint-Gervais et Montivon. Son pendage vers l'E est le plus souvent subvertical; dans la zone de

passage à l'unité inférieure, les assises se couchent et leur inclinaison peut descendre à moins de 30° (exemple: torrent des Meuniers).

2. De la base du plateau de Saint-Nicolas au contact avec la « série Prarion - Pormenaz » (coupe du torrent de Bionnassay).

Unité inférieure: elle débute par des gneiss micacés leucocrates et mélanocrates (traversés de lentilles pegmatitiques à micas blancs ou imprégnations de pyrite et chalcoppyrite), avec intercalations de gneiss biotitiques à grain fin, plus massifs, se débitant parfois en plaques. A Bionnay, sur une largeur d'une centaine de mètres, apparaissent les premiers bancs de gneiss œillés; puis, dans la gorge du torrent de Bionnassay, la série des gneiss micacés reprend avec réapparitions sporadiques de niveaux à faciès migmatitiques; de plus, des bancs de gneiss amphiboliques liés aux gneiss biotitiques ou chloriteux s'y intercalent. Ces roches sont traversées par places de filonnets alpins de chlorite ou d'épidote. Enfin, près du contact tectonique, sur 300 m environ, les gneiss sont fortement écrasés, chloritisés (on peut néanmoins reconnaître encore des zones à biotite épargnée) et parcourus en tous sens par des diaclases remplies de quartz. Cette zone écrasée constitue dans la morphologie une dépression continue, qui se suit du S au N par Le Champel - Mont-Forchet - Mont-fort et Chedde.

2. DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

A. Unité supérieure.

Les micaschistes.

Ce sont des roches bien litées, à schistosité très prononcée due à l'alternance de minces lits micacés et quartzeux répétés régulièrement. Le développement de cette texture conduit à une foliation caractérisant les termes de passage aux gneiss. La schistosité est fréquemment déformée par des microplissements intimes. Les micaschistes à deux micas prédominent largement; leur couleur est gris satiné à verdâtre. Elle peut être nacré dans les variétés de micaschistes où les micas blancs sont seuls présents, plus rarement gris-noir dans les variétés biotitiques, grise quand il y a beaucoup de quartz et de calcite ou noire dans les variétés graphiteuses.

Le développement considérable des micas blancs, dans la roche ou dans les lentilles pegmatitiques, est à mettre en parallèle avec les phénomènes de migmatisation de l'unité inférieure. On trouvera ci-après la description microscopique d'un échantillon de chaque variété.

Micaschiste à deux micas — Pr 14.

Origine: Le Verney, à l'E de Saint-Gervais, alt. 1005 m (Prarion).

S.M. Structure grano-lépidoblastique fine. Quartz en grains de dimensions variées, montrant des signes d'écrasement (extinction roulante) ou en grains recristallisés allongés parallèlement à la schistosité; oligoclases (15 à 30% An), maclés selon les lois d'albite ou d'albite et de Carlsbad, frais ou légèrement damouritisés (résidus beaucoup plus basiques, mais altérés et calcitisés); gerbes

lamellaires de micas blancs: mélange de muscovite (2 V — 40° environ) et phengite, parfois quasi uniaxe; lamelles plus trapues de biotite en voie de chloritisation (biotite brune, verte, hydrobiotite); quelques grains de microcline à inclusions de biotite et de plagioclase damouritisés; amas chloriteux (riches en oxydes de fer, sphène-leucoxène et sagénite) interrompant parfois de grandes plages de calcite; dans les micas inclusions de zircons, d'apatite, de petits grains d'épidote et par places de tourmaline en prismes à bords arrondis.

Micaschiste à micas blancs — 12.27865.

Origine: torrent des Meuniers, alt. 1080 m (S de Saint-Nicolas).

S.M. Structure lépidoblastique. Quartz en lits anastomosés et boudinés; association de micas blancs (muscovite-phengite) formant un feutrage, avec de la biotite et de la chlorite; amas de calcite allongés parallèlement à la schistosité; un peu d'oligoclase (mêmes caractères que Pr 14); sphènes en fuseau, brisés, passant à des traînées de leucoxène; apatites, zircons et quelques plages de hornblende fortement chloritisée.

Micaschiste à biotite — 25.27865.

Origine: rive gauche du Bonnant, alt. 970 m, sous Saint-Nicolas.

S.M. Structure grano-lépidoblastique fine. Minéraux identiques aux deux coupes précédentes, s'en distinguant par la grande abondance de la biotite, relativement fraîche, qui enveloppe des lentilles étirées et déformées de quartz recristallisé. De plus apparaissent de nombreux petits grains de grenats parcourus de fines cassures tapissées de chlorite.

Leptynites et Quartzites phylliteux

Ce sont des roches, à texture massive et structure granoblastique, interstratifiées dans les micaschistes. Leur grain est fin, de l'ordre du 1/10 mm; à la loupe on peut reconnaître un certain litage marqué par l'allongement des grains de quartz et de feldspath parallèlement à de minces intercalations de minéraux phylliteux. Une schistosité d'écrasement, dans le même sens, vient souvent s'y superposer avec recristallisation d'amas lenticulaires de quartz, qui ont été ensuite recoupés par de petites diaclases remplies d'un carbonate brun ankéritique.

La couleur de ces roches est généralement gris-vert à gris-beige et varie avec la composition minéralogique. Cette dernière n'est pas homogène; la roche présente une texture zonée, guère apparente à l'œil nu, due à des lits de composition ou de granularité différentes. La composition pétrographique de ces lits est variable: quartzites (quartz, + minéraux accessoires); quartzites chloriteux (quartz + chlorite), quartzites phylliteux (quartz + micas blancs), leptynites micacées (quartz + feldspaths + micas) et leptynites franches (quartz + feldspaths, plus minéraux accessoires). La teneur de ces roches en feldspaths varie de 0 à 40%; l'association plagioclases acides — microcline prédomine dans les leptynites, on trouve plus rarement les plagioclases acides seuls ou le microcline seul. Les micas noirs sont rares et disséminés, le plus souvent chloritisés, tandis que les micas blancs restent presque toujours abondants.

Leptynite micacées — Pr 10 (voir photo 7, planche II).

Origine: Le Verney, à l'E de Saint-Gervais, alt. 990 m (Prarion).

S.M. Structure granoblastique. Le quartz est grenu, en plages engrenées, à extinction roulante et caractère biaxe anormal; il forme des lits parfois boudinés passant à une pâte phylliteuse localement fluidale. De gros grains de quartz à section rhombique et bords concaves tapissés de micas

blancs se développent. Le quartz qui recristallise tend à remplacer les plagioclases altérés et les feldspaths potassiques fragmentés; ces derniers sont ainsi découpés par des golfes de corrosion remplis de produits siliceux. Les plagioclases sont damouritisés; il s'agit d'oligoclase, parfois d'andésine (35% An), maclés selon albite, albite et péricline, albite et Carlsbad; de plus apparaissent quelques albites fraîches de néoformation, disséminées. Séricite et phengite forment un feutrage qui souligne la schistosité de la roche; ces micas sont mêlés à de la chlorite et à des hydrobiotites (2 V — 10°, légèrement pléochroïques, à relief faible et noyau incolore) riches en exsudats: oxydes de fer, leucoxène, sagénite. Sphène, rutile, tourmaline, zircons trapus et arrondis, apatite parfois en gros prismes, épidote et pyrite constituent le lot des minéraux accessoires les plus fréquents. La calcite en plages limpides remplit de petits filonnets parcourant la roche en tous sens.

Compositions minéralogiques quantitatives

	Micaschistes à deux micas			Leptynite micacée
	Pr 14	12.27865	25.27865	Pr 10
Quartz	33.8	27.1	45.1	34.9
Microcline	0.6	—	—	15.9
Plagioclase	8.9	4.9	3.1	9.2
Micas blancs	17.4	40.2	10.3	26.7
Biotite	8.2	3.4	33.8	—
Chlorite	24.9	9.1	5.8	10.1
Calcite	4.2	8.2	—	1.1
Sphène	1.1	2.5	—	0.3
Grenats	—	—	0.9	—
Divers	0.9	4.6	1.0	1.8

B. Unité inférieure.

a) Les gneiss plagioclasiques.

Ces gneiss constituent un ensemble relativement homogène, dans lequel prédominent largement les gneiss micacés, riches surtout en micas blancs.

C'est le développement de l'oligoclase (à 15% d'An en moyenne), dans une trame de micaschiste, qui leur a conféré une structure finement gneissique. Ces cristaux d'oligoclase (longueur 1-3 mm, jusqu'à 1 cm) sont des « porphyroblastes », ayant subi une forte cataclase; leur forme caractéristique est devenue ovoïde. Ainsi, au microscope, la structure de ces gneiss est souvent *granolépidoblastique ocellaire*.

Les porphyroblastes d'oligoclase, à inclusions de quartz corrodé et de biotite chloritisée, sont déformés (macles de l'albite ployées), souvent brisés en plusieurs segments et étirés; leurs extrémités granulées, puis effilochées sont plus ou moins complètement résorbées par la pâte formée de leurs produits de décomposition (séricite, quartz, chlorite, calcite); ils sont envahis par de petites paillettes de mica qui se développent le long des plans de macles, pour gagner ensuite la totalité de la surface. Le plus souvent, il n'en reste qu'un noyau, dont la composition est indé-

terminable. Ces yeux d'oligoclase sont enrobés dans une purée de quartz écrasé, dans des gerbes de chlorite et des amas flexueux de grandes paillettes de micas blancs.

Dans les gneiss plagioclasiques, une recristallisation importante de nombreux minéraux s'est produite postérieurement à la cataclase. De grandes lamelles de muscovite-phengite parfois poeciloblastiques (à inclusions de quartz et de séricite) et de petites albites fraîches à tendance idiomorphe sont apparues, ainsi qu'une nouvelle génération de biotite verte frangeant les amas chloriteux d'altération. Une grande partie du quartz, remobilisé, a recristallisé en plages dentelliformes, colmatant les microcassures des feldspaths ou constituant des lentilles allongées. De même, la calcite, sous forme de filonnets, d'infiltrations ou d'imprégnations, envahit parfois certains bancs écrasés.

Les gneiss à micas blancs.

Ce sont des roches de couleur grise à reflets satinés. Leurs plans de schistosité, rugueux et irréguliers, sont particulièrement riches en touffes de grands micas blancs. Sur la tranche on remarque des ocelles de plagioclases ainsi que de petites lentilles de quartz recristallisé.

Gneiss à micas blancs — 26.30865.

Origine: chemin de Bionnay à Bionnassay, alt. 1100 m.

S.M. Structure granolépidoblastique ocellaire. Quartz souvent recristallisé en grandes plages engrenées à extinction roulante. Oligoclase (10-15% An), à fines macles de l'albite, fortement damouritisé passant sur les bords à une purée damouritique (avec quartz, chlorite et calcite), dans laquelle s'est développée de la séricite, puis de grandes lamelles de muscovite-phengite. Ces micas blancs constituent souvent des lits replissés; ils se terminent aussi en houppes passant à des nuages de paillettes de séricite. Des amas de chlorite et de biotite verte s'y intercalent. Sphène, leucoxène, oxydes de fer, rutile, apatite, zircon et quelques plages de hornblende entièrement chloritisée constituent le lot des minéraux accessoires.

Les gneiss à deux micas.

Ce sont des roches de couleur gris foncé à vert satiné. Leur aspect est identique à celui des gneiss à micas blancs; ils constituent en mélange intime avec ceux-ci la plus grande partie de l'unité inférieure de la « série de Saint-Gervais ».

Gneiss à deux micas — 10.30865.

Origine: torrent de Bionnassay, 500 m en amont du pont de Bionnay.

S.M. Structure granolépidoblastique ocellaire. Quartz recristallisé à extinction roulante et oligoclase damouritisé constituent des lits alternant avec les feutrages de minéraux phylliteux. Les grandes lamelles de muscovite-phengite sont replissées et leur extinction est roulante; elles contiennent de nombreuses inclusions de petits zircons idiomorphes, des baguettes d'apatite et des grains ovoïdes de tourmaline jaune clair à brunâtre. La biotite verte est associée à de l'hydrobiotite incolore et à des chlorites riches en oxydes de fer, leucoxène, sagénite et sphène. Une nouvelle génération de biotite verte, oblique par rapport à la schistosité, frange d'anciennes hornblendes complètement chloritisées, dont les anciens clivages sont soulignés par des traînées de minéraux opaques. De même, apparaissent quelques petites albites fraîches finement maclées. Enfin de nombreux petits grenats (almandin), incolores à gris rosé, parsèment la roche.

Les gneiss biotitiques.

Ce sont des roches plus sombres de couleur gris foncé à verdâtre, dans lesquelles le matériel leucocrate (quartz et plagioclases) est apparemment réduit à l'état de lentilles boudinées ou de linéoles discontinues. Ces roches constituent des niveaux massifs, finement lités, rappelant les bancs d'amphibolites en raison de leur richesse en minéraux verts (biotite verte et chlorite). Elles ne contiennent cependant guère plus de biotite que les gneiss à deux micas. En revanche, les micas blancs, dont la proportion reste importante, ne sont représentés que par les petites paillettes de damourite et séricite; ils ne se développent pas en grandes lamelles.

Gneiss biotitique chloriteux — 37.27865.

Origine: sous « La Villette », rive droite du Bonnant.

S.M. Structure granolépido-blastique ocellaire. Le quartz a recristallisé en grandes plages limpides, à extinction cataclastique, jointives et enfermant des inclusions de biobite verte et des paillettes de séricite. L'oligoclase apparaît en grains ovoïdes écrasés, parfois maclés selon albite, envahis et cernés par les produits usuels de rétro-morphose (damourite, quartz, chlorite). De grandes plages de hornblende complètement chloritisée sont parsemées de petits grains fusiformes de sphène et d'un peu de calcite. Biotite et chlorite constituent des associations lamellaires intimes avec inclusions de gros grains d'apatite. La biotite (2 V — 5 à 10°) est fortement pléochroïque (Ng, Nm: brun-vert à vert vif; Np vert jaunâtre); elle passe insensiblement à la chlorite).

Compositions minéralogiques quantitatives des gneiss plagioclasiques

	26.30865	10.30865	37.27865	30.27865
Quartz	48.4	24.6	26.6	14.0
Plagioclases	16.6	24.4	33.7	32.3
Micas blancs	22.3	21.6	17.9	5.5
Biotite	4.2	18.1	7.9	0.6
Chlorite	7.8	8.9	12.0	9.2
Calcite	—	—	0.3	1.0
Sphène	0.2	0.5	1.4	1.3
Hornblende	—	—	—	35.4
Grenats	—	0.5	—	—
Divers	0.5	1.4	0.2	0.7

Les gneiss amphiboliques.

Ce sont des roches bien litées dont la texture rubanée est due à l'empilement de lits mélanocrates vert foncé (amphiboles et chlorite) et de lits quartzo-feldspathiques grisâtres. Les lits déformés par la cataclase deviennent irréguliers, ondulés et s'anastomosent.

Ces bancs de gneiss amphiboliques (généralement de quelques mètres d'épaisseur) ne représentent qu'une faible fraction de l'ensemble et s'intercalent toujours dans les horizons de gneiss biotitiques.

Gneiss amphiboliques — 30.27865.

Origine: sous « Le Champel », rive droite du Bonnant.

S.M. Structure granoblastique allotriomorphe. Les plagioclases et les amphiboles se moulent les uns contre les autres. Il y a peu de quartz; celui-ci se trouve en inclusion dans les autres minéraux, en purée comme produit de décomposition ou en ciment interstitiel recristallisé. Les amphiboles constituent de grandes plages allotriomorphes colorées, intensément pléochroïques (Ng: vert émeraude, Nm: vert, Np: jaune verdâtre), enfermant des inclusions de plagioclase damouritisé, de quartz et d'apatite; il s'agit de hornblende commune (2 V — 70 à 75°; angle d'extinction 20°), dont la chloritisation partielle a libéré des granules de sphène et d'épidote; certains cristaux possèdent un noyau plus sombre et fortement altéré (ancien pyroxène ?). Les oligoclases, parfois maclés selon albite, sont accompagnés de plagioclases plus basiques (au moins andésine à 35% d'An), présentant de larges lamelles de macle d'albite ou l'association albite-péricline. Ces plagioclases plus calciques sont saussuritisés (épidote, zoïsité, calcite, damourite). Quelques gros grains de pyrite sont dispersés dans la roche.

b) *Les gneiss granitiques.*

L'endomigmatisation de l'unité inférieure de la « série de Saint-Gervais » est diffuse. Elle se traduit par l'apparition des feldspaths potassiques dans le matériel leucocrate. Ce dernier tend à se ségréger en amas ou rubans dans une trame de micaschiste. La roche reste toujours riche en petites paillettes de micas blancs. La répartition de la biotite, par contre, devient hétérogène, sa teneur variant entre 1 et 20%, elle est en général concentrée à la périphérie des zones feldspathiques.

Au sein de la roche, les processus de la migmatisation sont caractérisés par le remplacement progressif du plagioclase:

- 1) par du microcline porphyroblastique allotriomorphe (à caractères optiques variables: 2 V — 70 à — 85°; parfois macles polysynthétiques typiques), aux bordures très irrégulières; ce microcline contient de nombreuses reliques du plagioclase damouritisé qu'il remplace, ainsi que des inclusions de quartz et des résidus de calcite; par homogénéisation, il évolue vers une perthite (voir photo 6, planche II);
- 2) par du quartz lui aussi allotriomorphe (voir photo 5, planche II).

La roche paraît s'enrichir en zircons, fréquemment inclus dans les micas blancs; dans les biotites apparaissent de très petites inclusions d'allanite ou de monazite donnant naissance à des halos pléochroïques.

Dans une phase de recristallisation plus tardive, les produits damouritiques et quartzeux de la décomposition des oligoclases ont donné lieu à un développement de myrmécite, qui corrode les bords des feldspaths potassiques. Le développement de cette bordure réactionnelle s'accompagne, comme dans les autres gneiss de la série, de la néoformation de petites albites à tendance idiomorphe (voir photo 8, planche II).

Les roches ainsi migmatisées sont souvent replissées; la schistosité primaire est déformée par des plis serrés; le matériel quartzofeldspathique différencié se rassemble en soulignant les replis, il suit la déformation. Le microcline allotriomorphe semble avoir cristallisé pendant cette phase de contrainte. La migmatisation apparaît donc comme syntectonique et peut être mise en parallèle avec la formation des granites carbonifères. L'histoire des granites et des migmatites est ensuite commune, puisque

ces dernières présentent les mêmes phénomènes de recristallisation décrits à propos du granite de Pormenaz (phase de réchauffement).

Les gneiss œillés à biotite.

Ce sont des roches de couleur grisâtre à faciès gneissique typique. Dans une matrice plus foncée, riche en biotite et micas blancs, se répartissent irrégulièrement des lits quartzo-feldspathiques anastomosés, lenticulaires ou ovoïdes. Leur grosseur dépend souvent de leur position; dans la charnière des replis schisteux, le matériel différencié s'est accumulé et les yeux atteignent jusqu'à 4 cm de long sur 2 cm de large environ.

Gneiss œillé à biotite — 14.30865.

Origine: torrent de Bionnassay, angle pont de Bionnassay.

S.M. Structure granolépido-blastique ocellaire à lenticulaire. Quartz en plages engrenées, limpides, à extinction roulante, parfois recristallisé aussi sous forme de lentilles allongées. Les plagioclases (oligoclase parfois maclée selon albite) sont damouritisés, surtout sur les bords tandis que leur cœur reste plus frais et semble partiellement régénéré; ils contiennent des inclusions de quartz et de biotite; de la calcite de décomposition apparaît dans les plagioclases les plus altérés. Microcline poeciloblastique allotriomorphe en plages fraîches, contenant des inclusions de plagioclase et de quartz; les bordures sont souvent envahies par de la myrmécite. Les micas constituent des feuillets soulignant la schistosité: lamelles de muscovite-phengite à inclusions de petits zircons et associations lamellaires de biotite et hydrobiotite à petites inclusions (monazite ou allanite ?) produisant des halos pléochroïques. Dans la chlorite verte (clinocllore) se développe de la sagénite et des granules de sphène.

Les gneiss rubanés à micas blancs.

Ce sont des roches présentant des phénomènes de différenciation métamorphique très nets, dans lesquelles de larges zones grenues, quartzo-feldspathiques, riches en micas blancs, parfois replissées et déformées, alternent avec des zones biotitiques schisteuses plus sombres.

Gneiss rubané à micas blancs — 24.31865 (voir photo 8, planche II).

Origine: torrent, 400 m NW de Montivon, alt. 1300 m (Prarion).

S.M. Structure granolépido-blastique. Le quartz a recristallisé en plages engrenées; il tend à remplacer les plagioclases les plus altérés. Le microcline est souvent perthitique. L'oligoclase (15% An) est fortement damouritisé; de plus, il est souvent fragmenté et ses macles de l'albite sont déformées. De l'albite de néoformation, finement maclée selon albite, se développe par endroits aux dépens des oligoclases les plus altérés et englobe de nombreuses inclusions non digérées de quartz. Zircons et grains d'apatite sont nombreux. Les micas sont identiques à ceux de l'échantillon précédent.

Remarque: L'analyse modale de cette roche (voir plus loin) a été faite dans une zone leucocrate; c'est la raison pour laquelle la teneur en biotite est si faible.

Les gneiss granitoïdes.

Ce sont des roches leucocrates homogènes à structure subisotrope. Les micas sont dispersés en petites paillettes entre les grains largement cristallisés de feldspath et de quartz.

La schistosité cataclastique se décèle néanmoins grâce à la présence de lentilles de quartz secondaire allongées parallèlement, dont le contour est fréquemment souligné par un liseré de chlorite. Ces roches sont parcourues par deux réseaux perpendiculaires de diaclases remplies de calcite ferrugineuse.

Gneiss granitoïde — Pr 7 A (voir photos 5 et 6, planche II).

Origine: flanc W de Tête-Noire, alt. 750 m.

S.M. Structure granoblastique. Cette roche, très riche en oligoclases plus ou moins damouritisés, montre tous les phénomènes de remplacement de ces plagioclases par le quartz et par le feldspath potassique (microcline perthitique), qui se développent en grandes plages allotriomorphes. De même, la myrmécite est bien représentée. En revanche, il y a peu de micas blancs et encore moins de biotite.

Compositions minéralogiques quantitatives des gneiss granitiques

	14.30865	24.31865	Pr 7 A
Quartz	31.6	32.9	30.5
Feldspaths potassiques .	5.7	7.9	1.7
Plagioclases	21.0	45.1	56.9
Micas blancs	19.0	12.2	7.0
Biotite	18.9	0.9	3.1
Chlorite	2.5	0.6	0.8
Calcite	0.6	—	—
Divers	0.7	0.4	—

3. ANALYSES CHIMIQUES

Un échantillon de micaschiste à deux micas (Pr 16) de l'unité supérieure et un échantillon de gneiss œillé micacé (13.30865) de l'unité inférieure ont été analysés.

Paramètres de Niggli

	si	al	fm	o	alk	k	mg	c/fm
Pr 16	229.9	47.6	19.6	2.2	30.6	0.52	0.24	0.11
13.30865	331.6	41.2	31.6	4.0	23.2	0.55	0.55	0.12

Les analyses montrent que du micaschiste (Pr 16) à la roche migmatisée (13.30865) il y a augmentation de silice, d'éléments ferro-magnésiens et de chaux, et diminution parallèle d'alumine et d'alcalis. Cependant ces roches ont une composition chimique voisine, salique, acide, riche en alcalis et pauvre en chaux (granitosyénitique sodique). Ces deux analyses n'ont qu'une valeur indicative étant donné l'hétérogénéité de la série; elles donnent la composition de deux roches bien représentatives mais fort éloignées dans l'espace l'une de l'autre.

	Pr 16	13.30865
SiO ₂	57.92	68.97
Al ₂ O ₃	20.32	14.55
Fe ₂ O ₃	2.73	1.92
FeO	2.02	1.70
MgO	0.79	2.47
MnO	0.02	0.03
CaO	0.53	0.77
Na ₂ O	3.85	2.24
K ₂ O	6.22	4.14
TiO ₂	0.76	0.43
P ₂ O ₅	0.69	0.16
H ₂ O ⁺	3.03	2.43
H ₂ O ⁻	0.42	0.03
Totaux	99.30	99.84
Analystes	J. Helwin	G. Zippel

Pr 16: { Le Verney, E de Saint-Gervais, alt. 1000 m (Prarion).
 Coord. 108.600: 940.450.
 13.30865: { Torrent de Bionnassay, angle pont de Bionnay.
 Coord. 106.250: 940.700.

Dans les gneiss granitiques, la matériel quartzo-feldspathique (le microcline en particulier qui est plus récent que les autres minéraux de la trame) semble bien s'être différencié sur place et ne pas provenir d'apports lointains d'origine profonde. En effet, la roche granitisée contient par exemple moins d'alcalis que le micaschiste analysé.

Par conséquent, l'endomigmatisation a pour origine une remobilisation locale des éléments les plus mobiles, probablement due, ou du moins favorisée, par le fait que simultanément ces roches passaient alors par une phase de déformation mécanique (plissements). Ce processus s'est déroulé en présence d'eau (développement des micas blancs riches en radicaux OH⁻), dont le rôle, dans l'origine des textures particulières de ces roches, a sans doute été important.

La projection du point représentatif de ces deux roches, dans le tétraèdre de référence de Niggli, se trouve dans la section II (rapports c/fm 0.11-0.25); elle tombe dans la zone des sédiments résiduels et argileux.

L'origine sédimentaire est d'ailleurs confirmée par l'étude géologique, qui montre que la « série de Saint-Gervais » provient du métamorphisme d'une série schisto-gréseuse avec intercalations de niveaux arkosiques (leptynites) et anthraciteux (micaschistes graphiteux). Notons cependant qu'il est possible qu'une partie au moins des leptynites dérive d'anciennes roches volcaniques acides, rhyolites ou ignimbrites (grands cristaux de quartz et de feldspaths corrodés; cf. échantillon de leptynite Pr 10 et photo 7, planche II).

4. ZONÉOGRAPHIE ET FACIÈS DE MÉTAMORPHISME

En se basant sur la classification de JUNG et ROQUES (1938, 1952), fondée sur la séquence alumineuse des schistes cristallins du Massif Central, la « série de Saint-Gervais » se diviserait ainsi:

Unité supérieure: Zone des Micaschistes à deux micas.

Unité inférieure: Zone des Gneiss supérieurs.

Ces deux zones correspondent à la mésozone de Grubenmann et Niggli. Dans le Massif Central, elles se situent entre 7 et 14 km de profondeur.

Mais l'intensité maximum du métamorphisme est difficile à déterminer. Si l'on veut définir le « faciès métamorphique » de la série, il est nécessaire de retrancher successivement aux assemblages minéralogiques de ces roches:

- 1) *Les minéraux de rétroformation*: Chlorite, damourite, séricite, épidote, une partie de la calcite, du quartz, etc.
- 2) *Les minéraux de recristallisation* (phase de métamorphisme postérieure à la rétroformation): myrmécite, albite de néoformation, biotite verte régénérée, une partie des micas blancs (phengite) et du quartz, etc.

Il subsiste sept minéraux « index »: quartz, plagioclase (notamment vestiges d'andésine à 35% An), microcline, hornblende, biotite, muscovite et grenat (almandin), qui se répartissent selon trois assemblages principaux:

1. Séquence pélitique

quartz-plagioclase-biotite-muscovite-almandin
 (exemple: gneiss à deux micas 10.30865)

2. Séquence quartzo-feldspathique et pélitique

quartz-plagioclase-microcline-biotite-muscovite
 (exemple: gneiss œillé à biotite 14.30865)

3. Séquence basique

hornblende-plagioclase-quartz-biotite
 (exemple: gneiss amphibolique 30.27865).

Ces assemblages, dont le plagioclase typique doit être de l'oligoclase ou de l'oligoclase-andésine, appartiennent tout trois au *faciès amphibolite à almandin* de TURNER (FYFE et al., 1958). Ils caractérisent plus particulièrement le *sous-faciès staurotide-almandin* (TURNER et VERHOOGEN, 1960). Remarquons que ce « sous-faciès staurotide-almandin » peut être parallélisé avec la partie la plus profonde de la « zone à almandin » et la totalité de la « zone à staurotide » de la séquence pélitique métamorphique du Dalradien d'Ecosse.

Le faciès amphibolite à almandin doit correspondre à un champ étendu de conditions physico-chimiques si l'on en juge par la large distribution et la grande variété des roches de ce faciès.

Pour évaluer les conditions physiques de formation de ce faciès, pression lithostatique totale, pression partielle des fluides (P_{H_2O} , P_{CO_2} ...) et température, il est essentiel de connaître le domaine de stabilité des micas et des amphiboles, qui sont les minéraux caractéristiques et prédominants. Or la stabilité de ces minéraux est difficile à fixer (FYFE et al., 1958, p. 611 et suiv.); elle dépend de nombreux facteurs accessoires. Par exemple, les possibilités de substitution isomorphe de cations sont plus grandes que chez tout autre silicate. De plus, l'ion hydroxyle (OH^-) peut être entièrement remplacé par l'ion fluor (F^-); à température élevée, en présence d'eau, l'hydrolyse de ces minéraux libérera de l'acide fluorhydrique (HF), ce qui les rendra fortement instables.

Actuellement, on pense que la formation du faciès amphibolite nécessite des températures de 500° à 750° , pour une pression lithostatique variant entre des limites espacées (de 300 à 8000 atm.) suivant le gradient géothermique.

Il est possible de préciser les valeurs locales des conditions physico-chimiques en confrontant les observations faites à la théorie.

1) La température.

Des bancs granitisés s'observent en interstratification dans la « série de Saint-Gervais ». Les premières manifestations migmatiques (granite saturé en eau) apparaissent vers $650^\circ C$ dans le « faciès amphibolite à almandin » (cf. fig. 107, FYFE et al., 1958), ce qui détermine ici la température maximum atteinte.

2) La pression d'eau.

L'abondance des minéraux riches en groupes hydroxyles (OH^-) démontre que la P_{H_2O} devait être forte.

3) Le gradient géothermique.

Étant donné la P_{H_2O} forte et la température, on peut en déduire que le gradient géothermique devait être relativement élevé; il était probablement de l'ordre de $50^\circ/km$, ce qui est comparable à certaines valeurs actuelles (en Hongrie par exemple: cf. BOLDIZAR, 1964).

4) La pression lithostatique.

Avec un gradient géothermique de $50^\circ C$, une température d'environ $600^\circ C$ est atteinte à 12 km de profondeur, ce qui correspond à une pression de 3000 atm. environ.

Ces données restent cependant schématiques, adaptées à nos connaissances relativement sommaires. L'étape suivante consistera à tenir compte des caractéristiques encore inconnues du dépôt originel — telles que sa porosité et sa perméabilité — ainsi que de l'élévation de température due à la radioactivité.

Conclusions :

La « série sédimentaire schisto-gréseuse de Saint-Gervais » a été métamorphosée dans des conditions physico-chimiques caractérisées par une température maximum de $650^\circ C$, une pression de 3000 atm. et un milieu saturé en eau. La base de cette série aurait ainsi atteint la profondeur de 12 km.

Les mêmes faciès, dans le Massif Central, étant compris entre 7 et 14 km de profondeur, les conditions de formation paraissent donc assez semblables dans les deux domaines.

CHAPITRE 3

LA SÉRIE DES AIGUILLETES

1. OBSERVATIONS GÉNÉRALES

La « série des Aiguillettes » constitue principalement le petit massif groupant l'Aiguillette des Houches et l'Aiguillette du Brévent; elle se prolonge en direction du N dans le flanc oriental de la montagne de Pormenaz (arête de Rochy). La « série des Aiguillettes » correspond aux « leptynites et micaschistes de la région occidentale » de BELLIERE (1958, page M27); selon cet auteur: « ... Les leptynites y occupent une place prépondérante et sont caractéristiques de cette région: on ne les rencontre dans aucune autre partie du massif... ».

Le contact W avec la « série Prarion-Pormenaz » est tectonique; il se fait par l'intermédiaire du Houiller pincé de la « racine de Coupeau-Rochy-Moède » de direction N-S.

Le contact E avec la série des Aiguilles-Rouges s. str. (gneiss du type « Lac Cornu » de BELLIERE, 1958) est tectonique et direct; il est jalonné par une zone écrasée d'extension variable. Cette zone, bien que fortement silicifiée, détermine une dépression NNW-SSE, qui se suit de Montquart (dans la vallée de Chamonix) à Moède en passant par le col du Cormet (2 km au SW du Brévent), le Grand-Brié et la rive droite de la Haute-Diosaz (cf. carte).

La « série des Aiguillettes » se subdivise en deux unités:

1. *Unité supérieure* (épaisseur 500 m environ) dans laquelle prédominent:
 - Micaschistes à deux micas et grenat
 - Mylonitoschistes à tourmaline
 - Leptynites quartziques à grenat.
2. *Unité inférieure* (épaisseur 1500 m environ) correspondant à la base de la série, elle est formée de:

- a) gneiss plagioclasiques:
 Gneiss à deux micas
 Gneiss à deux micas et grenat
 Gneiss à biotite
 Gneiss à biotite et grenat
 Gneiss biotitique chloriteux;
- b) bancs interstratifiés de:
 Leptynites à biotite
 Schistes graphiteux
 Lentilles de cipolin (très rares).

Ces deux unités proviennent du métamorphisme d'une même série sédimentaire schisto-gréseuse; le passage de l'une à l'autre est progressif. Le nombre des bancs leptynitiques intercalés dans les gneiss plagioclasiques augmente graduellement de la base au sommet de la série où ils prédominent, alternant avec des niveaux de mica-schistes. De même, le passage des gneiss plagioclasiques micacés aux micaschistes est tout-à-fait graduel et déterminé par la diminution progressive de la teneur en plagioclase (de 30% environ à moins de 10%) et de la taille des cristaux de ce minéral.

Ainsi qu'on peut le remarquer immédiatement, la « série des Aiguillettes » offre de grandes similitudes avec la « série de Saint-Gervais ».

La plus grande partie de la « série des Aiguillettes » est constituée de gneiss plagioclasiques biotitiques à grain fin (0,1 à 0,5 mm). Ces roches ont autant de feldspath que de quartz et leur texture est rarement schisteuse (ce ne sont donc pas des micaschistes), car le développement en longues lamelles des micas est limité le plus souvent aux zones écrasées de la base et du sommet de la série. La texture de ces roches reste au contraire toujours massive. Ce caractère, provenant pour une part de la finesse générale du grain, est dû, en grande partie, à une forte cataclase. A des degrés divers, ces roches présentent toutes les variétés de structures écrasées: ocellaire, glandulaire, lenticulaire, schisteuse, fluidale... Au microscope, la structure la plus fréquente d'un gneiss plagioclasique à biotite est hétérogranulaire ocellaire (yeux de plagioclase de 0,5 mm pris dans une pâte plus fine formée de grains de 0,1 mm).

Des bancs à textures migmatitiques bien exprimées n'apparaissent pas dans la « série des Aiguillettes ». Cependant si l'endomigmatisation est moins apparente que dans la « série de Saint-Gervais », elle n'en existe pas moins à l'état diffus. Le microscope montre que, dans de nombreux gneiss biotitiques, du microcline se développe en remplaçant une partie du plagioclase. Dans certains bancs, à composition intermédiaire entre une leptynite et un gneiss micacé, une différenciation locale s'est développée. La ségrégation métamorphique se traduit par une texture micro-rubanée, partiellement boudinée, passant latéralement à la roche restée homogène.

La « série des Aiguillettes » est caractérisée, du point de vue minéralogique, par les micas, bien que ceux-ci n'apparaissent qu'en petites paillettes. Contrairement à la « série de Saint-Gervais », la biotite est en général plus abondante que les micas blancs. La fréquence des minéraux dans cette série est la suivante (moyenne de dix comptages):

	%
1. Plagioclases	31
2. Quartz	30
3. Biotite	15
4. Micas blancs	14
5. Chlorite	6
6. Microcline	1
7. Grenat	1
8. Calcite	1
9. Sphène	1

Cette série affleure bien, principalement au-dessus de 1500 m, et les bonnes coupes ne manquent pas.

A. Coupes dans l'unité supérieure:

Route forestière de Coupeau à Merlet (altitudes 1300-1500 m)

Arête W de l'Aiguillette des Houches (1950-2250 m)

Gorge basse Diosaz à l'E de la combe de Rochy (1500 m)

Ligne des crêtes au SW de la Pointe-Noire de Pormenaz (2300-2100 m).

B. Coupes dans l'unité inférieure:

Arête de l'Aiguillette du Brévent au col du Cormet (2309-2100 m)

Gorge Diosaz, région du coude entre basse et haute Diosaz (1500 m)

Arête de Rochy (2200-1800 m).

