

Etude géologique du synclinal carbonifère de Collonges-Dorénaz (Valais)

Autor(en): **Sublet, Pierre**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **55 (1962)**

Heft 1

PDF erstellt am: **08.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-162918>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Etude géologique du synclinal carbonifère de Collonges-Dorénaz (Valais)

par Pierre Sublet (Lausanne)

Collaborateur scientifique à l'Institut Battelle, Genève

Avec 24 figures dans le texte et 2 planches (I et II)

TABLE DES MATIÈRES

Préface	25
<i>Introduction</i>	26
1. Situation géographique	26
2. Aperçu historique	26
3. Situation géologique	27

STRATIGRAPHIE

I. <i>Le Carbonifère</i>	27
1. Lithologie	28
2. Principaux affleurements carbonifères	29
a. Région 1.: Rhône-Diablely	29
b. Creux de Zémand	34
c. La montagne de Fully	35
II. <i>Le Permien</i>	39
III. <i>Les couches vertes</i>	41
IV. <i>Le Secondaire</i>	43
1. Le Trias	43
2. Le Jurassique	43
V. <i>Conclusions</i>	43
VI. <i>Le Quaternaire</i>	44
1. Cuvette glaciaire de la Montagne de Fully	44
2. Le Creux de Zémand	45
3. Pentés occidentales	45
VII. <i>Hydrologie</i>	46

PETROGRAPHIE

Introduction	47
I. <i>Les Conglomérats</i>	47
1. Introduction	47
2. Description des galets des conglomérats	47
II. <i>Les grès</i>	52
1. Généralités	52
2. Les minéraux des grès	52
3. Résumé	55

III. <i>Les schistes ou phyllades</i>	56
IV. <i>Les couches vertes</i>	57
V. <i>Conclusions</i>	58

LES MINÉRALISATIONS

1. Filons siliceux et ferrugineux	59
2. Galène et blende	61
3. Résumé et conclusions	62

LE CHARBON

I. <i>Les gisements</i>	63
1. Mine de Collonges	63
2. Mine de Mereune	64
3. L'exploitation	65
4. Qualité du charbon	65
5. Résumé	67

TECTONIQUE

Introduction	67
1. La schistosité	67
2. Microtectonique	68
3. Les diaclases	69
4. Traits généraux	70
5. Conclusions.	71

POLARISATION SPONTANÉE

1. Introduction	73
2. Exploration	73
3. Conclusions.	73
<i>Liste bibliographique</i>	73

TABLE DES FIGURES

1. Synclinal vu de la plaine du Rhône	30
2. Exemple de stratification entrecroisée: Paroi au S de Dorénaz	30
3. Carbonifère d'allure lenticulaire	31
4. Stratification entrecroisée	33
5. Synthèse stratigraphique schématique du Carbonifère de la base du synclinal.	34
6. Parois S du Creux de Zémand	35
7. Parois NW du Lac Supérieur de Fully	36
8. Coupes stratigraphiques du flanc NW	37
9. Coupes stratigraphiques du flanc SE	38
10. Contact Carbonifère-Permien-Lias au-dessus de l'Haut d'Arbignon	40
11. Coupes stratigraphiques des niveaux de passage du Carbonifère au Permien	42
12. Plagioclase disloqué dans un granite écrasé	49
13. Grenats développés dans un gneiss	51
14. Grosse plage d'orthose d'un grès carbonifère	53
15. Zircons de grès anthracolithiques	54
16. Echantillon d'un roche schistogréseuse	58
17. Cristal d'oligiste, extrait d'une veine de quartz	59
18. Concrétion ferrugineuse	60
19. Coupe des filons d'anthracite, dans la région de Mereune	63
20. Croquis de la position du charbon dans le filon principal de Mereune	64

21. Aspect microscopique d'un échantillon de Couches Vertes froissées	68
22. Section polie d'un échantillon de charbon tectonisé	69
23. Permien au N de Bécrotêt	71
24. Polarisation spontanée. Carte d'équipotentielles 1:12.500	72

PLANCHES

I. Carte géologique 1:25.000	76
II. Profils géologiques 1:25.000	76

SUMMARY

The carboniferous Syncline of Collonges-Dorénaz belongs to the external alpine coal-bearing zone. It is squeezed by the hercynian clump of the Arpille.

The rocks that compose it are of Westphalian to Autunian age. Their detritic origin, their color and petrographic composition testify to a sedimentation made in small basins, lacustrine probably.

The continuous stratigraphic sequence is as follows:

Westphalien: Dark rocks, slates and conglomerates.

Stephanian: Dark rocks, sandstones and slates. Green rocks, clays and quartzites. Red and violet rocks, conglomerates and sandstones.

Autunian: (if present) Red rocks, conglomerates and sandstones.

A detailed petrological analysis of the different coarse grained rock components permitted the determination of their origin. It is mainly the North side basement that provided the material of sandstones and conglomerates.

The economical resources are poor. The following can be mentioned: coal (anthracolithe) which was worked for many years; galena, spalerite, pyrite; numerous ferrous quartz dykes.

The tectonic story of the syncline includes three periods of activity:

- Late-Permian, syncline formation, first fan-structure.
- moving of the syncline top. Horizontal folds, quenching of the fan.
- Vertical faults.

Geophysical studies (P.S.) were realized; they allowed the following of anthracite dykes.

PRÉFACE

C'est sur la proposition de M. H. BADOUX, professeur de géologie à l'Université de Lausanne, et de M. E. POLDINI, professeur de Géophysique à la même université, que j'ai commencé, en 1954, l'étude du «Synclinal carbonifère de Collonges-Dorénaz».

Grâce aux précieux conseils de M. H. BADOUX, mon directeur de thèse, et à son aimable compréhension, j'ai pu conduire ce travail à chef. Il a bien voulu revoir mon texte.

A M. L. DÉVERIN, professeur honoraire de Minéralogie et Pétrographie à l'Université de Lausanne, je dois mes connaissances en minéralogie et pétrographie. Ses conseils me furent toujours utiles.

M. M. VUAGNAT, professeur de Minéralogie et Pétrographie à Lausanne et Genève, m'a offert l'hospitalité de son laboratoire. Il m'a ainsi facilité la tâche, et m'a conduit habilement.

MM. les professeurs P.A. MERCIER et E. POLDINI m'ont grandement aidé dans mes recherches géophysiques.

Mes amis R. CHESSEX, M. BURRI, G. BOTTERON et d'autres m'ont encouragé ou critiqué utilement.

Mademoiselle E. PASCHE, secrétaire, Messieurs DUNANT, MARGOT et ROCHAT, préparateurs à l'Institut de Géologie, ont toujours répondu avec gentillesse à mes demandes.

Qu'ils en soient tous remerciés.

INTRODUCTION

1. Situation géographique

Le principal synclinal carbonifère du Massif des Aiguilles Rouges s'étend de la vallée de Chamonix (à l'E) jusqu'à la Montagne de Fully (à l'W). Il forme une étroite bande pincée dans le massif cristallin, puis s'ouvre sur la rive droite du Rhône, en aval de Martigny.

C'est cette dernière partie que nous avons étudiée. Une ligne passant par: Dorénaz – Plex – l'Haut d'Arbignon – Tête à la Cornieule – base du Grand Chavalard – Tête du Portail de Fully – Alesse – Dorénaz la limite. Elle se trouve sur la feuille St. Maurice de la Carte nationale suisse au 1:50.000e, N° 272.

Dans la partie de son cours qui longe notre terrain, le Rhône ne reçoit aucun affluent important. Les quelques torrents qui drainent les eaux des pentes W se perdent dans les marécages de la plaine, ou dans de petits canaux servant à l'irrigation des cultures de la région d'Outre Rhône. Seul l'Aboyeu, au N, atteint le fleuve après avoir créé un important cône de déjection.

2. Aperçu historique

DE SAUSSURE (1779) étudia le premier les roches de notre région. Dans son magistral ouvrage «Voyage dans les Alpes», il décrit le fameux conglomérat carbonifère, auprès du Châtelard, auquel il donne le nom de «Poudingue de Valorsine». Il note, entre autres, dans son carnet de voyage, l'existence du calcaire métamorphique dans le coin de gneiss d'Alesse.

Vers le milieu du XIXe siècle paraissent quelques articles sur le charbon et la flore carbonifère du Valais. DUFRENOY en 1840, BLANCHET en 1849, O. HEER en 1852 et 1863. D'autres études, moins particulières, sont éditées à la même époque: L.A. NECKER en 1826, FOURNET en 1846, GERLACH en 1871.

Vers la fin du siècle passé, E. RENEVIER (1890), dans sa «Monographie des Alpes Vaudoises», décrit sommairement les «Poudingues de Vallorcine» et «Poudingue Rouge», les grès et les schistes anthracolithiques. Sous le titre «Relations orographiques», il distingue dans la contrée d'Outre Rhône:

- les schistes inférieurs
- les poudingues moyens
- les schistes supérieurs
- les poudingues supérieurs (notre Permien)

Il joint à son texte une liste de fossiles, récoltés au Haut d'Arbignon principalement.

Puis DUPARC et RITTER (1894) publient un article dans lequel ils décrivent les différentes roches carbonifères, notamment les conglomérats. Dans leur étude, ils font l'inventaire pétrographique du Poudingue de Vallorcine.

M. LUGEON (1936) publie la carte géologique Saxon-Morcles au 1:25.000e (N° 485), qu'il accompagne d'une notice explicative. Son travail constitue la seule étude d'ensemble de notre terrain. E. POLDINI (1934) collabore avec M. LUGEON pendant les années 1923-24, et publie une note d'ordre géophysique sur des phénomènes de polarisation spontanée, observés sur notre région entre autres.

Depuis longtemps N. OULIANOFF étudie le massif de l'Arpille, face à notre terrain, sur la rive gauche du Rhône. En 1924 il publie les résultats de son travail; nous aurons souvent l'occasion de nous y référer.

3. Situation géologique

Le synclinal Carbonifère de Collonges – Dorénaaz appartient à la zone houillère externe des Alpes. Cette zone débute dans le massif de l'Argentera-Mercantour, se prolonge au NE par le Pelvoux, les Grandes-Rousses, Belledonne, le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges, jusque dans le massif de l'Aar à l'E. Ces différents massifs font partie d'un même ensemble et ont réagi de façon semblable à l'orogénèse hercynienne.

Ils formaient, après la phase ségalaunienne (LUGEON 1911) du Westphalien inférieur et moyen, une zone à peu près continue de massifs émergés. C'est sur cette terre émergée que se sont déposés les sédiments carbonifères et permien de la zone externe. Une dernière phase de l'orogénèse hercynienne, la phase allobrogiennne de LUGEON, a engouffré et pincé ces dépôts, les préservant de l'érosion de la fin du Primaire.

Nous retrouvons actuellement une série de synclinaux carbonifères, parfois à cœur permien, séparés les uns des autres soit par l'effet d'une érosion plus profonde, soit par une couverture mésozoïque et tertiaire.

C'est l'un de ces synclinaux que nous avons étudié.

STRATIGRAPHIE

Nous n'avons reconnu que deux systèmes:

- Le Carbonifère daté par plusieurs gisements fossilifères;
- Le Permien, caractérisé par des sédiments lie de vin et verts, dépourvus de fossiles.

I. Le Carbonifère

Le principal gisement fossilifère se trouve près du Haut d'Arbignon (indiqué sur notre carte par *). Le premier inventaire important de sa flore date de O. HEER (1876). Une liste complète des espèces trouvées en 1890 est publiée par RENEVIER. Depuis lors, W.J. JONGMANS a repris l'étude de cette flore, mais les résultats n'ont pas encore paru.

Citons en nous référant à RENEVIER, HEER et JONGMANS, les principales espèces fournies par le gisement:

Calamites Cisti, BRONG.
Annularia longifolia, BRONG.
Annularia brevifolia, BRONG.
Annularia radiata, BRONG, sp.
Sphenophyllum erosum, LINDL.
Lepidophyllum caricinum, HR.
Cordaites borassifolius, STERNB. sp.
Pecopteris Pluckeneti, SCHL. sp.
Cyatheites polymorphus, BRONG. sp.
Callipteris valdensis, HR.
Odontopteris alpina, STERNB. sp.
Neuropteris rotundifolia, BRONG.
Neuropteris flexuosa, BRONG.
Cyclopteris lacerata, HR.
Sphenopteris Schlotheimi, STERNB.

Une récente lettre du Professeur Dr. W.J. JONGMANS (1956) nous permet de placer la flore du Haut d'Arbignon dans le Westphalien supérieur – Stéphanien inférieur. Elle représente la plus jeune de toutes les flores carbonifère suisses. La différence d'âge est cependant petite.

D'autres gisements, moins importants, ont également fourni des espèces déterminables. Citons «Les Fontaines à Moïse» entre Plex et l'Haut d'Arbignon, cote 1320; la zone de schistes anthraciteux de «Mereune - Lac Supérieur de Fully»; les troncs de *Calamites* trouvés près du «Torrent d'Alesse», entre le village du même nom et Haut d'Alesse; les schistes charbonneux de «Forgnon», 500 m au N d'Alesse; les schistes à plantes de «La Denieux», SE de Dorénaz, altitude 650 m.

Nous trouvons d'autre part, en de nombreux points, des schistes à roseaux et à débris de plantes diverses, indéterminables. La matière organique des plantes, en grande partie disparue, a été remplacée par une matière minérale, finement cristalline, généralement sériciteuse ou siliceuse.

Les dépôts organiques, localement très importants, ont conduit à la formation de couches d'anthracite, jadis exploité en deux endroits: entre Collonges et Plex, à l'altitude de 900 m, et à Mereune, au NE de Dorénaz, à l'altitude de 1600 m. (Sur notre carte, les exploitations sont indiquées par X).

Nous en reparlerons plus loin.

1. Lithologie

Les formations du Carbonifère, exclusivement continentales, comprennent des conglomérats, des grès et des schistes.

Les conglomérats sont polygéniques, la taille de leurs éléments varie d'un affleurement à l'autre. Les plus grossiers, trouvés au SE de Dorénaz, contiennent des blocs, au maximum de 80 cm de long. M. LUGEON les a baptisés «Poudingues de Dorénaz». Leur couleur est généralement verte.

Les éléments du Poudingue de Vallorcine, plus petits, atteignent rarement 20 cm de diamètre. En règle générale, le ciment qui les lie est abondant.

Un troisième type de conglomérat détermine une petite paroi près de Forgnon, à 500 m au NE de Dorénaaz: il s'agit d'une brèche dont les éléments ont conservé une forme anguleuse, souvent prismatique, et mesurent de 10 à 20 cm; cette brèche, à peu de chose près monogénique, contient des galets de gneiss clair, bien lités.

A part la brèche, tous les conglomérats carbonifères se rattachent plus ou moins directement aux poudingues de Vallorcine et de Dorénaaz.

Les grès sont très abondants. La dimension de leur grain décroît de 1,5 mm dans les grès grossiers, microconglomératiques, à quelques centièmes de mm dans les grès fins, ou grès schisteux. Nous verrons plus loin que la majorité des roches d'allure gréseuse sont des arkoses. Leur couleur passe du gris sombre, clair ou verdâtre, au beige.

Les phyllades, toujours très foncées, presque constamment noires, s'intercalent entre les sédiments arénacés. Dans la partie inférieure du synclinal, les schistes ardoisiers abondent. Leur teinte gris-noir, leur éclat mat, leur texture lenticulaire les définissent. Ils contiennent un peu de matière organique.

Nous trouvons encore:

- des schistes noduleux qui fournissent par débitage des ovoïdes allongés, compacts;
- des schistes en aiguilles, beaucoup moins argileux que les précédents, qui affleurent toujours en bancs peu épais, de 25 cm au maximum, encadrés de grès plus clairs.

La répartition des phyllades est aussi étendue que celle des grès.