A ces coupes naturelles, il convient d'ajouter la galerie de l'E.D.F. de Mont-Vauthier, qui traverse toute la série du NE au SW et donne ainsi une excellente coupe de la rive gauche, impraticable, de la Diosaz.

Profil d'W en E à travers la « série des Aiguillettes ».

Unité supérieure: elle est caractérisée par un litage généralement bien exprimé, qui suffit à lui seul à démontrer l'origine sédimentaire de la série. Dans la région de l'Aiguillette des Houches, l'unité supérieure, bien développée (500 m de puissance environ), est constituée par une série de micaschistes — souvent riches en grenat et en tourmaline — et de gneiss micacés à grain fin. Le nombre des bancs de leptynites, qui s'y intercalent, diminue progressivement d'W en E en s'éloignant du sommet de la série. Ils ont une épaisseur variable (du décimètres à quelques mètres) et montrent parfois des textures frappantes peut-être sédimentaires; BELLIERE (1958)

pense avoir reconnu notamment une sédimentation entrecroisée. Malheureusement, comme le reste de la série, ces bancs ont le plus souvent subi une forte cataclase (schistosité d'écrasement surimposée) et une recristallisation poussée; de sorte qu'il devient impossible, pour les structures, de faire la part propre au métamorphisme et à la sédimentation; il y a conjugaison des deux phénomènes. L'unité supérieure se poursuit par l'arête de la Vogealle en direction du N dans la montagne de Pormenaz. Elle constitue les abrupts du flanc E de la combe de Rochy et montre, au contact avec le Houiller enraciné, des déformations tectoniques nombreuses (replis, boudinages, diaclases), ainsi qu'une tendance généralisée au fauchage avec déversement en direction de l'accident de Coupeau. Parallèlement au contact tectonique W, de Coupeau à Moède, les roches ont acquis une forte schistosité mécanique, soulignée par un développement important de micas blancs. La biotite, d'autre part, y est fortement chloritisée et ces roches prennent l'aspect de schistes verdâtres et satinés (mylonitoschistes). Cette zone est habituellement altérée et riche en carbonates, de plus les oxydes de fer lui confèrent une patine brun-rougeâtre.

Unité inférieure: cette unité est homogène et constituée en majeure partie de gneiss biotitiques variés à grain fin. Cependant, la fréquence des bancs de leptynites diminue graduellement d'W en E vers la base de cette unité, tandis que des intercalations de schistes graphiteux deviennent fréquentes; elles s'accompagnent d'horizons lenticulaires, peu épais et rares, de cipolins grisâtres. Les lits de schistes graphiteux sont fortement comprimés et n'apparaissent guère en surface; ils ne sont, le plus souvent, visibles que dans les coupes profondes.

Au contact tectonique avec la « série des Aiguilles-Rouges », la base de l'unité inférieure de la « série des Aiguillettes » est fortement écrasée. De part et d'autre du contact, sur une largeur de 300 m environ, s'est établie une zone de mylonitoschistes, dans laquelle roches écrasées et roches intactes alternent en bandes parallèles. Cette zone est parcourue par un réseau dense de filonnets et de lentilles de quartz; elle présente par endroits de vraies brèches tectoniques à ciment siliceux (Moède, gorge Diosaz par exemple) et un enrichissement général en micas blancs (muscovite-phengite) accompagnés de tourmaline. A ce propos, notons que l'on trouve également de telles roches, riches en tourmaline, en galets dans le conglomérat à grands éléments, d'âge carbonifère supérieur (Stéphanien supérieur ?), de la montagne de Pormenaz. Enfin, cette zone est profondément altérée (biotite chloritisée) et partiellement rubéfiée.

2. DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

A. Unité supérieure.

Les micascistes à deux micas et grenat.

Ce sont des roches finement litées de couleur gris-verdâtre à éclat brillant; leur schistosité est bien marquée par le développement d'associations lamellaires

de biotite et de micas blancs. Les lits micacés enveloppent des phénoblastes de grenat brun rose de tailles variées. Le quartz constitue fréquemment de petites lentilles de recristallisation allongées dans le plan de la schistosité; cette dernière peut être intimement déformée par des replis donnant parfois naissance à une linéation qui s'estompe rapidement. La déformation postschisteuse est soulignée par la néoformation de micas blancs, dont les paillettes frangent les grandes lamelles replissées des micas primaires.

Micascistes à deux micas et grenat — D 15 (voir photo 1, planche I).

Origine: flanc W de l'Aiguillette-des-Houches, alt. 2200 m.

S.M. Structure lépidoblastique porphyroblastique. Entre les lamelles très longues de muscovite-phengite et de biotite partiellement chloritisée, qui constituent un feutrage épais (environ les deux tiers de la roche), se loge une abondante purée séricitique et du quartz écrasé, à extinction onduleuse, ou en plages recristallisées à contours irréguliers. Un peu de plagioclase damourité (albite-oligoclase) et quelques grains de microcline parsèment la roche, ainsi que des traînées de sphène-leucoxène ou d'oxydes de fer. Les grenats porphyroblastiques présentent des cassures dont les principales sont perpendiculaires à la schistosité, ils sont fragmentés et les micas se replissent à leur contact en les enveloppant. Ces grenats (almandin ?), incolores à gris rosâtre, souvent poeciloblastiques (inclusion en « gouttes » de quartz), s'altèrent en chlorite (plus un peu d'épidote) ou en biotite avec en plus un peu d'hématite et de plagioclase lui-même altéré en damourite. De même qu'il y a de la séricite-phengite secondaire, il existe également de la biotite de seconde génération se développant fréquemment aux dépens des grenats.

Mylonitoschiste à tourmaline — Gs 77.

Origine: base W de l'Aiguillette-des-Houches, alt. 2000 m.

S.M. Structure lépidoblastique amygdalaire. Des paillettes exfoliées d'un mica blanc verdâtre (séricite-phengite) associées à des amas séricito-chloritiques, dans lesquels subsistent de la biotite décolorée riche en aiguilles de sagénite, cernent des fantômes d'anciens cristaux de grenat, de plagioclase ou de biotite complètement pseudomorphosés. Le quartz finement broyé a partiellement recristallisé en plages engrenées à extinction roulante. Des concentrations de leucoxène, d'oxydes et d'hydroxydes de fer confèrent au schiste une certaine structure zonée. Dans cette pâte phylliteuse, uniquement composée de produits d'altération des minéraux broyés, se développent de grands cristaux subidiomorphes de tourmaline zonée bleu lavande, brune et jaunâtre. Enfin la roche est partiellement imprégnée de carbonates bruns, ferrugineux, en petits rhomboèdres.

Les leptynites.

Les leptynites de la « série des Aiguillettes » sont plus riches en grenats que celles de la « série de Saint-Gervais ». Mais à part cette différence, leurs caractères sont absolument identiques et je ne les rappellerai donc pas (revoir pages 259-260).

Leptynite micacée — B9.

Origine: crête de Rochy, 100 m à l'E de la Pointe-Noire de Pormenaz.

S.M. Structure granoblastique. De petites plages de quartz, aux formes irrégulières et à extinction onduleuse, moulent les feldspaths. Ces derniers sont en grande partie composés par de l'oligoclase (15% An, non maclé ou maclé albite, plus rarement « albite-péricline ») damourité. Une seconde génération formée d'albite fraîche s'est développée en cristaux subidiomorphes allongés parallèlement à la schistosité cataclastique. Enfin, les plages allotriomorphes de microcline perthitique sont assez fréquentes. Ce matériel quartzo-feldspathique est parfois boudiné en lits lenticulaires enrobés de gerbes micacées, où s'associent un mélange de séricite-phengite, de biotite fraîche et d'hydrobiotite parsemée de petits grains de sphène. De l'apatite en gros prismes ou en petites

baguettes, du rutile, des minerais opaques, de la tourmaline et de petits zircons constituent le lot des minéraux accessoires les plus fréquents.

Leptynite quartzique à grenat — Gs 133.

Origine: crête de Rochy, 500 m au NE de la Pointe-Noire de Pormenaz.

S.M. Structure granoblastique. Quartz et feldspaths apparaissent en plages cristalloblastiques engrenées, entre lesquelles se dispersent des mouches de biotite plus ou moins chloritisée à exsudats de sagénite; des zircons et des grains opaques d'allanite (?) y déterminent de jolis halos pléochroïques. Les grenats sont nombreux mais petits et disséminés; ils sont le plus souvent pseudomorphosés en chlorite ou biotite. Localement, de grandes lamelles poeciloblastiques de muscovite-phengite se développent indépendamment de la schistosité et lui sont donc manifestement postérieures.

Compositions minéralogiques quantitatives

	Micaschiste à deux micas et grenat D 15	Leptynites	
		B 9	GS 133
Quartz	17.6	26.3	40.6
Microcline	0.3	2.7	2.2
Plagioclase	3.3	47.0	42.2
Micas blancs	46.1	4.2	6.8
Biotite	22.8	7.2	4.0
Chlorite	5.8	10.4	2.3
Sphène	0.1	1.1	—
Grenats	3.1	—	0.5
Divers	0.9	1.1	1.4

B. *Unité inférieure.*

a) *Les gneiss plagioclasiques.*

Ces gneiss d'aspect homogène à grande échelle sont relativement variés dans le détail. Le type le plus commun est un gneiss plagioclasique à biotite, mais les constituants principaux et accessoires peuvent varier en toutes proportions. Cependant, ces roches contiennent toujours plus de 50% de matériel quartzo-feldspathique. Bien que le grain de la roche soit fin, ses structures sont gneissiques et sa texture massive.

Comme dans les gneiss plagioclasiques de la « série de Saint-Gervais », une structure cataclastique bien exprimée s'est superposée aux structures primaires en les oblitérant plus ou moins. Il en résulte l'apparition généralisée d'une structure amygdalaire ou lenticulaire par boudinage des minces bancs quartzo-feldspathiques. Dans les gneiss à foliation moins marquée (plagioclases répartis également dans la masse), les cristaux d'oligoclase sont devenus de petits porphyroblastes, dont les extrémités écrasées passent à une pâte plus fine (grains > 0.1 mm). Ainsi se déve-

loppent des structures microscopiques hétérogranulaires en lentilles, en amygdales ou en ocelles.

Les « yeux » d'oligoclase sont souvent damouritisés et le pourcentage d'anorthite est alors impossible à déterminer. Notons cependant qu'ils ne contiennent jamais d'épidote et semblent par conséquent trop acides pour être saussuritisés. Le plagioclase le plus basique rencontré (à macles de l'albite larges) et non altéré contenait 31% d'An. En général, ce sont des oligoclases à 15% d'An environ, macclés selon albite ou non macclés; plus rarement certains présentent des associations de macles complexes: Albite et Carlsbad, albite et péricline ou encore une combinaison de ces deux types. Je n'ai pas observé d'individus zonés.

L'oligoclase primaire et le quartz s'associent en plages cristalloblastiques allongées; le quartz montre toujours en L.P. des extinctions onduleuses et un caractère biaxe anormal. La biotite constitue des associations en sandwich de variétés brune ou verte avec de l'hydrobiotite incolore à rutile aciculaire macclé; ces lamelles parfois poeciloblastiques englobent du quartz ou même de petits grenats. De plus, elles renferment souvent de très fines inclusions (monazite, allanite ?) déterminant de jolis halos pléochroïques. La séricite en flammèches flexueuses et les lamelles moins abondantes de muscovite-phengite sont souvent replissées avec extinction roulante. Les grenats porphyroblastiques sont toujours plus ou moins pseudomorphosés par de la biotite brune ou verte et par de la chlorite. Le sphène, en grains entourés d'une moucheture opaque de leucoxène, l'apatite en prismes subhexagonaux, les zircons (petits, limpides ou plus grands à arêtes émoussées avec un noyau plus sombre) et des fragments résiduels de hornblende verte chloritisée constituent le groupe des minéraux primaires accessoires.

L'endomigmatisation diffuse s'est traduite par l'apparition de feldspaths potassiques allotriomorphes, ainsi que par une remobilisation partielle du quartz. De plus, elle s'accompagne fréquemment du développement lamellaire de micas blancs. Ces minéraux tendent à remplacer les plagioclases altérés.

Enfin, une recristallisation presque générale de ces gneiss a fait suite à ce début de granitisation et à la cataclase. Cette phase de recristallisation se caractérise ici par la néoformation d'albite (0-10% An), le développement de myrmécite finement vermiculaire (contre le bord des feldspaths potassiques) et de phengite, la régénération partielle des biotites, la silicification des diaclasses et l'apparition de prismes porphyroblastiques de tourmaline.

Ainsi, il est possible de mettre en évidence une phase de métamorphisme principal (cristallisation des minéraux primaires), suivie d'un début de migmatisation et d'une période de forte cataclase accompagnée de l'altération des minéraux primaires, puis finalement une phase de recristallisation (léger métamorphisme).

On remarquera que l'ordre et la nature des phénomènes mis en évidence dans cette série sont identiques à ceux de la « série de Saint-Gervais ». A priori, l'histoire de ces deux séries paraît donc être commune.

Les gneiss à deux micas.

Ce sont des roches à grain fin de couleur claire à reflets satinés. Elles peuvent être zonées et présenter des lits de composition diverse tour à tour grisâtres (quartz-feldspaths), brunâtres (biotite) ou verdâtres (biotite-chlorite).

Gneiss plagioclasiq ue à deux micas — G 35 A.

Origine: galerie E.D.F. de Mont-Vauthier, jalon 1240, 28.

S.M. Structure granolépido blastique. Quartz, en plages engrenées à extinction onduleuse, associé à de l'oligoclase damouritisé en cristaux souvent jointifs ou séparés par un liseré séricitique. Albite (3-6% An) fraîche (avec fines macles de l'albite) à tendance idiomorphe, parfois allotriomorphe et inclusions de « gouttes » de quartz. Biotite brune plus ou moins chloritisée et biotite verte régénérée en lamelles allongées. Muscovite-phengite en paillettes effilochées; chlorite à exsudats de rutile, sphène et oxydes de fer; calcite en plages cimentant les fractures des phénocristaux ou en filonnets. Nombreux prismes pseudo hexagonaux, à terminaisons arrondies, de tourmaline, dont un avec inclusion d'un petit zircon. Apatite en gros grains, plus quelques zircons généralement petits et prismatiques.

Les gneiss à deux micas et grenat.

Il s'agit d'une variété bien litée des roches précédentes, de couleur gris-brunâtre, dans laquelle sont disséminés de petits grenats dodécaédriques, altérés et souvent écrasés.

Gneiss plagioclasiq ue à deux micas et grenat — GS 80.

Origine: Aiguillette-du-Brévent, alt. 2300 m.

S.M. Structure granolépido blastique. Le quartz et l'oligoclase damouritisé (15% An), parfois à fine bordure de calcite, sont associés en plages cristalloblastiques et constituent de petits lits alternant avec des amas phylliteux de biotite et de micas blancs (muscovite-phengite, séricite), dans lesquels sont disséminés des grenats porphyroblastiques. Les cassures de ces grenats sont tapissées de micas tandis que leur surface est partiellement chloritisée. Du microcline frais à inclusions d'oligoclase ainsi que de l'albite de néoformation apparaissent aux côtés de nombreux grains de tourmaline incolore à bleu vert, de zircon, de rutile, d'apatite et d'un peu d'épidote.

Les gneiss à biotite.

Ce sont des roches gris-sombre à reflets brillants et structure gneissique fréquemment amygdalaire. Les lits quartzo-feldspathiques sont boudinés dans une pâte phylliteuse riche en micas noirs.

Gneiss plagioclasiq ue à biotite — GS 132.

Origine: crête de Pormenaz, 300 m au NE de la Pointe-Noire.

S.M. Structure granolépido blastique ocellaire et lenticulaire. Les lits quartzo-feldspathiques boudinés alternent avec des lits micacés; le tout est souvent largement replissé. Certains phénocristaux d'oligoclase (jusqu'à 25% An) sont isolés par les lamelles entremêlées de biotite, hydrobiotite et muscovite-phengite; ils constituent des yeux, dont les extrémités passent à une purée de quartz et de séricite. Certains de ces yeux sont partiellement remplacés par du feldspath potassique (microcline), qui les envahit en partant des zones de bordure. Le quartz recristallise aussi en petites lentilles aplaties, tandis que se développent un peu d'albite de néoformation et la séricite-phengite, dont les paillettes frangent la schistosité cataclastique de la roche. Sphènes, petits zircons et rutiles sont disséminés.

Les gneiss à biotite et grenat.

Cette variété de gneiss biotitique bien lité ressemble à un micaschiste, quoique de texture plus massive, car autour des grenats la schistosité est souvent fluidale. Le fond de la roche, sur lequel se détachent les petits grenats brun-rosâtres, est de couleur gris-noir à reflets satinés et poudré de produits d'oxydation.

Gneiss plagioclasiq ue à biotite et grenat — GS 63.

Origine: région SW de Merlet, alt. 1420 m.

S.M. Structure granolépido blastique. Le quartz et l'oligoclase damouritisé constituent des lits parallèles séparés par un feutrage de grands micas emballant des grenats porphyroblastiques. Ces grenats, de teinte grisâtre à légèrement rosée, dodécaédriques, ont une forme globuleuse; leur surface est craquelée et ils contiennent de nombreuses inclusions de quartz, parfois même du zircon. Dans ces roches riches en biotite fraîche, seules les bordures des micas noirs sont partiellement chloritisées; la biotite est représentée par deux générations. Les lamelles de la première génération sont plus ou moins chloritisées et recoupées par celles, très fraîches, brun jaunâtre ou vertes, de la seconde génération ainsi que par de la muscovite-phengite. Les micas tardifs englobent de nombreuses inclusions de tourmaline, de quartz, de zircon et d'apatite.

Les gneiss biotitiques chloriteux.

Ces roches à grain très fin, d'un beau vert foncé, litées en bancs massifs, peuvent être confondues avec des traînées d'amphibolites. Elles ne représentent cependant qu'un faciès plus écrasé et altéré des gneiss biotitiques communs. La structure ocellaire y est bien développée et particulièrement mise en évidence grâce à la chloritisation. L'œil, à l'aide de la loupe, découvre avec plaisir les jolis cristaux blanchâtres de plagioclase cernés par la pâte verte filamenteuse.

b) Les bancs interstratifiés.

Ce sont des niveaux pétrographiques d'importance secondaire, qui constitueraient d'excellents horizons repères s'ils étaient continus. Malheureusement, sur le terrain, il est difficile de les suivre en direction à cause de la nature très accidentée du relief et parce que ces niveaux sont le plus souvent lenticulaires ou laminés. La présence de calcaires métamorphiques et de « schistes carburés » est intéressante car elle implique en effet, pour la série, une origine sédimentaire.

Les leptynites à biotite.

Ces roches de couleur gris-beige, à grain fin et texture apparemment isotrope, constituent des bancs massifs et résistants en interstratification, de quelques décimètres à plusieurs mètres d'épaisseur, dans la série des gneiss plagioclasiques micacés. Elles présentent fréquemment un débit parallélipipédique dû à un réseau orthogonal de diaclases parallèles et perpendiculaires à l'allongement. Une répartition des micas noirs en petites touffes donne un aspect moucheté aux variétés riches en biotite.

Leptynite à biotite — 21.30765.

Origine: sur « La Bajule », au coude des gorges entre haute et basse Diosaz.

S.M. Structure granoblastique. Le quartz à extinction roulante et l'oligoclase damouritisé forment des plages cristalloblastiques jointives, parfois séparées par un enchevêtrement de grandes lamelles de biotite. Cette dernière, fraîche ou accompagnée d'un peu d'hydrobiotite incolore, renferme de nombreuses inclusions de quartz, d'apatite et de zircon.

Les schistes graphiteux.

Ce sont des roches schisteuses et finement grésio-micacées, dont les feuillets noirâtres, à éclat brillant, sont riches en pellicules graphiteuses tachant les doigts.

La structure mylonitique et la texture fréquemment noduleuse de ces schistes — par boudinage des lits quartzeux — montrent qu'ils ont subi un écrasement, voire même une trituration particulièrement intense. Ces niveaux correspondent souvent à des zones faillées silicifiées qui ont rejoué; le quartz a été moulu et l'ensemble prend le faciès pseudoconglomératique d'une brèche tectonique à petits éléments de quartz et ciment mylonitique très fin, presque opaque.

Ces intercalations de schistes graphiteux et de mylonitoschistes, surtout nombreuses à la base de la « série des Aiguillettes », ont une épaisseur variant de quelques dm à 25 m environ.

Schiste graphiteux — 15.30765.

Origine: sur « La Bajule », coude des gorges entre haute et basse Diosaz.

S.M. Structure lépidoblastique amygdalaire. La structure schisteuse hétérogène est due à une purée de minéraux écrasés et phylliteux: quartz finement grenu, séricite-phengite, graphite en chapelets de paillettes exfoliées, amas chloritiques, lamelles régénérées de biotite brun verdâtre et traînées de minerais (pyrite, limonite, leucoxène) qui cernent de petits lits boudinés, déformés et lenticulaires de quartz recristallisé en grandes plages à extinction ondulée et quelques plagioclases porphyroblastiques altérés.

Les cipolins.

Ces roches constituent en général des horizons peu épais, boudinés et étirés, qu'il est difficile de mettre en évidence. En effet, bien que les carbonates, sous forme de filonnets et d'imprégnations, soient fréquents dans la « série des Aiguillettes », les niveaux individualisés purement calcaires sont très rares. Je n'ai observé que quelques lentilles étroites, de quelques dm, disséminées près de la base de l'unité inférieure; la plus belle (d'où provient l'échantillon décrit ci-dessous) atteint cependant 3 m d'épaisseur et est visible sur une centaine de mètres.

Ce sont des roches massives de couleur gris-bleuâtre, sans litage apparent. Dans la pâte claire, formée de calcite finement cristallisée, se détachent de petites lentilles plus sombres et effilochées de silicates.

Cipolin — 16.30765.

Origine: lentille sur « La Bajule », coude des gorges entre haute et basse Diosaz.

S.M. Structure granoblastique. La calcite a cristallisé en grandes plages allotriomorphes présentant souvent les macles mécaniques typiques de ce minéral. Dans cette masse de carbonates sont

disséminés des grains de quartz, un peu d'apatite, des résidus lenticulaires de biotite chloritisée et de séricite-phengite accompagnés d'un peu de minerais opaques (pyrite et oxydes de fer).

Compositions minéralogiques quantitatives

	Gneiss plagioclasiques						Leptynite à biotite 21.30765
	à deux micas				à biotite		
	G 35 A	GS 68	GS 80	GS 78	GS 132	GS 63	
Quartz	30.5	28.2	25.0	22.7	28.5	44.1	32.1
Microcline	—	0.5	0.4	2.2	—	0.6	—
Plagioclases	36.6	28.0	37.8	34.5	23.5	16.8	41.8
Micas blancs	7.9	17.8	16.2	12.0	18.7	10.5	2.3
Biotite	9.7	18.1	12.2	10.2	26.5	19.5	20.1
Chlorite	7.4	5.4	4.6	12.7	1.8	6.4	3.0
Calcite	6.2	0.6	—	—	—	—	—
Sphène	—	—	0.5	0.9	—	—	—
Grenat	—	—	1.4	1.7	—	1.8	—
Divers	1.7	1.4	1.9	3.1	1.0	0.3	0.7

GS 68 Origine: côte 1330 m sous Merlet.

GS 78 Origine: Aiguillette du Brévent, alt. 2250 m.

(Les autres échantillons ont été décrits dans les pages précédentes.)

3. ZONÉOGRAPHIE ET FACIÈS DE MÉTAMORPHISME

Les conditions physicochimiques, qui ont présidé à la formation des schistes cristallins de la « série des Aiguillettes », paraissent à quelques détails près semblables à celles de la « série de Saint-Gervais ». En effet, comme cette dernière, la « série des Aiguillettes » se répartit ainsi dans la zonéographie de JUNG et ROQUES (1938, 1952):

Unité supérieure: Zone des micaschistes à deux micas

Unité inférieure: Zone des gneiss supérieurs

ce qui correspond à la mésozone de GRUBENMANN et NIGGLI.

Retranchons des assemblages minéralogiques les minéraux de rétroformation et de recristallisation, ainsi qu'on l'a fait pour la « série de Saint-Gervais », il ne reste alors que 6 minéraux « index »: quartz, oligoclase, microcline, biotite, muscovite et grenat (almandin).

Ces minéraux constituent l'assemblage principal:

quartz-oligoclase-biotite-muscovite-almandin-(microcline)

(exemple: gneiss à biotite et grenat, GS 63)

Cet assemblage est caractéristique de la séquence pélitique du « *sous-faciès staurotide-almandin* » (TURNER and VERHOOGEN, 1960), compris dans le « *faciès amphibolite à almandin* ».

Conclusions.

En utilisant les mêmes arguments que précédemment (pp. 267-269), il est possible de conclure que la série sédimentaire schisto-gréseuse des « Aiguillettes » a été métamorphosée dans les mêmes conditions physico-chimiques que la « série de Saint-Gervais »: 650° C de température, 3000 atm. de pression et saturation en eau, pour une profondeur maximale d'environ 12 km pour la base de la série.

La « série de Saint-Gervais » et celle des « Aiguillettes » sont donc isométamorphiques; cependant la seconde a évolué ensuite plus lentement au cours de la rétomorphose épizonale et la majorité de la biotite y est préservée, tandis que le développement des micas blancs secondaires est nettement plus limité.

CHAPITRE 4

LA SÉRIE PRARION — PORMENAZ

1. OBSERVATIONS GÉNÉRALES

La « série Prarion-Pormenaz » se trouve au cœur de la région étudiée, entre la « série de Saint-Gervais » et celle des « Aiguillettes ». Comme nous l'avons déjà vu, les contacts entre ces séries sont tectoniques. A l'est, le contact avec la « série des Aiguillettes » se fait par l'intermédiaire du Houiller pincé de la « racine de Coupeau-Rochy-Moède », tandis qu'à l'ouest le contact avec la « série de Saint-Gervais » est direct et correspond à un accident profond, souligné par une zone écrasée importante, longeant tout le flanc occidental du Prarion.

La « série Prarion-Pormenaz » se subdivise géographiquement en trois zones déterminées par sa structure tectonique:

- 1° Le massif de Prarion-Tête Noire
- 2° Les gorges de l'Arve, correspondant au fossé de Vaudagne — Servoz
- 3° Le massif de Pormenaz-Montagne du Fer.

Les massifs de Prarion-Tête Noire et de Pormenaz-Montagne du Fer représentent des bombements anticlinaux de la série, caractérisés par les faciès métamorphiques les plus profonds, tandis que la zone médiane des gorges de l'Arve apparaît comme une dépression synclinale intermédiaire constituée par les termes les moins métamorphiques.

Cette « série Prarion-Pormenaz » est découpée en compartiments par un réseau de grandes failles verticales longitudinales (de direction N-S à NNW-SSE). La présence fréquente de Houiller pincé en souligne l'importance et montre qu'elles ont joué au cours des phases orogéniques hercyniennes terminales. Un style brisant s'est donc superposé au style primaire souple (à double bombement anticlinal et dépression synclinale médiane). La série présente aujourd'hui une structure en « horst et graben » analogue à celles qui ont été décrites par C. BORDET (1961) à Belledonne.

La « série Prarion-Pormenaz » se subdivise pétrographiquement en trois unités principales:

1. *Unité supérieure* (épaisseur 1500 m environ) correspondant à la zone synclinale intermédiaire, déprimée et faillée des gorges de l'Arve; elle représente la couverture des unités inférieures et est formée de:

- a) cornéennes à deux micas
 - » chlorito-séricitiques
 - » quartzo-chloritiques
 - » granitiques à biotite.
- b) schistes chlorito-séricitiques
 - » séricitiques
 - » quartzo-séricitiques
 - » chloriteux
 - » graphiteux.
- c) quartzites.

2. *Unité moyenne* (épaisseurs 1300 m au Prarion et 1800 m environ à Pormenaz). Elle comprend tout le massif de Pormenaz-Montagne du Fer et une partie de celui de Prarion-Tête Noire. Cette unité se caractérise par l'abondance des « roches vertes »; mais, dans le massif de Pormenaz — Montagne du Fer, elle a été profondément transformée par l'intrusion du granite de Pormenaz, qui en a digéré une fraction importante et a provoqué la granitisation partielle de son entourage en donnant naissance à des faciès migmatitiques de contact. L'unité moyenne est constituée par:

- a) Groupe des gneiss prasinitiques
 - gneiss plagioclasiques chlorito-épidotiques
 - » épidoto-amphiboliques
 - » amphibolo-épidoto-chloritiques
 - » chlorito-calcitiques.
- b) Groupe des gneiss ovarditiques
 - gneiss plagioclasiques chloritiques

- gneiss plagioclasiques chloritiques à grenat
 » quartzo-chlorito-séricitiques.
- c) Groupe des gneiss leucocrates et roches diverses
 gneiss plagioclasiques
 » à biotite
 » à micas blancs
 leptynites quartziques
 cipolins.
- d) Groupe des mylonitoschistes
 schistes chlorito-séricitiques
 » séricitiques
 mylonites.
- e) Groupe des gneiss migmatitiques de Pormenaz
 gneiss biotitiques
 » granitiques.

3. *Unité inférieure* (épaisseur 500 m environ). Elle constitue le cœur de la « série Prarion-Pormenaz ». A Pormenaz, cette unité paraît avoir été assimilée par le granite; par contre, elle affleure bien dans le Prarion, où elle suit un axe N-S de la Tête du Chêne à la Tête Noire (cf. carte hors texte). Ses roches caractéristiques sont:

Epidotites
 Amphibolites
 Chlorite.

La « série Prarion-Pormenaz » est ainsi formée de deux complexes de caractère différent: l'unité supérieure d'une part et les unités moyenne et inférieure de l'autre.

L'unité supérieure provient du métamorphisme de silts argiligréseux contenant quelques intercalations quartzitiques. Son origine sédimentaire est attestée par une disposition généralement litée, par un rubanage fin des bancs de cornéennes, par la présence de schistes graphiteux (ou même de lentilles de graphite) et de niveaux grossièrement détritiques, etc... La couleur gris-foncé à gris-verdâtre de cette unité est due à l'abondance relative de la chlorite et parfois du sphène. Le zircon, ce minéral omniprésent dans les sédiments pélitiques alumineux, est ici très rare (sa teneur est très inférieure à 100 mg pour 25kg de roches). Il est donc possible que ces roches à grain très fin (inférieur à 0,1 mm) dérivent pour une part importante de tufs volcaniques ou proviennent du remaniement partiel des unités sous-jacentes. La fréquence des minéraux, dans l'unité supérieure, est la suivante (moyenne de 8 comptages):

	%
1. Quartz	32
2. Micas blancs	28
3. Chlorite	14
4. Plagioclasses	12
5. Biotite	5
6. Sphène	4
7. Calcite	2
8. Microcline	1

En revanche, l'unité inférieure, de composition gabbroïque (voir analyse 7.16865 pp. 298), est massive, sans niveaux stratigraphiques individualisés. Ses variations minéralogiques, qui affectent les proportions relatives des divers minéraux fémiqes (chlorite, épidote, hornblende), passent inaperçues à l'œil et par conséquent indéterminables avec précision sur le terrain.

Lorsqu'on monte dans cette série de composition essentiellement basique, on voit s'intercaler progressivement divers gneiss leucocrates alternant avec les roches prasinitiques ou ovarditiques. L'unité inférieure passe ainsi à l'unité moyenne en perdant son homogénéité pétrographique et en acquerrant un litage fruste: les roches présentent alors un rubanage grossier, le plus souvent à l'échelle du décimètre ou du mètre, dû à la succession de lits de composition différente.

Les roches de ces deux unités sont pauvres en quartz et dépourvues de zircons; elles contiennent par contre un grand nombre de plagioclasses à macles complexes caractéristiques d'une origine éruptive. En l'absence de structures sédimentaires et au vu des critères minéralogiques, il semble bien que l'unité inférieure provient du métamorphisme de roches volcaniques de composition basaltique ou proche, tandis que l'unité moyenne pourrait être d'origine mixte: niveaux sédimentaires alternant soit avec d'anciennes coulées, soit avec des dépôts de tufs ou de cinérites.

La fréquence des minéraux, dans les unités inférieure et moyenne, est la suivante (moyenne de 16 comptages):

	%
1. Plagioclasses	35
2. Epidote	14
3. Quartz	14
4. Chlorite	12
5. Hornblende	9
6. Micas blancs	6
7. Biotite	4
8. Calcite	2
9. Microcline	2

10. Sphène 1
11. Grenat

Le passage de l'unité moyenne à l'unité supérieure est progressif mais rapide. Il s'observe bien sur la rive droite de l'Arve au-dessus de la « route blanche », de la gare TMB des Houches au viaduc Sainte-Marie. Dans les assises des « gneiss verts » de Coupeau s'intercalent à leur sommet un nombre croissant de bancs de cornéennes; 200 m plus à l'W, face aux Houches, ces cornéennes — base de l'unité supérieure — devenues massives constituent les hautes parois, qui dominent la rive droite des gorges de l'Arve entre les Houches et Le Lac. Ce passage stratigraphique est partiellement masqué par une zone faillée longitudinale, de direction NNW-SSE, qui s'est développée au contact des deux unités, probablement à cause de leur différence de plasticité (incompétence tectonique); en effet, l'unité supérieure est rigide, tandis que les « gneiss verts » de l'unité moyenne, plus souples, se sont déformés plastiquement et montrent des replis serrés.

La ligne de crête du Prarion à Tête-Noire, par le col de la Forcle, ainsi que le versant ouest permettent de bien étudier la pétrographie de ce massif. Plus au sud, les trois coupes:

voie ferrée étroite du TMB de Saint-Gervais au col de Voza
Chemin de Bionnay à Bionnassay
chemin de Bionnay à Le Champel
montrent le contact mécanique avec la « série de Saint-Gervais ».

Dans les gorges de l'Arve, les affleurements sont bons sur la rive gauche, où les roches présentent de belles surfaces polies d'origine glaciaire (ancien verrou des glaciers du Mont-Blanc); par contre sur la rive droite, les masses rocheuses sont en voie d'éboulement, disloquées, fauchées ou effondrées.

Les meilleures coupes dans le massif de Pormenaz-Montagne du Fer sont:

les gorges de la Diosaz (avec notamment la sortie des gorges en visite aménagée à Servoz), doublée par la galerie E.D.F. de Mont-Vauthier
le chemin de Pormenaz à le Mont
la partie sud des gorges de l'Arve
la nouvelle route de Coupeau et les chemins des Houches à Servoz (par les crêtes ou les flancs).

Ces différentes coupes permettent d'établir le profil suivant:

Profil d'ouest en est, à travers la « série Prarion-Pormenaz »

1. Prarion — Tête-Noire.

Unité inférieure. — Série de « roches vertes », homogènes et massives, formées en grande partie de prasinites avec des niveaux purement épidotiques, amphiboliques

ou chloritiques. Cette série de 500 m d'épaisseur affleure bien sous le flanc ouest de Tête-Noire; elle est parcourue de grandes diaclases longitudinales recoupées par un jeu de fractures transverses, ce qui lui confère un débit parallélépipédique et de loin une fausse allure de stratification. L'unité inférieure passe progressivement à l'unité moyenne, qui constitue l'ossature de la région sommitale du Prarion.

Unité moyenne. — Aux prasinites se joignent de nombreux types d'ovardites et de gneiss leucocrates divers en bancs généralement mieux lités. Cette série du Prarion est plus ou moins écrasée, de nombreuses bandes de mylonites apparaissent près du sommet (mylonitochistes); elle est hâchée de failles verticales transverses et parallèles (comparables à celles de Pormenaz) qui, par gradins successifs, déterminent la dépression du col de la Forcle entre Prarion et Tête-Noire. De nombreux filons et filonnets de quartz, de chlorite et de calcite sont en relation avec ces accidents. De plus, sous Bionnassay dans le flanc E de la Tête du Chêne, les gneiss présentent une schistosité cataclastique oblique aux structures primaires et parallèle à la direction de la « zone de Chamonix » toute proche; cette schistosité s'accompagne de diaclases ainsi que de bancs de mylonite homogène, noire, à grain fin. Le long du flanc E du Prarion, le contact entre les unités moyenne et supérieure est masqué par les placages houillers, ainsi que par une couverture morainique ou d'éboulis.

2. Fossé de Vaudagne — Servoz.

Unité supérieure — Le premier élément de l'unité supérieure, rencontré en venant de l'W, est la lame tectonique de Vaudagne, qui pénètre dans le flanc W du Houiller de la « racine de Charousse-le Lac ». Elle est constituée d'une série de cornéennes et schistes chloriteux à patine roussâtre, jalonnés d'exsudats pegmatitiques de quartz riche en pyrite et galène (mine de Vaudagne). Cette lame, longue de 1200 m et large de 60 m au plus, plonge 80° E et sa direction est N 10 E.

La série, épaisse de 120 m environ, bordant le granite des Montées-Pélessier sur son flanc W, entre le Lac et Charousse, est en grande partie constituée de schistes quartzo-chloritiques ou chlorito-séricitiques avec quelques intercalations de cornéennes. Le contact mécanique (plan de glissement de direction N-S à N 10 E) avec le granite est souligné par une petite combe; les roches y sont fortement tectonisées et traversées par deux systèmes orthogonaux de diaclases silicifiées ainsi que par de petites failles obliques (N 40 E). Il n'y a aucun phénomène de métamorphisme de contact. De même, le contact avec le Houiller de la « racine de le Lac — Charousse » est tectonique. Les schistes cristallins, ainsi que les schistes ardoisiers, sont abondamment silicifiés, déformés et rubéfiés tout au long de ce contact.

Le fond du « fossé de Vaudagne-Servoz » est constitué par une série de schistes cristallins de plus de 800 m d'épaisseur, intercalés entre le granite des Montées-Pélessier à l'W et l'unité moyenne à l'E. Cette série est rompue dans l'axe de la structure par l'accident, rempli de Houiller, de la « racine des gorges de l'Arve ». Son contact avec le granite est mécanique et identique à celui qui vient d'être décrit,



alors qu'il y a passage progressif à l'unité moyenne (revoir pp. 284). Cette série comprend sur la rive gauche 250 m de schistes quartzo-chlorito-séricitiques, dans lesquels s'intercalent des niveaux de quartzites phylliteux, plus rarement bréchiés, qui sont suivis — en amont du viaduc Sainte-Marie, à cheval sur chaque rive de l'Arve — par 80 m de schistes carburés (schistes noirs graphiteux ou roussâtres pyriteux). Sur la rive droite, la série devient homogène et n'est plus représentée que par une séquence de cornéennes épaisse de 500 m environ.

3. Pormenaz — Montagne du Fer.

Dès l'entrée des gorges de la basse Diosaz, on pénètre dans les « faciès verts » de l'unité moyenne. Les gneiss plagioclasiques chloriteux à caractère ovariditique prédominent sur les types prasinitiques ou sur les bancs de cornéennes; ils sont très écrasés et traversés de bandes mylonitiques noires à grain fin. En marchant vers l'E, à la rencontre du granite de Pormenaz, les faciès changent progressivement, des bancs embréchitiques riches en porphyroblastes de feldspaths (plagioclase et microcline) apparaissent ainsi que des gneiss à texture rubanée; le matériel quartzo-feldspathique suit les déformations intimes de la roche et esquisse parfois de véritables replis méandriques pygmatitiques. Cette zone migmatitique de contact est traversée de filons d'aprites, de microgranites et de filonnets de quartz ou de barytine. Sur le versant E du granite, le contact est mécanique; là, granite et gneiss granitisés sont fortement cataclasés et fréquemment enrichis en micas blancs. Cette zone mylonitique, subverticale, s'étend jusqu'à l'accident de « Coupeau-Rochy-Moède », qui est comblé par du Houiller et coïncide avec la limite orientale de la « série Prarion-Pormenaz ».

2. DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

A. Unité supérieure.

a) Les cornéennes

Ce sont des roches dures et compactes. L'absence d'une schistosité bien marquée les rend difficilement fissibles. Elles sont de couleur gris-verdâtre, à reflets satinés dans les variétés séricitiques, et peuvent être fréquemment zonées, présentant des lits bigarrés gris, bruns, verts ou noirs, accompagnés de traînées de produits d'altération (oxydes de fer, leucoxène, etc.).

Leur nom de cornéenne utilisé par les anciens auteurs, OULIANOFF notamment, implique ici un sens purement descriptif (roche ressemblant à de la corne). Ce sont des gneiss à grain fin (0,1 mm ou moins) dérivant probablement d'anciens silts argileux, que la recristallisation métamorphique a transformés en bancs massifs rappelant les produits du métamorphisme de contact (Hornfels).

Dans les cornéennes, quartz et plagioclases ont une structure granoblastique. Les minéraux phylliteux peuvent constituer un feutrage alternant avec les lits grenus ou se présenter en nuages envahissant toute la roche; cette trame phylliteuse s'infiltré alors entre les plages de quartz et de feldspath pour dessiner une structure cloisonnée. Le quartz s'est souvent ségrégé en amas lenticulaires parallèles à structure en mosaïque, extinction roulante et caractère biaxe anormal. Il recristallise également en plages à contours irréguliers englobant des fragments de la pâte.

Il y a deux types de plagioclases, de l'albite fraîche, néoformée, à inclusions poeciloblastiques de quartz, et des plagioclases altérés de première génération (oligoclases acides à 12% An). Ces derniers sont d'anciens gros cristaux, maclés selon albite et plus rarement selon Carlsbad, fortement damouritisés, exceptionnellement saussuritisés (contenant alors un peu de calcite et de très petits grains de zoïsite); ils ne se présentent souvent plus qu'en masse résorbée, indistincte et trouble, au centre d'un amas nébuliforme de séricite.

Les micas sont représentés par de la biotite brune chloritisée, accompagnée peut-être d'un peu de stilpnomélane, de la biotite verte de seconde génération et par de la séricite-phengite en paillettes ou touffes échevelées.

Les chlorites (clinocllore) se présentent sous deux habitus différents, soit en pseudomorphose de la biotite et de la hornblende (rétromorphose), soit en remplissage de cassures (processus hydrothermal de sécrétion latérale).

Dans le lot des minéraux accessoires, on trouve du feldspath potassique (microcline), de la calcite, de la tourmaline zonée (bleu-vert à brune) en grains prismatiques recristallisés autour d'un noyau plus ancien, de la hornblende chloritisée, de l'actinote en fines aiguilles, du rutile-sagénite, des grains de sphène (-leucoxène), d'épidote, de pyrite, de magnétite-ilménite et quelques zircons.

Les principales variétés sont:

Cornéenne à deux micas — GS 98-99.

Origine: le viaduc Sainte-Marie, gorges de l'Arve.

S.M. Structure finement granolépido-blastique. Ces variétés sont zonées; elles se caractérisent par l'alternance de rubans finement granoblastiques, cloisonnés, chloriteux et biotitiques et de rubans quartzo-plagioclasiques à grain plus grossier riches en séricite-phengite. Le sphène y est abondant.

Cornéenne chlorito-séricitique — GS 9.

Origine: voie TMB entre les Montées-Pélessier et le ruisseau des Violetts.

S.M. Cette variété est identique à la précédente mais beaucoup plus riche en chlorite, car la biotite y est entièrement altérée.

Cornéenne quartzo-chloritique — GS 102.

Origine: lame de Vaudagne, sous Vaudagne.

S.M. Structure granoblastique. Cette variété est riche en quartz (plus de 50%), qui a recristallisé en mosaïque, et en chlorite, mais est très pauvre en micas.

Cornéenne granitique à biotite — GS 94.

Origine: 1 km au sud de Servoz, rive droite de l'Arve.

S.M. Structure granoblastique écrasée. Cette variété se distingue des précédentes par une texture finement gneissique. Dans la trame gris verdâtre constituée de quartz, chlorite, séricite et calcite se détachent des lits feldspathiques leucocrates à paillettes de biotite. Ces lits ont été écrasés et déformés; ils sont lenticulaires. Beaucoup d'albite (à maximum de 8% An) et du microcline alio-triomorphe, à large bordure de myrmécite, s'y développent. Il est possible qu'il s'agisse d'une granitisation latérale ou encore de filons-couches. En effet, ces roches se rencontrent surtout à proximité du granite de Pormenaz.

Compositions minéralogiques quantitatives des cornéennes

	GS 98	GS 99	GS 9	GS 102	GS 94
Quartz	32.8	43.3	29.8	54.5	12.2
Microcline	—	—	—	—	9.8
Plagioclases	11.2	10.3	3.2	15.8	36.5
Micas blancs	18.4	20.0	44.2	0.2	1.3
Biotite	7.2	18.2	—	0.7	16.6
Chlorite	18.0	4.4	14.2	23.8	5.6
Calcite	3.2	—	—	—	15.4
Sphène	8.2	2.1	6.2	3.1	1.9
Divers	1.0	1.7	2.4	1.9	0.7

b) *Les schistes (phyllites).*

Ce sont des roches litées à schistosité bien marquée; elles sont de couleur gris clair à verdâtre et offrent un clivage facile d'éclat lustré. Il semble qu'une partie d'entre elles dérive de gneiss à grain fin par dynamométamorphisme. On y observe en effet des structures gneissiques reliques ainsi que de nombreux vestiges de feldspaths brisés et pseudomorphosés.

A côté du quartz, les minéraux qui composent ces schistes sont tous des « stress minerals » stables dans des conditions de forte pression dirigée: séricite, chlorite, albite, épidote, microcline, talc, sphène, rutile, apatite, tourmaline, etc.

Les associations de minéraux phylliteux prédominent largement et constituent des feutrages lités ou une trame nébuleuse de paillettes échevelées enveloppant des mosaïques lenticulaires de quartz de recristallisation. La schistosité est souvent finement déformée; micas et chlorites se présentent alors en lamelles replissées et imbriquées dessinant des chevrons à extinction roulante.

Les principales variétés sont:

Schiste chlorito-séricitique — 10.25665.

Origine: 250 m au NW des Montées-Pélissier, à 30 m du contact avec le granite.

S.M. Structure granolépido-blastique. Il subsiste des vestiges du gneiss ancien sous forme de nombreux petits plagioclases porphyroblastiques emballés dans de la séricite et des gerbes de

chlorite. Le quartz finement grenu est accompagné de grains d'épidote, de sphène-leucoxène, de tourmaline et de quelques petits zircons. La roche est parfois zébrée de filonnets d'un carbonate brun ankéritique.

Schiste séricitique — GS 5.

Origine: tour Saint-Michel (le Lac).

S.M. Structure lépidoblastique. Cette variété de schiste, gris-argenté à verdâtre, au toucher onctueux, est particulièrement riche en séricite, séricite-phengite et contient à côté de la chlorite un peu de talc en flammèches fines, ployées ou en amas nébuliformes.

Schiste quartzo-séricitique — GS 129.

Origine: 200 m au SW de Mont-Vauthier.

S.M. Cette variété se distingue de la précédente par une structure granolépido-blastique, formée par l'empilement régulier de lits monocristallins de quartz et de micas blancs avec un peu de chlorite; ces lits sont intensément replissés. La roche est de couleur gris cendré.

Schiste chloriteux — 9.25665.

Origine: 250 m au NW des Montées-Pélissier, à 10 m du contact avec le granite.

S.M. Structure granolépido-blastique. Dans cette variété de couleur vert foncé, le quartz — souvent recristallisé en lentilles aplaties — et la chlorite prédominent. La séricite n'apparaît guère qu'en taches disséminées à l'emplacement d'anciens feldspaths entièrement pseudomorphosés.

Schiste graphiteux — GS 33.

Origine: lentille graphiteuse, rive droite de l'Arve, au-dessus du pont face à l'usine E.D.F. des Montées-Pélissier.

S.M. Ces roches sont semblables aux schistes carburés de la « série des Aiguillettes ». Structure lépidoblastique replissée, à exsudats lenticulaires de quartz et gros grains de pyrite. Le graphite à éclat nacré se présente en larges lamelles à terminaisons palmées, mêlées à un peu de séricite et de chlorite.

Compositions minéralogiques quantitatives des schistes (phyllites)

	10.25665	GS 5	GS 129
Quartz	39.1	16.3	27.4
Plagioclases	12.3	—	4.6
Micas blancs	24.0	59.8	53.0
Chlorite	17.5	16.4	8.6
Sphène	3.6	0.5	4.6
Epidote	0.3	—	—
Divers	3.2	7.0	1.8

c) *Les quartzites.*

Ils se présentent en bancs homogènes, de quelques mètres d'épaisseur, intercalés dans les cornéennes ou dans les schistes. Ces roches — de couleur grisâtre, à patine rousse quand elles sont imprégnées de pyrite limonitisée — ont une structure parfois assez grossièrement hétérogranulaire.

Dans une pâte à grain fin et de même composition que les cornéennes (quartz, séricite, plagioclases altérés, calcite, chlorite, sphène) se détachent de gros grains

de quartz, des fragments de quartzites à bordures corrodées, en larges plages cristalloblastiques engrenées, et des porphyroblastes de microcline ou de perthite. Le tout est écrasé et affecté d'une schistosité marquée par l'élongation parallèle de tous les constituants.

Dans les parois dominant la « route blanche », sur la rive gauche de l'Arve 300 m en aval du viaduc TMB de Sainte-Marie, s'observe un niveau de quartzites bréchiques épais de 6 m environ. Les éléments, petits (quelques centimètres de diamètre), anguleux et fortement écrasés sont constitués de quartz et de gneiss à grain fin du type des cornéennes encaissantes. En raison de son extension réduite, ce niveau représente probablement un ancien conglomérat bréchique local.

B. Unité moyenne

a) Les gneiss prasinitiques

Ce sont des roches massives, de couleur vert foncé, à schistosité mal développée et grain fin (0,1-0,5 mm). Elles sont constituées pour moitié de minéraux ferromagnésiens et calciques (épidote, chlorite, hornblende, calcite, biotite, sphène) et pour le reste surtout de plagioclases (40% environ), de quartz (peu abondant, 6% en moyenne) et de séricite. La structure de ces roches est généralement hétérogène; les plagioclases — incomplètement altérés, en porphyroblastes isolés, ocellaires, ou réunis en lits lenticulaires à croissance granoblastique — nagent dans une pâte épidoto-amphibolo-chloritique (voir photo 4, planche I).

On remarque facilement les feldspaths de couleur crème sur les plans de schistosité rubéfiés; ils s'accompagnent souvent de petites taches blanchâtres de carbonates effervescents à l'acide. Ces gneiss sont parfois rubanés, ils présentent alors une alternance de lits leucocrates gris ou beiges et montrent aussi localement des structures d'écrasement kakiritiques, avec noyaux résistants contournés fluidalement par les produits moulus.

Il y a deux types de plagioclases; une première génération est constituée de porphyroblastes altérés: oligoclase à 20% An en moyenne, parfois andésine à 40% An. Ces cristaux présentent fréquemment des macles complexes (albite, Carlsbad et péricline combinées), qui peuvent être déformées par cataclase, ainsi que des assemblages par interpénétration; ils s'altèrent en damourite ou ont été plus ou moins saussuritisés, avec libération de damourite, calcite, épidote, actinote et quartz. De l'albite fraîche, parfois maclée selon albite, est nettement de deuxième génération (voir photo 2, planche I).

Les épidotes sont représentées par le groupe monoclinique pistacite (épidote s. str.) — clinozoïsite (variété moins ferrifère). La clinozoïsite ($2V + 85^\circ$, angle max. d'ext. 18° , teintes de polarisation anormales gris-bleu) est intimement mêlée à la pistacite ($2V - 80^\circ$, angle max. d'ext. 28° , teintes de polarisation vives et forte dispersion); le passage de l'une à l'autre a souvent lieu dans le même cristal, la

biréfringence maximum varie de 0,008 à 0,038. Ces épidotes se présentent en grains incolores à gris-jaunâtre, allongés, à clivages plus ou moins nets, cassures nombreuses; ils sont parfois maclés selon h^1 (100).

Les amphiboles comprennent de la hornblende verte en grands individus allotriomorphes allongés et de l'actinote incolore en longues baguettes aciculaires. La hornblende verte ($2V - 80^\circ$, angle max. d'ext. 20° , biréfringence 0,016) montre un fort pléochroïsme dans les tons bleu-vert, vert et jaunâtre quand elle est restée fraîche; cependant, elle est souvent pigmentée d'oxydes de fer, d'épidote et semée d'aiguilles d'actinote, tandis que ses bordures deviennent incolores et passent à un liseré plus ou moins épais de chlorite.

Les chlorites (clinocllore) constituent un feutrage riche en oxydes de fer, exsudats de sphène-leucoxène et rutile. De la calcite primaire, en plages irrégulières, voisine avec de la calcite secondaire — plus limpide, à macles polysynthétiques — remplissant de fines diaclases.

Les autres composants sont moins typiques: quartz, séricite, biotite verte, apatite, pyrite et quelques zircons.

Les principales variétés sont:

Gneiss plagioclasiq. chlorito-épidotique — GS 108.

Origine: paroi formant le flanc E du Prarion, alt. 1600 m.

S.M. Structure porphyroblastique. Porphyroblastes de plagioclase à macles complexes, partiellement saussuritisés, pris dans une pâte plus finement grenue chlorito-épidotique avec albite, quartz, séricite, biotite, calcite, sphène, parsemée de baguettes aciculaires d'actinote.

Gneiss plagioclasiq. épidoto-amphibolique — 16.51065.

Origine: en aval du pont de Barne-Rousse, sentier touristique des gorges de la basse Diosaz, Servoz.

S.M. Structure granolépido-blastique. Cette roche rubanée est constituée de lits riches en plagioclases granoblastiques altérés, séricite et calcite alternant avec des lits de hornblende verte, plus ou moins chloritisée, et d'épidote.

Gneiss plagioclasiq. amphibolo-chloritique — G 48.

Origine: galerie E.D.F. de Mont-Vauthier, 770 m.

S.M. Structure granolépido-blastique. Cette variété se distingue de la précédente par une plus forte teneur en chlorite et peu ou pas d'épidote. Accompagnant la hornblende verte allotriomorphe, de la biotite verte secondaire se développe aux dépens des autres minéraux.

Gneiss plagioclasiq. amphibolo-épidoto-chloritique — 7.16865.

Origine: flanc W de Tête-Noire, alt. 1300 m.

S.M. Structure granolépido-blastique. Dans cette variété, la hornblende, l'épidote et la chlorite sont présentes en proportions presque égales. De petites aiguilles d'actinote pénètrent dans les plagioclases saussuritisés, qui sont parfois entourés de calcite (voir photo 4, planche I).

Gneiss plagioclasiq. chlorito-calcitique — Pr 29.

Origine: région au N de l'hôtel du Prarion, Prarion.

S.M. Structure granolépido-blastique écrasée. Le 70% de la roche est constitué par des chlorites riches en oxydes de fer et sphène et par des plagioclases fortement altérés. Le reste ne comprend guère que de la calcite, un peu de quartz recristallisé et des grains de pyrite. Je conserve

ici le nom de « gneiss » à cette roche — bien qu'en coupe mince il s'agisse d'un schiste chlorito-calcitique — parce qu'elle fait partie intégrante de la série des autres gneiss prasinitiques, dont elle dérive par écrasement local et rétro-morphose plus poussée.

Compositions minéralogiques quantitatives des gneiss prasinitiques

	GS 108	16.51065	G. 48	7.16865	D ₅	33.30865	GS 17
Quartz	12.7	0.2	12.0	—	4.0	7.8	4.5
Plagioclases	40.3	42.3	46.3	36.2	28.2	48.6	41.8
Micas blancs	3.0	2.5	4.7	—	12.7	12.1	2.9
Biotite	2.2	—	2.8	—	5.8	—	—
Chlorite	10.0	6.0	15.5	21.4	16.0	9.2	15.6
Calcite	1.2	1.5	—	2.5	1.5	—	3.3
Sphène	1.9	0.6	1.3	0.5	0.8	1.2	0.2
Amphiboles	1.4	25.0	13.2	22.1	2.8	15.3	4.9
Epidotes	25.9	21.4	0.5	16.7	25.2	4.8	25.3
Divers	1.4	0.5	3.7	0.6	3.0	1.0	1.5

D₅ Origine: pont naturel, extrémité sentier touristique des gorges de la Diosaz, Servoz.
 33.30865 » Tête du Chêne, altitude 1300 m (sud du Prarion).
 GS 17 » route de Coupeau, à 400 m au sud-ouest de cette localité.

b) Les gneiss ovariditiques

Ils alternent avec les gneiss prasinitiques, dont ils ont le même aspect et la même couleur vert foncé; cependant ces niveaux, plus minces, sont en général moins durs et de débit plus facile.

Minéralogiquement, les gneiss ovariditiques se distinguent des précédents par la disparition des épidotes et amphiboles. Les plagioclases se présentent fréquemment en petits porphyroblastes ocellaires, entourés par la pâte chloritique, et parfois tronçonnés en plusieurs fragments. Dans la pâte prédomine la chlorite riche en exsudats variés: oxydes de fer, grains de sphène, rutile et traînées de leucoxène. Les minéraux accessoires sont représentés par le quartz, qui a recristallisé en lentilles aplaties, la calcite, la séricite, la pyrite, l'apatite, la tourmaline; du grenat (almandin), en petits grains arrondis souvent entièrement chloritisés, apparaît dans certains niveaux (voir photo 2, planche I).

Les principales variétés secondaires sont:

Gneiss plagioclasiq ue chloriteux — Pr 37.

Origine: sommet du Prarion (alt. 1966 m).

S.M. Structure granolépido blastique. Dans cette variété leucocrate, les plagioclases (oligoclase à macles de Carlsbad et à macles plus complexes) se présentent en prismes rectangulaires très allongés, à bordures corrodées, disposés dans toutes les directions; ils rappellent une structure de roche éruptive subvolcanique. Pâte de chlorite avec un peu de séricite, quartz, sphène et oxydes de fer.

Gneiss plagioclasiq ue chloriteux à grenat — 15.31865.

Origine: voie T.M.B., SW col de Voza, alt. 1620 m (sud du Prarion).

S.M. Structure granolépido blastique hétérogranulaire écrasée. Dans une pâte de chlorite, séricite et quartz se détachent des plagioclases ocellaires et de petits grenats porphyroblastiques. De la calcite cimentent les diaclases. Des grains de sphène-leucoxène, un peu d'épidote et des oxydes de fer parsèment la trame chloriteuse.

Gneiss plagioclasiq ue quartzo-chlorito-séricitique — 28.30865.

Origine: flanc ouest de la Tête-du-Chêne, alt. 1140 m.

S.M. Structure granolépido blastique. Cette variété de gneiss, située près du contact tectonique avec la « série de Saint-Gervais », a subi une silicification. En effet, le quartz, en plages cristalloblastiques à extinction roulante, envahit la roche; il renferme des enclaves de plagioclase altéré. Dans la trame phylliteuse de séricite et chlorite apparaissent quelques grenats ainsi que de la calcite, du rutile, de la pyrite, des oxydes de fer et quelques petits zircons arrondis.

Compositions minéralogiques quantitatives de quelques variétés de gneiss ovariditiques

	Pr 37	15.31865	28.30865
Quartz	2.7	21.6	49.7
Plagioclases	66.4	7.1	21.6
Micas blancs	4.8	12.7	17.2
Chlorite	23.2	36.5	9.3
Calcite	—	3.4	0.5
Sphène	1.4	2.7	1.4
Grenat	—	8.9	—
Divers	1.5	7.1	0.3

c) Les gneiss leucocrates et roches diverses

Une partie de ces roches, qui constituent de fréquentes intercalations dans les gneiss prasinitiques et ovariditiques de l'unité moyenne, représente peut-être des produits felsiques de différenciation. Leur composition est souvent dacitique et voisine de celle des kersantites décrites au chapitre I. D'ailleurs certains de ces niveaux pourraient être d'anciens filons-couches. Les principaux types rencontrés sont les suivants:

Gneiss plagioclasiq ue leucocrate — GS 18.

Origine: au-dessous de Bettey, sur Coupeau, alt. 1280 m.

Roche hololeucocrate à grain fin, gris blanchâtre à bleuâtre; texture massive; schistosité d'écrasement soulignée par des filonnets chloritiques.

S.M. Structure hétérogranulaire. Porphyroblastes de quartz, d'albite (2% An) fraîche maclée selon albite plus quelques plagioclases calcosodiques damouritisés; ces derniers — ocellaires, à bords écrasés entourés d'une frange de produits de décomposition — présentent des macles complexes, des interpénétrations et parfois un zonage net. La pâte, finement granolépido blastique, contient de l'albite en grains non maclés accompagnée de quartz, calcite, séricite, chlorite, vermiculite en paillettes brun jaunâtre exfoliées, ainsi que des grains d'apatite, d'épidote et des traînées de leucoxène.

*Gneiss plagioclasiq*ue à biotite — 2.30765.

Origine: sur la Tête-de-la-Fontaine, alt. 1200 m, Pormenaz.

Roche finement litée et rubanée, lits gris brunâtre biotitiques séparant des lits feldspathiques minces, étirés et boudinés.

S.M. Structure cloisonnée. Des lamelles de biotite plus ou moins décolorée séparent les plagioclases. Ces derniers comprennent de l'oligoclase à 25% An, également damouritisé mais non maclé, et de l'albite fraîche (5% An). Il y a un peu de quartz, de la calcite à inclusions d'oxydes de fer de l'apatite, de l'épidote et des zircons.

*Gneiss plagioclasiq*ue à micas blancs — GS 19.

Origine: les Trois-Nants, chemin de Pierre-Blanche, Montagne du Fer.

Roche à grain moyen, hololeucocrate, gris blanchâtre; texture massive parsemée de grains de pyrite et de mouches limonitiques.

S.M. Structure granoblastique écrasée. Le quartz ancien, morcelé en petits grains, a ensuite recristallisé en grandes plages engrenées (mosaïque), à inclusions de micas, et tend à remplacer les plagioclases. Ceux-ci sont représentés par de l'oligoclase maclé selon albite et combinaisons plus complexes, ainsi que par de l'albite de néoformation. Du microcline perthitique, allotriomorphe, à bordure de myrmécite apparaît en même temps que se développent de longues paillettes froissées de séricite-phengite; apatite, pyrite, chlorite, petits zircons, rutile, oxydes de fer sont accessoires

Compositions minéralogiques quantitatives des gneiss plagioclasiques
(variétés leucocrates)

	2.30765	GS 19
Quartz	13.1	32.3
Plagioclases	40.5	54.6
Micas blancs	3.9	11.2
Biotite	31.6	—
Chlorite	6.4	0.5
Sphène	2.3	0.1
Divers	2.2	1.3

Leptynite quartzique — GS 107.

Origine: paroi formant le flanc E du Prarion, alt. 1530 m.

S.M. Structure finement grenue; aspect détritique. Les grains de quartz et de plagioclase (oligoclase montrant parfois des produits d'exsolution antiperthitiques et des macles déformées) sont enrobés d'une pâte plus fine de séricite, chlorite, épidote, oxydes de fer, traînées de leucoxène, sphène avec quelques zircons. Ce type de roche correspond probablement à d'anciens grès arkosiques à grain fin.

Cipolin — 25.30765.

Origine: gorge de la Diosaz, 100 m à l'W de la combe de Rochy.

Roche gris clair à grain fin, saupoudrée de produits verts d'altération cuprifères (malachite, etc.). S.M. Structure finement granoblastique: calcite en plages jointives, un peu de quartz et mouches de minéraux opaques. Ces niveaux carbonatés, rares et discontinus, représentent soit des lits sédimentaires, soit des produits de sécrétion latérale métamorphiques.

d) *Les mylonitoschistes.*

Ces schistes sont localisés près des accidents tectoniques importants (contacts de séries, failles transverses) et sur le dos des dômes anticlinaux. Ils constituent soit des bandes relativement étroites, parallèles aux structures hercyniennes N-S, soit des zones à contours irréguliers à proximité de la « zone de Chamonix ».

Les principales variétés sont:

Schiste chlorito-séricitique — Pr 24.

Origine: flanc SW du Prarion, alt. 1800 m.

Roche schisteuse, gris-verdâtre, lardée de lentilles pegmatitiques de quartz et partiellement rubéfiée.

S.M. Structure lépidoblastique; feutrage épais de chlorite et de séricite, quartz microgrenu, débris de sphène et d'apatite, oxydes de fer.

Schiste séricitique — Pr 26.

Origine: comme Pr 24.

Schiste satiné au toucher onctueux.

S.M. Structure finement lépidoblastique intimement replissée. Trame de séricite, en lamelles épaisses, par places amas nébuliformes incolores englobant de petits grains de quartz. Cassures cimentées par du quartz et de la chlorite hydrothermaux.

Mylonite — 38.30865.

Origine: flanc SE de la Tête-du-Chêne (sous Bionnassay).

Roche massive gris-vert à gris-noir à texture amygdalaire.

S.M. Granularité indistincte, presque opaque en L.N. Purée lépidoblastique présentant une orientation optique d'ensemble avec quartz, séricite, chlorite, traînées de minéraux opaques. Replis postschisteux et diaclases obliques, parfois rubanage secondaire dû à la recristallisation partielle du quartz.

Ces roches ont été soumises à deux phases de cataclase au moins: une mylonitisation primaire suivie de déformations secondaires de la schistosité et de l'ouverture de diaclases.

e) *Les gneiss migmatitiques de Pormenaz.*

Ces roches sont caractéristiques, dans les schistes cristallins de la « série Prarion-Pormenaz », de la zone de contact du « granite » de Pormenaz.

La granitisation se traduit par l'apparition du microcline et la formation de biotite brune et verte. Dans ces « gneiss verts », les apports granitiques ont déterminé deux modes de texture typiques:

texture œillée (gneiss biotitiques)

texture rubanée (gneiss granitiques).

La granitisation suit les structures de la roche, en souligne les replis, le litage, etc. Elle se propage facilement dans les gneiss prasinitiques et ovarditiques, tandis qu'elle est arrêtée par les gneiss à grain fin du type des cornéennes. De ce fait sa zone d'in-

fluence varie considérablement; elle atteint par exemple Le Bettey, au-dessus de Coupeau, qui est situé 2 km au S du plus proche affleurement (en surface) de granite.

Le passage des gneiss migmatisés aux faciès de bordure du granite est graduel. Les structures deviennent isotropes (abstraction faite de la schistosité d'écrasement), le microcline grandit et apparaît bientôt en phénoblastes idiomorphes.

Gneiss biotitique aillé — G 60.

Origine: débouché de la galerie E.D.F. de Mont-Vauthier (chalets du Fer).

Roche de trame gris foncé à verdâtre parsemée d'yeux feldspathiques blanchâtres, écrasés et étirés dans le plan de la schistosité.

S.M. Structure granolépido-blastique ocellaire. Les porphyroblastes sont formés de feldspath potassique allotriomorphe et d'oligoclase (10-15% An) plus ou moins porphyroblastique. Le microcline, souvent finement perthitique, présente ses macles polysynthétiques et parfois la macle de Carlsbad; il renferme des inclusions de plagioclase, de biotite, de quartz, d'apatite et occupe souvent la partie interne d'une structure concentrique avec auréole extérieure de paillettes de biotite enchevêtrée et bordure réactionnelle de myrmécite. L'oligoclase ovoïde, à macles fines de l'albite, est fortement damouritisé et souvent fragmenté; ses cassures sont cimentées par de petits grains de quartz ou de calcite. La pâte est constituée par un peu de quartz, de l'albite néoformée, de la calcite et par un feutrage de chlorite, biotite verte, vermiculite et séricite parsemé de quelques grands prismes rhombiques de sphène leucoxénisés ou calcitisés, de grains de zircons et d'apatite.

Gneiss granitique rubané — G 56.

Origine: galerie E.D.F. de Mont-Vauthier, côte 600 m.

Roche hololeucocrate, constituée par des rubans de grands feldspaths ovoïdes blanchâtres pressés les uns contre les autres alternant avec des zones quartziques.

S.M. Structure grenue porphyroblastique. Le quartz a recristallisé en mosaïque de plages engrenées à extinction onduleuse, tandis que les plagioclases (identiques à ceux des gneiss biotitiques) ovoïdes, brisés, sont entourés d'un feutrage de séricite et de chlorite. Les microclines et perthites allotriomorphes remplacent les plagioclases et sont eux-mêmes frangés de myrmécite. On note des résidus de hornblende chloritisée.

Compositions minéralogiques quantitatives des gneiss migmatiques de Pormenaz

	G 60	G 56	32.30765	16.13865
Quartz	11.4	30.0	4.2	17.7
Microcline	3.9	21,9	4.5	5.8
Plagioclases	32.5	33.9	30.2	35.5
Micas blancs	7.7	4.0	18.0	6.9
Biotite	23.4	3.5	20.4	22.2
Chlorite	9.6	4.8	—	—
Calcite	8.0	0.2	4.3	6.3
Sphène	1.3	1.1	5.7	3.9
Hornblende	—	—	10.0	—
Divers	2.2	0.6	2.7	1.7

32.30765 — Origine: Gorge Diosaz, 300 m. à l'W de la combe de Rochy

16.13865 — Origine: Pt 1917,2 au SE du hameau de Pormenaz.

C. *Unité inférieure.*

Cette unité massive et homogène n'est formée que par la série des roches vertes — gneiss prasinitiques et ovarditiques décrits dans les paragraphes consacrés à l'unité moyenne — dans laquelle s'individualisent quelques termes extrêmes et caractéristiques:

Epidotite — 13.16865.

Origine: flanc W de Tête-Noire, alt. 1290 m.

Roche vert foncé à vert jaunâtre, à texture isotrope, traversée d'un réseau de fines diaclases calcitisées.

S.M. Structure granoblastique. Grains fusiformes, allongés parallèlement, de pistacite et clinozoïsité entre lesquels sont intercalés des paillettes de chlorite, des amas locaux de quartz recristallisé et de calcite, des petits grains de sphène, d'apatite et quelques aiguilles d'actinote.

Amphibolite — GS 112 (voir photo 3, planche I).

Origine: voie du T.M.B., au SW du col de Voza, alt. 1610 m.

Roche vert noirâtre à texture légèrement zonée.

S.M. Structure granolépido-blastique. La hornblende verte, en plages allotriomorphes très allongées, parallèles, cerne des plagioclases altérés; elle constitue des rubans bordés de lits grenus d'épidote et d'un peu de quartz avec quelques paillettes de chlorite. Les amphiboles sont partiellement épigénisées par de l'épidote avec calcite et chlorite.

Chloritite — Pr 4.

Origine: flanc NW de Tête-Noire, parois dominant Chedde, alt. 1000 m.

Schiste à grain fin, dense, vert foncé, divisé par des diaclases remplies de calcite ferrugineuse.

S.M. Structure lépidoblastique. Les gerbes allongées de chlorite forment plus du 60% de la roche; elles se mêlent à passablement de séricite et englobent des plagioclases altérés (vestiges d'andésine à 31% An), du quartz finement grenu, beaucoup de calcite, des nodules allongés de sphène leucoxénisé ou calcitisé, des grains de pyrite, des oxydes de fer et des traînées limonitiques.

Compositions minéralogiques quantitatives

	Epidotite 13.16865	Amphibolite GS 112
Quartz	10.9	6.5
Plagioclases	—	17.4
Micas blancs	—	1.1
Chlorite	9.6	3.9
Calcite	3.7	1.5
Sphène	0.2	0.4
Hornblende	—	47.8
Epidote	73.6	21.2
Divers	2.0	0.2

3. ANALYSES CHIMIQUES

Les huit échantillons analysés ont été choisis en vue de mettre en évidence les principales caractéristiques de chaque unité et aussi d'illustrer quelques-uns des cas particuliers de l'unité moyenne.

	Unité inférieure 7.16865	Unité moyenne					Unité supérieure	
		GS 89	GS 17	Pr 26	Pr 38	D ₂	GS 1	GS 28
SiO ₂	48.81	51.43	58.20	57.50	63.22	65.85	75.91	68.17
Al ₂ O ₃	17.03	18.54	16.16	21.28	15.68	16.37	12.05	15.46
Fe ₂ O ₃	1.65	4.26	2.54	4.12	1.50	1.36	0.23	2.29
FeO	5.93	6.57	3.10	1.55	3.73	3.76	2.08	2.48
MgO	7.28	6.33	5.40	0.93	2.52	1.80	1.58	1.91
MnO	0.15	0.01	0.09	0.03	0.06	0.02	0.01	0.06
CaO	7.32	0.89	4.47	0.50	1.54	0.25	0.35	0.30
Na ₂ O	5.21	0.82	5.57	1.48	6.34	1.97	1.81	3.37
K ₂ O	0.34	5.37	0.72	5.95	1.02	3.89	3.07	2.54
TiO ₂	0.88	0.67	0.54	1.09	1.45	0.86	0.05	0.71
P ₂ O ₅	0.08	0.32	0.08	—	0.20	0.14	0.10	0.11
H ₂ O ⁺	2.77	4.66	2.36	5.11	2.51	3.06	2.10	2.52
H ₂ O ⁻	0.06	0.22	—	0.66	0.06	0.03	—	0.10
S	—	—	—	—	—	0.10	—	—
CO ₂	2.92	—	—	—	—	—	—	—
Totaux	100.43	100.09	99.23	100.20	99.83	99.46	99.34	100.02
Analyste . . .	G. Méran- don	G. Zippel	G. Zippel	J. Helvin	G. Zippel	G. Krum- menacher	J. Helvin	G. Zippel

Unité inférieure:

7.16865 gneiss plagioclasiq. prasinitique (voir p. 291); flanc W de Tête-Noire, alt. 1300 m. Coord. 111.900: 941.500.