2. Principaux affleurements carbonifères.

Nous distinguerons pour la description, trois régions topographiques:

1. Les pentes menant de la plaine du Rhône (cote 450) à l'arête qui joint la Pointe des Chéseries (alt. 2154 m) au Pic du Diabley (alt. 2469) et à la Tête du Portail de Fully (alt. 2335 m). Ces pentes, orientées à l'W, ont une inclinaison moyenne de 60%, soit environ 30°.
2. La cuvette glaciaire «Creux de Zémand» qui draine maintenant les eaux du versant N du Diabley et des parois W de la tête à la Cornieule, pour les conduire au NW, au Haut d'Arbignon.
3. Le grand cirque glaciaire limité par les sommets suivants: Tête du Portail, Diabley, Tête à la Cornieule, et par la base des parois du Grand Duc et du Grand Chavalard à l'W des deux lacs, dits «Lac Supérieur de Fully» et «Lac Devant de Fully».

a) Région 1: Rhône-Diabley

Le premier affleurement carbonifère que nous trouvons sur la rive droite du Rhône est une falaise d'une trentaine de mètres. Les roches qui la déterminent sont très dures: alternance irrégulière de poudingue de Vallorcine et de grès compacts gris clair. Nous y avons repéré des stratifications entrecroisées, par endroits une sédimentation tourbillonnante. Parfois la roche accuse une couleur plus foncée ou un litage accentué, dus à des traînées charbonneuses.

Si nous montons à Alesse par le chemin faisant face au pont sur le Rhône, nous traversons un coin de gneiss pris dans le Carbonifère et dont la limite N est difficile à établir: la schistosité du gneiss, parallèle à la stratification du Carbonifère et un

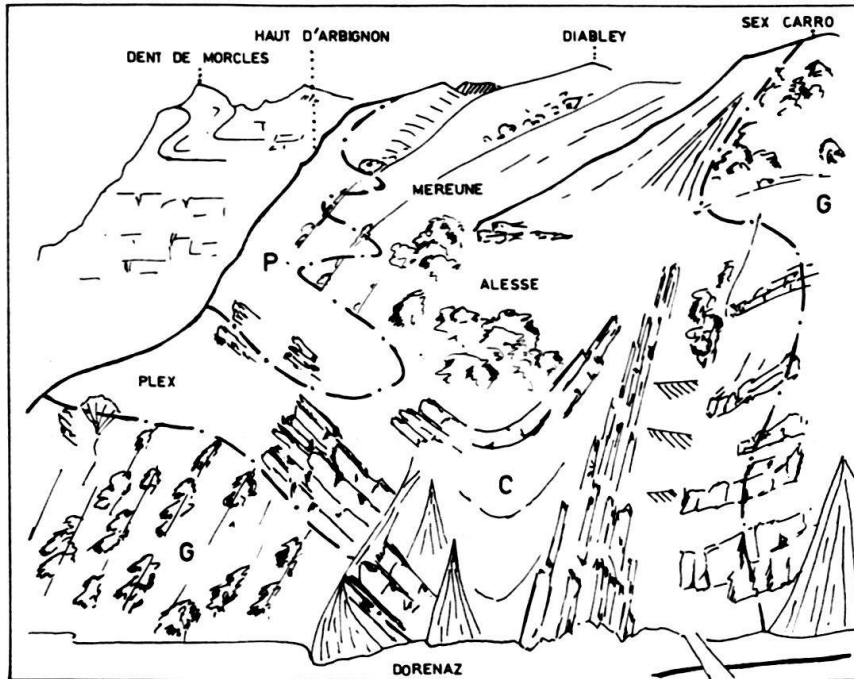


Fig. 1. Synclinal vu de la plaine du Rhône. P = Permien, C = Carbonifère, G = Gneiss

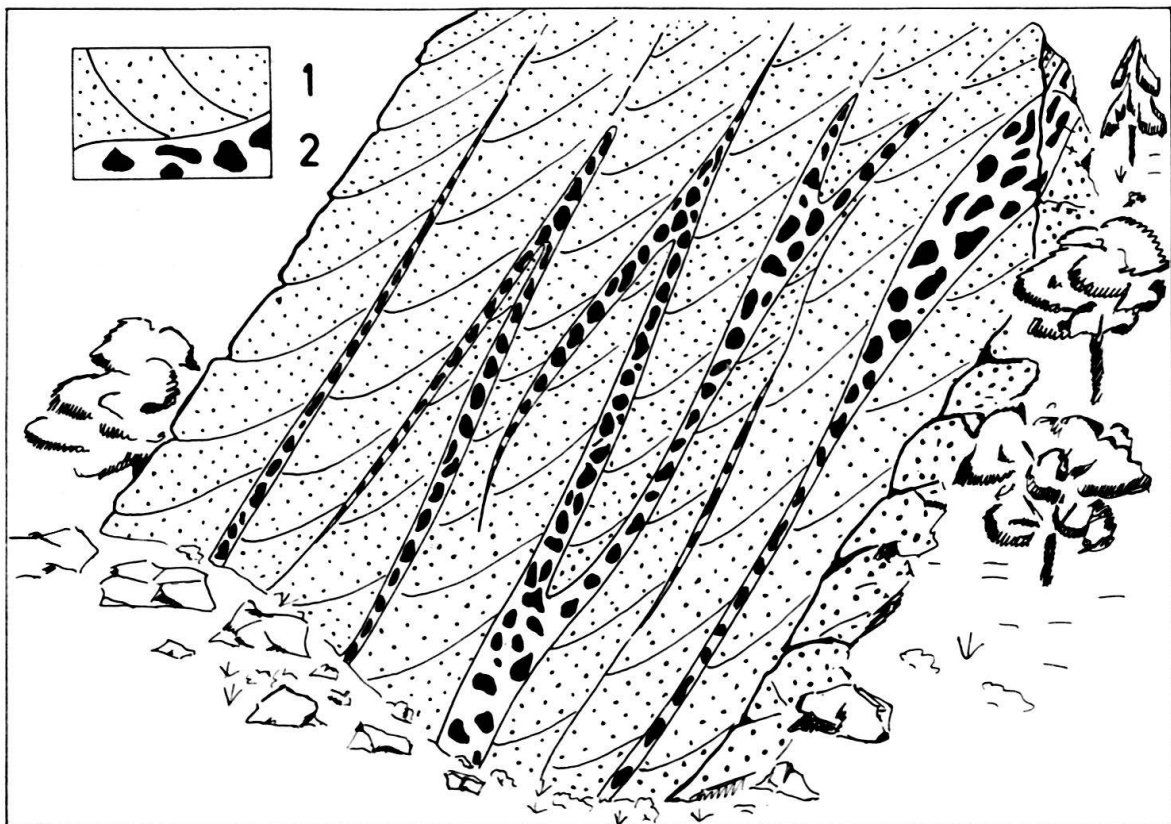


Fig. 2. Exemple de stratification entrecroisée: Paroi au S de Dorénaz. 1 = Grès, 2 = Poudingue de Vallorcine

fort écrasement ont contribué à donner un aspect semblable à toutes les roches. Une faille qui se prolonge jusqu'à Alesse marque le contact S.

Un filon d'aplite, dont l'épaisseur varie de 1 à 2 m, recoupe le gneiss suivant une direction NE-SW. Celui-ci renferme en plus une lentille de calcaire métamorphique, de quelques mètres de long.

Le sentier nous mène ensuite par un angle creux, recouvert en grande partie par la moraine, les éboulis et les déchets d'ardoisières, jusqu'à Alesse, village construit sur la moraine rhodanienne. A droite du chemin, une série grossièrement détritique, constituée principalement par le Poudingue de Vallorcine et celui de Dorénaaz, affleure en grandes parois séparées par des vires herbeuses. A gauche, de petites falaises sont taillées dans des bancs de poudingue de Vallorcine ou de grès grossiers. La direction générale des couches est NE-SW, leur plongement de 50 à 60° au NW.

De Dorénaaz en direction E, nous atteignons à l'altitude de 700 m environ, la charnière du synclinal, très bien marquée par un banc gréseux. Au N de ce point, nous pouvons suivre une bande carbonifère, enserrée entre le cristallin et les couches permienes, dont la puissance décroît progressivement de 400 à 120 m.

Du S au N, la fréquence des conglomérats diminue. Les bancs sont toujours irréguliers, les couches, à petite échelle, ont une allure lenticulaire. Un croquis, pris au N de la moraine de l'Ouette, à l'altitude 700, nous montre bien ce type de sédimentation. (Fig. 3).

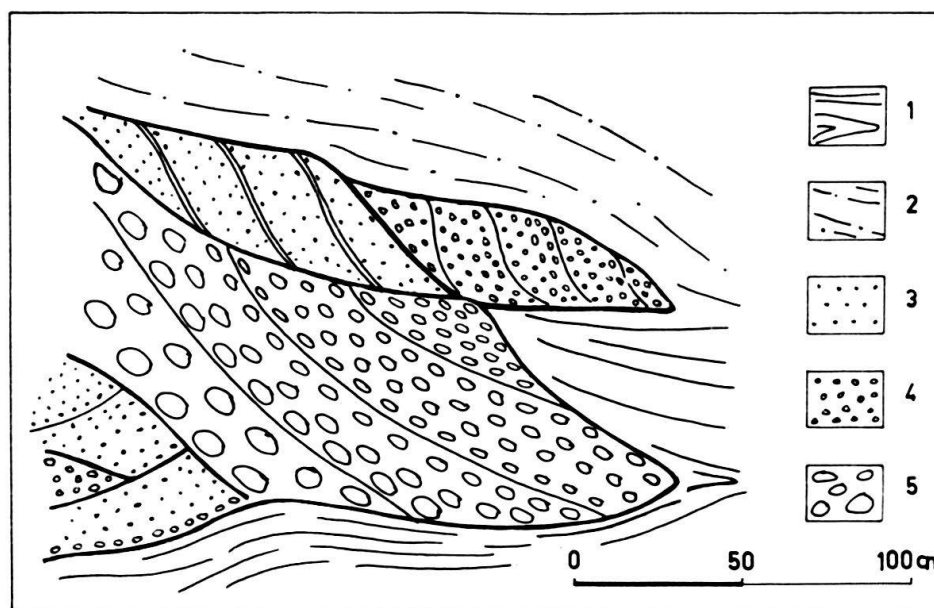


Fig. 3. Carbonifère d'allure lenticulaire. 1 = Schistes noirs, 2 = Schistes gréseux, 3 = Grès, 4 = Microconglomérats, 5 = Poudingue

Immédiatement sous le pâturage de Plex, un très gros bloc de gneiss se trouve pris dans des schistes anthraciteux. Les couches sur lesquelles il repose sont riches en charbon et très écrasées; celles qui le recouvrent le sont beaucoup moins.

Plusieurs petites carrières ont été ouvertes dans la série carbonifère entre Dorénaaz et Plex:

- A 800 m environ au N de Dorénaz, un épais banc gréseux fournit une pierre de taille de très bonne qualité, dont on tire des pavés et des bordures de trottoirs.
- A Pierre à Perraz, un Km NE de Dorénaz, plusieurs ardoisières sont en pleine exploitation. Des câbles relient les différentes carrières à la plaine du Rhône.
- Au S de Plex, entre 900 et 1000 mètres d'altitude environ, l'exploitation d'une mine d'antracite, dont nous reparlerons plus loin, a fourni quelques dizaines de milliers de tonnes d'antracite.

Dans toute cette région, entre l'Haut d'Arbignon et Dorénaz, la roche affleure bien. Quelques dépôts morainiques rhodaniens qui occupent les pentes les plus douces, et une zone d'éboulis, sur laquelle a poussé la forêt «Bouet», masquent cependant une partie du Carbonifère. La direction générale des couches est N 10 à 20° E, leur plongement variable au SE. La tectonique est également simple. Quelques petits plis faillés affectent cette série grossièrement isoclinale.

Comme nous l'avons vu plus haut, une flore fossile a été trouvée près du Haut d'Arbignon, et plusieurs traces de plantes près des Fontaines à Moïse. Il ne nous semble pas que les dépôts organiques, de Plex (Mine d'antracite), des Fontaines à Moïse et du Haut d'Arbignon soient contemporains: l'antracite s'est déposé à quelques mètres seulement au-dessus du gneiss ancien, la flore des Fontaines gît à quelques mètres sous le contact avec le Permien vert ou violacé, le gisement d'Arbignon repose au milieu de la série carbonifère.

Revenons à Alesse, pour aborder les pentes qui conduisent à l'arête du Diabley. Au N du village, une large bande morainique cache la roche jusqu'au Dévaloir des Avalanches, où se trouve le contact Carbonifère-Permien. Une paroi, «La Creuta», domine la moraine dont elle est séparée par des éboulis fins. Près du Dévaloir, des schistes noirs, fins ou gréseux, présentent par place une très jolie stratification entrecroisée. Puis, vers le câble, à mi-distance entre la «Lavanchée» et le Torrent d'Alesse, les sédiments deviennent un peu plus grossiers, et passent à des grès et des conglomérats fins, assez bien lités, en bancs de 20 à 50 cm d'épaisseur.

La direction de la schistosité correspond parfois à celle de la stratification. Elle oscille entre N 15° E et N 50° E, son pendage, très fort vers le SE près du Dévaloir, s'oriente progressivement vers le NW lorsque nous nous rapprochons du torrent. Les strates, à 200 m de la Lavanchée, plongent de 35° au N; leur direction N 80° W se modifie progressivement vers le S pour atteindre une valeur de N 60° E; leur pendage est alors de 55 à 70° au NW.

Entre Mereune, altitude 1600 m, et le Torrent d'Alesse à la cote 1700, dans une série toujours schisteuse, les grès n'apparaissent qu'à 200 m du contact avec le gneiss. Les schistes, presque toujours micacés, inclinés régulièrement au NW, sont fins ou gréseux, gris clairs ou noirs. Les grès forment des bancs de 1,5 m de puissance, en moyenne, séparés par de minces couches de schistes noirs.

Si nous montons plus haut encore, l'affleurement devient très mauvais. Un voile d'éboulis cache souvent la roche en place; ailleurs des tassements et des glissements ont modifié l'orientation des couches. Pour trouver de bons affleurements, il nous faut suivre les sentiers creusés assez profondément. Entre Mont Bron sur Alesse et Creux de la Chaux (S du Diabley), (alt. 2400 m), nous traversons une série de langues d'éboulis et de roche en place. Au S, le Carbonifère concordant repose sur le Permien renversé, par un banc de Poudingue de Vallorcine, dont les

éléments principaux sont des galets de quartz arrondis. Puis, vers le N, nous trouvons une série monotone de schistes noirs, de grès fins sombres et de conglomérats dont le diamètre des éléments ne dépasse pas 2 cm. Notons par endroit, une stratification entrecroisée.

A «Dessous Mont Bron», au NE de Haut d'Alesse, affleurent sur une distance de 200 m, des schistes gréseux noirs et verts contenant parfois de rares éléments bréchiques jaunes.

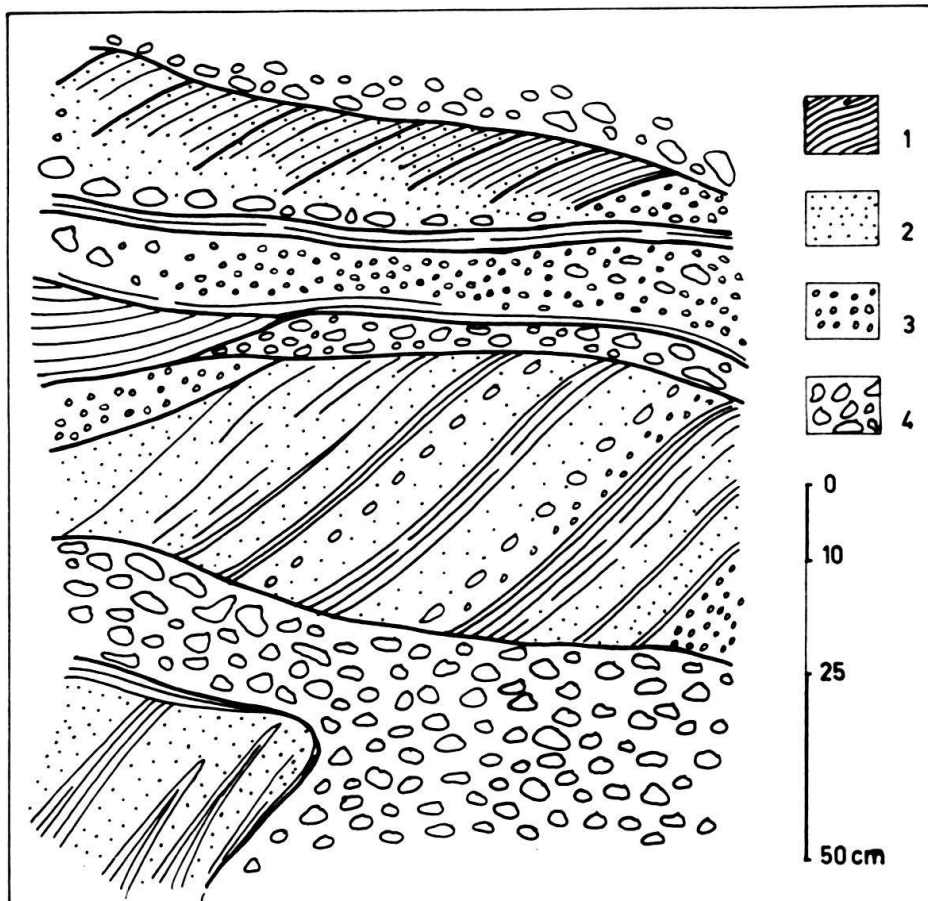


Fig. 4. Stratification entrecroisée. 1 = Schistes, 2 = Grès, 3 = Microconglomérat, 4 = Poudingue

Au-dessous du Grand Teiset (au NE de Meureune), aux environs de 2000 à 2050 m, apparaissent des couches schisteuses très noires, légèrement anthraciteuses, qui alternent avec des grès, et représentent probablement le prolongement de la zone exploitée à Meureune.