Unité moyenne:

GS 89 gneiss migmatitique prasinitique; gorge de la Diosaz, contact flanc W granite de Pormenaz. Coord. 113.950: 945.450.
 GS 17 gneiss plagioclasiq. épidoto-chloritique (gr. prasinitique); route de Les Houches à Coupeau à 400 m au SW de cette dernière localité. Coord. 110.100: 946.050.
 Pr 26 Mylonitoschiste séricitique (voir p. 295); flanc SW du Prarion, 1800 m. Coord. 108.700: 942.200.
 Pr 38 gneiss plagioclasiq. quartzo-chloritique (gr. ovarditique); sommet du Prarion. Coord. 109.400: 942.300.
 D₂ gneiss plagioclasiq. quartzo-chlorito-séricitique (gr. ovarditique); entrée du sentier touristique des gorges de la Diosaz, Servoz. Coord. 113.600: 944.650.

Unité supérieure:

GS 1 cornéenne chlorito-séricitique; Montées-Pélessier, contact avec le granite. Coord. 111.500: 944.150.
 GS 28 cornéenne chlorito-séricitique; rive droite de l'Arve, en aval du viaduc Sainte-Marie. Coord. 109.700: 945.250.

Paramètres de Niggli

		si	al	fm	c	alk	k	mg
1.	7.16865	120	25	43	20	13	0.04	0.63
2.	GS 17	177	29	39	15	18	0.08	0.64
3.	Pr 38	244	36	32	7	26	0.10	0.47
4.	GS 28	324	43	32	1	23	0.33	0.42
5.	GS 1	490	46	28	2	24	0.53	0.55
6.	GS 89	150	32	53	3	12	0.81	0.52
7.	D ₂	310	46	33	2	21	0.56	0.39
8.	Pr 26	238	52	24	2	22	0.72	0.24

A. Roches typiques de la « série Prarion-Pormenaz ».

a) Unité inférieure.

7.16865. Ce gneiss plagioclasiq. — composé pour ce qui est des minéraux noirs en parties presque égales de hornblende, chlorite et épidotes (cf. pp. 291) — représente bien le type de roche le plus commun dans l'unité inférieure. Sa composition fémique, basique (qz = — 32), pauvre en alcalis, l'excès de Mg sur Fe (mg = 0.63), la très faible teneur en K₂O sont autant de caractères propres aux magmas gabbroïques et à de nombreuses ophiolites alpines (cf. BURRI und NIGGLI, 1945, pp. 128 et suiv.).

L'analyse chimique confirme donc l'hypothèse d'une origine volcanique (basaltique), suggérée par l'étude de terrain et l'analyse pétrographique.

b) Unité moyenne.

GS 17. Ce gneiss plagioclasiq. de Coupeau représente bien le type prasinitique commun de l'unité moyenne. Il possède encore bien des analogies avec la roche précédente: excès de Mg sur Fe (mg = 0.64), faible teneur en K₂O, richesse en éléments ferromagnésiens, pas d'excès d'alumine ($t < 0$), ... Mais sa composition n'est plus soussaturée en silice (qz = 5) et tend vers celle d'un magma diorito-quartzique.

Pr 38. Ce gneiss plagioclasiq. du Prarion représente bien le type ovarditique commun de l'unité moyenne; il est beaucoup plus pauvre en chaux que les gneiss prasinitiques précédents. La composition subfémique présente une certaine sur-saturation (qz = 39), car riche en alcalis et pauvre en chaux; ces caractères la

rapprochent de certaines variétés de diorites quartziques. La teneur en soude est importante, tandis que celle en potasse reste très faible; l'alumine est faiblement excédentaire ($t > 0$), ce qui se traduit par l'apparition d'un peu de micas blancs dans la roche. Notons enfin l'importance relative de TiO_2 (1.45%).

c) *Unité supérieure.*

GS 28 — GS 1. Ces deux cornéennes représentent le faciès le plus typique de l'unité supérieure. Leur composition — salique, très siliceuse (qz moyen = 213) et très pauvre en chaux (proche de certains granites alcalins) — différencie nettement, du point de vue chimique, ces roches des précédentes et par conséquent l'unité supérieure des unités plus profondes. Il faudrait rechercher d'éventuelles analogies chimiques entre les deux groupes dans les schistes chloriteux représentant peut-être des récurrences d'épisodes caractéristiques des unités profondes. Les cornéennes possèdent un excès d'alumine important, se traduisant par leur richesse en micas; parallèlement la teneur en potasse augmente et devient sensiblement égale à celle

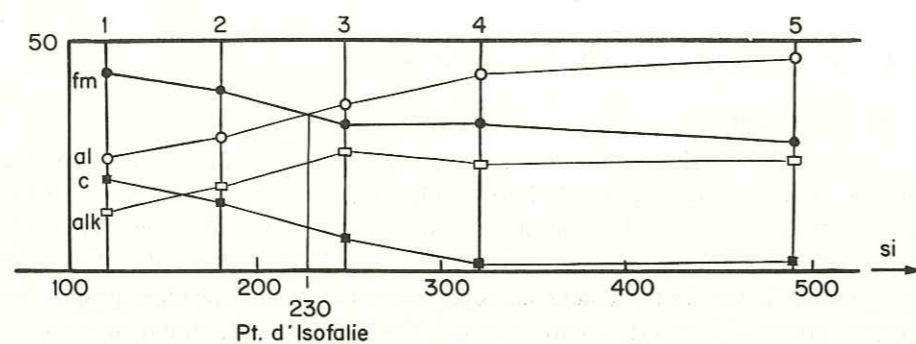


Fig. 6.
Diagramme de variation de Niggli pour les schistes cristallins de la « série Prarion-Pormenaz ».

de la soude ($k = 0.33-0.53$).

Le diagramme de variation de Niggli, ci-dessous, est régulier; il montre l'évolution continue des caractères chimiques lorsque l'on va de l'unité inférieure à l'unité supérieure. En effet, des gneiss prasinitiques aux cornéennes, les teneurs en éléments ferromagnésiens et chaux diminuent peu à peu tandis que parallèlement les alcalis et l'alumine augmentent.

Ce schéma — montrant une différenciation progressive des termes les plus basiques aux plus acides — correspond-il à une activité volcanique évoluant dans ce sens? L'analyse chimique seule n'est pas concluante.

Ce que l'on peut déduire des observations de terrain, des analyses chimiques et pétrographiques, c'est que l'unité inférieure dérive vraisemblablement de roches

volcaniques de composition basaltique ou voisine (coulées, sills et tufs) et que l'unité supérieure apparaît comme une série d'anciens silts argileux, avec peut-être des apports rhyolitiques (ignimbrites?), tandis que l'unité moyenne se présente comme un terme intermédiaire dans cette évolution.

B. *Roches particulières de l'unité moyenne.*

Les roches particulières à l'unité moyenne sont, d'une part, des migmatites, d'autre part des mylonites.

a) *Migmatites.*

On sait qu'au voisinage du contact avec le « granite de Pormenaz », l'unité moyenne présente des faciès migmatitiques. Par rapport aux roches semblables de la même unité, le gneiss prasinitique (GS 89) et le gneiss ovarditique (D_2) granitisés montrent alors une teneur importante en potasse et un fort excédent d'alumine. Ceci confirme que la migmatitisation, qui s'est traduite par le développement de feldspaths potassiques et de micas (biotite et micas blancs), correspond à des apports importants de potasse et d'alumine, et réciproquement, au départ d'une grande partie de la chaux et de la soude. Par conséquent, l'analyse chimique permet de voir que la migmatitisation s'est accompagnée ici d'échanges de matière, et ce sur des distances relativement considérables (de l'ordre du kilomètre), compte tenu du volume restreint du « granite de Pormenaz ».

b) *Mylonitisation.*

La présence de bandes de mylonitoschistes séricitiques (Pr 26) au Prarion correspond souvent aux intercalations de gneiss plagioclasiques et autres roches différenciées. En effet, l'analyse chimique montre que ces mylonitoschistes ont une composition salique, peu siliceuse (qz = 51), pauvre en chaux, très riche en alumine et en potasse, correspondant à des variétés de syénites potassiques. Il s'agit donc de bancs de composition particulière et peut-être d'anciens sills ou filons — couches ayant été plus facilement écrasées à cause de leur épaisseur réduite.

4. LES FACIÈS DE MÉTAMORPHISME

Les schistes cristallins de la « série Prarion-Pormenaz » se répartissent en deux groupes:

- A. Unité supérieure épizonale
- B. Unités moyenne et inférieure mésozonales.

Comme précédemment, pour définir les faciès de métamorphisme, il est nécessaire de tenir compte:

1) *De la rétro-morphose.* — L'altération des minéraux ferromagnésiens (+ magnétite-ilménite) a donné des minéraux tels que: chlorite, actinote, oxydes de fer, sphène, rutile, leucoxène, calcite; la damouritisation des plagioclases acides a produit du mica blanc et la saussuritisation des plagioclases plus basiques des micas blancs, de l'épidote, de l'actinote, de la calcite et du quartz.

J'ai étudié plus particulièrement quatre échantillons de chlorite par diffraction des R. X (caméra grand angle, compteur proportionnel, enregistrement sur papier) en suivant la méthode de détermination présentée par DELALOYE (pp. 51-56, 1966). Ces chlorites appartiennent toutes au groupe clinochlore-sheridanite (chlorites magnésiennes). Je donnerai deux exemples de leurs formules (établies à partir des deux meilleurs enregistrements):

Sheridanite-clinochlore, Pr 29 (gneiss ovariditique, Prarion)
 $(Mg_{3.95} Fe^{2+}_{0.80} Al)_{1.25} (Si_{2.75} Al_{1.25}) O_{10} (OH)_8$

Clinochlore, 6/2765 (filon de sécrétion latérale, gorge de l'Arve)
 $(Mg_{4.15} Fe^{2+}_{0.80} Al_{1.05}) (Si_{2.95} Al_{1.05}) O_{10} (OH)_8$

2) *Des minéraux de recristallisation* (postérieure à la rétro-morphose). — Quartz, albite de néoformation, myrmécite, micas blancs, calcite, tourmaline, etc. On a vu, par exemple, que les nombreuses diaclases — dans les unités inférieure et moyenne — étaient remplies de calcite et de chlorite; il est probable que ces minéraux sont dus à la réaction:

« clinozoïsite + actinote → calcite + chlorite ».

Ainsi, dans le cas d'un gneiss prasinitique, par exemple, les transformations minéralogiques successives peuvent être schématisées de la manière suivante:

Roche primitive (composition basaltique)	gneiss prasinitique Métamorphisme fondamental (faciès amphibolite)	Rétromorphose et recristallisation
Plagioclase basique	Oligoclase -andésine	Albite
Minerais de fer	+H ₂ O Epidote	Epidote
Augite titanifère	Hornblende	Chlorite (+ oxydes de fer et rutile)
	Quartz	Quartz
	Calcite	Calcite
	Sphène	Leucoxène

Dans l'unité supérieure, il subsiste sept minéraux « index »: quartz, albite, mica blanc, chlorite, biotite, microcline et épidote.

Une partie de l'albite des cornéennes est primaire puisque les cristaux sont déformés; de même la chlorite, dans les schistes, ne se contente pas d'épigéniser quelques minéraux mais constitue des lits épais et réguliers (en alternance avec le quartz). Les assemblages minéralogiques se répartissent selon quatre types principaux:

Schistes:

- 1) « Quartz-Séricite-Chlorite » (par exemple GS 129)
- 2) « Quartz-Albite-Mica blanc-Chlorite (-Epidote) » (10.25665).

Cornéennes:

- 3) « Quartz-Albite-Mica blanc-Chlorite-Biotite » (GS 98-99)
- 4) « Quartz-Albite-Mica blanc-Chlorite-Biotite-Microcline » (GS 24)

caractéristiques du *faciès schiste vert*. Notons que le métamorphisme croît de 1 à 4.

Dans les unités moyenne et inférieure, il subsiste également sept minéraux « index »: plagioclase (10-40% An), épidotes (pistacite et clinozoïsite), hornblende, quartz, calcite, biotite et grenat (almandin) se groupant aussi en quatre assemblages principaux:

Ovardite:

- 5) « Plagioclase-Quartz-Almandin-Chlorite (-Epidote) » (par exemple 15.31865).

Prasinites:

- 6) « Plagioclase-Epidote-Hornblende-Quartz-Calcite (-Biotite) » (GS 108 et suiv.)
- 7) « Hornblende-Epidote-Plagioclase (-Quartz) » (GS 112)
- 8) « Epidote-Quartz » (13.16865)

caractéristiques du *sous-faciès staurotide-almandin* du *faciès amphibolite à almandin*. On sait que la limite entre le faciès « schiste vert » et le « faciès amphibolite » est arbitrairement définie par la nature du plagioclase. Dans le « faciès schiste vert », le plagioclase est de l'albite presque pure (0-7% An); tandis que dans le « faciès amphibolite », c'est de l'oligoclase ou de l'andésine.

Dans les Alpes suisses BEARTH (1958) a d'ailleurs pu mettre en évidence une « zone de l'albite » (Valais) et une « zone de l'oligoclase » (vallée d'Anzasca à Locarno), tandis que WENK (1962) a montré que la basicité des plagioclases dépendait du degré de métamorphisme et non du chimisme de la roche.

Dans la région étudiée ici, on voit que la distinction entre une « zone à albite » (faciès « schiste vert » de l'unité supérieure) et une « zone à oligoclase » (faciès « amphibolite » des unités moyenne et inférieure) est évidente, bien que la rétro-morphose épizonale ait considérablement oblitéré les différences primitives.

Une étude des plagioclases par diffraction des R. X, selon la méthode préconisée par SMITH (1956), montre que l'albite de néoformation prédomine dans toutes ces roches; son effet surpasse généralement celui des plagioclases plus basiques résiduels (de première génération). Cependant, le mélange de ces deux plagioclases différents se révèle par un redoublement plus ou moins net de chacune des deux réflexions considérées. Les mesures ont donné par exemple:

	Echantillon	20 (111)-20 111	% An	Plagioclases
Gneiss prasinitique	(33.30865)	0.58-0.68	14-30%	Oligoclase
Gneiss ovarditique	(7.25665)	0.52-0.60	6-17%	Albite-Oligoclase
Gneiss prasinitique	(8.16865)	0.52-0.56	6-13%	» »
» »	(GS 108)	0.50-0.53	4-8%	Albite
Schiste vert	(GS 124)	0.50	4%	»
Gneiss plagioclasiq.	(GS 18)	0.48	2%	»

* * *

La série, dont l'épaisseur totale est d'environ 3,5 km, a évolué d'une manière homogène; elle montre un métamorphisme qui, de la base au sommet, décroît régulièrement, en partant du « faciès amphibolite » pour aboutir au « faciès schiste vert ». Il est intéressant de constater, en comparant les différentes séries régionales, que seule celle de « Prarion-Pormenaz » présente un métamorphisme épizonal primaire de type « schiste vert », les autres séries n'ayant acquis ce caractère que partiellement et localement durant une rétro-morphose ultérieure.

Conditions physico-chimiques.

A propos de la « série de Saint-Gervais », j'ai déjà discuté des conditions physiques qui déterminent le « faciès amphibolite à almandin »; la proximité de la « série Prarion-Pormenaz » et de celles de « Saint-Gervais-Aiguillettes » implique des conditions de formation proches, sinon semblables, pour les unes et les autres. De nouveaux arguments viennent étayer cette manière de voir.

Le passage rapide du faciès « amphibolite » au faciès « schiste vert » implique l'existence d'un gradient géothermique assez élevé pour produire d'importantes variations de température sur une différence de profondeur de moins de 4 km.

De plus, l'étude de chacune des trois séries cristallophylliennes met en évidence l'absence — tant dans les séquences pélitiques des séries de « Saint-Gervais » et des

« Aiguillettes » que dans les séquences basiques des unités inférieure et moyenne de « Prarion-Pormenaz » — de toute roche appartenant au faciès « schiste à glaucophane ». Cette absence démontre que la pression n'était pas anormalement élevée, ce qui implique que la température a été le facteur prépondérant. Voilà qui confirme nos hypothèses ultérieures quant à une profondeur maximum de l'ordre de 12 km, avec une température voisine de 600° C et une P_{H_2O} forte, étant donné la prédominance des minéraux riches en groupes hydroxyles OH^- .

Les valeurs maximales de la pression et de la température étant ainsi provisoirement établies, voyons ce que nous pouvons penser des valeurs minimales. Des renseignements sur ces dernières nous sont donnés par la connaissance du domaine de stabilité des minéraux caractéristiques du faciès « schiste vert » (quartz, albite, chlorite, mica blanc, épidote, etc.).

Il est généralement admis que ces minéraux ne peuvent se former qu'à des températures supérieures à 300° C. En fixant la température minimale à 400° et en admettant un gradient géothermique de 50°/km, la profondeur minimale atteinte par le sommet de la « série Prarion-Pormenaz » serait de 8 km. On voit qu'entre le toit de la série et sa base, fixée à 12 km de profondeur, il y a précisément l'intervalle de 4 km correspondant à sa puissance approximative.

CHAPITRE 5

REMARQUES SUR LA TECTONIQUE DU SOCLE CRISTALLIN

Les principales caractéristiques de la structure tectonique des séries cristallophylliennes décrites ont été acquises au cours d'une période orogénique complexe antéstéphanienne.

Cette orogénèse s'est traduite par les épisodes successifs suivants:

- 1) Un métamorphisme de caractère mésozonal profond à épizonal, avec individualisation de blocs orientés N-S, isoclinaux, limités par des plans de cisaillement longitudinaux et subverticaux;
- 2) La mise en place de granites intrusifs;
- 3) Une période importante de cataclase;
- 4) Le découpage des unités par des failles transverses (E-W), déterminant des rejets verticaux et, localement, des décrochements dans le plan horizontal.

Les nombreux replis internes, que l'on observe communément, témoignent du fait que les séries ont commencé par être largement plissées; puis au fur et à mesure de la recristallisation métamorphique, le style souple a progressivement fait place

à un style brisant. Pressés les uns contre les autres, les plis se sont laminés et leurs structures sont devenues uniformément isoclinales. Les blocs isoclinaux ainsi créés n'ont plus alors été séparés que par des plans de cisaillement longitudinaux convergeant vers l'est dans leur zone d'enracinement.

Sur le terrain, la proximité d'un de ces plans de cisaillement se traduit dans les roches de la zone tectonique par quatre types de phénomènes (voir photo ci-dessous, fig. 7):

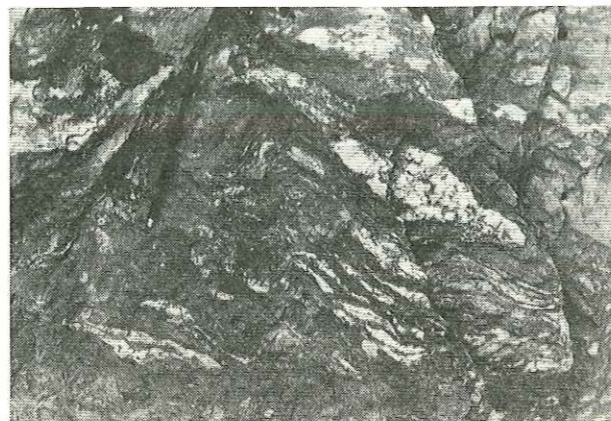


Fig. 7.

Gneiss de la « série Prarion-Pormenaz » sous Coupeau, replissé, silicifié, faillé et écrasé (voir texte ci-dessus).

déformation de la schistosité principale du gneiss (replis, boudinage, élongation);
exsudats pegmatitiques lenticulaires de quartz dans le plan de la schistosité, soulignant la déformation;
réseau secondaire de petites failles en éventail, qui convergent vers l'accident principal;
mylonitisation et altération.

Le style en « horst et graben » date d'une phase tardive, postérieure à la mise en place des granites, et correspond à une remontée générale du bâti dans l'épizone (rétromorphose principale). Pendant cette phase cataclastique, le socle cristallin induré a été fortement écrasé et découpé par un réseau dense de failles transverses. Leur intersection avec les accidents N-S a localement isolé des compartiments entiers, exhaussés ou effondrés (exemple: sommets du Prarion ou de Tête-Noire et dépression intermédiaire du col de la Forcle). Les mouvements tectoniques dans le plan vertical ont prédominé, mais ils ont été accompagnés parfois de décrochements latéraux importants. La faille des gorges de la basse-Diosaz (cf. carte), avec son rejet horizontal de 250 m environ, en est un bon exemple.

Les failles transverses ont été rapidement cicatrisées par de la silice, puis par de la barytine et des carbonates, le tout accompagné de divers sulfures de Cu, Pb et Zn. En revanche, il n'y a pas eu colmatage des plans de cisaillement N-S trop importants et profonds; ceux-ci, délimitant des graben, ne furent cimentés que plus tardivement par les sédiments plastiques du Carbonifère supérieur.

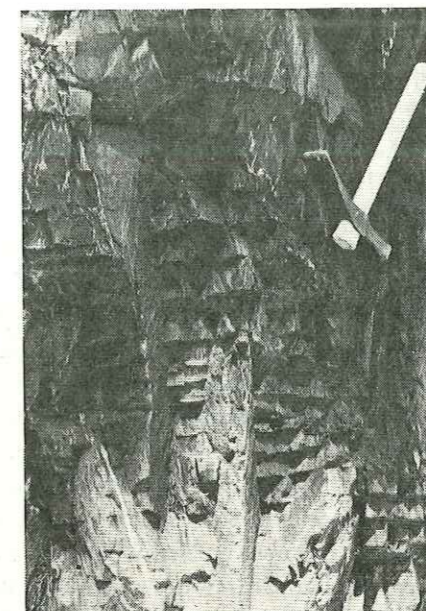


Fig. 8.

Diaclases N-S verticales (hercyniennes tardives) et diaclases E-W (alpines) subhorizontales dans les gneiss de la « série Prarion-Pormenaz » (localité: gare TMB des Houches).

S'il est relativement aisé de déterminer l'âge de la phase cataclastique terminale (Westphalien; phase ségalaunienne de Lugeon) en se basant sur l'âge des granites intrusifs et sur celui des sédiments superposés, il est par contre encore impossible de se prononcer avec précision sur l'âge du début de l'orogénèse, qui doit très probablement remonter à la limite Dévonien-Carbonifère. On sait, en effet, qu'une part importante du métamorphisme a précédé la venue des granites carbonifères, or leur mise en place, qui s'étend du Carbonifère inférieur au Westphalien, paraît couvrir une période de 60 millions d'années environ. La durée de cette phase majeure de l'orogénèse hercynienne a donc été fort longue, de l'ordre d'une centaine de millions d'années peut-être.

Les phases orogéniques ultérieures, hercyniennes tardives et alpines, ne se sont guère traduites dans le socle cristallin que par des manifestations mineures :

rejeu des accidents plus anciens;
mylonitisations locales;
déformations, remobilisations et recristallisations secondaires;
diaclasses et filonnets quartzo-chloritiques.

P. BORDET (1963) a minutieusement décrit ces phénomènes particuliers et tardifs, aussi je n'y reviendrai par conséquent pas en détail.

Dans cette région, les diaclasses sont presque partout bien marquées. On peut observer selon les endroits deux ou trois réseaux de direction différente (voir photo ci-dessus, fig. 8) : deux jeux sensiblement N-S (NNW-SSE) (NNE-SSW) et un jeu E-W. Ce dernier recoupe les réseaux N-S ainsi que toutes les structures de la roche (lentilles de quartz d'exsudation, par exemple); il paraît donc lié à une phase alpine de rémission des tensions orogéniques, tandis que les précédents datent sans doute de phases hercyniennes tardives. Au réseau de diaclasses E-W sont fréquemment liés les nombreux filonnets quartzo-chloritiques hydrothermaux pénétrant jusque dans la base des quartzites du Trias (et confirmant ainsi l'âge alpin du phénomène).

Quand les deux réseaux N-S de diaclasses apparaissent simultanément, ils déterminent dans la roche un débit parallépipédique particulier. C'est le cas fréquemment dans les roches à grain fin du type des cornéennes ou des gneiss prasinitiques.

L'extrémité méridionale des Aiguilles-Rouges est réunie à l'extrémité septentrionale de Belledonne par un faisceau N-S d'accidents garnis ou non de Carbonifère supérieur. De plus, cette zone est recoupée en biseau par un train de cassures NE-SW, qui déterminent à grande échelle l'apparition des coins cristallins de la bordure SW du Mont-Blanc (cf. PARÉJAS, 1922b).

DEUXIÈME PARTIE

SÉDIMENTS D'ÂGE PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR

Ces dépôts continentaux reposent en discordance sur le socle cristallin (gneiss et granites) en dessous des grès-quartzites blanchâtres du Trias inférieur (Werfénien) — transgressifs et probablement marins (AMBERGER, 1960) — de la couverture autochtone des Aiguilles-Rouges.

Je les groupe en deux complexes :

- 1° Le Carbonifère supérieur
- 2° Le manteau permo-triasique.

CHAPITRE 6

LE CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR (HOULLER)

1. GÉNÉRALITÉS

Il s'agit de séries continentales lacustres déposées dans les dépressions tectoniques d'une région émergée en voie d'érosion. Liées aux massifs cristallins, elles constituent la longue « zone houillère externe » des Alpes. La phase ségalaunienne (LUGEON, 1911), d'âge westphalien — phase majeure de l'orogénèse hercynienne — sépare le dépôt de ces premières séries fossilifères de la formation du socle cristallin induré, soulevé et érodé.

Le Carbonifère supérieur occupe une surface importante dans l'extrémité méridionale des Aiguilles-Rouges, ce qui m'a permis de distinguer (LAURENT, 1965), d'après leurs faciès de sédimentation et leurs caractéristiques tectoniques, deux formations bien différentes :

- La « formation finement détritique » (Westphalien D-Stéphanien inf.)
- La « formation grossièrement détritique » (Stéphanien sup. ?).

Je n'ai jamais observé de passage latéral entre ces deux formations; leurs contacts sont tectoniques.

2. LA «FORMATION FINEMENT DÉTRITIQUE»
(Westphalien D-Stéphanien inf.)

A. Types de gisement.

La «formation finement détritique» se répartit en deux grands types de gisement:

1. « Racines » 2. « Ecailles ».

a) Les « racines ».

Les racines sont constituées d'une série isoclinale profondément pincée et correspondent toutes à un accident majeur, plus ancien, du socle. Le long de ces contacts cimentés par de la silice, les roches mylonitiques et les schistes carbonifères sont mélangés sur quelques décimètres de sorte qu'on observe un passage progressif apparent et une pseudo-concordance entre le cristallin et le Carbonifère.

STRUCTURES. — Toutes les traces de litage ou de stratification primaires sont généralement oblitérées par une schistosité mécanique fortement exprimée (ardoises à clivage mécanique schisteux). Des diaclases alpines, en moyenne de direction E-W, inclinées perpendiculairement au pendage de la schistosité, recoupent un jeu de diaclases silicifiées, N-S, d'âge vraisemblablement hercynien tardif. L'étirement des structures, perpendiculairement à la schistosité (c'est-à-dire perpendiculairement à la direction de compression) a provoqué le boudinage des niveaux résistants (bancs gréseux, filonnets de quartz, etc.) et l'allongement des lentilles d'anthracite en chapelets discontinus (de même, les pinnules des plantes fossiles sont étirées longitudinalement).

SITUATION. — L'extrémité méridionale des Aiguilles-Rouges comprend cinq racines, qui sont d'E en W:

1. *Racine de Coupeau-Rochy-Moède.*

Direction N-S, longueur 8,8 km, largeur 1000 m (Moède) à 150 m (Haute-Diosaz). Cette racine suit la limite tectonique entre les deux séries cristallogylliennes de « Prarion-Pormenaz » et des « Aiguillettes ».

Les quatre racines suivantes sont situées dans des accidents tectoniques de la « série de Prarion-Pormenaz »:

2. *Racine de Coupeau-le Mont.*

Direction NNW-SSE, longueur 5,6 km, largeur 300 m (Coupeau) à 70 m (Basse-Diosaz). Elle se réunit au SE avec la « racine de Coupeau-Rochy-Moède ».

3. *Racine de Servoz.*

Direction NNW-SSE, longueur 5,2 km, largeur 300 m (Servoz) à 0 m (en surface, dans les parois sur rive droite des gorges de l'Arve).

4. *Racine des gorges de l'Arve.*

Direction NNW-SSE, longueur 4 km, largeur 180 m (au sud des gorges) à 0 m (en surface, au nord des gorges). L'Arve suit exactement l'axe de cet accident qui lui a permis, selon toute évidence, de franchir ici les Aiguilles-Rouges.

5. *Racine de Charousse-le-Lac.*

Direction NNW-SSE, longueur 3,2 km, largeur 400 m (à l'E de Vaudagne) à 200 m, à Charousse (extrémité sud) et au lac (extrémité nord). La lame cristallogyllienne de Vaudagne s'insère le long de sa bordure ouest.

Ces cinq racines, qui disparaissent au N sous la « nappe de Morcles », sont brutalement tranchées au S par l'accident de la « zone de Chamonix ».

b) Les « écailles ».

Les écailles sont des lames détachées de leur racine et constituées d'une série carbonifère isoclinale; elles peuvent reposer en discordance sur le socle cristallin, sur une racine ou encore sur une autre écaille préalablement mise en place.

STRUCTURES. — Toutes les structures des racines se retrouvent, de plus se développe une linéation bien marquée surtout dans les ardoises de la base des écailles: déformation, dont l'amplitude décroît dans le sens E-W du déplacement. Cette architecture laminaire rend bien compte des mouvements subis. Les écailles semblent s'être moulées contre le môle cristallin de Prarion - Tête-Noire; en venant buter contre cet obstacle, elles l'ont partiellement surmonté et débordé au N et au S tout en se déformant. La carte ci-jointe montre qu'au N leurs directions sont approximativement NW-SE, au sud NE-SW.

SITUATION. — J'ai distingué trois grandes écailles, localisées toutes trois sur le flanc est du Prarion et de Tête-Noire. Plaquées, avec une inclinaison moyenne de 30°, sur le socle cristallin de ces massifs, elles s'empilent les unes sur les autres, d'W en E:

1. *L'écaille inférieure.*

est représentée par les séries constituant la superstructure de Tête-Noire et les lambeaux épars le long de la ligne de crête du Prarion jusqu'au torrent de Bionnassay. Longueur 8 km environ, épaisseur maximum 500 m (au-dessus de Chedde).

2. *L'écaille médiane.*

comprend les séries situées entre Mont-Coutant et le Châtelard; longueur apparente 6 km environ, épaisseur maximum 300 m.

3. *L'écaille supérieure.*

est représentée par les séries du petit chaînon des Gures et se poursuit jusqu'au-dessus de Vaudagne, où elle tend à recouvrir le flanc ouest de la

« racine de Charousse-le Lac ». Longueur environ 5 km, épaisseur maximum 200 m (Les Gures).

L'étude de ces trois écaïlles ne peut se faire complètement que sur le flanc N et E de Tête-Noire; plus au sud, le long du flanc E du Prarion, l'érosion n'a laissé subsister que des placages de faible épaisseur, sous lesquels apparaissent souvent les gneiss du socle. D'autre part, les affleurements carbonifères discontinus ne permettent plus de corrélations certaines (voir carte ci-jointe).

Sur la montagne de Tête-Noire, il est possible de suivre facilement la trace des plans de chevauchement. Celui qui sépare l'« écaïlle inférieure » de l'« écaïlle médiane » a donné naissance à une vaste combe morphologique continue et humide, dans laquelle on trouve un chapelet de hameaux. Le plan de chevauchement part d'en dessus de l'usine de Chedde en direction SE, passe par les Brions - Mont-Coutant - Mont-Borrel, puis tourne pour devenir sensiblement N-S et se diriger vers les Bouchards (à l'est de Vaudagne); de là sa trace se perd dans les éboulis descendant du Prarion.

Le plan de chevauchement entre l'écaïlle médiane et l'écaïlle supérieure est tout aussi bien marqué topographiquement; il correspond, en effet, au vallon fortement encaissé du Châtelard (ancien cours de l'Arve). Sa trace part du virage extrême NW de la « route blanche », 600 m au nord de l'usine de Chedde et où l'on observe le contact direct entre les deux écaïlles, suit l'axe NW-SE du vallon du Châtelard jusqu'au hameau de la Véna. De là, il tourne, devient N-S et sa trace se perd un peu au-dessus de Vaudagne.

La troisième écaïlle (c'est-à-dire l'écaïlle supérieure par ordre d'empilement, mais en fait la plus basse topographiquement) est limitée au N et à l'E par le cours actuel de l'Arve, qui la contourne.

ORIGINE. Il est probable que les trois écaïlles, définies ci-dessus, se rattachent aux trois racines médianes de direction NNW-SSE. L'écaïlle inférieure proviendrait de la racine des « gorges de l'Arve », la médiane de la « racine de Servoz », et la supérieure de celle de « Coupeau-Le Mont ». Ces relations, fondées sur des raisons géométriques, semblent confirmées par le fait que les trois racines en question sont plus étroites que les autres, leurs lèvres étant même fréquemment jointives dans les parties centrales.

La translation — d'est en ouest — subie par ces écaïlles est au maximum de l'ordre de 3 à 5 kilomètres, ceci en tenant compte d'un rétrécissement évalué à deux kilomètres (dû tant à la compression des sédiments qu'au départ des écaïlles).

c) *Processus de formation des racines et des écaïlles.*

1° Des mouvements verticaux amorcent le processus tectonique conduisant à la formation des racines et des écaïlles; en rajeunissant le relief, ils provoquent le comblement des bassins par une sédimentation plus grossière (grès).

2° L'enfouissement des sédiments le long des grandes cassures béantes du socle (rouvertes par les mouvements verticaux précédents) a lieu au cours d'une phase de détente qui est bientôt suivie

3° d'une phase orogénique de contrainte. Les sédiments enfouis et comprimés sont dynamométamorphisés (transformation des séries argileuses en ardoises; une partie de la grande masse des sédiments fins, plus plastiques, tend progressivement à s'échapper de l'étai (formation d'une écaïlle, qui se met en place en glissant d'E en W jusqu'au premier obstacle rencontré), tandis que les horizons conglomératiques et gréseux — de la base et du sommet de la série — restent pris et cicatrisent l'accident.

AGE DE LA MISE EN PLACE. — Aucun terrain d'âge postérieur au Stéphanien inférieur n'est pincé dans les « racines »; au contraire, tous reposent en discordance (« formation carbonifère grossièrement détritique », Permo-Trias, etc.). L'âge de ce plissement est donc Stéphanien moyen; je l'appellerai « phase de Pormenaz I ».

B. *Lithologie et pétrographie.*

Cette formation est constituée principalement d'une épaisse série d'anciennes argilites lacustres ou fluviatiles, bien classées, mais à distribution irrégulière, passant latéralement à des sédiments plus gréseux. La couleur noire de cette formation est due à l'abondance des pigments anthraciteux dont la présence dans un sédiment de ce type fait penser à des conditions climatiques tempérées. Cet ensemble monotone comprend cinq types lithologiques principaux:

1. Schistes sombres gréseux et ardoisiers
2. Schistes verts satinés
3. Conglomérats à dragées de quartz
4. Grès fins anthraciteux, psammites et grès microconglomératiques
5. Anthracite.

a) *Les schistes sombres gréseux et ardoisiers.*

Ces roches, constituées par un empilement de minces feuillets d'un clivage facile, sont de couleur bleu-noir ou grise à l'altération. Certaines variétés riches en séricite prennent un aspect cendré ou satiné. Cette série, épaisse de plusieurs centaines de mètres, comprend toutes les variétés de passage des grès anthraciteux aux schistes argileux. La richesse en anthracite semble croître de la base au sommet. Examinés à la loupe, ces schistes montrent fréquemment une structure rubanée, due à une alternance de fines passées, tour à tour claires et riches en quartz, séricite, phengite ou foncées avec anthracite, chlorite et matériel argileux.

Pétrographie.

Au microscope, leur structure est toujours grano-lépidoblastique. Le fond de la roche est formé d'un feutrage de minéraux phylliteux, orientés parallèlement, en

lamelles imbriquées (séricite, chlorite, phengite, plus rarement biotite), sur lequel se détachent de très nombreux grains clastiques de quartz ainsi que des minéraux opaques (pyrite, limonite, magnétite, ilménite); le tout est cimenté par de la matière amorphe quasi-isotrope, siliceuse et argileuse à pigments disséminés d'anthracite.

Les feldspaths potassiques sont rares (microcline, perthite); en revanche, les plagioclases (albite-oligoclase) souvent damouritisés sont fréquents; ils restent néanmoins largement subordonnés aux phyllites et au quartz. Les minéraux lourds détritiques communs sont le zircon, le sphène, l'apatite, la tourmaline et le rutile; l'épidote, la zoïsite, la hornblende et le grenat sont accidentels. Les minéraux phylliteux les plus caractéristiques (déterminés aux rayons X) sont la chlorite et le mica blanc d'aspect séricitique. Illite, kaolinite et muscovite s.s. sont plus rares.

Recristallisation et métamorphisme.

Ces schistes sont des roches métamorphiques; ils ont en effet subi des pressions anormalement élevées, qui les ont transformés en ardoises. Leur schistosité s'accompagne d'une importante recristallisation avec développement parallèle de minéraux de néoformation.

Le quartz a largement recristallisé; ses bordures d'accroissement sont irrégulières et floues, fréquemment mêlées à de la séricite. Il tend à constituer de minces lits à petites plages jointives ou séparées par de la chlorite ou des produits de décomposition

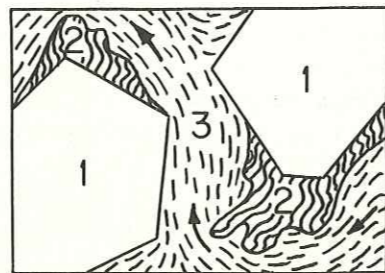


Fig. 9.

Figure de « pressure-shadows »; les flèches indiquent le sens de circulation des solutions dans la roche
(1. Pyrite; 2. Quartz en « pressure-shadows »; 3. Phyllites).

qu'il a repoussés lors de son accroissement (oxydes de fer, leucoxène...). Souvent il a recristallisé en petites lentilles pegmatitiques — allongées dans le plan de schistosité — dont les plages montrent de belles extinctions roulantes d'origine cataclastique. Enfin, au contact des gros grains de pyrite, le quartz apparaît en « pressure-shadows »; cette figure semble indiquer ici le sens de la circulation des solutions dans la roche et elle est soulignée par la disposition fluidale des minéraux phylliteux (fig. 9):

Une partie des micas est détritique. C'est le cas notamment des lamelles déformées de biotite souvent chloritisée. Au cours de ce processus, elles sont devenues incolores et ont libéré des amas de fines aiguilles de rutile sagénitique ainsi que des oxydes de fer et du leucoxène. Mais les micas blancs sont en général de néoformation; ils se sont, en effet, développés dans le plan de la schistosité qu'ils soulignent. A côté des fines paillettes de séricite, de longues lamelles de phengite, à terminaisons palmées, se sont accrues jusqu'à enfermer de nombreuses inclusions de quartz, acquérant ainsi un habitus poeciloblastique caractéristique; de plus, leur bordure est parfois soulignée par un liseré sombre de produits d'altération. D'autre part, j'ai fréquemment observé un enrichissement important en micas blancs à proximité du contact avec les schistes cristallins. A part la chlorite provenant de la rétroformation de la biotite, il existe une chlorite hydrothermale qui se développe en remplissage de fissures et affecte parfois une disposition en rosettes.

Parmi les plagioclases, on distingue deux populations. La première, nettement détritique, est la plus abondante; elle est formée de plagioclases (jusqu'à 25% An) à bords corrodés et surface altérée. La seconde, que je n'ai pu mettre nettement en évidence que dans la partie profonde de la « racine de Coupeau-Rochy-Moède » traversée par la galerie E.D.F. (échantillons G 37 et G 41), paraît secondaire. Elle est constituée d'albites presque pures en individus idiomorphes frais (non maclés ou à macles de l'albite). Par contre, je n'ai jamais observé de néoformation d'albite dans les roches provenant des écaillés. Ce qui, en d'autres termes, signifie qu'une part importante de l'évolution pétrographique de ces roches est postérieure au plissement de la « formation finement détritique ». Cette albitisation peut être partiellement contemporaine de celle qu'a signalée AMBERGER (1960) dans les niveaux de base de la klippe mésozoïque de Pormenaz.

Faciès de métamorphisme.

La recristallisation de ces anciennes argilites gréseuses est très poussée. Localement, il est possible de parler d'un vrai métamorphisme. La kaolinite éventuelle a été complètement transformée en hydromica (séricite), et les illites en phengite. Dans les parties les plus profondes (racines), l'apparition d'albite donne aux schistes l'assemblage minéralogique « quartz-chlorite-phengite-albite » caractéristique de la partie supérieure de l'épizone.

Déformations et phénomènes secondaires.

De nombreuses déformations postschisteuses se rencontrent dans ces faciès, avec dysharmonie prononcée entre les lits phylliteux fortement replissés (réorientation optique des micas qui prennent une extinction roulante et parallèle en chaque point des lamelles) et les lits quartzeux intacts ou en plis plus amples, souvent anastomosés ou brisés par de petites fissures à faible rejet. Il est probable que ces déformations datent du stade final du plissement de cette formation. En effet, ces structures sont

parfois recoupées par une faible schistosité de surimpression, oblique à la schistosité principale, et marquée par l'alignement de quelques paillettes de mica blanc. Cette schistosité secondaire peut être attribuée au plissement alpin.

A proximité des grands accidents tectoniques, il y a fréquemment altération des roches — par hydrolyse des micas notamment — et formation d'agrégats siliceux et ferrugineux. De plus, les roches s'imprègnent de carbonates sur de grands espaces; il y a alors calcitisation, ou plus fréquemment dolomitisation de ces assises. Les schistes à grain fin résistent d'ailleurs mieux à cette imprégnation que les roches plus grossièrement détritiques. Ces phénomènes sont probablement liés à la rubéfaction permienne et aux rubéfactions ultérieures (Eocène, par exemple) et dans une moindre mesure à l'altération récente (Tertiaire terminal et Quaternaire).

b) *Les schistes verts satinés.*

Ces schistes représentent une variété de schistes ardoisiers riche en chlorite et relativement pauvre en quartz. Ils sont à grain fin, de couleur gris verdâtre à reflets satinés. A la loupe on voit de petits lits chloriteux alternant avec de minces intercalations phylliteuses jaune-beige. Ils peuvent localement s'enrichir en sulfures (pyrite) et oxydes de fer. De plus, ils contiennent fréquemment des lentilles de quartz d'exsudation. Intercalés dans les schistes ardoisiers, ils n'ont en général pas plus de quelques mètres d'épaisseur.

Leur intérêt réside dans leur richesse en chlorite; quelle en est l'origine? Il s'agit peut-être d'anciens niveaux à débris volcaniques fins, ferro-magnésiens, complètement altérés après leur sédimentation. On aurait là éventuellement les vestiges de produits volcaniques érodés au Carbonifère supérieur.

Pétrographie.

Schistes à structure finement granolépido-blastique (échantillon 9/71065), trame de chlorite avec un peu de séricite enfermant des grains recristallisés de quartz, des minéraux opaques (pyrite, limonite, magnétite, ilménite) et quelques feldspaths altérés indéterminables.

Il est intéressant de noter que P. GIRAUD (1952) a décrit des tufs orthophyriques, présentant la même apparence de schistes chloriteux, liés aux coulées de dacites et trachytes (J. LAMEYRE, 1958) intercalées dans le Carbonifère des Grandes-Rousses.

c) *Les conglomérats à « dragées » de quartz.*

Ce sont des conglomérats à petits éléments polygonaux dispersés dans une pâte abondante, schisto-gréseuse, de composition absolument analogue à celle des schistes sombres, gréseux et ardoisiers précédemment décrits.

Ils représentent généralement la base de la « formation finement détritique » et sont le plus souvent en contact direct avec le cristallin. On ne les trouve que dans les « racines », où ils sont restés pris. Bien que leur épaisseur soit très variable (de

1 m à quelques dizaines de mètres, au SW de Coupeau, par exemple), ils constituent pratiquement un bon niveau repère.

Ces niveaux conglomératiques présentent localement une forte concentration de petits galets de quartz limpide. Les « dragées », d'un diamètre variant entre 0,5 et 3 cm environ, sont soigneusement roulées et leur surface est bien polie. Leurs formes usées et leurs dimensions généralement petites parlent en faveur d'une origine assez lointaine. Elles pourraient cependant provenir de la gangue quartzreuse des filons de la région. A leur côté apparaissent, en petit nombre, quelques galets de roches cristallines, dont la dimension moyenne est de 4 cm environ et n'excède, en général, pas 15 cm pour les plus grands. J'ai relevé la présence des éléments suivants:

Gneiss verts variés, chloriteux (massifs, zonés, lités...)
Gneiss micacés, lités et rubanés
Gneiss fins mylonitiques
Gneiss leucogranitiques
Leptynites
Schistes noirs quartzeux.

Cet inventaire montre:

- 1° que toutes les grandes séries cristallophylliennes étaient alors en proie à l'érosion et que leur métamorphisme est antérieur au Carbonifère supérieur;
- 2° que le matériel, qui est hétérogène, provenait de sources variées;
- 3° que les granites n'étaient pas encore érodés.

Ces galets ont parfois été légèrement écrasés ou brisés en deux fragments; leur grand axe est orienté dans le plan de la schistosité.

d) *Grès fins anthraciteux, psammites et grès microconglomératiques.*

Assez rarement des niveaux gréseux s'intercalent dans l'épaisse série schisteuse, mais la plupart des grès viennent au sommet de la « formation finement détritique ». Cette dernière phase sédimentaire, caractéristique d'un comblement de bassin, correspond certainement à un rajeunissement du relief environnant qui marque la fin d'une période de stabilité. Ce rajeunissement a été provoqué par les mouvements verticaux, amorçant la phase orogénique du Stéphanien moyen.

Cette série gréseuse d'une centaine de mètres d'épaisseur dans la « racine de Coupeau-Rochy-Moède » comprend surtout des grès fins anthraciteux (dérivés des schistes ardoisiers), des psammites (riches en micas blancs: séricite-phengite), et quelques horizons lenticulaires à grain plus grossier (avec petits débris des mêmes roches cristallophylliennes que celles des conglomérats). Ces grès se disposent soit en lits d'épaisseur variable (20 cm-1,20 m), souvent lenticulaires, soit en niveaux massifs sans litage bien exprimé; fortement silicifiés, ils sont très durs et constituent

des niveaux résistant à l'érosion. La statue du « Christ-roi » de Coupeau est édiflée sur un de ces éperons.

Pétrographie

Grès à grain fin ou moyen, de couleur gris-noir, à plans de schistosité saupoudrés de paillettes de mica blanc.

La structure est grenue ou grossièrement granolépidoblastique. Les minéraux suivants constituent la roche: quartz en grains trapus (à extinction souvent roulante et bordure soulignée d'un pigment sombre anthracitique), minéraux phylliteux (mica blanc et chlorite), un peu de plagioclases fortement altérés, quelques feldspaths potassiques perthitiques et écrasés, tourmaline incolore à brunâtre en grains prismatiques, nombreux zircons (petits, allongés, peu usés, à terminaisons bipyramidées ou gros, trapus, de forme ovoïde, à nombreuses inclusions et souvent zonés), apatite, sphène, rutile et minéraux opaques (pyrite, limonite, magnétite, ilménite). La schistosité cataclastique est soulignée par l'alignement parallèle, régulier ou en lits déformés, des micas blancs (séricite, phengite), de la chlorite, des amas chloritobiotitiques et vermiculitiques avec exsudats d'oxydes de fer, de leucoxène et de sagénite.

Enfin, à côté des débris de roches cristallophylliennes déjà cités, j'ai reconnu dans ces grès la présence de petits fragments disséminés de roches quartzo-albitochloritiques. Ces éléments recristallisés, à grain très fin et structure isotrope, ne ressemblent pas aux roches métamorphiques des Aiguilles-Rouges; très chloriteux, ils sont, d'autre part, analogues aux niveaux de schistes verts satinés signalés ci-dessus (p. 316) et pourraient avoir même origine. Leur composition basique ou spilitique rappelle beaucoup celle de certaines roches filoniennes de la région (voir ici pp. 253-254 et BELLÈRE, 1957). Ils n'apportent cependant pas la preuve absolue d'une activité volcanique ou subvolcanique pénécemporaine de la sédimentation; ils la suggèrent tout au plus. Par exemple, il n'est guère possible, ici, de savoir si les quartz étaient idiomorphes (quartz bipyramidés), car ils ont partiellement ou totalement recristallisé et présentent souvent une extinction roulante, des « pressure shadows », etc. A ce propos, notons que dans le Houiller de Belledonne, TOBI (1958) a signalé la présence de niveaux de roches pyroclastiques rhyolitiques (tufs). Cependant, certains arguments, avancés par cet auteur pour appuyer l'hypothèse d'un volcanisme explosif, sont discutables. Il paraît notamment considérer l'habitus anguleux de cristaux de biotite et de zircon comme significatif.

e) Anthracite.

Les charbons caractérisent la fin d'une série, ils correspondent souvent à des émergences. L'anthracite — interstratifiée ici dans la série gréseuse du sommet de la « formation finement détritique », où elle représente un dépôt allochtone (absence de paléosols) — confirme cette loi. Elle se dispose en chapelet de lentilles, parfois assez grandes (2 m de puissance sur quelques dizaines de mètres de longueur) pour avoir donné lieu à une exploitation. La plus importante est celle de Coupeau, où l'anthracite a été attaquée par sept galeries superposées entre les cotes 1011 et 1423; la mine, abandonnée actuellement, avait été remise en activité pendant la dernière guerre.

On sait que les charbons présentent souvent des teneurs intéressantes en certains oligo-éléments caractéristiques. Ces derniers, drainés par les eaux circulant dans le sédiment en voie de consolidation, se concentreraient dans les niveaux riches en matériel organique.

J'ai étudié des échantillons d'anthracite provenant de trois gisements différents: Coupeau (racine de Coupeau-Rochy-Moède), Servoz (racine de Servoz) et les Ardoisières (Prarion, écaïlle inférieure). L'analyse des cendres, faite par spectrométrie de fluorescence X, a donné les résultats suivants:

Anthracite		Volatils	
CA 64	Coupeau	~ 50%	Cu Pb Fe Rb Sr Mn W — —
CA 56	Prarion	> 50%	Cu Pb Fe Rb Sr Mn — — —
CA 85	Servoz	~ 50%	Cu Pb Fe Rb Sr — — Cr Y

La présence constante des deux métaux Cu et Pb est intéressante; elle signifie, peut-être, que la mise en place de la minéralisation des filons (précisément riches en Pb et Cu) de la région est à peu près contemporaine de la formation des anthracites, soit d'âge Stéphanien inférieur à moyen, en effet, plus tard l'imperméabilisation par dépôt de silice de ces assises n'aurait pas rendu possible une telle concentration.

La « formation grossièrement détritique » (Stéphanien sup. ?) n'ayant pas de lentilles d'anthracite, j'ai, aux fins de comparaison, concentré (par broyage et lavage) le pigment anthraciteux disséminé dans ses arkoses conglomératiques. L'analyse a donné:

Pigment anthraciteux		Volatils	
Ca P13	Pormenaz	< 50%	Fe Rb Sr Ba Mn

On constate que le Cu et le Pb n'apparaissent pas; ces oligo-éléments semblent donc bien caractéristiques des anthracites de la « formation finement détritique ».

C. Stratonomie et stratigraphie.

Par la synthèse des coupes faites dans les différentes racines, il est possible de dégager un schéma stratigraphique simple, représentant dans ses grandes lignes la « formation finement détritique » et valable pour la région étudiée.

La « formation finement détritique » peut être subdivisée en trois unités stratigraphiques définies par leur stratonomie:

1. Base de la série (20%).

Elle est caractérisée par l'alternance de schistes conglomératiques à dragées de quartz, de schistes noirs, de schistes gréseux et de grès fins micacés (dans les racines uniquement).

2. *Partie médiane* (60%).

Elle est constituée par l'alternance de schistes ardoisiers et de schistes gréseux micacés avec quelques niveaux de schistes verts satinés (dans les racines et les écailles).

3. *Partie supérieure de la série* (20%).

Elle débute par une série de grès anthraciteux et de schistes à lentilles d'anthracite; et se poursuit par des bancs de grès fins ou grossiers alternant avec des schistes ardoisiers micacés. Présence d'un niveau riche en empreintes de plantes (dans les racines et partiellement dans les écailles).

L'évolution lithologique normale des faciès relativement grossiers (base de la série) aux faciès plus fins (partie médiane) est celle d'une séquence positive (Aug. LOMBARD, 1956). Le sens de cette évolution est brusquement inversé et la série se termine par une séquence négative. Celle-ci met en évidence l'entrée en jeu de facteurs nouveaux: les mouvements tectoniques verticaux du socle. Ces derniers, en inversant le processus évolutif de la sédimentation, ont conduit au comblement rapide du bassin carbonifère par du matériel progressivement plus grossier. La variété des éléments détritiques, l'extension et l'épaisseur de ces séries montrent que la « formation finement détritique » a occupé des bassins lacustres étendus et d'importance considérable.

D. *Age de la « formation finement détritique »*

Les anciens auteurs ont recherché et décrit à plusieurs reprises la flore carbonifère des Aiguilles-Rouges (HEER, 1852; FAVRE, 1867; P. BERTRAND, 1926; et plus récemment JONGMANS, 1960); mais ces paléontologistes, attribuant indistinctement à tout l'ensemble le même âge, ne se sont généralement pas préoccupés de la position des plantes fossiles dans la série.

C'est la raison pour laquelle, après avoir découvert un niveau richement fossilifère (sommet de la série; carrière d'A. Descombes au NE de Coupeau), je me suis efforcé d'en déterminer la position stratigraphique. Ce niveau a livré:

une coquille d'eau douce:

1. *Anthracomya prolifera* var. *valida*

et une riche florule comprenant

des fougères (filicales):

2. *Imparipteris* (*Neuropteris*) *ovata* Hoffmann avec formes normales et formes *triangularis*, *acutifolia* et *subrotunda*3. *Cyclopteris d'I. ovata*4. *Aphlebia*5. *Pecopteris cyathéoides* ou du groupe de *P. cyathea* Schlotheim

6. *Sphenophyllum emarginatum* Brongniart
 7. *Sphenophyllum majus* Brongniart
- des prêles (Calamitacées):
8. *Calamites* sp.
 9. *Radicites*
 10. *Asterophyllites equisetiformis* (Schlotheim) Brongniart
 11. *Annularia stellata* Schlotheim.

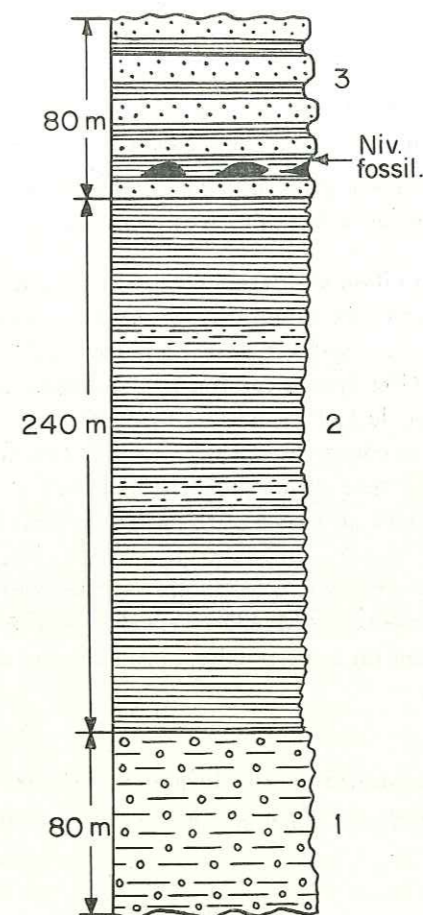


Fig. 10.

Stratigraphie schématique de la « formation finement détritique ».

Les déterminations ont été effectuées, très aimablement, par le professeur P. CORSIN, de l'Université de Lille (laboratoire de paléobotanique et paléontologie houillère).

P. CORSIN, dans ses conclusions stratigraphiques, m'écrit ceci:

« ... Cette florule est caractérisée par la présence:

- » 1° d'*Asterophyllites equisetiformis* connue du Westphalien B supérieur au Permien inférieur;
- » 2° des *Sphenophyllum emarginatum* et *majus* que l'on trouve du Westphalien C supérieur jusqu'au Stéphanien A;
- » 3° et surtout par le foisonnement d'*Imparipteris ovata* (avec ses formes *triangularis*, *acutifolia* et *subrotunda* en plus de la forme normale, accompagné de ses *Cyclopteris*), qui est une plante du Westphalien D supérieur;
- » 4° à cette florule il faut ajouter une coquille d'eau douce que l'on a trouvé, jusqu'à présent, uniquement dans le Stéphanien inférieur.

» On peut donc conclure, je crois, que les sédiments ayant livré les fossiles déterminés ci-dessus correspondent à la limite Westphalien D-Stéphanien A... »

L'importance de la position stratigraphique du niveau fossilifère est donc considérable, puisqu'il représente une limite d'étage. Or nous avons vu, dans les pages précédentes, qu'il se place au sommet de la série (partie 3, fig. 10), ce qui signifie que les unités inférieures (1 et 2) sont certainement en tout ou partie d'âge Westphalien supérieur; l'âge exact de la base de la « formation finement détritique » reste cependant indéterminé. Par contre, les dernières assises du sommet de la série appartiennent certainement à la base du Stéphanien inférieur, ce qui donne l'âge de la fin de la sédimentation dans ce bassin carbonifère de l'extrémité méridionale des Aiguilles-Rouges.

Remarquons enfin que ce niveau fossilifère semble assez continu tout au long de la « racine de Coupeau-Rochy-Moède »; en effet, l'ancien gisement fossilifère bien connu de Moède paraît lui correspondre, ainsi que celui de la Montagne du Fer signalé par FAVRE (1867).

3. LA « FORMATION GROSSIÈREMENT DÉTRITIQUE » OU « FORMATION DE PORMENAZ » (Stéphanien supérieur ?)

A. Type de gisement.

Le style tectonique de cette formation diffère entièrement de celui des « racines » et des « écailles » de la « formation finement détritique ».

En effet, la « formation grossièrement détritique » — que j'appellerai aussi « formation de Pormenaz » du nom de sa localité-type — est une série arkosique claire bien stratifiée, qui repose en manteau légèrement plissé sur le dos du granite de Pormenaz. Son épaisseur, relativement faible, est de 150 m environ.

CONTACTS. — Plissée sur le socle cristallin, la « formation de Pormenaz » montre une discordance complète avec le plongement (discordance voisine de 90°) et la direction (discordance voisine de 20°) des schistes cristallins et des schistes carbonifères de la « formation finement détritique ». Les couches sont orientées N20E avec des pendages variant entre 0 et 45° E ou W. Rappelons que les unités du socle, ainsi que le Carbonifère enraciné, ont des directions N-S à NNW-SSE et leur plongement, subvertical, est uniformément E.

STRUCTURES. — La « formation de Pormenaz » montre trois larges replis anticlinaux reliés par deux charnières serrées et bien accusées, de direction N20E. La première de ces charnières synclinales se suit depuis la région E du lac de Pormenaz

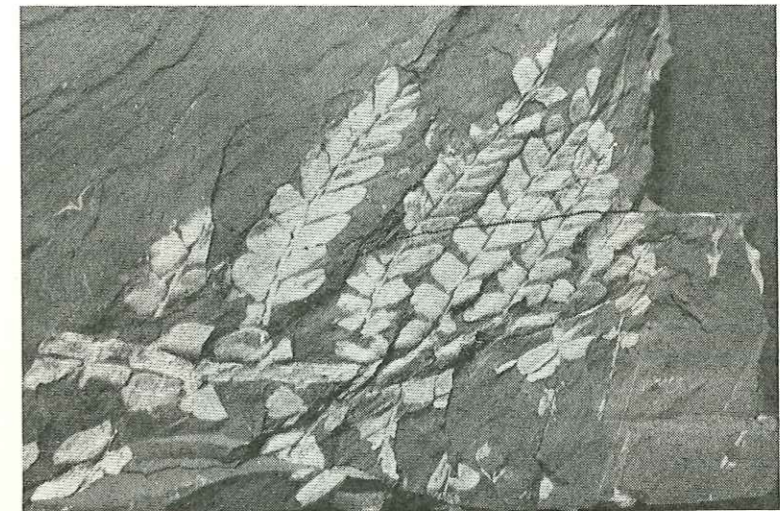


Fig. 11.
Imparipteris (Neuropteris) ovata Hoffmann.
Carrière A. Descombes, Coupeau. Réduction 1/5.

jusqu'au pied de l'arête du même nom; elle supporte notamment une importante klippe mésozoïque parautochtone. La seconde part de la bordure E du lac et se prolonge jusque dans les environs du hameau de Chavanne-Neuve (200 m à l'E).

A grande échelle, les assises se disposent en couches continues, distinctes, dont chacune semble avoir constitué, à un moment donné, le sommet de la série (en effet, on observe parfois des surfaces à anciens polygones de dessiccation). Cette structure stratifiée est régulière.

A plus petite échelle, chaque strate, dont l'épaisseur peut atteindre parfois plus de 10 m, possède sa texture particulière. Les unes montrent un litage bien exprimé

en lits parallèles ou lenticulaires; les autres, mal litées et mal classées, sont apparemment massives; dans ces dernières, il est possible toutefois de mettre en évidence, grâce à quelques galets orientés, une sédimentation entrecroisée.

Le contact entre deux strates peut être direct et franc, ou progressif avec un joint peu épais (quelques centimètres ou décimètres) montrant un granoclassement normal avec passage du grès grossier à un grès fin; ce dernier, en se chargeant de débris charbonneux et argileux prend une structure varvée (laminations). D'autres joints schisto-gréseux présentent quelquefois, par remaniement, un granoclassement inverse. D'autre part, quand il n'y a pas de joint, la surface supérieure des strates est souvent irrégulière, surcreusée et même ravinée par d'étroits chenaux méandri-formes, dans lesquels se sont déposés des amas de galets (250 m à l'ENE du lac de Pormenaz, par exemple, voir photo fig. 12).



Fig. 12.

Chenal, à remplissage de galets, ravinant la surface supérieure d'une strate de grès arkosiques de la « formation carbonifère de Pormenaz » (alt. 2130 m, 250 m à l'ENE du lac de Pormenaz).

Toutes ces structures sédimentaires — stratification à grande échelle, textures variées des strates, joints — sont conservées dans leurs moindres détails. C'est là une différence nouvelle et essentielle avec la « formation finement détritique ». Ici la schistosité n'oblitére pas les structures primaires. Le dynamométamorphisme, qui

est à l'origine de la schistosité de la « formation finement détritique, est donc antérieur à la mise en place de la « formation de Pormenaz » et se situe nécessairement entre le dépôt des deux formations.

Parfois cependant, certains niveaux — les joints schistogréseux, par exemple — sont plus ou moins écrasés et présentent une schistosité qui est parallèle à la stratification. Certains bancs peuvent être localement déformés, au voisinage notamment du contact tectonique avec la « formation finement détritique ». Un réseau orthogonal de fines diaclases silicifiées parcourt irrégulièrement ces assises. Enfin, les grandes failles du granite sous-jacent ont rejoué en plusieurs points avec déplacement dans le plan vertical. C'est, par exemple, le cas de la grande faille déterminant le ravin de Chavanne-Neuve (de direction ENE-WSW), dont le compartiment N domine d'une trentaine de mètres le compartiment S. Ces structures sont caractéristiques d'une couverture collée au socle et réagissant rigidement aux sollicitations tectoniques de ce dernier, postérieures à sa mise en place.

SITUATION. — La « formation grossièrement détritique », qui est divisée en deux par la profonde gorge de la Diosaz, coiffe la montagne de Pormenaz et la montagne du Fer entre les altitudes de 1700 et 2200 m.

A Pormenaz, dans la région N à NE du lac, la « formation finement détritique » de la « racine de Coupeau-Rochy-Moède » est partiellement charriée sur celle de Pormenaz; le plan de chevauchement coupe obliquement les structures de cette dernière (voir carte).

Sur la Montagne du Fer, la « formation de Pormenaz » est scindée en deux masses. Au N celle de « Pierre-Blanche », collée au socle, constitue les crêtes au-dessus de la Tête-du-Châtelet; le long de son contact E, elle repose en discordance complète sur le flanc W de la « racine de Coupeau-Rochy-Moède », démontrant ici avec évidence qu'elle est postérieure à la « formation finement détritique ». La masse méridionale, en revanche, a été décollée, charriée vers l'W et vient recouvrir les schistes carbonifères de la « racine de Coupeau-Le Mont ».

En résumé, la « formation de Pormenaz » repose en discordance sur la « formation finement détritique » enracinée; cependant, des charriages secondaires modifient localement ces rapports: à Moède, la partie N de la « racine de Coupeau-Rochy-Moède » — s'ouvrant en éventail — vient chevaucher la « formation de Pormenaz », tandis qu'au S de la Montagne du Fer, c'est l'inverse; la « formation de Pormenaz » décollée recouvre la « racine de Coupeau-Le Mont ». Aucun sédiment plus jeune, alpin par exemple, ne participant à ces charriages (le passage des nappes pendant l'orogénèse alpine n'a fait que bousculer en surface certaines de ces structures), ceux-ci datent sans doute de la phase tectonique qui a plissé et mis en place la « formation de Pormenaz ». Cette phase — certainement d'âge autunien (phase de Pormenaz II) — marque le passage aux temps permo-triasiques. Son importance est cependant secondaire, par rapport à la phase tectonique puissante (d'âge Stéphanien moyen; phase de Pormenaz I) qui a enfoui et écaillé la « formation finement détritique ».

B. Lithologie et pétrographie.

Il s'agit principalement d'une ancienne série de sables et d'arènes granitiques, entrecoupés de niveaux conglomératiques à grands éléments. Cette formation, de couleur claire, comprend trois faciès lithologiques principaux :

1. Grès arkosiques
2. Conglomérats et brèches
3. Schistes gréseux intercalaires.

a) *Les grès arkosiques.*

Ces grès ne sont pas homogènes; leur distribution irrégulière montre des variations latérales rapides de couleur, de composition et de granulométrie allant d'arkoses blanc-rosé riches en feldspaths potassiques à des grès siliceux gris-sombre à pigment graphiteux.

GRANULOMÉTRIE. — Elle est variable, les éléments détritiques vont de la fraction argileuse (grains inférieurs à 2 microns) à 40 mm pour certaines grosses orthoses détritiques. La répartition est bimodale avec un maximum pour les quartz entre 0,1 et 1 mm et pour les feldspaths entre 1 et 5 mm; le diamètre moyen restant voisin de 0.5 mm.

PÉTROGRAPHIE. — Au microscope, la structure des grès arkosiques apparaît hétérogranulaire avec

1. De grands éléments détritiques, anguleux et brisés, de feldspaths et de quartz tendant parfois à s'orienter parallèlement, plus rarement des paquets flexueux de mica blanc (phengite), des feutrages de biotite fraîche ou chloritisée et des fragments de gros grains de sphène;
2. Une pâte importante constituée d'un mélange fin de séricite et de quartz pigmenté d'oxydes de fer, de pyrite et parfois de matière graphiteuse.

Les grains détritiques de quartz, dans la proportion de 95%, sont anguleux, non usés; ils se répartissent entre les variétés mates, dépolies (44%), limpides (22%) et riches en inclusions (34%); celles-ci sont de nature variée (chlorite, sphène, matière graphiteuse, oxydes de fer, sagénite et inclusions liquides...). Le quartz a fréquemment recristallisé; des individus à extinction onduleuse voisinent avec d'autres exempts de toute marque de cataclase. Parfois, sur le bord des plus gros, un épais nourrissage secondaire confère au grain l'aspect d'une concrétion. Dans certains cas, les grains de quartz peuvent être recouverts d'un enduit ferrugineux superficiel dû à une rubéfaction ultérieure. Une attaque à l'acide (HCl) en provoque la rapide dissolution et révèle ensuite l'absence complète de toute corrosion profonde des grains.

Les feldspaths potassiques (orthose, microcline, perthite) sont tous anguleux ou subarrondis; bien que souvent brisés, ils restent néanmoins frais et ont conservé

leurs formes propres. L'examen microscopique montre qu'ils sont tout à fait semblables aux porphyroclastes du granite de Pormenaz (même composition, mêmes dimensions, mêmes caractères souvent perthitiques, parfois myrmécitiques, mêmes traces de cataclase, etc.).

Les plagioclases, moins nombreux, apparaissent en grains beaucoup plus petits. Les moins acides, indéterminables, sont entièrement damouritisés et ont parfois libéré un peu de calcite; d'autres (albite-oligoclase) ont échappé à l'altération et montrent de jolies plages à macles fines de l'albite et inclusions poeciloblastiques de quartz.

La teneur en feldspaths peut atteindre 50%.

Les minéraux lourds détritiques les plus fréquents sont surtout le sphène, des zircons trapus, de la tourmaline, du rutile et de l'apatite. Epidote, hornblende et grenat sont rares.

Les minéraux phylliteux les plus caractéristiques (analyse aux rayons X) sont l'illite, le mica blanc et la chlorite. La muscovite s.s. et la montmorillonite sont plus rares.

Étant donné que le sphène, les zircons et surtout les feldspaths potassiques sont identiques à ceux du granite de Pormenaz, les grès arkosiques dérivent probablement pour une grande part directement de ce granite; ce qui prouve que non seulement le granite était en place, mais qu'il était déjà érodé. D'autre part, 95% des éléments détritiques — quartz et feldspaths — sont anguleux; il s'agit donc d'un sédiment peu évolué, déposé après un bref parcours.

DIAGENÈSE. — Elle se marque par le développement de silice et de séricite secondaires.

Une érosion et un enfouissement rapides suivis de la silicification des assises ont préservé les feldspaths potassiques ainsi que certains plagioclases d'une altération totale.

b) *Conglomérats et brèches.*

Les galets apparaissent en général dispersés dans les grès arkosiques; on peut supposer qu'ils ont été mis en place par des cours d'eau coulant sur des sédiments déjà déposés.

En outre, de grands éléments se concentrent dans des bancs de conglomérats bien distincts (assise de Chavanne-Neuve), la pâte restant toujours abondante quoique subordonnée. Ces niveaux conglomératiques présentent un granoclassement à grande échelle avec les plus gros éléments à la base, faisant progressivement place à des galets de plus petite dimension qui, en montant dans la série, se dispersent peu à peu dans les grès arkosiques. Parfois, ces conglomérats remplissent aussi des chenaux entaillant le sommet de certaines strates.

Le ciment de ces conglomérats est identique aux grès arkosiques; parfois il est ferrugineux.

Les éléments, polygéniques, sont par ordre d'importance:

	%
Gneiss fins cornés	26
Gneiss chloriteux écrasés . . .	24
Arkoses et grès	22
Gneiss leucocrates divers . . .	17
Gneiss à deux micas	6
Granite écrasé	3
Schistes noirs	2

Cet inventaire permet de tirer les conclusions suivantes:

- 1° Les éléments sont formés par du matériel essentiellement local. Le granite de Pormenaz n'a cependant donné que peu de galets (3% au maximum); écrasé, il s'est décomposé en arkoses, tandis que les gneiss plus résistants ont donné la plupart des gros éléments;
- 2° La présence de schistes noirs (2%) et de grès, probablement carbonifères, indique que la « formation de Pormenaz » s'est partiellement constituée aux dépens de la « formation finement détritique ». D'autre part, le fort pourcentage de galets d'arkoses montre qu'il y a eu de fréquents remaniements des dépôts plus anciens;
- 3° Le mélange de gneiss écrasés et non écrasés — tandis que les galets ne révèlent aucune déformation cataclastique postérieure à leur dépôt — confirme que la principale phase de cataclase, dans la partie méridionale des Aiguilles-Rouges, est antérieure au dépôt de la « formation de Pormenaz »;
- 4° Il n'y a pas de roches éruptives subvolcaniques ou volcaniques; j'ai cependant trouvé quelques petits fragments de lydiennes noires pouvant représenter éventuellement un faible indice d'un volcanisme lointain (cf. TOBI, 1958).

GRANULOMÉTRIE. — L'étude de la dimension des galets, dans l'assise de Chavanne-Neuve, a montré (LAURENT, 1965) que les fractions granulométriques sont comprises entre 1024 mm et 32 mm.

La pente de la courbe granulométrique cumulative étant relativement forte, le conglomérat peut être considéré comme bien classé. En outre, l'histogramme de type unimodal (un seul maximum) met en évidence l'homogénéité du matériel, le mode étant compris entre 256 et 128 mm (49% des galets).

DEGRÉ D'USURE. — Plus de 75% des galets sont très anguleux à subanguleux, ce qui indique clairement qu'ils se sont déposés à proximité de la source du matériel.