Le Dévaloir des Avalanches, dont nous avons parlé plus haut, se prolonge par le Couloir des Poiays, qui se termine en un vaste cirque sous le sommet du Diabley. Au N de ce couloir, l'affleurement est bon. La tectonique s'est beaucoup compliquée: plusieurs failles, diaclases et plans de chevauchement recoupent la série qui a acquis une allure schisto-gréseuse homogène.

Nous voyons sur la carte trois étroites bandes carbonifères pénétrer la grande masse permienne, qui occupe le cœur du synclinal. Les roches, très hétérogènes,

sont alternativement gréseuses et schisteuses, à clivage oblique sur le plan de stratification; l'épaisseur des bancs varie de 15 à 20 cm.

Une couche de roches vert clair souligne presque constamment le contact entre le Permien et le Carbonifère. Il s'agit de schistes sériciteux, très siliceux, à allure quartzitique. Nous les nommerons, dans notre description, «Couches Vertes». Nous avons remarqué, d'autre part, le Permien discordant de 20° sur le Carbonifère, à Gorges des Places, au S de Plex. Cette discordance est peut-être d'origine tectonique; elle est en tout cas locale, car partout ailleurs ces deux terrains sont concordants.

En résumé, des sédiments grossiers, en majorité conglomératiques, de teinte claire, occupent tout le fond du synclinal de Collonges-Dorénaz (voir fig. 5). Au fur et à mesure que nous nous élevons dans la série, le calibre des grains décroît, la couleur passe du gris clair au beige, puis au gris sombre et au noir.

La puissance du Carbonifère augmente graduellement du N au S. Les grès, plus fréquents au N, laissent la place au S à une importante série schisteuse qui s'épaissit, pour atteindre un maximum de puissance dans la région de «La Creuta».

La stratification entrecroisée et l'allure lenticulaire des couches témoignent de dépôts effectués dans de petits bassins lacustres, ou sur des deltas torrentiels. L'abondance de restes de plantes fossilisées permet de supposer la présence d'une abondante végétation pendant l'époque de dépôt.

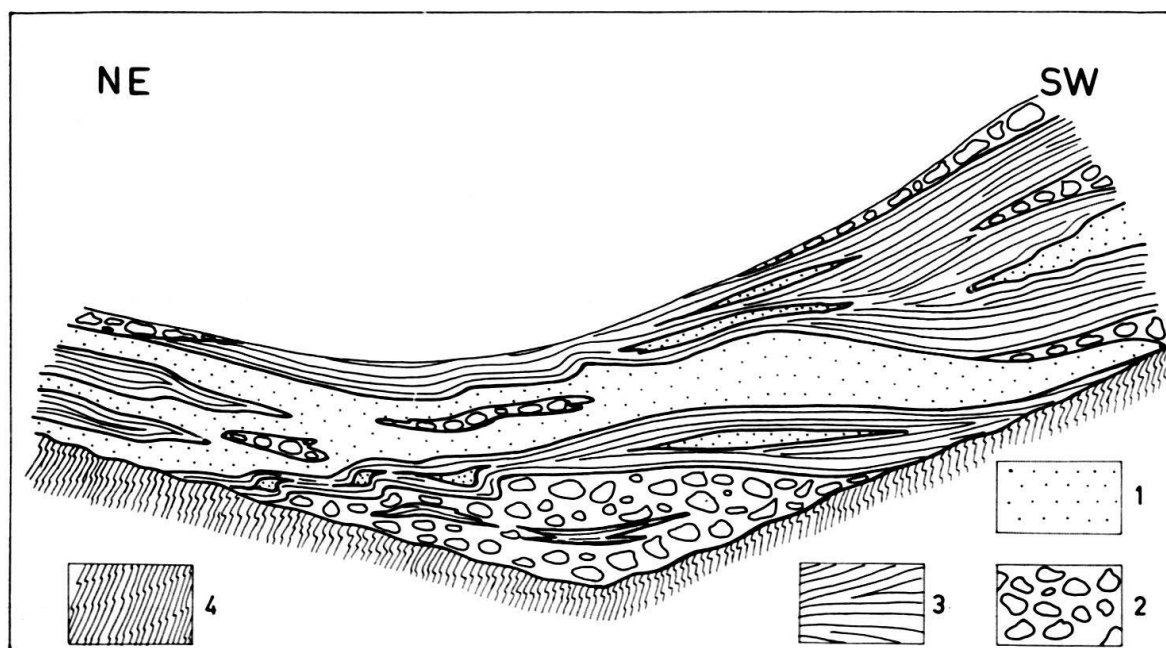


Fig. 5. Synthèse stratigraphique schématique du Carbonifère de la base du synclinal. 1 = Sédiments arénacés, 2 = Conglomérats, 3 = Sédiments fins, 4 = SoCLE cristallin

b) Creux de Zémand

Le Carbonifère n'y apparaît que dans sa partie supérieure (voir fig. 6), au-dessus de 2150 m, en une position tectonique complexe: il forme un synclinal renversé à cœur permien.

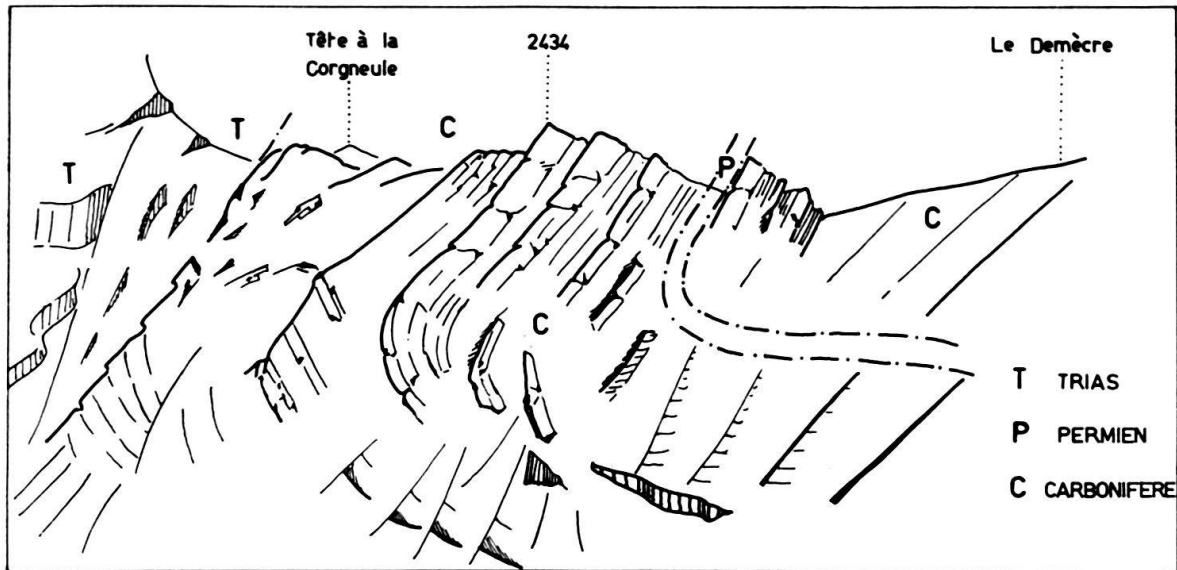


Fig. 6. Parois S du Creux de Zémand

Le faciès est toujours détritique: des bancs gréseux alternent avec des couches schisteuses. Les sédiments grossièrement arénacés, plus clairs que les bancs à grain fin, contiennent ici et là des cristaux de quartz et de feldspaths de plus forte taille; ils passent donc dans la catégorie des microconglomérats. Les schistes intercalés se marquent par des vires herbeuses; il s'agit de schistes noirs, parfois un peu pyriteux, contenant beaucoup de micas.