ORIENTATION. — Les courants devaient être de direction E-W, car les grands axes des galets sont statistiquement orientés perpendiculairement à cette direction.

c) *Les schistes gréseux intercalaires.*

Ces schistes sont constitués des mêmes minéraux détritiques que les grès arkosiques, leurs dimensions sont cependant plus petites; ces grains sont noyés dans une pâte très fine de séricite, d'argiles et de matières organiques. La structure de ces schistes est partiellement cataclastique avec déformation fluidale de la pâte autour des grains clastiques, dont certains (les quartz) sont souvent recristallisés.

C. *Stratonomie et stratigraphie.*

Les variations latérales de faciès étant considérables, les coupes faites verticalement dans cette formation n'en peuvent donner qu'une idée schématique.

a) Coupe de Pormenaz. On a, de bas en haut et en allant du SW au NE (de 116.250: 942.500 à 117.100: 946.500):

Toit du granite de Pormenaz (alt. 1890 m, ravin au NW de Chavanne-Neuve)

1. 3 m Arkose conglomératique à grands galets de 1-20 cm ϕ plongeant 8° W
 2. 10 m Grès arkosique en petits bancs à galets dispersés et intercalations schisto-gréseuses
 3. 7 m Grès arkosiques grossiers et massifs présentant un niveau lenticulaire de brèche à éléments très anguleux
 4. 6 m Grès fins micacés à délit schisteux et niveaux intercalaires argileux et charbonneux
 5. 6 m Assise des conglomérats à grands éléments de Chavanne-Neuve
 6. 12 m Conglomérat lité, granoclassé, à galets dont le nombre et la taille diminuent progressivement vers le haut
 7. 5 m Grès arkosiques grossiers
 8. 15 m Grès sombres micacés, bien lités passant vers le haut à:
 9. 30 m Grès arkosiques grossièrement détritiques à galets dispersés
 10. 12 m Grès alternativement fins et grossiers, bien lités
 11. 50 m Grès arkosiques à galets dispersés, niveaux conglomératiques lenticulaires et chenaux méandriques à remplissage de galets.
- 143 m

b) Coupe de « Pierre-Blanche » (Montagne du Fer). En allant d'ouest en est et en montant (de 112.550: 945.500 à 112.550: 946.000), on a:

1. 10 m Grès arkosiques grossiers et massifs à galets rares et joints schisto-gréseux
2. 10 m Alternance de bancs lenticulaires de grès grossiers et de grès fins; l'épaisseur des premiers l'emportant sur celle des seconds

3. 25 m Alternance de grès fins et de grès grossiers présentant un clivage en dalles et des enrichissements locaux en mica blanc, ainsi que des exsudations de quartz
 4. 20 m Grès massifs
 5. 30 m Grès fins, localement graphiteux, argileux et présentant une schistosité d'écrasement plus ou moins forte.
- 95 m

A « Pierre-Blanche », les conglomérats sont rares et les roches essentiellement gréseuses. On remarquera par conséquent qu'en s'éloignant du cœur granitique de la montagne de Pormenaz, les faciès varient rapidement.

c) Résumé stratigraphique.

La « formation de Pormenaz » — constituée d'arkoses conglomératiques, d'un niveau important de conglomérats à grands éléments, de grès arkosiques à galets dispersés et d'intercalations gréseuses — varie très vite latéralement.

L'hétérogénéité de ses textures litées est typique d'un dépôt lacustre ou d'un débouché deltaïque.

L'homogénéité du matériel bien classé, son faible degré d'usure indiquent le rôle prépondérant d'une source proche.

En conclusion, ces caractères sont ceux d'un sédiment déposé dans un bassin local et de surface limitée, qui devait se trouver au pied oriental de la montagne de Pormenaz et être alimenté par des cours d'eau qui en provenaient.

La disposition de la sédimentation, régulièrement stratifiée à grande échelle, mais infiniment variée et irrégulière à l'échelle du litage (textures planes, lenticulaires, entrecroisées...) cadre bien avec les idées proposées récemment par Aug. LOMBARD (1965) sur la stratification et le litage. Ces idées permettent d'expliquer le processus de la sédimentation qui paraît être caractérisé par l'alternance de périodes d'apports nourris (dépôts épais et grossiers correspondant à des crues) et de périodes d'exondaison (paléosurfaces). Ces rythmes sédimentaires ont peut-être été conditionnés par un climat à saisons des pluies et saisons sèches successives.

D. Age de la « formation grossièrement détritique ».

En l'absence complète de fossiles, l'âge de cette formation ne peut être malheureusement déterminé qu'approximativement. L'analyse pollinique de quelques échantillons — aimablement effectuée par M. Millioud, de Paléolab. (Nyon) — n'a donné aucun résultat positif.

Cette formation est encadrée en discordance à la base par le Westphalien D-Stéphanien inférieur de la « formation finement détritique » et au sommet par les dépôts (de faciès bien différents) du Permo-Trias postautunien.

Son âge est donc compris entre le Stéphanien inférieur et l'Autunien; il est vraisemblablement Stéphanien supérieur.

4. RÉSUMÉ, COMPARAISONS ET CONCLUSIONS

Le tableau ci-dessous résume les caractères principaux des faciès sédimentaires et styles tectoniques des deux formations carbonifères que j'ai distinguées. Il a été fait sur le modèle du tableau proposé par C. BORDET (1961) pour le massif de Belledonne et permet ainsi quelques comparaisons.

	Style tectonique		
	Placages plissés	« Ecaillés »	« Racines pincées »
« Formation finement détritique » Westphalien D-Stéphanien inf. Sédimentation schisteuse noire, prédominante		1. Les trois écaillés superposées sur le flanc est de Tête-Noire — Prarion 2. Lentilles écaillées à la base du Trias de la série charriée du Mont-Joly	1. Coupeau-Rochy-Moède 2. Coupeau-Le Mont 3. Servoz 4. Gorge de l'Arve 5. Le Lac-Charousse
« Formation grossièrement détritique » (ou « formation de Pormenaz ») Stéphanien supérieur (?)	Montagne de Pormenaz Montagne du Fer		
Sédimentation grésoconglomératique, claire, prédominante	(« Pierre-Blanche »)		

C. BORDET (1961) groupe les gisements houillers en deux séries caractérisées, l'une par une sédimentation schisteuse et l'autre par une sédimentation détritique prédominantes. Les dislocations tectoniques ne lui ont pas permis de mettre en évidence leurs relations réciproques dans le temps.

Après avoir étudié le Carbonifère de l'extrémité méridionale des Aiguilles-Rouges, ai-je le droit de conclure que les conditions sont semblables dans Belledonne et que les groupes distingués par C. BORDET correspondent aux formations décrites

ici ? C'est évidemment possible, mais il conviendrait d'abord d'étudier plus à fond les séries en question.

Dans le grand « synclinal » carbonifère de « Salvan - Châtelard » (extrémité nord des Aiguilles-Rouges), OULIANOFF (1963) a récemment mis en évidence une discordance importante entre certains niveaux gréseux et les séries schisteuses, ce qui lui permet de conclure à l'existence de deux phases orogéniques distinctes dans le plissement de ce « synclinal ».

FABRE et al. (1953, 1955) ont montré que le « Houiller briançonnais » se subdivisait en deux parties: à la base, des dépôts épais anthracifères — d'âge Namurien à Stéphanien inférieur — surmontés en discordance par des dépôts — d'âge Stéphanien moyen à Autunien (?) — à gros conglomérats polygéniques transgressant sur les différents termes sous-jacents.

Ainsi, on voit que le Carbonifère supérieur est représenté par deux séries distinctes, tant à Belledonne et dans les Aiguilles-Rouges que dans le Briançonnais. La « formation de Pormenaz » — série déposée dans un bassin local — correspond donc vraisemblablement à un phénomène de plus grande amplitude ayant peut-être intéressé l'ensemble des massifs cristallins « externes » et « internes » (Pennique) à la fin du Carbonifère.

CHAPITRE 7

LA COUVERTURE PERMO-TRIASIQUE

Aucun fossile permien caractéristique n'ayant été découvert dans la région, ces formations ont tour à tour été considérées comme permienes ou triasiques inférieur par les anciens auteurs (STUDER, 1851; ZACCAGNA, 1887; MICHEL-LÉVY, 1892; RITTER, 1897; KILIAN et REVIL, 1904; HAUG, 1908; PARÉJAS, 1925; PERRIN et ROUBAULT, 1945; LUGEON, 1946). Mais la découverte de « Calamites Cisti » (GIDON, 1950) et surtout d'une flore plus abondante avec « Pseudovoltzia » (CORSIN et TOBI, 1954) dans les « grès d'Alleverd » du rameau externe de Belledonne a démontré, depuis, l'existence du Permien à proximité relative de notre région.

Le rajeunissement du relief — consécutif à la phase autunienne (phase de Pormenaz II) — fut suivi d'une longue période de rubéfaction et d'érosion facilitées sans doute par la pauvreté de la végétation. La distribution du Permo-Trias n'a plus aucun rapport avec celle du Carbonifère supérieur. Les sédiments permo-triasiques se déposent soit en bordure immédiate des massifs (piedmont), soit à l'intérieur de ces derniers sur certaines surfaces structurales (surface antétriasique). La région déprimée séparant Belledonne des Aiguilles-Rouges - Mont-Blanc paraît avoir joué le rôle de « piedmont » en recueillant les séries les plus épaisses (de 10 à 50 m dans la région de Saint-Gervais).

A l'exception d'une surface d'altération sporadique, plus ou moins profonde, il n'y a pas trace de dépôts permo-triasiques dans l'ensemble montagne de Pormenaz - Aiguillettes. En revanche, ces dépôts apparaissent sur les flancs des monts Prarion - Tête-Noire et se développent plus particulièrement dans la cuvette de Saint-Gervais. Aussi est-ce là, dans les ravins W du Prarion (le nant Ferney en particulier), que l'on trouve les meilleurs coupes dont la synthèse donne le schéma suivant:

1. COUPE DU PERMO-TRIAS DE LA RÉGION DE SAINT-GERVAIS

De bas en haut:

NIVEAU 1. *Gneiss micacés et chloriteux du socle passant à une zone décomposée*, épaisse de 1 à 10 m environ, contenant des poches irrégulières remplies d'une arène

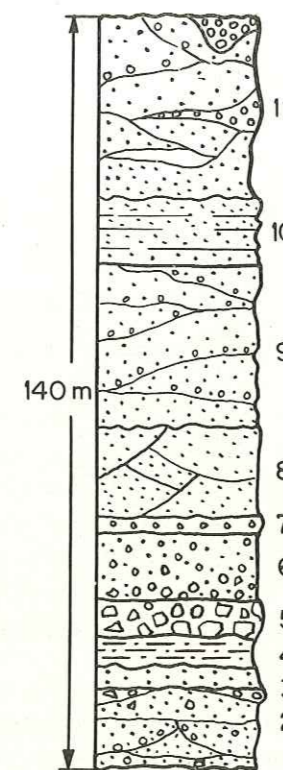


Fig. 13.

Stratigraphie du Permo-Trias.

faite des fragments de la roche encaissante réunis par un ciment siliceux, ferrugineux (parfois développement d'oligiste dendritique) et carbonaté; le toit est imprégné

d'hématite. L'interpénétration étant diffuse et le tout recristallisé, il devient impossible de reconnaître la limite entre la roche détritique et la roche cristalline.

Ce sédiment résiduel silicifié constitue une roche massive, à grain fin, bigarrée, de teinte souvent rouge-violacé, formée d'une purée de grains de quartz, de séricite, de chlorite et de beaucoup d'oxydes de fer.

Dans une poche ravinant le granite des Montées-Pélissier, au-dessus de Vaudagne, j'ai trouvé des petits fragments brisés d'une roche volcanique, apparemment rhyolitique, formée de quartz et de grands microlites de plagioclases acides altérés à macles polysynthétiques et complexes.

Ce niveau n° 1 est commun à toute la chaîne des Aiguilles-Rouges; il est très développé dans notre région sur les bordures W et E du Prarion.

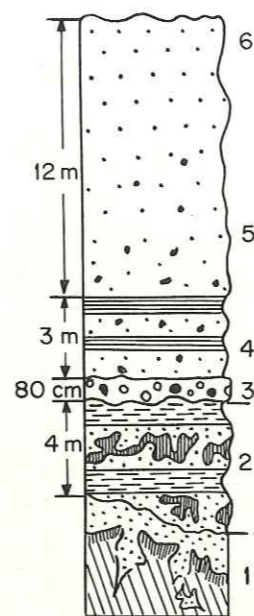


Fig. 14.

Stratigraphie de la « formation de Pormenaz ».

NIVEAU 2. Série de 0 à 5 m d'épaisseur de pélites et de petits bancs de quartzites chloriteux, à ciment de carbonates bruns, traversés de gros boudins de jaspe rouge; c'est la « roche mère » du jaspe célèbre à Saint-Gervais pour avoir été exploité. Elle peut être remplacée par un banc de 1 à 50 cm de dolomie brune ferrugineuse et siliceuse.

Ce quartzite chloriteux, localement enrichi en micas blancs, a un faciès pseudo-conglomératique dû au développement concrétionnaire de ces gros boudins de jaspe

rouge aux formes variées (allongées, ramifiées...). De plus, la roche ayant subi une légère cataclase, le jaspe est souvent segmenté et brisé, ce qui lui confère un aspect bréché.

Au microscope, la roche présente une structure hétérogranulaire montrant 1) une purée de quartz (0.01 mm), avec chlorite et séricite, plus un peu d'oxydes de fer; 2) des grains de quartz recristallisés, de taille beaucoup plus grande (ϕ 0.10 mm) à bords dentelés, prenant même parfois des formes idiomorphes; 3) des plages de carbonates bruns (ankérite) envahissantes, remplissant notamment des cavités ou des cassures et se présentant souvent aussi en rhomboèdres plus petits; 4) des lamelles de mica blanc (muscovite-phengite) et un peu de zircon, de tourmaline, de sphène et de rutile.

On observe donc l'absence complète des feldspaths, en dehors de leurs produits de décomposition (séricite), et la finesse extrême des grains de quartz, probablement due à des processus pédogéniques, qui ont aussi fourni les germes nécessaires au développement ultérieur du jaspe. Ce jaspe lui-même est constitué d'une multitude de petits sphéroïdes de calcédonite radiée, translucide, entourés d'une enveloppe hématitique. Il est traversé de fissures emplies de quartz et de carbonates blancs (calcite). L'analyse du jaspe, en fluorescence X, a montré les éléments-traces suivants: Fe (0,5%), Rb, Sr, Ba, W et Mn.

L'origine chimique de ce jaspe ne fait pas de doute (aucun débris d'organismes) et sa formation est pénécemporaine de la sédimentation, car il est remanié dans les niveaux sus-jacents.

Des niveaux de pélites siliceuses, à grain fin, dont l'aspect évoque les lydiennes, s'intercalent au sommet de la série des quartzites chloriteux à jaspe. Une forte oxydation a dessiné, au hasard dans la roche, des taches irrégulières rouge-violacé.

Le microscope révèle que ces pélites ont une structure hétérogranulaire: dans la pâte (microquartzite chlorito-séricitique) naissent des éléments porphyriques constitués de débris de quartzites, de gros grains de quartz à bords corrodés (certains bipyramidés pourraient avoir appartenu à des porphyres quartzifères) et quelques cristaux de feldspath potassique altérés, des zircons et de nombreux petits grains de tourmaline bleu-vert. Ces pélites correspondent peut-être à d'anciens niveaux de tufs rhyolitiques altérés et silicifiés.

Ce niveau n° 2 n'apparaît qu'en deux points de la région étudiée:

- 1° 500 m au NE de Saint-Gervais, dans les nants Gibloux et Ferney (ancienne exploitation): 939.500: 110.250;
- 2° sur le flanc W du Prarion (dans un affluent du nant Ferney), à l'altitude de 1480 m, 1,6 km à l'E de Saint-Gervais: 941.100: 109.250.

NIVEAU 3. Horizon conglomératique de 40 à 80 cm d'épaisseur, à galets de jaspe rouge et de quartz rose ou blanc, en transgression directe sur le niveau précédent.

Les galets sont petits (de 1 à 5 cm en moyenne) et dispersés dans une pâte grésfeldspathique de couleur gris blanchâtre. Notons que les débris de jaspe ne peuvent provenir que du niveau 2 sous-jacent, aucun autre type de gisement de jaspe n'existant dans la région. Ce niveau, souvent clair et non rubéfié, tranche nettement avec ce qui est « dessous ». On pourrait le confondre avec le Werfénien s.str. (niveau 6), s'il n'était surmonté de faciès différents, bigarrés.

Au microscope, la structure de ce grès feldspathique apparaît grenue (avec une légère schistosité d'écrasement) et homogranulaire. Il est constitué de grandes plages de quartz engrenées, souvent à bordures corrodées, liées par un ciment argileux et séricitique, de quelques feldspaths (microcline, perthite, albite-oligoclase et antiperthite) partiellement séricitisés, de grains détritiques de carbonates et d'hématite.

Ce niveau a donc été formé par des apports importants de matériel « frais », associés à des produits de remaniement des sédiments sous-jacents (galets de jaspe et de quartz rose, grains détritiques de carbonates et d'hématite).

Cet horizon conglomératique est très constant; il apparaît au-dessus du niveau 2 — là où celui-ci existe — mais repose plus souvent directement sur le socle cristallin; on le trouve sur tout le pourtour du Prarion (Saint-Nicolas-de-Véroce, carrière sur Chedde, région de la Tour-Saint-Michel, etc.) Plus loin, on l'observe aussi tout au long de la bordure W de la « fenêtre de Mégève », entre Flumet et le Feug, mais là il se situe 1 à 2 m au-dessus de la base de la série. Cette constance d'un niveau si peu épais implique la présence, à cette époque, d'un bassin entre Prarion et Mégève.

NIVEAU 4. Série épaisse de 1 à 3 m formée par l'alternance de petits bancs de grès verts feldspathiques, chloritiques (à débris disséminés de jaspe) et de schistes gréseux argilo-micacés rouges ou violets.

Contrairement à celles du niveau précédent, ces roches aux couleurs bigarrées rappellent à nouveau le « faciès verrucano ». Leur structure, au microscope, est fortement hétérogranulaire; elle se caractérise par 1) une pâte à grain fin (inférieur à 0,1 mm) de quartz, de chlorite et de séricite; 2) des quartz de tailles variées (certains sont limpides, bipyramidés ou à bordure corrodée et à extinction franche), de nombreux feldspaths potassiques, microcline et quelques plagioclases, des micas blancs, un peu de carbonates et d'oxydes de fer; 3) des débris de plus grande taille (de l'ordre du millimètre) de jaspe, de quartz rose, de quartzite et d'une roche feldspathique altérée (aplite ou gneiss leucocrate ?).

Ces roches microconglomératiques marient deux types de dépôts qui en général s'excluent, des matériaux résiduels (jaspe, quartz, oxydes de fer...) et des matériaux arkosiques (feldspaths, micas...), ce qui implique nécessairement le remaniement des dépôts résiduels anciens joint à un apport de matériaux « frais ».

Ce niveau passe progressivement au suivant (affleurements identiques au niveau 3):

NIVEAU 5. Série d'épaisseur très variable (1 à 25 m environ) marquant un passage continu du niveau 4 au niveau 6. En effet, les grès arkosiques, par diminution progressive des feldspaths alcalins, passent à des grès-quartzites chloriteux riches en grains grossiers de quartz rose; puis chlorite, oxydes de fer et quartz rose disparaissant peu à peu, les roches perdent leurs couleurs vives, prennent une teinte grisâtre et deviennent des grès-quartzites s.str. Les roches de ce niveau avaient été désignées « bésimaudites » par ZACCAGNA (1887).

Ces grès-quartzites chloriteux, plus ou moins feldspathiques, présentent sous le microscope une structure bien grenue. Le quartz apparaît en grandes plages engrenées, souvent à extinction onduleuse. La pâte de chlorite et de séricite est d'importance secondaire, elle enveloppe de grands feldspaths (microclines parfois muscovitisés, plagioclases damouritisés et petites albites), des carbonates (plages de calcite et rhomboèdres de dolomie ferrugineuse), un peu de micas blancs (muscovite-phengite) et des grains de minéraux lourds: minerais opaques (pyrite, magnétite, ilménite, hématite, limonites), zircon, tourmaline, rutile, sphène, apatite et plus rarement épidote, hornblende et grenat. Les minéraux phylliteux caractéristiques (déterminés aux rayons X) sont les micas blancs séricitiques; illite et muscovite sont moins abondants.

Les affleurements sont identiques à ceux du niveau 3. Ils sont notamment remarquables dans les gorges du Bonnant (entre Saint-Gervais et Les Bains), sur le plateau de Saint-Nicolas-de-Véroce (où ils montrent de jolies textures de sédimentation entrecroisée) et à la carrière située au-dessus de l'usine de Chedde, etc.

NIVEAU 6. Série des grès quartzites arkosiques, gris-blanchâtre, parfois brunâtres par limonitisation de la pyrite qui les imprègne. Son épaisseur — très constante tout au long de la bordure W de la chaîne des Aiguilles-Rouges (AMBERGER, 1960) — varie localement dans notre région de 2 à 15 m. Ce niveau est généralement reconnu comme triasique inférieur (Werfénien) et comparable aux faciès lagunaires du Buntsandstein allemand.

STRUCTURES: Cette série des niveaux 1 à 6 tapisse les dépressions tectoniques de la région; elle constitue le long du flanc W du Prarion une couverture épaisse de 50 m au maximum, parcourue de larges ondulations descendant en marches d'escalier vers Saint-Gervais.

Premières conclusions.

Cette coupe permet de subdiviser l'histoire du Permo-Trias de la région en trois périodes:

Première période: Permien inférieur (Saxonien ?).

La région subit une profonde altération conduisant à la formation d'un sol ferrugineux et siliceux (niveau 1).

Deuxième période : Permien inférieur à moyen (?)

Le sol ancien est en grande partie décapé par l'érosion, les matériaux du manteau de décomposition du socle cristallin s'amoncèlent aux pieds des massifs et sont progressivement silicifiés (formation des jaspes de Saint-Gervais, niveau 2).

Troisième période : Permien supérieur-Trias inférieur

Après un rajeunissement du relief (phase de Saint-Gervais), les sédiments précédemment déposés sont à leur tour en grande partie décapés; leurs fragments remaniés et resédimentés constituent la base de cette nouvelle série (d'âge permotriassique s.str.). Au fur et à mesure que le matériel « hérité » s'épuise et que les apports en matériaux frais augmentent, le « faciès verrucano » fait place à celui des grès-quartzites werféniens (niveaux 3 à 6).

Remarquons que le passage progressif du Permien supérieur au Trias inférieur paraît être un cas général, comme on le constate pour les « grès d'Allevard » et le Permo-Trias (Oberrotliegende) du Jura et des Vosges, par exemple.

2. LE PROBLÈME DU MÉTAMORPHISME

Dans une publication récente, GIDON (1965) — en se basant sur des observations locales faites à Tré-la-Tête et dans la région d'Hauteluce — conclut à l'existence d'un métamorphisme tardif, d'âge permien, dans la partie S du Mont-Blanc; il pense que les « bésimaudites » de Mégève et de Flumet ne représentent pas une surface d'altération antétriassique, mais bien la fraction d'une formation permienne atteinte par le métamorphisme jusqu'à un niveau plus ou moins élevé suivant les points.

Singulier métamorphisme en vérité, qui aurait soigneusement épargné le Carbonifère supérieur placé sous les « bésimaudites » et en contact direct avec les schistes cristallins. La confusion — qui n'est pas nouvelle (voir PERRIN et ROUBAULT, 1941, 1944, 1945) — tient à la nature même de ces bésimaudites: roches régénérées à partir d'un matériel varié et désagrégé sur place; la coupe qui précède le démontre suffisamment.

3. LE PROBLÈME DU VOLCANISME

De l'Esterel au Verrucano des Alpes glaronnaises, le volcanisme permotriassique est bien connu. Il a toujours été cependant difficile d'en reconnaître les produits dans les dépôts sédimentaires, bien que l'on connaisse dans les massifs cristallins externes diverses manifestations éruptives: filons (lamprophyres, orthophyres, diabases) permien ou plus tardifs, mélaphyres et spilites du Trias du Pelvoux (BELLAIR, 1948), porphyres quartzifères du Mont-Blanc, etc.

TOBI (1958) a cependant reconnu dans les grès d'Allevard les traces d'un volcanisme explosif indiqué par des fragments rhyolitiques (pâte et phénocristaux de quartz).

L'étude pétrographique du Permo-Trias de la région de Saint-Gervais m'a montré que:

- 1° Des fragments d'une roche volcanique, probablement rhyolitique, dans le remplissage d'une poche (niveau 1) située sur le toit du granite des Montées-Pélissier;
- 2° Des quartz idiomorphes, limpides, à bordures souvent corrodées et semblables, quant à l'habitus, aux phénocristaux de roches subvolcaniques acides (niveaux 2 et 4);
- 3° Une structure hétérométrique (générale pour les mêmes niveaux 2 et 4) due à un mélange d'une pâte très fine et de minéraux clastiques à grain grossier, rappelant à celle des roches à deux temps de cristallisation du type des porphyres quartzifères; la fraction fine proviendrait de la pâte des porphyres et la fraction grossière des phénocristaux;
- 4° La formation des jaspes (niveau 2) est peut-être en relation avec une activité volcanique; il s'agirait alors de dépôt de silice hydrothermale. De même, les amas de pyrite qui imprègnent parfois ce niveau pourraient être liés au même phénomène. L'analyse des éléments-traces montre la présence de Fe, Pb, W, Mn, Cr et Zn, en plus de celle du Rb, Sr et Ba.

En conclusion, il paraît probable qu'une partie au moins de la base de ce Permo-Trias est constitué par des débris de roches volcaniques ou subvolcaniques acides du type des porphyres quartzifères. Ces résultats confirment, d'une part ceux de TOBI (1958) à Belledonne et de l'autre, l'âge permien des porphyres quartzifères du Mont-Blanc, qui seraient le produit des mêmes manifestations.

4. LE TRIAS S.STR. DE LA CUVETTE DE SAINT-GERVAIS

L'étude des terrains mésozoïques sort du cadre que je me suis fixé. Néanmoins, en raison de l'importance de la couverture triassique dans la cuvette de Saint-Gervais, je vais en donner une stratigraphie sommaire. Celle-ci diffère sensiblement entre le versant droit de la vallée (flanc W du Prarion) et le versant gauche.

Quand il est complet (les épaisseurs données sont des maxima, les niveaux ayant une puissance très irrégulière), le Trias — au-dessus des grès-quartzites arkosiques (niveau 6) — présente de bas en haut les termes suivants:

A. *Versant droit de la vallée de Montjoie (flanc W du Prarion):*

7. 7 m Argilites sériciteuses bigarrées

Maison des Sciences
DOCUMENTATION
B.P. 25
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
TEL. 04 78 83 24 23 - FAX 04 78 21 40 28
Mail: sctaw@univ-grenoble.fr

8. 6 m Calcaires massifs, gris-noir, bien lités, zébrés de veines de calcite blanche
9. 7 m Calcaires dolomitiques en bancs bréchiques, lenticulaires (à ciment localement cargneulisé)
10. 12 m Calcaires brunâtres en petits bancs alternant avec des calcschistes noirs
11. 16 m Calcaires roux à niveaux d'argilites sériciteuses vertes et intercalations bréchiques
12. 20 m Calcaires dolomitiques gris, crème à l'altération, en bancs bien lités d'épaisseur variable, parfois joints de dolomie pulvérulente et zones cargneulisées
13. 12 m Cargneules vacuolaires, bréchiques, conglomératiques, etc.

B. *Versant gauche de la vallée de Montjoie* (flanc NE du Mont d'Arbois):

Niveaux 7, 8 et 9 analogues à ceux du versant droit

- 10 b. 40 m Bancs bien lités de calcaires dolomitiques beiges ou roux, alternant avec des argilites colorées, des calcschistes verts et des schistes noirs argileux et charbonneux. Cette série remplace les niveaux 10-11 de la coupe précédente.

Niveaux 12, 13 comme dans la coupe précédente

14. 50 m (?) Schistes noirs et argilites avec lentilles d'anhydrite et de gypse anciennement exploitées dans la région de Vervex.

Les nombreuses variétés des faciès sédimentaires du Trias de la région de Saint-Gervais et ses brusques variations mériteraient d'être étudiées plus en détail. Je me contenterai de remarquer qu'il paraît ressembler plus au Trias du Belvédère des Aiguilles-Rouges (COLLET, 1943), qu'à celui de l'Autochtone du flanc occidental des Aiguilles-Rouges (AMBERGER, 1960).

Le Trias du flanc gauche de la vallée de Montjoie est surmonté par les séries mésozoïques charriées du Mont-d'Arbois - Mont-Joly. Le plan de chevauchement est mis en évidence par le redoublement du Trias; les calcaires dolomitiques de la base de la série charriée reposent sur les cargneules « autochtones ».

Le contact tectonique, dans le ravin du nant Tarchey (entre Saint-Nicolas-de-Véroce et Saint-Gervais), est souligné par la présence de lentilles écrasées de grès et de schistes carbonifères (à plantes fossiles; P. BERTRAND, 1926) prises en sandwich entre les couches triasiques. Ce Carbonifère provient vraisemblablement du sommet du Prarion et indique que les unités Mont-d'Arbois - Mont-Joly viennent de l'est (couverture sédimentaire du flanc SW du Mont-Blanc).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOUT 2003

TROISIÈME PARTIE

CHAPITRE 8

CORRÉLATIONS AVEC LA CHAÎNE DE BELLEDONNE

Nous avons vu que les schistes cristallins de l'extrémité méridionale des Aiguilles-Rouges se subdivisaient en trois séries:

- 1) Série de Saint-Gervais
- 2) Série des Aiguillettes
- 3) Série de Prarion - Pormenaz.

Les deux premières séries, qui sont situées de part et d'autre de la « série de Prarion-Pormenaz », sont assez semblables pour qu'on puisse les considérer comme apparentées (voir les diagrammes, de la fig. 15, établis à partir des compositions modales présentées dans la première partie de ce travail. Leurs caractères communs principaux sont les suivants:

Séries schisto-gréseuses homogènes, d'origine sédimentaire;

Litage et schistosité bien exprimés;

Zonéographie (zone des micaschistes à deux micas et des gneiss supérieurs correspondants, pour la partie la plus profonde, au « faciès amphibolite »);

Histoire complexe mais monocyclique (phase de métamorphisme principal accompagné de migmatisation diffuse, puis période de cataclase et de rétro-morphose suivie d'une recristallisation partielle avec néoformation de différents minéraux).

Ces caractères sont également ceux de la « série satinée » décrite par P. et C. BORDET (1953, 1960-1963) dans Belledonne.

La « série de Saint-Gervais » correspond à la partie la plus profonde de la « série satinée externe » (sa partie supérieure, de métamorphisme plus faible, étant cachée en direction de l'W sous les masses mésozoïques charriées du Mont-Joly), tandis que la « série des Aiguillettes » se rattache à la « série satinée interne » de ces auteurs.

Entre les deux séries précédentes, au cœur de cette structure, se situe la « série de Prarion - Pormenaz », dont les caractéristiques sont fort différentes (voir diagramme, fig. 15):

Série hétérogène (avec une unité inférieure dérivant de roches volcaniques de composition basaltique ou connexe, une unité supérieure apparaissant

18 AOUT 2003

comme une série d'anciens silts argilo-gréseux et une unité moyenne se présentant comme un terme évolutif intermédiaire);
Série massive; litage et schistosité peu apparents;

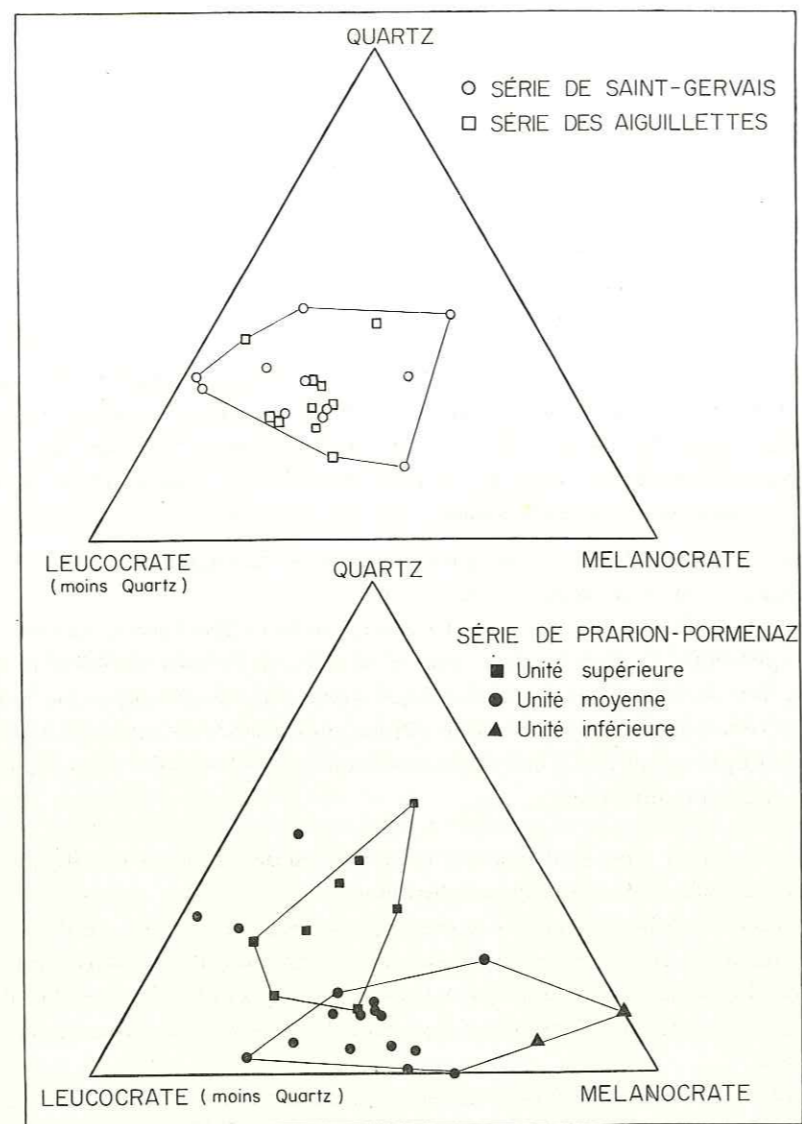


Fig. 15.

Zonéographie mésozone à épizone, de faciès « amphibolite à schiste vert »;
Histoire semblable aux deux séries précédentes.

Ces caractères sont trait pour trait ceux de la « série verte » de P. et C. BORDET (*op. cit.*).

Les séries de Belledonne se retrouvent donc avec la même disposition dans l'extrémité méridionale des Aiguilles-Rouges:

- 1) Série de Saint-Gervais = série satinée externe de P. et C. BORDET;
- 2) Série de Prarion-Pormenaz = série verte de P. et C. BORDET;
- 3) Série des Aiguillettes = série satinée interne de P. et C. BORDET.

On peut faire les remarques suivantes:

- 1° L'extrémité méridionale des Aiguilles-Rouges représente la continuation parfaite de Belledonne vers le N et se rattache ainsi à cette chaîne. Cependant, en raison de leur disposition et de leur direction (N-S à NNW-SSE), ces séries très externes ne peuvent pas se retrouver plus au NE dans les Aiguilles-Rouges; elles constituent probablement en avant de ce massif une partie importante du socle couvert par les « Hautes-Alpes calcaires » (voir schéma structural, page suivante);
- 2° Pour P. et C. BORDET, la « série verte » se place stratigraphiquement sous la « série satinée », car la « série satinée externe » présente une structure synclinale, tandis que la « série verte » affecte une disposition anticlinale à axe migmatisé ou granitisé. En fait, on constate que les granites jalonnent également le contact entre la « série satinée externe » et la « série verte », et qu'ils font même intrusion au cœur de la « série satinée interne ».

Si selon P. et C. BORDET les « séries verte et satinée » devaient montrer le « style relativement souple d'une couverture décollée sur un substratum rigide », actuellement ce style est largement oblitéré. Les séries, une fois indurées et métamorphosées, ont été découpées en blocs limités par des plans de cisaillement et ont subi un écrasement intense; la structure isoclinale, qui en est résultée, ne permet plus guère de connaître leurs relations stratigraphiques réciproques.

En revanche, l'étude zonéographique de ces terrains cristallophylliens peut apporter des précisions à ce sujet.

Il faut encore distinguer la zonéographie propre à chaque série de la zonéographie de l'ensemble. La zonéographie « interne », qui a fait l'objet d'une partie des chapitres précédents, montre les variations du degré de métamorphisme au sein de la série et permet, dans le cas de la « série Prarion-Pormenaz », par exemple, de mettre en évidence deux zones anticlinales (dont l'une est granitisée) séparées par une zone synclinale. La zonéographie de l'ensemble consiste plus simplement à comparer les caractères principaux des séries, c'est-à-dire leurs faciès de métamorphisme.