Un dernier banc conglomératique, dans la partie sommitale, marque la limite avec le Permien. Peut-être correspond-il au poudingue que nous avons décrit plus haut, (p. 32) au S de l'Haut d'Alesse.

La partie inférieure du Creux de Zémand aboutit au Haut d'Arbignon, pâturage occupé en partie par la moraine locale, et en partie par les éboulis et la roche en place.

Le torrent du «Pouajun», duquel est issu celui de «l'Aboyeu» à la cote 1480, coupe une série carbonifère schisto-gréseuse, micacée, noire, complétée par quelques bancs plus grossiers où les débris de calamites et de minuscules fougères abondent. Cette série repose en discordance sur le gneiss, qui apparaît à 1800 m d'altitude. Au contact même, les couches sédimentaires redressées sont fortement broyées. Il semble qu'une poussée venue du S les ait plaquées fortement contre le socle ancien.

Au-dessous des chalets de l'alpage, ce même torrent creuse une gorge dans une série de grès et de phyllades. Les bancs gréseux occasionnent une quantité de petites cascades; les schistes renferment des fragements d'antracite et d'ambre. C'est sur son cours, à 1560 m, qu'a été découvert le fameux gisement fossilifère du «Haut d'Arbignon».

c) La Montagne de Fully

Les faciès, de nouveau, ne changent guère. Nous n'avons pas pu établir une coupe stratigraphique détaillée de cette région, pour plusieurs raisons: la moraine locale et les éboulis, très répandus, occupent plus de la moitié de la surface de la Montagne de Fully; le poli glaciaire contribue à donner à toutes les roches une allure

semblable; la tectonique est très compliquée, un jeu de failles, de petits chevauchements et de plis à axes inclinés en tous sens affectent les séries anthracolithiques.

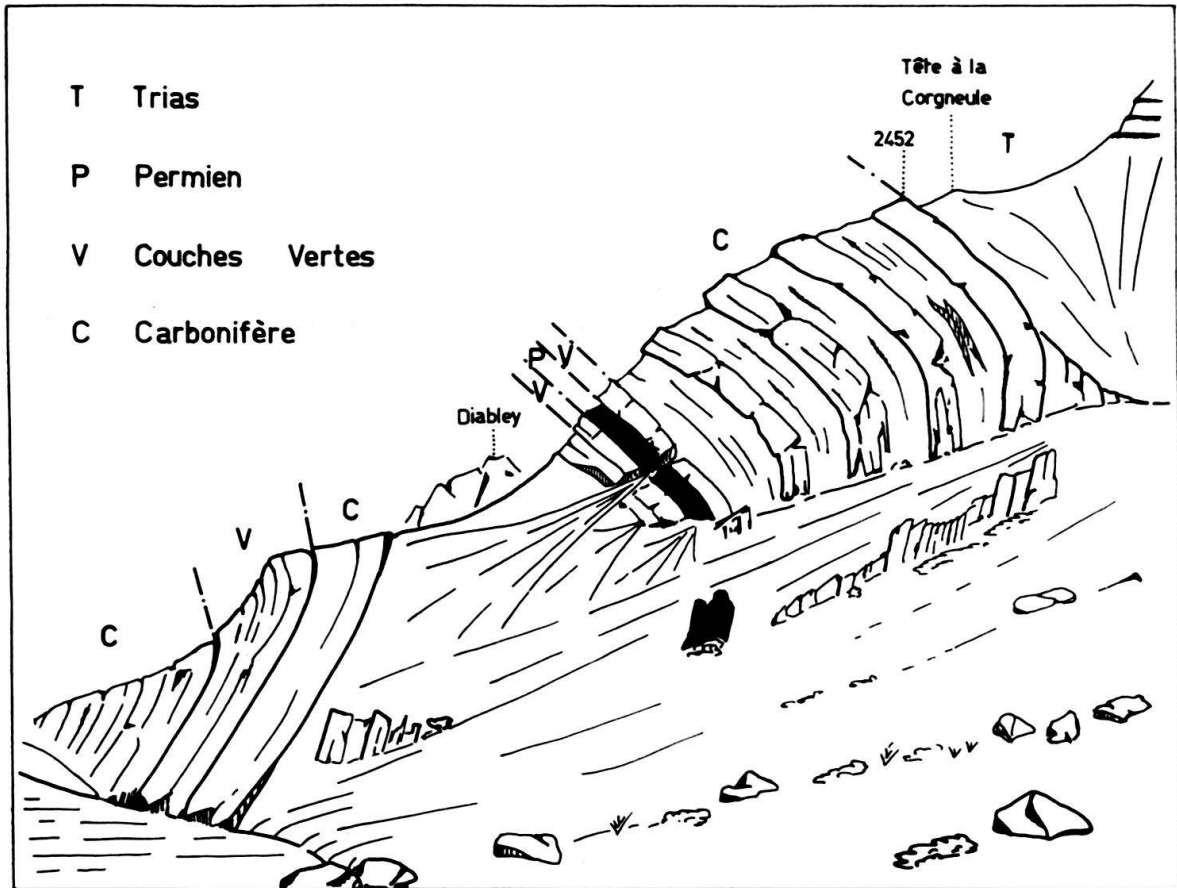


Fig. 7. Parois au NW du Lac Supérieur de Ffully

Cependant, nous avons noté:

- 1) la grande rareté des lentilles conglomératiques, apparentées au poudingue de Vallorcine
- 2) L'alternance habituelle des grès et des schistes, de teinte très foncée en général.

La zone fossilifère, dont nous avons signalé le début à Mereune et au Grand Teiset, se prolonge dans la Montagne de Ffully par le Château Tour et la Maraîche (entre les deux lacs de Ffully). L. WEHRLI (1925) signale dans le tunnel de la conduite forcée du Lac de Ffully, à 250 et 286 m de l'embouchure, des bancs anthraciteux de 0,5 à 1,5 m d'épaisseur.

Au NE du Lac Supérieur de Ffully, le Carbonifère prend une allure très semblable à celle des langues qui pénètrent le grand synclinal permien au-dessus de Plex: alternance de bancs gréseux gris clair, de 20 cm de puissance, et de schistes noirs, épais de 15 à 20 cm, à clivage oblique sur la stratification, riches en traces de roseaux.

En résumé, la sédimentation carbonifère, à l'époque du Westphalien D et du Stéphanien A sur notre terrain, débute par des apports détritiques grossiers, devenant plus fins dans les niveaux supérieurs. Cette évolution résulte peut-être d'une

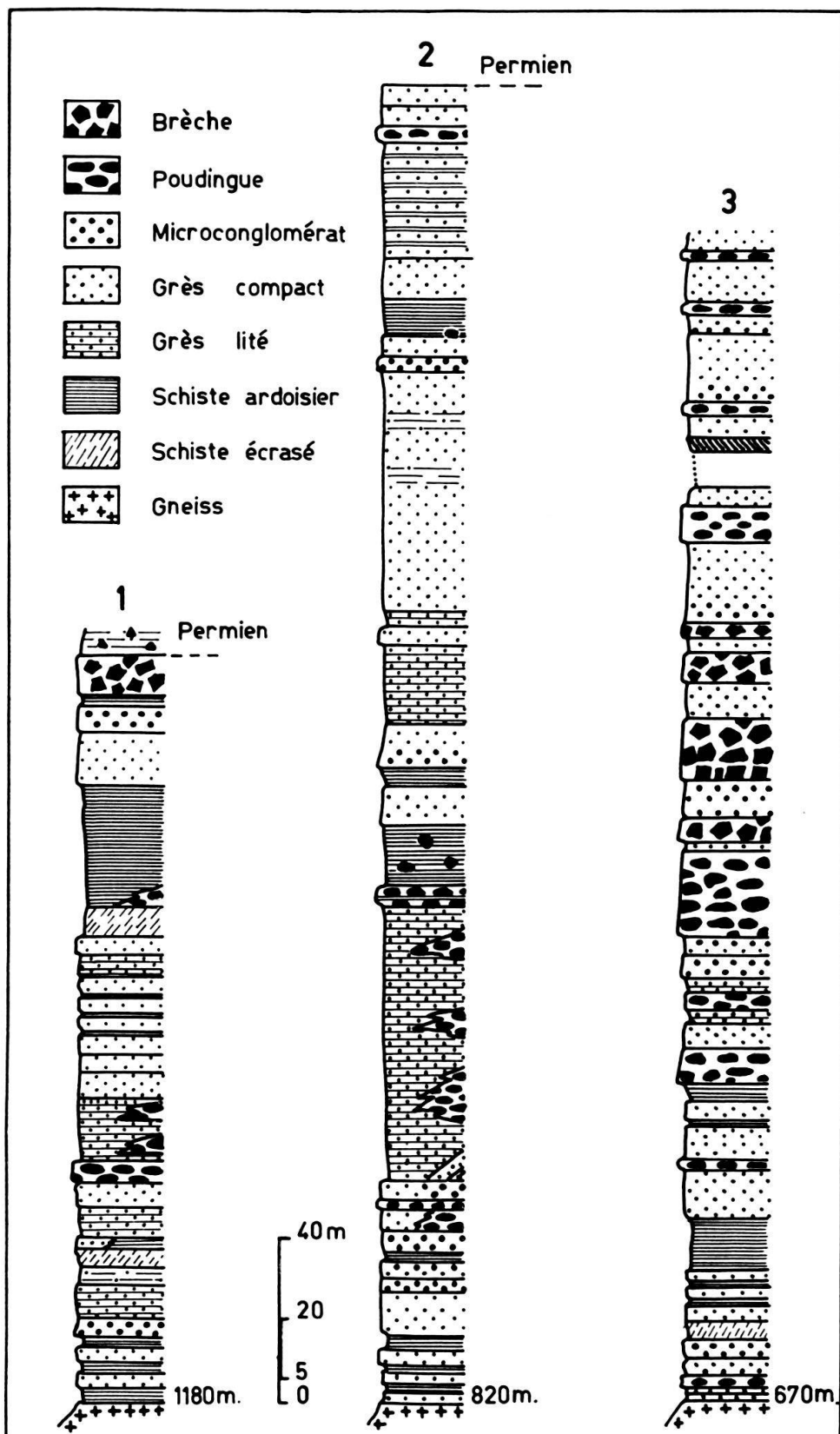


Fig. 8. Coupes stratigraphiques du flanc NW. 1 = Grand chable N de Plex, 2 = Chable au S de Plex, 3 = Arête au NW de Forgnon

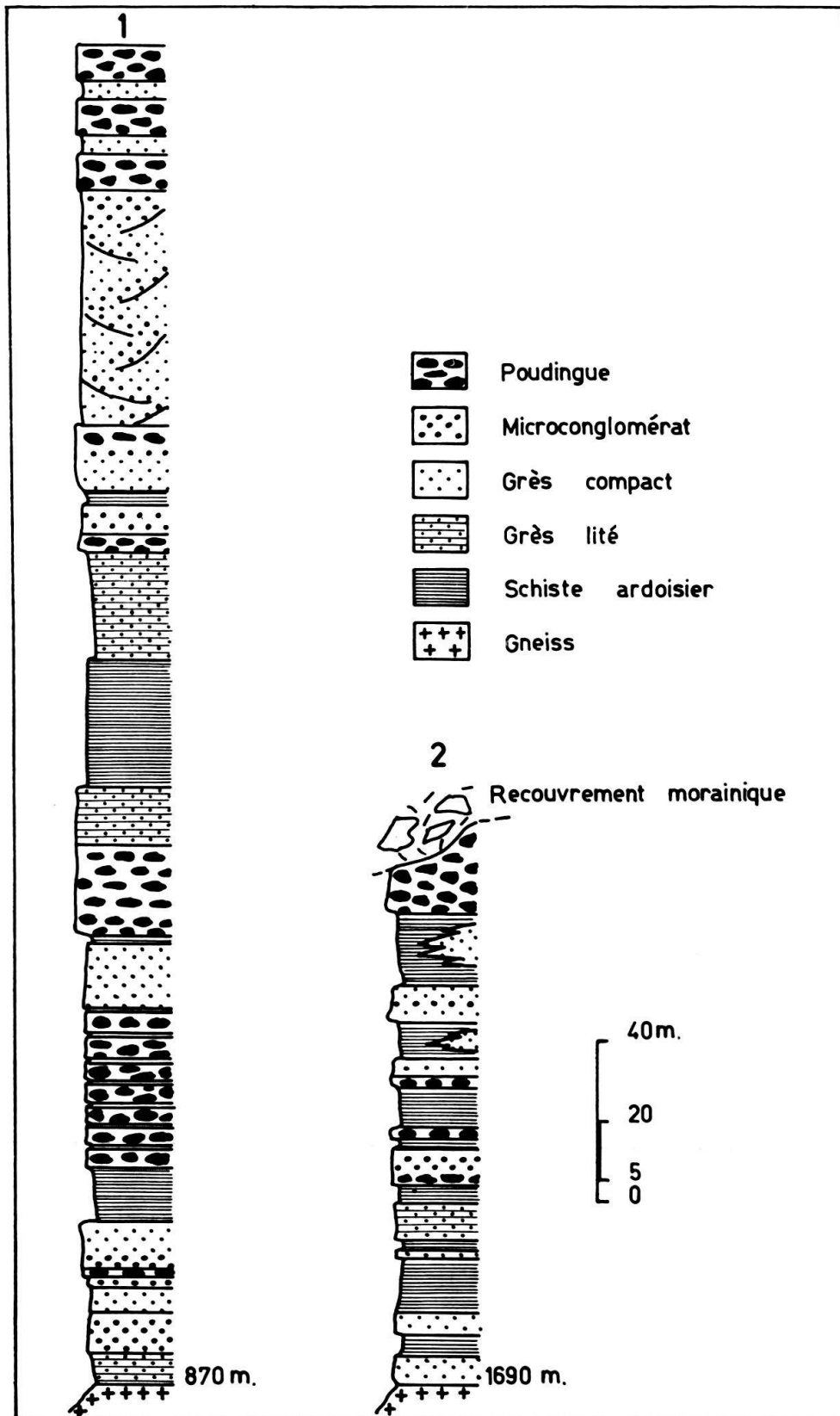


Fig. 9. Coupes stratigraphiques du flanc SE. 1 = De Ravoire à la charnière, 2 = Dès le Torrent d'Alesse

modification du relief de la chaîne hercynienne, qui fournissait le matériel accumulé au fond du bassin. La récurrence de niveaux conglomératiques dans les parties sommitales du Carbonifère témoignent d'un régime torrentiel encore rapide, par endroits. (Voir coupes stratigraphiques, fig. 8 et 9).

II. Le Permien

Ce qu'il est convenu d'appeler «Permien» dans cette région, est une série gréseuse et conglomératique, dont la couleur dominante est lie de vin. Reposant directement sur le Stéphaniens A, elle est recouverte en discordance par le Trias.

Cette série n'a fourni qu'une seule plante fossile (N. OULIANOFF 1924) dans le prolongement de notre synclinal, sur la rive gauche du Rhône: il s'agit de *Walchia piniformis*, STBG. var (?), qui appartient aussi bien au Permien qu'au Carbonifère, mais qui est cependant moins fréquente dans ce dernier. Le début du dépôt «permien» a donc pu avoir lieu déjà au Stéphaniens moyen; la date de la fin de cet épisode sédimentaire reste inconnu.

La principale masse permienne remplit le cœur du synclinal de Dorénaaz, entre Saleudan-Plex et Creux de Zémand. Elle est constituée par trois plis couchés, superposés; les couches ont cependant une allure isoclinale. Les parois occidentales, entre «Les Gorges», «Béchâté» et «Saleudan», coupées d'innombrables chables, dévaloirs et couloirs, fournissent des affleurements de qualité exceptionnelle.

Les conglomérats grossiers, localisés en général à la base de la série, dans le fond de la cuvette, passent progressivement à des conglomérats à éléments de 2 à 3 cm; ceux-ci subsistent jusqu'au sommet, bien qu'en grande partie remplacés par des grès et des schistes gréseux. La série schisteuse permienne, moins argileuse que celle carbonifère, ne possède pas de schistes ardoisiers lie de vin.