On constate alors qu'une partie de la « série (verte) Prarion-Pormenaz » présente un métamorphisme de faciès « schiste vert », tandis que les « séries (satinées) de

Saint-Gervais et des Aiguillettes » sont plus métamorphiques et par conséquent ne peuvent pas se situer stratigraphiquement au-dessus de la première.

Ces considérations, ainsi que certaines observations tendant à montrer qu'il y a passage stratigraphique quasi continu entre la « série verte » et la « série satinée », observations faites par P. et C. BORDET (1953) à Belledonne (dans la coupe de Bonvillard à Bonneval et ailleurs), me conduisent à penser que la « série verte » et la « série satinée » forment un tout. Ainsi, on aurait affaire à une formation géosynclinale unique, hétérogène, constituée de séries sédimentaires schisto-gréseuses (séries satinées) et d'un complexe volcanique de type ophiolitique (série verte). Cette formation présente beaucoup d'analogies avec les « schistes lustrés » alpins du domaine pennique, de même qu'avec les « schistes de Casanna inférieurs » du Pennique valaisan (qui sont peut-être de même âge).

CHAPITRE 9

CORRÉLATIONS AVEC LE RESTE DE LA CHAÎNE DES AIGUILLES-ROUGES

Les séries décrites ici ne comprennent, à mon avis (et contrairement aux hypothèses formulées par P. et C. BORDET, 1960-1963), aucun équivalent dans le reste de la chaîne des Aiguilles-Rouges. Plus au N, cette dernière est constituée, en effet, par deux séries différentes (KRUMMENACHER, 1959):

La série des Aiguilles-Rouges s.str.

La série de Fully.

a) La « série des Aiguilles-Rouges » — appelée aussi « gneiss lac Cornu » par BELLIERE (1958) — dérive d'une ancienne série pélitique de composition variée, contenant quelques horizons de roches basiques (exemple: « élogites » du lac Cornu). Le métamorphisme est mésozonal profond à catazonal supérieur; il a provoqué l'homogénéisation de masses importantes (gneiss granitiques) et s'est accompagné de l'endomigmatisation de certaines assises.

b) La « série de Fully » n'apparaît qu'à l'extrémité NE de la chaîne des Aiguilles Rouges dans la région de Fully (rive droite du Rhône). Elle comprend des migmatites fondamentales (granodiorites) formées par ultramétamorphisme et se caractérise par l'abondance de la cordiérite pinitisée ainsi que par une grande richesse en enclaves plus basiques, ou plus acides que les roches encaissantes (cf. KRUMMENACHER, 1959). Son origine est encore controversée (KRUMMENACHER et al., 1965); en effet, cette série peut soit provenir de la migmatisation partielle de la « série des Aiguilles-Rouges », soit représenter une portion du socle ancien précambrien, repris et incor-

poré aux séries sus-jacentes par les orogénèses successives. Cette dernière hypothèse, plus probable, repose sur l'observation d'une divergence entre les directions de certaines structures résiduelles de la « série de Fully » et de celles de la « série des Aiguilles-Rouges », bien que les principales relations géométriques entre socle et couverture aient été effacées par le métamorphisme. Elle est confirmée par l'étude géochronométrique; en effet, les âges absolus obtenus sur les zircons (Pb total) de la « série de Fully » sont plus anciens que ceux de toutes les autres formations des Aiguilles-Rouges et « datent » la série du Précambrien supérieur (BUCHS et al., 1962; CHESSEX et al., 1964).

L'histoire de ces deux séries, des « Aiguilles-Rouges » et de « Fully », apparaît donc comme beaucoup plus longue et complexe que celle des séries de l'extrémité méridionale décrites précédemment:

1° Ce sont des séries pétrographiquement différentes, de nature plus variée.

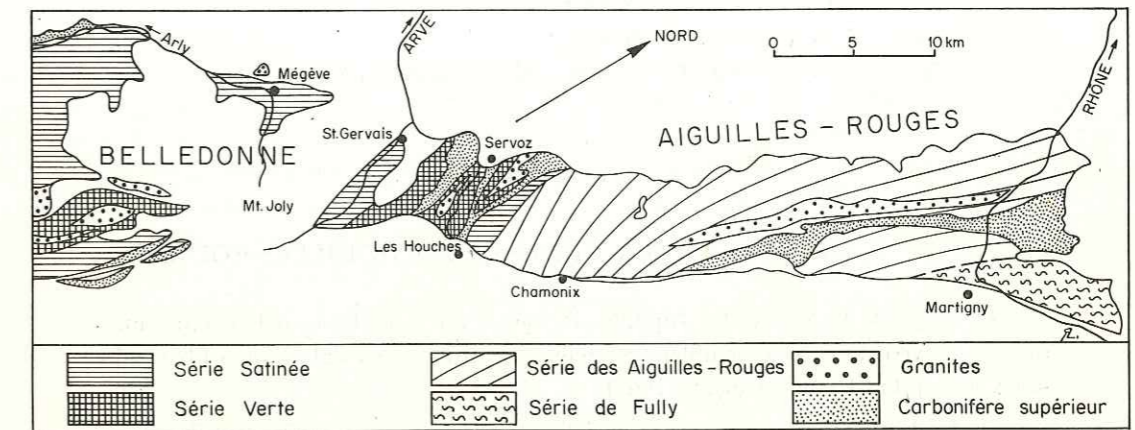


Fig. 16.

Schéma structural de la chaîne des Aiguilles-Rouges.

- 2° Leurs faciès de métamorphisme catazonal — localement granulites à sillimanite, « élogites » (pyroxène + grenats) de la « série des Aiguilles-Rouges » et granodiorites à cordiérite-biotite de la « série de Fully » — les place stratigraphiquement sous les séries méridionales.
- 3° Leur histoire est polycyclique. D'après les travaux de BELLIERE (1958), il est possible de distinguer un premier métamorphisme caractérisé par une structure plissée synschisteuse, oblitérée par une deuxième phase ayant donné naissance à une déformation généralisée, postschisteuse, accompagnée du boudinage des horizons les moins plastiques et de la formation de gneiss à faciès particulier de « type Chézerys » (mylonites mésozonales).

- 4° La « série des Aiguilles-Rouges » présente une structure autonome, dont les directions variables sont bien différentes de celles des séries de l'extrémité méridionale des Aiguilles-Rouges. En effet, la « série des Aiguilles-Rouges » montre une disposition générale en éventail (voir schéma structural, fig. 16, p. 345); selon BELLIERE (1958), elle dessine un anticlinal à ennoyage vers le NW dans la zone Aiguillette du Brévent-Pormenaz, zone qui correspond précisément à celle du contact avec les séries méridionales supérieures.
- 5° Le contact entre la « série des Aiguillettes » (série satinée interne) et la « série des Aiguilles-Rouges » est tectonique (contact mécanique brutal de deux séries d'histoire différente).

En résumé :

Il devient finalement possible dans le cristallin de la chaîne des Aiguilles-Rouges de distinguer de haut en bas, deux, voire trois complexes :

- 1 — Séries méridionales « SATINÉES et VERTE »
- 2A — Série des Aiguilles-Rouges
- 2B — Série de Fully (socle précambrien supérieur ?).

CHAPITRE 10

ÂGE ET ÉVOLUTION DE LA CHAÎNE DES AIGUILLES-ROUGES

1° L'âge de la « série des Aiguilles-Rouges » est sans doute paléozoïque inférieur à moyen, ainsi que semblent en témoigner toutes les datations « Pb total » faites à ce jour (LAURENT et al., 1967).

2° De la structure autonome et anticlinale de la « série des Aiguilles-Rouges », de ses faciès de métamorphisme et de son histoire multiple, on peut en déduire qu'un cycle orogénique important (orogénèse calédonienne) la sépare du dépôt en discordance des séries supérieures (méridionales) à structure isoclinal, métamorphisme moins profond et histoire unique.

3° Dans la chaîne de Belledonne, dans celle des Grandes-Rousses et dans le massif du Vieux-Chaillo, on connaît d'épais niveaux conglomératiques métamorphiques, interstratifiés dans la partie inférieure de la « série satinée »; ils représentent une nouvelle et excellente indication d'une phase orogénique importante ayant précédé le dépôt de la série en question (la datation d'un galet — granite gneissique — a donné un âge précambrien supérieur de 633 millions d'années, cf. CHESSEX et al., 1964). A ce sujet, VUAGNAT (1964) pense que le dépôt de ces conglomérats pourrait dater de la fin du paléozoïque inférieur. Dans ces conditions, ce dépôt aurait fait suite à une phase de plissement calédonienne.

4° La comparaison avec les séries cristallophylliennes — dans lesquelles on possède quelques jalons fossilifères — des Pyrénées, de Bretagne, d'Auvergne ou des Maures (par exemple les lentilles de schistes à graptolithes gothlandiens du groupe des quartzo-phyllades du Fenouillet au sommet de la série « ectinitique »), ainsi que la synthèse des observations précédentes me conduisent à proposer le schéma suivant (voir tableau page suivante):

Les Aiguilles-Rouges se sont édifiées par étapes au cours des temps géologiques. Au socle précambrien originel se sont adjoint, successivement les noyaux d'anciens massifs calédoniens, puis certains éléments de la chaîne varisque; enfin, le tout a été repris dans l'orogénèse alpine.

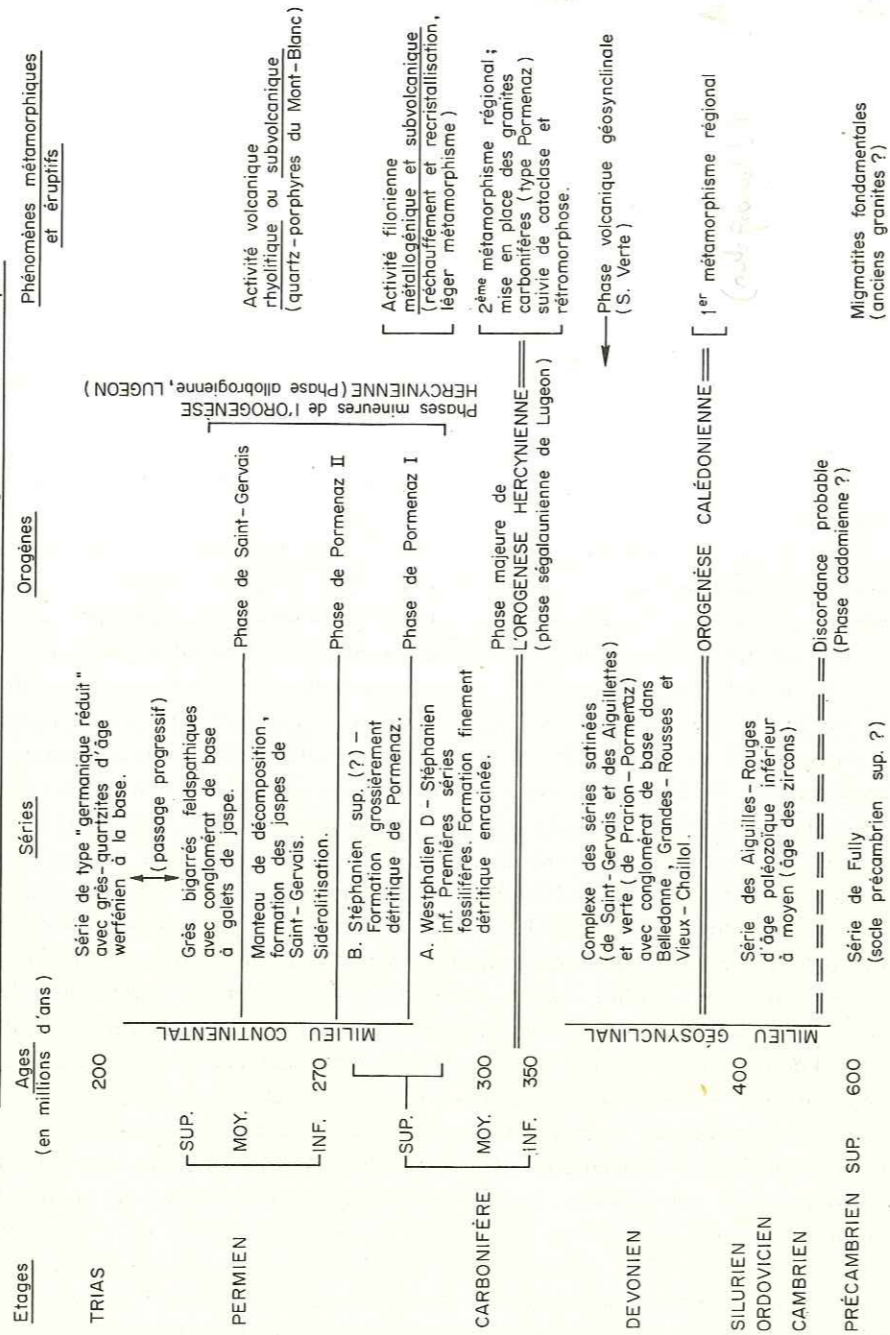
Des temps précambriens on ne sait rien, si ce n'est qu'un socle plissé, granitisé et érodé — Précambrien sup. (série de Fully ?) — a nourri la sédimentation des séries paléozoïques.

Au Paléozoïque, l'histoire des Aiguilles-Rouges est caractérisée par un métamorphisme régional polycyclique, lié aux deux orogénèses calédonienne et hercynienne.

La « série des Aiguilles-Rouges », déposée en discordance sur le socle ancien au Paléozoïque inférieur, a évolué au cours de l'orogénèse calédonienne dans un niveau profond de l'écorce terrestre; plissée, granitisée et partiellement incorporée au socle (infrastructure), elle a constitué un môle anticlinorial important.

Ensuite, le long de la bordure de ce « géanticlinal calédonien » se sont déposées les séries dévoniennes géosynclinales (terminées peut-être par une sédimentation synorogénique de type « Flysch »: Culm carbonifère inf.), schisto-gréseuse (avec conglomérat de base sporadique), entrecoupées d'épisodes volcaniques ou subvolcaniques importants de type ophiolitique (séries satinées et verte). Lié à la phase majeure de l'orogénèse hercynienne, d'âge carbonifère inférieur à moyen, le second métamorphisme régional paléozoïque a métamorphisé les séries dévoniennes dans un niveau épizonal à mésozonal et a repris les séries plus profondes et plus anciennes du socle. Il a été suivi de la mise en place syncinématique — plissement et remontée générale du bâti — d'un chapelet de granites carbonifères. La remontée du socle et sa stabilisation, au cours d'une succession de phases de contrainte et de détente, s'est accompagnée d'une tectonique brisante: forte cataclase avec découpage du bâti cristallin par un réseau serré de failles (style en « horst et graben »). L'édification de la chaîne hercynienne accroît dès lors considérablement les surfaces exondées; le régime continental s'installe et durera jusqu'au Mésozoïque. Pendant cette longue période se déposent des séries continentales, d'âge carbonifère supérieur (fossilifères) et permien, divisées successivement dans le temps par trois phases orogéniques hercyniennes mineures, d'importance décroissante, liées à une certaine activité volcanique ou subvolcanique acide; elles se sont traduites dans le socle par la cicatrization filonienne des accidents anciens et la néoformation de nombreux minéraux (quartz, albite, myrmécite, phengite, calcite, tourmaline, etc.)

Tableau schématique
Histoire géologique de la chaîne des Aiguilles-Rouges au Paléozoïque



Pour terminer, notons que le schéma proposé rejoint certains des résultats les plus importants acquis ces dernières années. En Suisse, dans le massif de l'Aar, HUGI (1956) a montré que la zone de la « Schieferhülle » paraît appartenir à un cycle de granitisation (migmatisation) antérieur aux granites hercyniens; de même, plus récemment, LABHART (1965), dans une étude microtectonique fort détaillée, a mis en évidence une direction tectonique ancienne (N-S), antémigmatitique, caractéristique des roches polymétamorphiques et une direction hercynienne plus récente (NE-SW), illustrée par exemple par l'orientation du « Zentraler Aargranit ». En France, FAURE-MURET (1955), dans le massif d'Argentera-Mercantour, et PETER-LONGO (1960) dans les monts de Lyonnais — travaillant dans des formations bien différentes et éloignées l'une de l'autre — ont tous deux abouti aux mêmes conclusions; à savoir la distinction de deux cycles orogéniques caractérisés chacun par leur phase de métamorphisme propre.

Le présent travail contribuera, je l'espère, à confirmer ces manières de voir

BIBLIOGRAPHIE

(Cette liste bibliographique ne mentionne que les références citées dans le texte)

Principales abréviations :

Arch. S.P.H.N.	Archives de la Société de Physique et d'Histoire naturelle
C.R. S.P.H.N.	Comptes rendus de la Société de Physique et d'Histoire naturelle
B.S.M.P.	Bulletin suisse de minéralogie et de pétrographie
B.S.G.F.	Bulletin de la Société géologique de France
C.R.S.S.G.	Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France
C.R.A.S.	Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris.

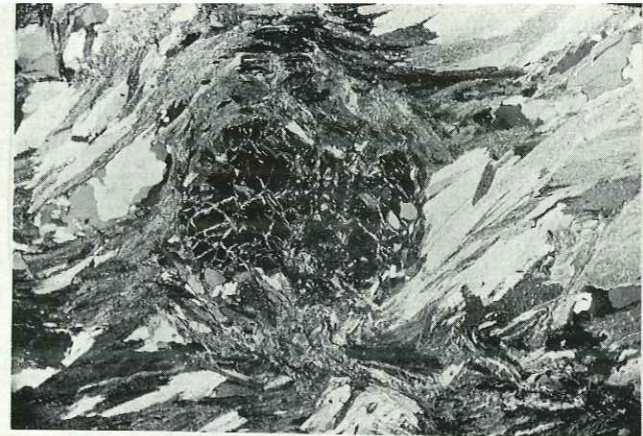
* * *

- AMBERGER, G. F. (1960): *L'Autochtone de la partie NW du massif des Aiguilles-Rouges*. Thèse, Genève.
- BEARTH, P. (1958): Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. *B.S.M.P.*, 38, 363-373.
- BELLAIR, P. (1948): Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. *Mém. Carte géol. France*.
- BELLIÈRE, J. (1957): Cératophyres dans les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc. *C.R.S.S.G. France*, 270-272.
- (1958): Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles-Rouges. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, Mém. 81, 1-198.
- BERTRAND, J., R. CHESSEX, M. DELALOYE, R. LAURENT et M. VUAGNAT (1965): Déterminations d'âges « plomb total » sur des zircons de la chaîne alpine. *B.S.M.P.*, 45, 317-326.
- BERTRAND, P. (1926): Les gisements à « Mixoneura » de la région de Saint-Gervais-Chamonix. *B.S.G.F.* (4), 26, 381-388.
- BOLDIZAR, T. (1964): *J. Geophys. Res.*, 69, 5269-5275.
- BORDET, C. (1961): Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne. *Mém. Carte géol. France*.
- BORDET, P. (1956): Les formations cristallophylliennes des massifs externes entre l'Arc et la Bonne. *Bull. Carte géol. France*, 54, 17-30.
- (1963): Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 39, 171-198.
- et C. BORDET (1953): Sur la structure des massifs cristallins externes des Alpes françaises. *C.R.A.S. Paris*, 500-502.
- et C. BORDET (1960-1963): Belledonne - Grandes-Rousses et Aiguilles-Rouges - Mont-Blanc: quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Dans livre *Mém. Prof. P. Fallot*, 2, 310-316.
- BOWEN, N. L. (1933): The broader story of magmatic differentiation. Dans *Lindgren* volume. Amer. Inst. of Min. and Metallurg. Engineers.
- BUCHS, A. (1962): Dosage de l'U, du Th et du Pb dans les zircons par la fluorescence des rayons X. *Helv. Chim. Acta*, 45, 741-748.
- R. CHESSEX, D. KRUMMENACHER et M. VUAGNAT (1962): Ages « plomb total » déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. *B.S.M.P.*, 42, 295-308.
- BURRI, C. und P. NIGGLI (1945): *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens*. Bd I. *Vulkaninst. Imm. Friedländer*, Zürich.
- CHESSEX, R., M. DELALOYE, D. KRUMMENACHER et M. VUAGNAT (1964): Nouvelles déterminations d'âges « plomb total » sur des zircons alpins. *B.S.M.P.*, 44, 43-60.
- CLAVEL, M. (1964): Contribution à l'étude métallogénique de la région d'Allemont (massif de Belledonne, Isère). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 40, 207-249.

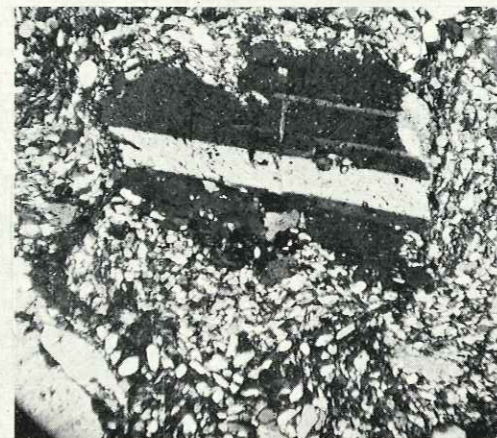
- COLLET, L. W. (1943): La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 79.
- N. OULIANOFF et M. RHEINHARD (1952): Notice explicative de la feuille 525 Finhaut. *Atlas géol. Suisse*, 1: 25.000.
- ✗ CORBIN, P. et N. OULIANOFF (1922): Recherches géologiques dans la partie SW du massif des Aiguilles-Rouges. *C.R. XIII^e Congrès géologique international, Belgique*, 435-439.
- et N. OULIANOFF (1923a): Sur le Mésozoïque du Prarion. *C.R.A.S. Paris*, 1171-1173.
- et N. OULIANOFF (1923b): Sur certains caractères du plissement hercynien dans la région Servoz-Les Houches. *C.R.A.S. Paris*, 1561-1563.
- et N. OULIANOFF (1926a): La chaîne des Aiguilles-Rouges dans le mouvement orogénique alpin. *C.R.A.S. Paris*, 530-533.
- et N. OULIANOFF (1926b): Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges. *B.S.G.F.* (4), 25, 541-553.
- et N. OULIANOFF (1927a): Sur les bésimaudites du Prarion. *C.R.A.S. Paris*, 892-894.
- et N. OULIANOFF (1927b): De la différence et de la ressemblance des schistes cristallins des deux versants de la vallée de Chamonix. *B.S.G.F.* (4), 27, 267-274.
- et N. OULIANOFF (1928): Le massif du Prarion et le synclinal complexe de Chamonix. *C.R.A.S. Paris*, 244-245.
- et N. OULIANOFF (1930): A propos de la note de M. Albert Michel-Lévy, intitulée « Débris microscopiques de végétaux silicifiés dans les séricitoschistes du Prarion ». *C.R.S.S.G. France*, 53-55.
- CORSIN, P. et A. TOBI (1954): Nouvelles données sur l'âge des grès d'Allevard (massif de Belledonne, Isère). *C.R.A.S. Paris*, 984-986.
- DELALOYE, M. (1966): Contribution à l'étude des silicates de fer sédimentaires. Le gisement de Chamoson (Valais). *Mat. Carte géol. Suisse*, série géotechnique (13), 9.
- et R. LAURENT (1966): Etude minéralogique du Carbonifère supérieur et du Permo-Trias de la région méridionale des Aiguilles-Rouges. *C.R. S.P.H.N. Genève*, NS, 1, 10-21.
- DE SAUSSURE, H.-B. (1779): *Voyages dans les Alpes*. L. Fauche-Borel, éd., Neuchâtel.
- DRESCHER-KADEN, F. K. (1948): *Die Feldspat-Quartz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung*. Springer, Berlin.
- DUPARC, L. et E. RITTER (1894): Les formations du Carbonifère et les quartzites du Trias dans la région NW de la première zone alpine. *Mém. S.P.H.N. Genève* (1), 32.
- FABRE, J., R. FEYS et Ch. GREBER (1953): Relations du Westphalien et du Stéphanien dans la zone houillère briançonnaise. *C.R.S.S.G. France*, 270-272.
- R. FEYS et Ch. GREBER (1955): L'importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales. *B.S.G.F.* (6), 5, 233-242.
- FAURE-MURET, A. (1955): Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mém. Carte géol. France*.
- FAVRE, Alph. (1867): *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc*. Masson, Paris.
- FYFE, W. S., F. J. TURNER and J. VERHOOGEN (1958): Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 73.
- GIDON, P. (1950): L'âge des « grès d'Allevard » (massif de Belledonne, Isère). *C.R.A.S. Paris*, 974-976.
- (1965): Sur l'extension probable du Permien dans la partie savoyarde de la zone alpine externe. *Ann. Centre d'Enseignement sup. de Chambéry*, 3, 95-98.
- GIRAUD, P. (1952): Les terrains métamorphiques du massif des Grandes-Rousses (Isère). *B.S.G.F.* (6), 2, 379-402.
- GORAI, M. (1951): Petrological studies on plagioclase twins. *Amer. Mineral.*, 36, 884-901.
- GYSIN, M. et P. DESBAUMES (1947): Les minerais de la région Chamonix-Le Fayet (Haute-Savoie). *Bull. Soc. franç. Minéral.*, 70, 215-250.
- HAUG, E. (1908): *Traité de géologie*. A. Colin, Paris.
- HEER, O. (1852): Über die Anthrazitpflanzen der Alpen. *Mitt. natf. Ges. Zürich*, 2.
- (1863): Lettre à M. Alph. Favre sur le terrain houiller de la Suisse et de la Savoie. *Arch. S.P.H.N. Genève* (2), 16, p. 177.

- HÜGI, Th. (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 94.
- JONGMANS, W. J. (1960): Die Karbonflora der Schweiz. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 108.
- JUNG, J. et R. BROUSSE (1959): *Classification modale des roches éruptives*. Masson, Paris.
- et R. ROQUES (1938): Les schistes cristallins du Massif Central. *Bull. Carte géol. France*, 39, 121-148.
- et R. ROQUES (1952): Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Carte géol. France*, 50, 1-62.
- KILIAN, W. et J. REVIL (1904): Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. *Mém. Carte géol. France*.
- KRUMMENACHER, D. (1959): Le cristallin de la région de Fully (Valais). *B.S.M.P.*, 39, 152-266.
- P. BORDET et P. LE FORT (1965): Les massifs externes et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques. *B.S.M.P.*, 45, 855-874.
- et J. F. EVERNDEN (1960): Déterminations d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. *B.S.M.P.*, 40, 267-277.
- LABHART, T. N. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 124.
- LAMEYRE, J. (1958): La partie nord du massif des Grandes-Rousses. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 34, 83-152.
- LAURENT, R. (1965): Contribution à l'étude du Carbonifère de la montagne de Pormenaz (Aiguilles-Rouges, Haute-Savoie). *Arch. S.P.H.N. Genève*, 18, 133-143.
- R. CHESSEX et M. DELALOYE (1967): La méthode géochronométrique du « plomb total » appliquée à l'étude géologique des massifs Mont-Blanc - Aiguilles-Rouges. *Colloque datation par radioactivité, Congrès Monaco 1967* (sous presse).
- LOMBARD, Aug. (1956): *Géologie sédimentaire*. Masson, Paris.
- (1965): La stratification. Révision, critique et essai de théorie génétique. *Eclogae Geol. Helv.*, 58, 135-155.
- LUGEON, M. (1911): Sur l'existence de deux phases de plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales. *C.R.A.S. Paris*, 842-843.
- (1946): A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin. *B.S.G.F.* (5), 16, 609-630.
- MICHEL-LÉVY, Aug. (1890): Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc. *Bull. Carte géol. France*, 9, 1-26.
- (1892): Note sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des Aiguilles-Rouges (montagnes de Pormenaz et du Prarion). *Bull. Carte géol. France*, 3, 393-429.
- OULIANOFF, N. (1963): Sur deux poussées orogéniques distinctes, produites au cours du plissement du Carbonifère dans les Alpes. *Eclogae Geol. Helv.*, 56, 927-932.
- PARÉJAS, Ed. (1922a): Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles-Rouges. *Arch. S.P.H.N. Genève*, Mém. 39.
- (1922b): La structure de l'extrémité SW du Mont-Blanc. *C.R. S.P.H.N. Genève*, 37-38.
- (1925): La tectonique du Mont-Joly (Haute-Savoie). *Eclogae Geol. Helv.*, 19, 420-503.
- PERRIN, R. et M. ROUBAULT (1941): Observation d'un front de métamorphisme régional. *B.S.G.F.* (5), 11, 183-192.
- et M. ROUBAULT (1944): Nouvelles observations sur la carrière du Feug (Haute-Savoie). *C.R.S.S.G. France*, 125-128.
- et M. ROUBAULT (1945): Observations de métamorphisme du Trias dans les Alpes autochtones au lac de la Girotte (Savoie). *B.S.G.F.* (5), 15, 171-200.
- PETERLONGO, J. M. (1960): Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais. *Ann. Faculté Sc. Univ. Clermont*, 4, 4.
- RITTER, E. (1894): *Les massifs de Beaufort et du Grand-Mont. Etude sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des Aiguilles-Rouges et du Prarion*. Thèse, Genève.
- (1895): Note sur la terminaison de la chaîne du Mont-Blanc au Sud, de la chaîne de Belledonne au Nord. *Bull. Carte géol. France*, 7, 144.

- RITTER, E. (1896): Extrémité méridionale du Mont-Blanc et massif du Mont-Joly. *Bull. Carte géol. France*, 8, 190.
- (1897): La bordure SW du Mont-Blanc (les plis couchés du Mont-Joly et de ses attaches). *Bull. Carte géol. France*, 9, 1-232.
- RAGUIN, E. (1957): *Géologie du granite*. 2^e éd. Masson, Paris.
- ROSEBUSCH, H. (1910): *Elemente der Gesteinslehre*. 3^e éd. Schweizerbart, Stuttgart.
- SMITH, J. V. (1956): The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspar. *Mineral. Mag.*, 31, 47-68.
- STUDER, M. (1851): *Geologie der Schweiz*. Schulthess, Bern-Zürich.
- TERMIER, P. (1899): Microgranites de la vallée de la Guisanne, bord nord du massif du Pelvoux. *B.S.G.F.* (3), 27, 399-408.
- TOBI, A. C. (1958): Sur les roches cristallophylliennes de la bordure ouest du massif de Belledonne (Isère). *C.R.A.S. Paris*, 104-106.
- TRÖGER, W. E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. *Deutsche Miner. Ges.*, Berlin.
- (1938): Eruptivgesteinsnamen. *Fortschritte Min. Krist. Petrogr.*, 23, 41-90.
- TURNER, F. J. and J. VERHOOGEN (1960): *Igneous and metamorphic petrology*. McGraw-Hill, London.
- VITEL, G. (1965): *Etude pétrographique du tunnel du Mont-Blanc (partie française) et recherches géologiques complémentaires dans le massif du Mont-Blanc - Aiguilles-Rouges*. Thèse 3^e cycle, Grenoble.
- VUAGNAT, M. (1964): A propos de la série cristallophyllienne du Vieux-Chaillo (Hautes-Alpes). *B.S.M.P.*, 44, 10-12.
- WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcite-Plagioklas. *B.S.M.P.*, 42, 139-152.
- WINCHELL, A. N. (1959): *Elements of optical mineralogy*. John Wiley, New-York (vol. II).
- YPMA, P. (1959): *Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metalliferous Province*. Thèse, Leyden.
- ZACCAGNA, D. (1887): Nota sulla geologia delle Alpi occidentali. *Bull. R. Comitato Geol. Italia*, 8.



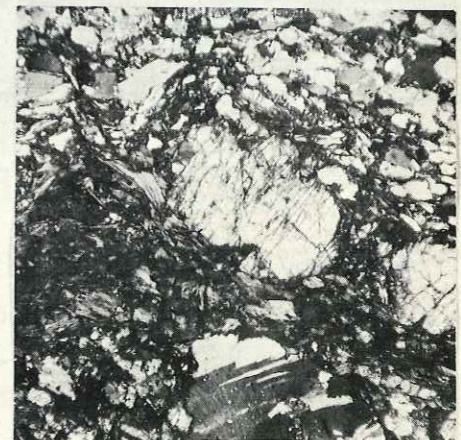
1



2



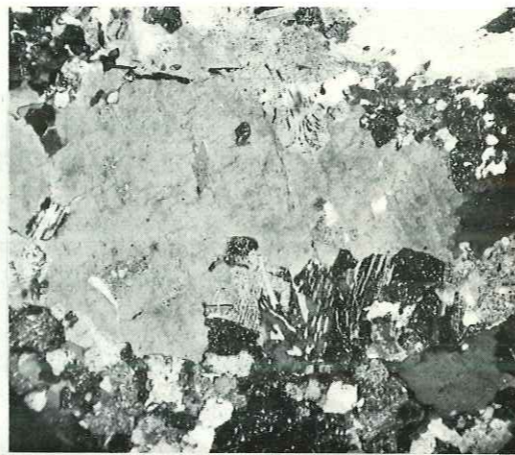
3



4



5



6



7



8

EXPLICATION DES PLANCHES I ET II

Photo 1.

Plaque mince D 15. Micaschiste à deux micas et grenat de l'« unité supérieure de la série des Aiguillettes ». Gross. 28 ×, L.P. (Aiguillette du Brévent).
Remarquer le développement porphyroblastique du grenat — lui-même poeciloblastique — dans une trame lépidoblastique de micas et de quartz.

Photo 2.

Pl. GS 75 A. Gneiss ovariditique de l'« unité moyenne de la série Prarion-Pormenaz ». Gross. 80 ×, L.P. (« Pierre-Blanche »).
Noter la structure hétérogranulaire de la roche, due à la présence de porphyroblastes ocellaires de plagioclases (oligoclase de la première génération) dans une pâte fine albito-chloritique.

Photo 3.

Pl. GS 112. Amphibolite à épidote de l'« unité inférieure de la série Prarion-Pormenaz ». Gross. 28 ×, L.N. (Tête-Noire).
Remarquer la structure granonématoblastique de la roche, due à l'alternance de lits foncés de hornblende verte — en cristaux allongés et partiellement épigénisés par de l'épidote et de la chlorite — et de lits clairs de plagioclases altérés (oligoclase-andésine). On distingue également une diaclase transversale cimentée par des épidotes et de la calcite.

Photo 4.

Pl. 7.16865. Gneiss prasinitique de l'« unité moyenne de la série Prarion-Pormenaz ». Gross. 80 ×, L.P. (Tête-Noire).
Noter la structure granolépidoblastique de la roche, due à la présence de gros grains d'épidotes, de plagioclases saussuritisés (de la première génération) et d'albite fraîche de néoformation (dont un individu est bien visible ici) emballés dans une pâte de chlorites.

Photo 5.

Pl. Pr 7 A. Gneiss granitoïde de l'« unité inférieure de la série de Saint-Gervais ». Gross. 80 ×, L.P. (flanc NW de Tête-Noire).
Remarquer le développement granoblastique du quartz, qui tend à remplacer les plagioclases damouritisés (oligoclases de la première génération).

Photo 6.

Pl. identique à la précédente.
Noter le développement allotriomorphe et porphyroblastique du feldspath potassique (microcline poeciloblastique à inclusions de quartz, plagioclase, biotite, etc.), qui tend lui aussi à remplacer les plagioclases damouritisés. On distingue également des bordures réactionnelles myrmécitiques, de néoformation, rongant le feldspath potassique à sa périphérie.

Photo 7.

Pl. Pr 10. Leptynite micacée de l'« unité supérieure de la série de Saint-Gervais ». Gross. 80 ×, L.P. (Prarion).
Remarquer la présence de porphyroblastes de quartz à section losangique nageant dans une pâte fine (quartzo-chloritique et micacée). Ces grands cristaux de quartz, aux bordures corrodées envahies par la pâte, représentent peut-être du matériel volcanique acide « hérité ».

Photo 8.

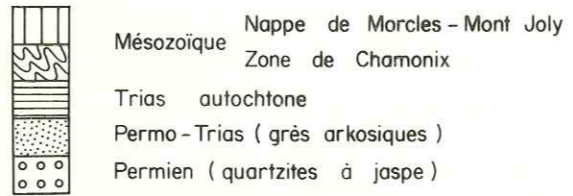
Pl. 24.31865. Gneiss rubané à micas blancs de l'« unité inférieure de la série de Saint-Gervais ». Gross. 80 ×, L.P. (Prarion).
Noter l'apparition d'une seconde génération de plagioclases (fraîche et non déformée) à structure poeciloblastique (grandes inclusions de quartz). Il s'agit d'albite, dont la néoformation est postérieure au métamorphisme principal ainsi qu'à la rétro-morphose qui l'a suivi et semble liée aux phénomènes de réchauffement qui ont caractérisés les phases tardives (permo-carbonifères) de l'orogénèse hercynienne.

PROFILS GÉOLOGIQUES DE L'EXTRÉMITÉ MÉRIDIONALE DU MASSIF DES AIGUILLES - ROUGES

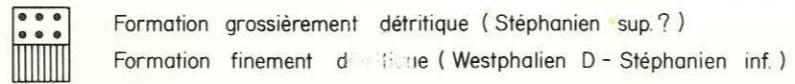
R. LAURENT

Légende des Profils

Sédimentaire non métamorphique

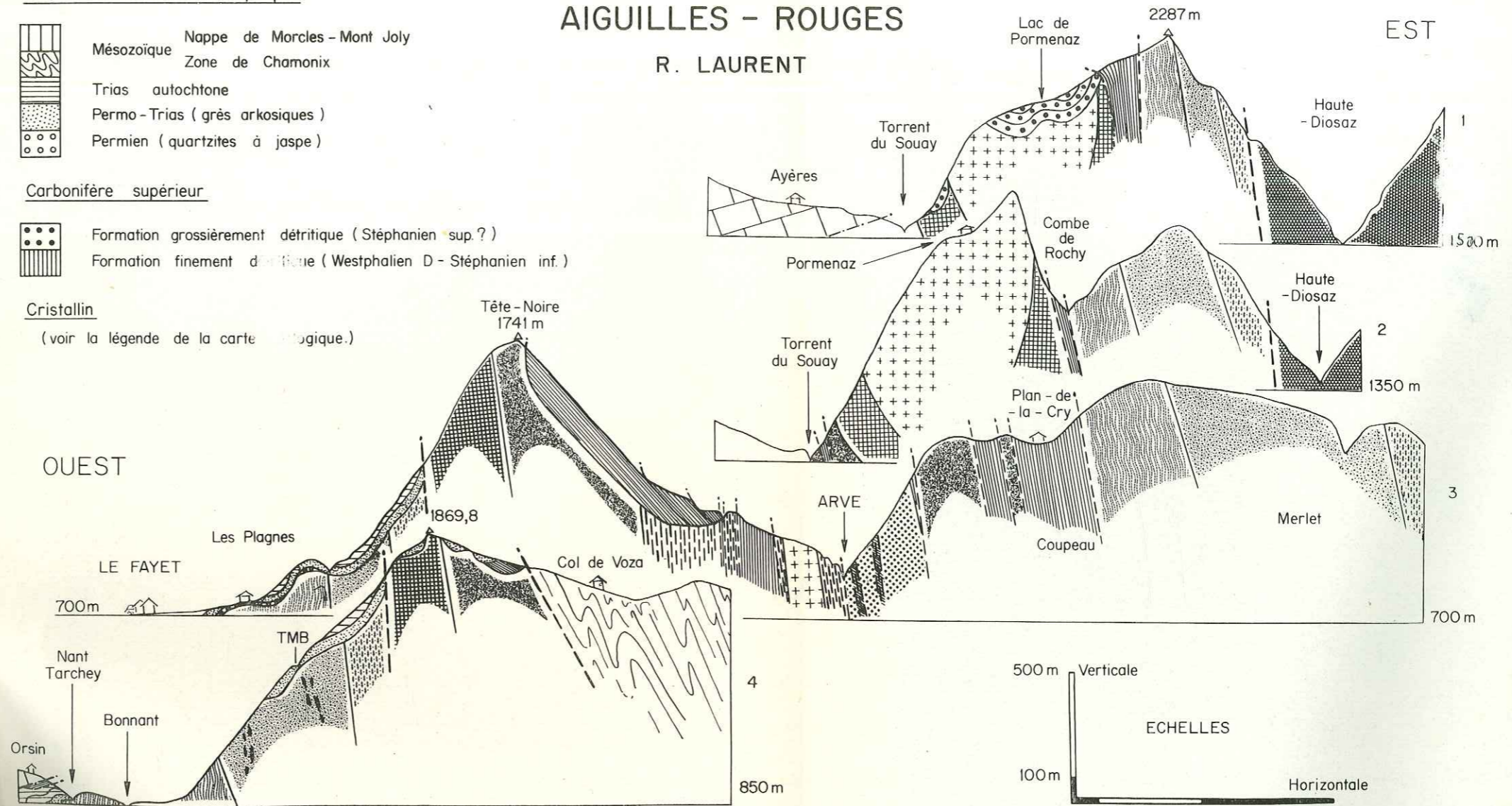


Carbonifère supérieur



Cristallin

(voir la légende de la carte géologique.)

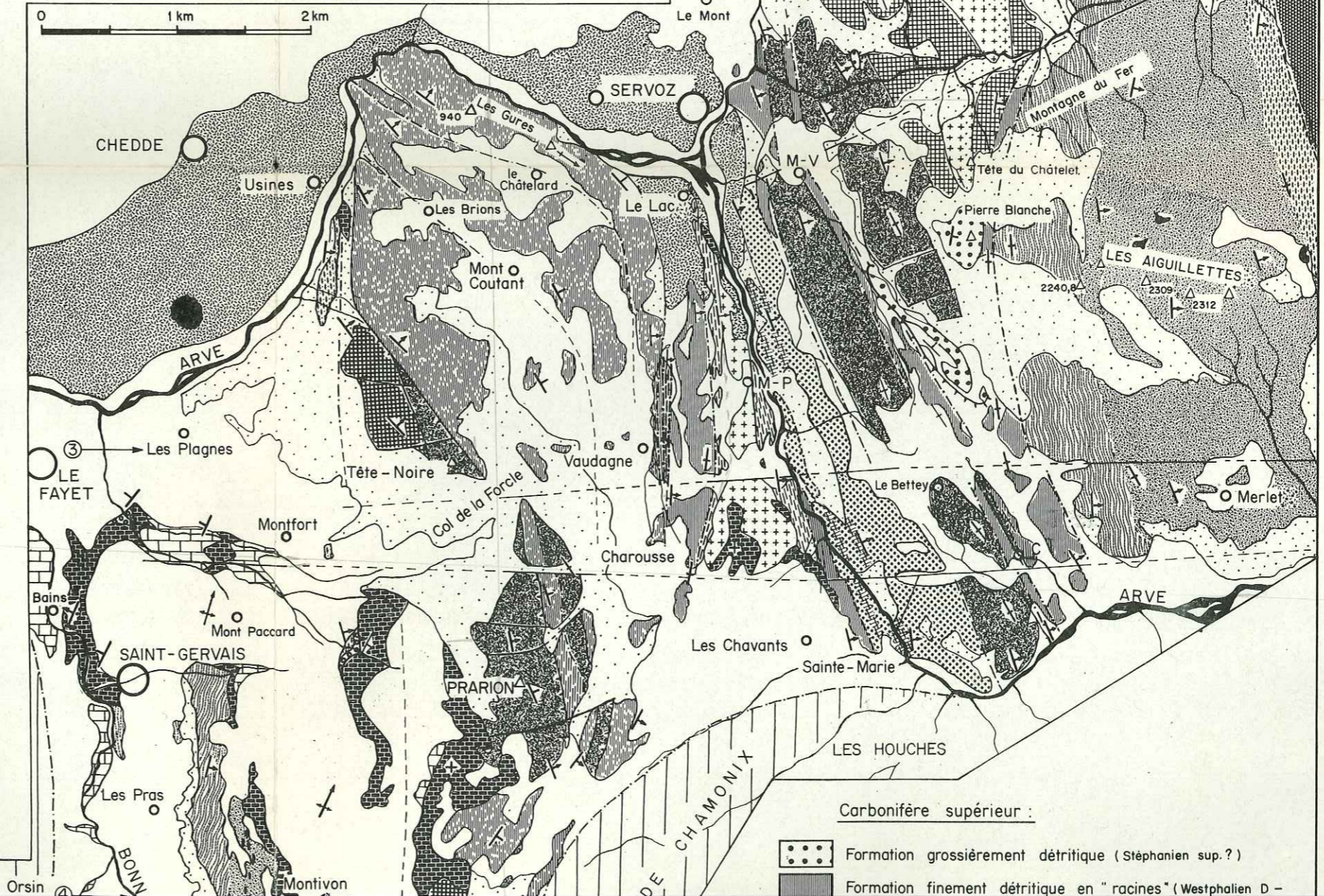
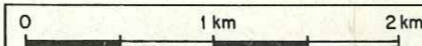


CARTE GÉOLOGIQUE DE L'EXTRÉMITÉ MÉRIDIIONALE DU MASSIF DES AIGUILLES - ROUGES.

R. LAURENT

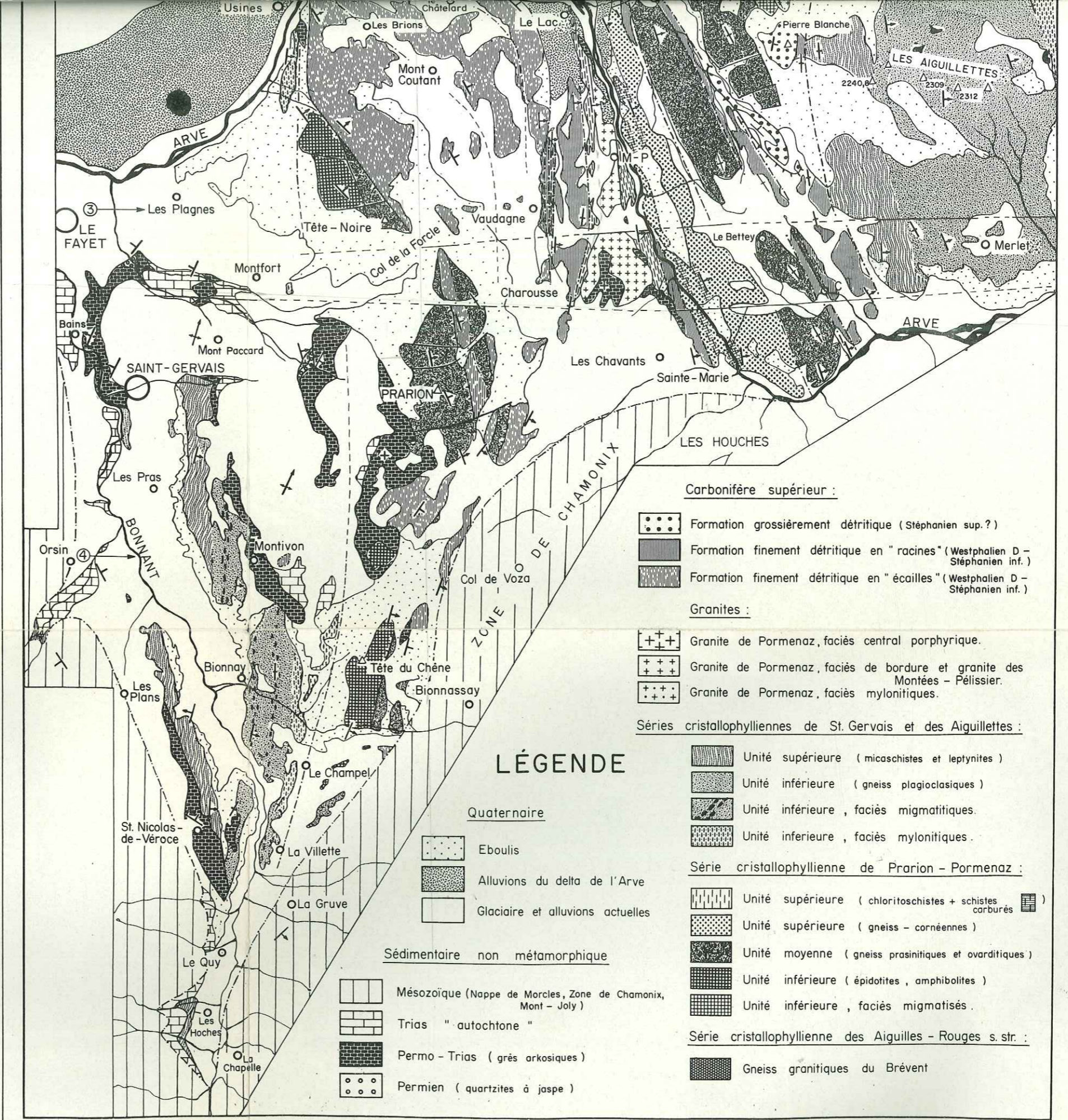
Signes et abréviations

	faille		replis importants
	plan de chevauchement		plongement périclinal
	contact tectonique et accidents longitudinaux		direction et plongement 0 - 10°
	"collapse - structure"		direction et plongement 10° - 45°
	axe anticlinal		direction et plongement 45° - 80°
	axe synclinal		direction et plongement 80° - 90°
C	Coupeau	M - P	Montées - Pélissier
C - N	Chavanne - Neuve	M - V	Mont - Vauthier
		①	Numéro des profils






Carbonifère supérieur :




- Formation grossièrement détritique (Stéphanien sup.?)
- Formation finement détritique en "racines" (Westphalien D -







Carbonifère supérieur :

-  Formation grossièrement détritique (Stéphanien sup.?)
-  Formation finement détritique en "racines" (Westphalien D - Stéphanien inf.)
-  Formation finement détritique en "écailles" (Westphalien D - Stéphanien inf.)






Granites :

-  Granite de Pormenaz, faciès central porphyrique.
-  Granite de Pormenaz, faciès de bordure et granite des Montées - Pélissier.
-  Granite de Pormenaz, faciès mylonitiques.


Séries cristallophylliennes de St. Gervais et des Aiguillettes :

-  Unité supérieure (micaschistes et leptynites)
-  Unité inférieure (gneiss plagioclasiques)
-  Unité inférieure, faciès migmatitiques.
-  Unité inférieure, faciès mylonitiques.

Série cristallophyllienne de Prarion - Pormenaz :




-  Unité supérieure (chloritoschistes + schistes carburés)
-  Unité supérieure (gneiss - cornéennes)
-  Unité moyenne (gneiss prasinitiques et ovarditiques)
-  Unité inférieure (épidotites, amphibolites)
-  Unité inférieure, faciès migmatisés.

Série cristallophyllienne des Aiguilles - Rouges s. str. :





-  Gneiss granitiques du Brévent

LÉGENDE

Quaternaire

-  Eboulis
-  Alluvions du delta de l'Arve
-  Glaciaire et alluvions actuelles

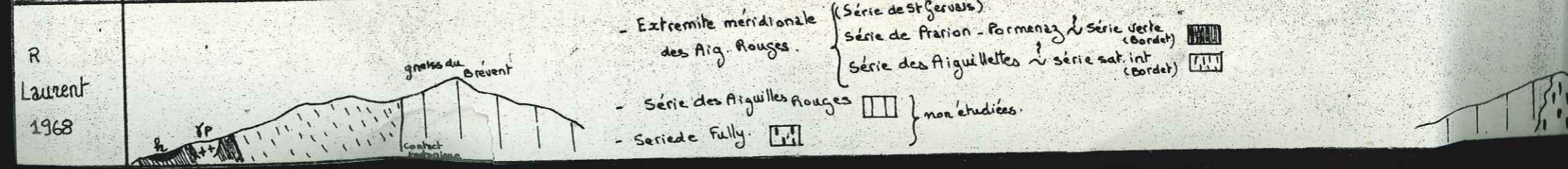
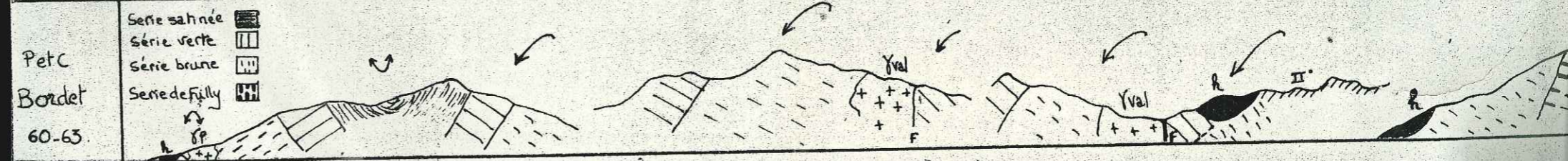
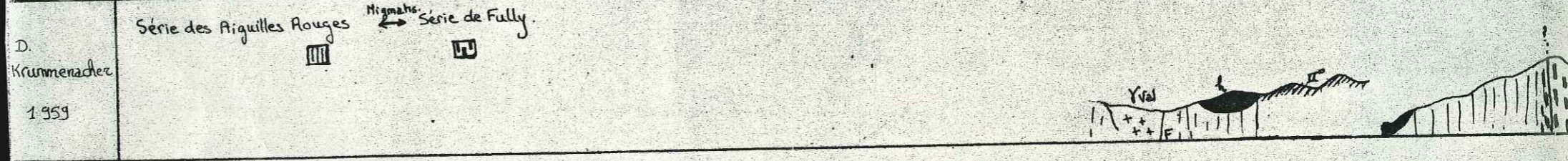
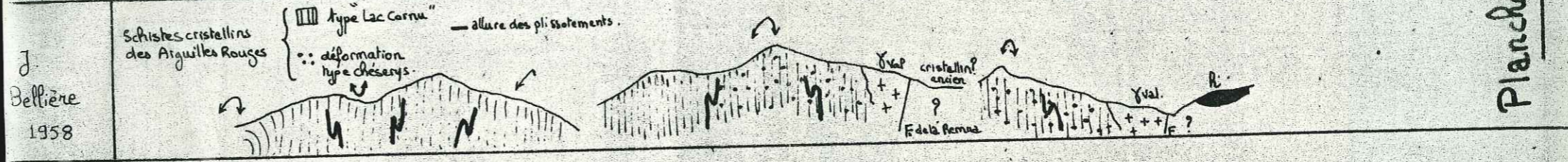
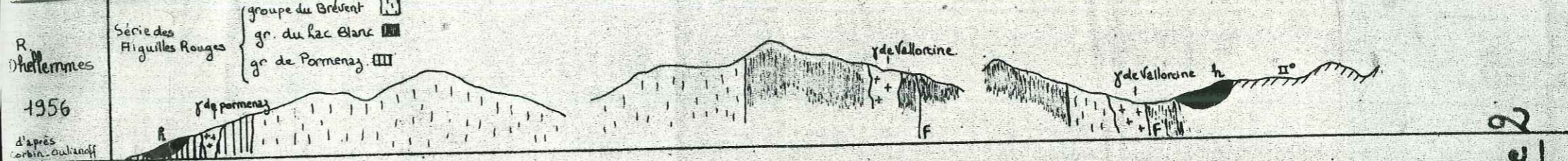
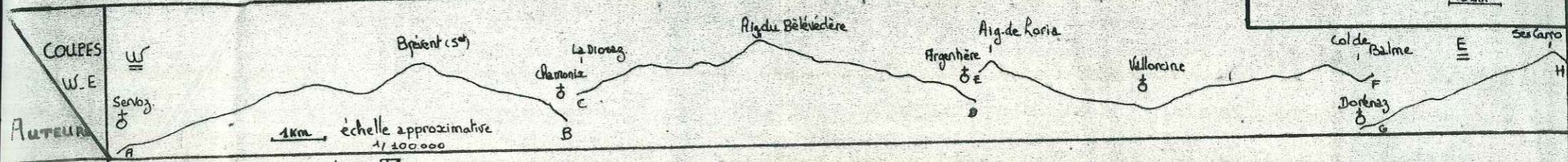
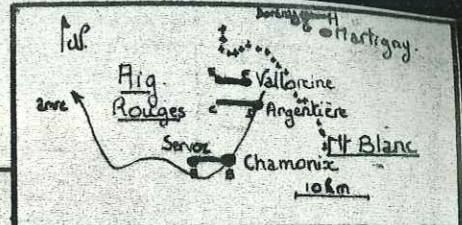
Sédimentaire non métamorphique

-  Mésozoïque (Nappe de Morcles, Zone de Chamoni, Mont - Joly)
-  Trias " autochtone "
-  Permo - Trias (grès arkosiques)
-  Permien (quartzites à jaspé)

30 000

Massif des Aiguilles Rouges

coupes W.E illustrant les conceptions de R. Dhellemmes, J. Bellière, D. Krummenacher, P. et C. Bordet, R. Laurent.



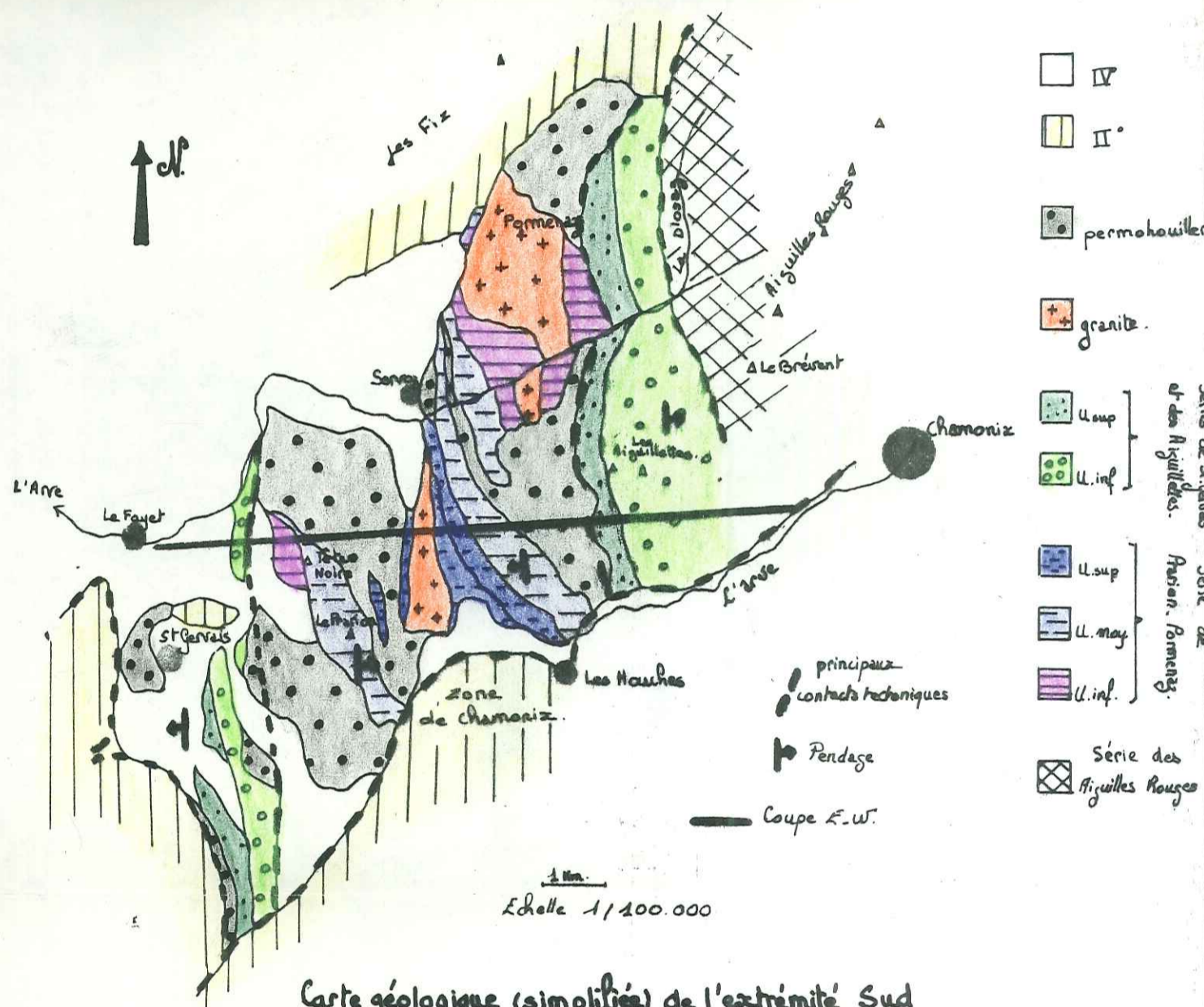
Plaque 2

Description des séries de l'extrémité méridionale des FIGUILLES ROUGES de R. LAURENT (1968)

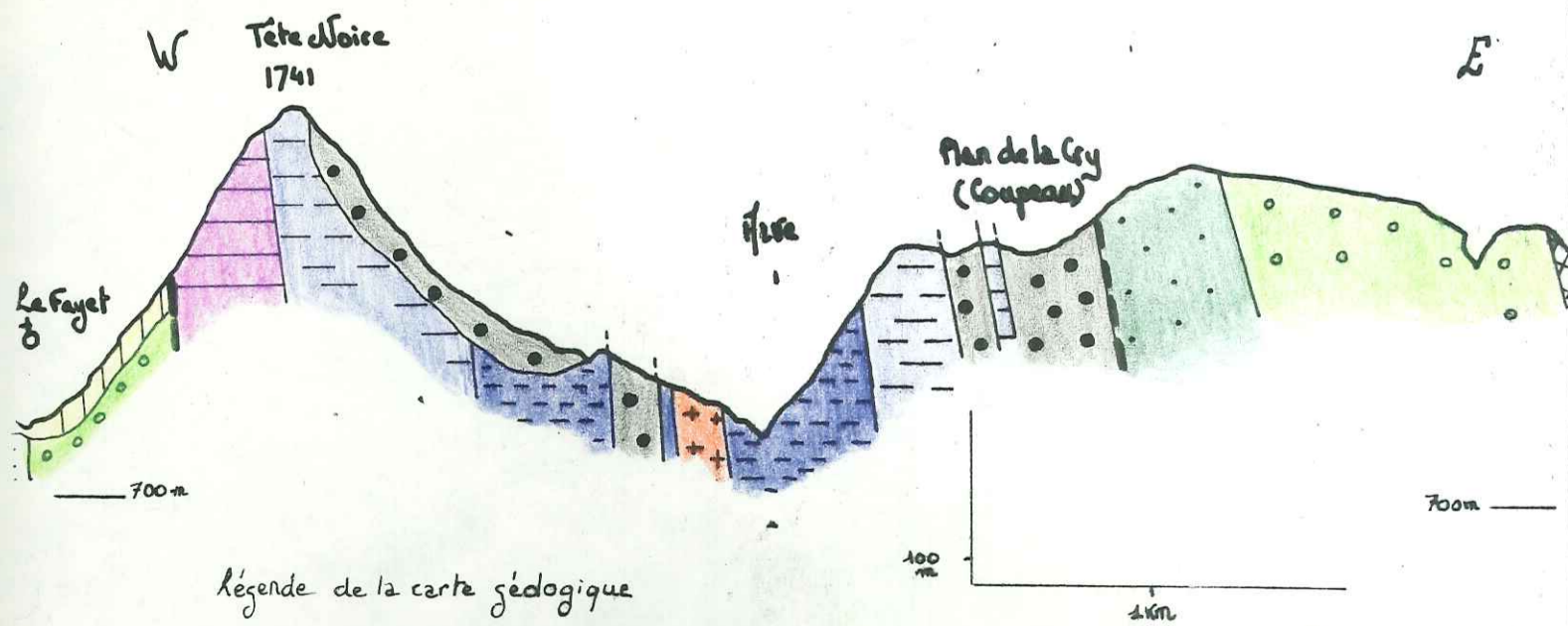
Planches 3

Profil E.W (schématique)							
SÉRIE	(SÉRIE DES FIGUILLES ROUGES)	SÉRIE DES AIGUILLETTES		SÉRIE DE PRARION-PORMENAZ (Plan W de l'anticlinal de Pormenaz)		SÉRIE DE ST GERVAIS	
		Unité inférieure	Unité supérieure	U. inférieure	U. moyenne	U. supérieure	Unité inférieure
PÉTROGRAPHIE	- gneiss migmatitiques - pnes - intercalations	- gneiss plagioclasiques - niveaux de leptinites (+ schistes gr. phibez, et pnes)	- Micaschistes à 2 micas - niveaux (abon. dants) de leptynites	- gneiss prasinitiques - gneiss ovarditiques	- "Cornéennes" - schistes - quartzites - gneiss leucocrates ± migmatités	- gneiss plagioclasiques ± migmatitiques	- Micaschistes - Leptynites
ORIGINE	Sédiments argileux à arthosiques avec diverses intercalations.	Série sédimentaire schistogrésive.		Série volcanique ou subvolcanique	Série mixte	silt. argilo. grésiveux (+ intercalations quartzitiques)	Série sédimentaire schistogrésive
DEGRÉ DE MÉTAMORPHISME	phase paroxysmale (séaral. - néotène) Pétrom. tardive	Métam. mésogène affectant un socle déjà métamorphisé épizonale		phase paroxysmale (séaral. - néotène) Pétrom. tardive	Sous faciès staurotide-almandin du faciès amphibolite Barrow 650° 3kb, P _{H₂O} forte. Début de migmatisation.	Sous faciès staurotide-almandin du faciès schistes verts 600° 3kb P _{H₂O} forte → P _{H₂O} forte → 400° 2kb Niveau au contact de Pormenaz	Sous faciès staurotide-almandin du faciès amphibolite Barrow 650° 3kb, P _{H₂O} forte. Migmatisation ± aurifère épizonale (abondance de micas blancs néofor. - mes)
STRUCTURE TECTONIQUE	Style isoclinal. Inter. Présence de plusieurs cycles (P ₁ , C ₁ , H ₁ , A ₁)	Tectonique complexe monocyclique mais polyphasique (1) Style isoclinal, passant progressivement à un style brisant (→ laminage des plis) (2) Phase cataclastique posty (contemp. de la rétro-morphose épizonale) → Style horst et graben.		Bombements anticlinaux du Prarion à l'ouest et de Pormenaz à l'est.		Anticlinal dont la partie axiale est migmatisée	
ÂGE	Série ancienne P ₁ ou I inf.	Complexe volcanosédimentaire d'âge peut-être Dévonien. (relations chronologiques entre les séries indéterminables)					
Comparaison avec les séries de Belledonne de P. BORDET	Socle ancien n'apparaissant pas dans le massif de Belledonne	Série satinée interne		Série verte Séries corrélables		Série satinée externe	

E.P. janvier 78.



Carte géologique (simplifiée) de l'extrémité Sud
 du Massif des Aiguilles Rouges. (d'après R. Laurent).

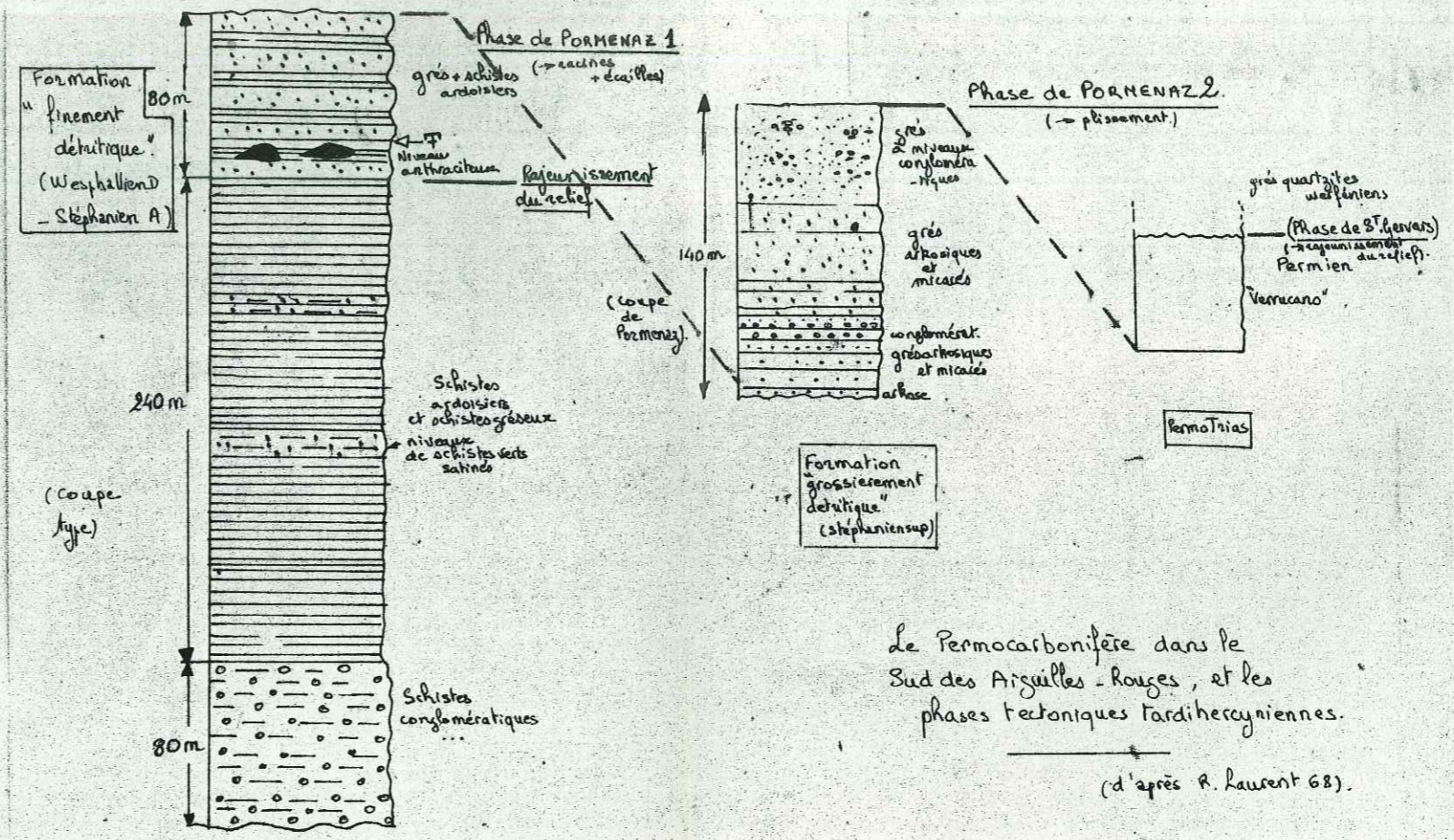


Régende de la carte géologique

Profil géologique E.-W.

(R. Laurent).

(profil porté sur la carte géologique).



Le Permocarbone dans le Sud des Ardennes - Rouges, et les phases tectoniques tardihercyniennes.

(d'après R. Laurent 68).

Planche 5

Essai de corrélation des différentes phases de déformation et de métamorphisme dans le massif du Mont-Blanc.

d'après J. Von Raumer.

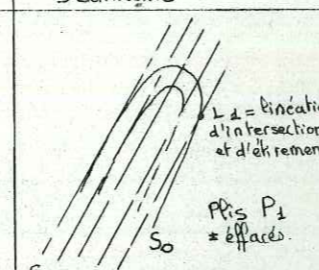
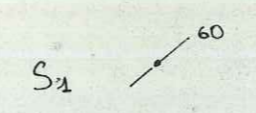


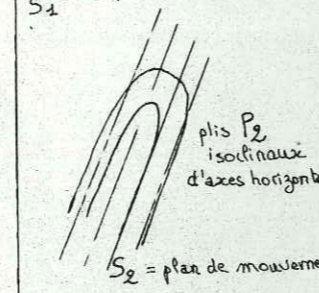
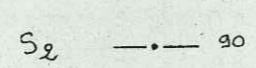
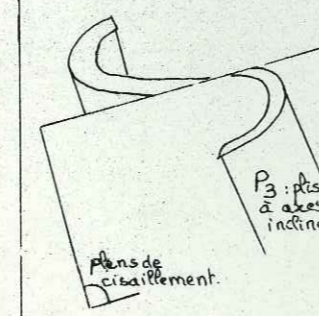
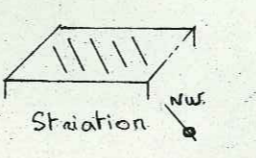
	Déformations		Métamorphisme.		
	Sédiments	Granite du Mont-Blanc	Sédiments	Granite du Mont-Blanc	Amphibolites.
I	 <p>L₁ = lineation d'intersection et d'orientation Plis P₁ effacés. S₁</p>	 <p>S₁ 60</p>	<p>Allongement du quartz et de la calcite selon L₁ + micas blancs soulignant S₁</p> <p>- Albite fraîche -</p>	 <p>?</p>	 <p>?</p>
II	 <p>plis P₂ isoclinaux d'axes horizontaux S₂ = plan de mouvement</p>	 <p>S₂ 90</p>	<p>Micas blancs soulignant S₂</p>	<p>• biotite → biotite verte, chlorite, stilpnomélane Actinote</p> <p>grenat</p> <p>• Albite + épidote • remplissage tardif des fissures.</p>	<p>• amphibole bleu-vert</p> <p>épidote</p> <p>actinote</p>
III	 <p>P₃ : plis à axes inclinés plans de cisaillement.</p>	<p>Surfaces de cisaillement.</p> <p>15-20</p> <p>80-110</p>		<p>1: Epidote, adulaire, quartz 2: Epidote, qtz fume, adulaire, épidote 3: Epidote, qtz fume, adulaire, fluorine 4: qtz fume, albite, anhrérite 5: qtz fume, a méthyse 6: qtz fume, albite, muscovite</p> <p>PCO₂ <</p> <p>PCO₂ ></p>	<p>?</p>
IV		 <p>Station NW</p>			

Planche 8

E.P. mars 78.