Pour plusieurs raisons, une représentation graphique à petite échelle de la lithologie permienne n'est pas possible: dans toute la série, très homogène, les bancs ne se distinguent pas morphologiquement les uns des autres; les passages d'un type de sédiment à l'autre sont toujours très progressifs. Il n'est pas possible, non plus, de définir d'un terme simple une assise permienne: les éléments des conglomérats sont toujours noyés dans un ciment abondant, schisteux ou gréseux; les grès renferment souvent des galets épars de roches cristallines ou sédimentaires; les schistes, vus au microscope, conservent toujours une allure finement gréseuse. Les termes suivants définissent le mieux les sédiments permien:

- Grès fin d'allure schisteuse.
- Grès fin compact.
- Grès fin à rares éléments conglomératiques.
- Grès grossier compact.
- Grès grossier à éléments conglomératiques de 1 à 2 cm.
- Grès grossier à galets épars
- Microconglomérat à ciment gréseux.
- Conglomérat grossier, poudingue ou brèche, à ciment schisteux, gréseux ou microconglomératique très abondant.
- Poudingue compact (rare).

La couleur est répartie de façon irrégulière. Nous n'avons jamais pu suivre un banc qui eût une teinte uniforme sur toute son étendue. Les premières et dernières assises sont en général plus claires, souvent vert jaune ou vert bleu. Au milieu, des traînées décolorées ou vertes, souvent liées à des veines de quartz secondaires, coupent obliquement la stratification. Parfois, en bordure de ces auréoles, se développent de petits cristaux de pyrite.

Des couches permiennes en «dip slope» limitent le Creux de Zémand au SW; de nombreuses failles et diaclases de direction NE-SW à E-W les recouperont.

Au-dessus du Haut d'Arbignon, sur la rive gauche du torrent du Pouajun, à la cote 1850, le Permien schisteux affleure, sur 2 m d'épaisseur, entre le Carbonifère gréseux et le Lias calcaire discordant (fig. 10). Son faciès est celui d'un grès fin à

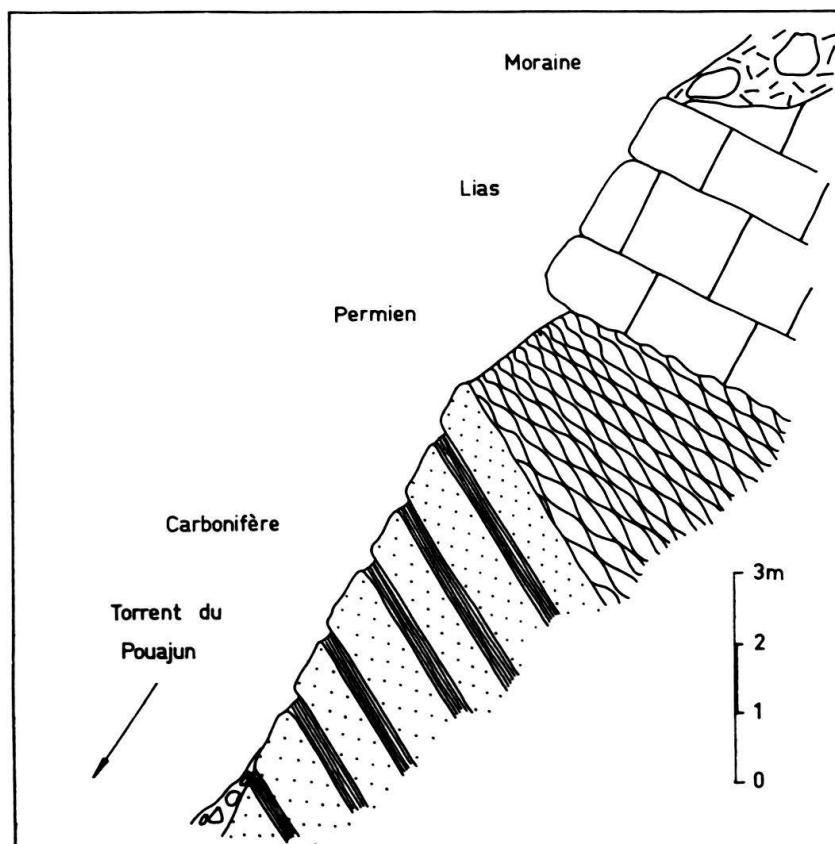


Fig. 10. Contact Carbonifère-Permien-Lias au-dessus de l'Haut d'Arbignon. (Légende dans le texte)

allure schisteuse. Nous trouvons également du Permien entre le Carbonifère et le Trias à l'E du creux de Zémand (Alt. 2270 m), à la Tête à la Cornieule et à la Tête du Portail. La schistosité s'imprime bien dans les couches violacées, toujours finement arénacées.

Partout ailleurs, le Trias ou le Jurassique transgressent directement sur le Carbonifère, ou le quaternaire cache le contact permo-carbonifère.

Trois bandes synclinales permiennes jalonnent l'importante masse carbonifère entre la Montagne de Malève (entre Béchâté et Haut d'Alesse) et la base du Grand Chavalard (fig. 7). A l'E du Lac Supérieur de Fully elles s'inclinent vers le S, faisant

apparaître des festons violacés dans la série grise. Les faciès sont toujours les mêmes : grès fins à allure schisteuse ou grès fins compacts; des grès grossiers, à éléments conglomératiques de 1 à 2 cm apparaissent dans la bande la plus large, donc dans la série la plus complète.

La grande paroi permienne au NE du Lac Devant de Fully est taillée dans des couches plissées, gréseuses ou conglomératiques, rappelant exactement les faciès trouvés dans les parois au-dessus de Plex.

En résumé, l'érosion permienne, effectuée sous un climat aride, arrachait aux chaînes environnantes le matériel qui se déposait ensuite dans des bassins bien aérés. L'hétérogénéité des sédiments trahit un transport relativement court, l'arrondi des galets des poudingues une érosion violente et rapide.

III. Les Couches vertes

Presque constamment entre le Carbonifère franc, de couleur gris à beige, et le Permien typique, toujours arénacé lie de vin ou vert bleu, s'intercale un banc de sédiments fins, vert sale à vert bleu. En échantillon macroscopique, la roche a l'allure d'un quartzite ou d'un calcaire fin compact; vu sous le microscope, elle apparaît formée d'un agrégat de très petits cristaux de phyllosicates et de quartz, imprégné de silice amorphe. Une étude aux rayons X, suivant la méthode de DEBYE et SCHERRER, nous a permis de mesurer une proportion approximative de 70 % de quartz pour 20 % de muscovite.

Une analyse chimique effectuée dans le laboratoire de chimie de l'Institut de Minéralogie de l'Université de Lausanne, suivant la méthode de J. JAKOB (1952), nous donne les résultats suivants:

SiO ₂	:	74,8 %
Al ₂ O ₃	:	14,5 %
Fe ₂ O ₃ + TiO ₂	:	5 %

A l'affleurement ce niveau peut avoir un aspect massif, comme aux Fontaines à Moïse, où il forme une paroi de 20 m qui domine les sources jaillissant du rocher. Il renferme, à 3 m de son sommet, un niveau à concrétions ferrugineuses qui résultent de la substitution d'une partie de la roche par la chlorite et l'hématite. Les cristaux de pyrite sont, d'autre part, assez fréquents dans ces roches.

Les Couches Vertes bordent d'un fin liséré la langue permienne pincée dans le Carbonifère du Creux de Zémand. A la suite d'un écrasement, elles se débitent en aiguilles de 5 à 7 cm de longueur. Celles de la longue bande synclinale qui s'étend du Creux de la Chaux jusqu'au delà du Lac Supérieur de Fully, ont un aspect massif. Lissées par le glacier, elles affleurent en mamelons arrondis.

Les Couches Vertes ne sont pas partout aussi nettement individualisées entre le Carbonifère et le Permien. Les sédiments gris passent souvent très progressivement au violet. Une alternance de grès fins et de schistes à aspect de «Couches Vertes», dont la teinte varie du vert sale au vert bleu, repose sur la dernière assise franchement carbonifère. Ce complexe, dont la limite supérieure a été fixée au premier banc lie de vin, peut atteindre une épaisseur de quelques dizaines de mètres.

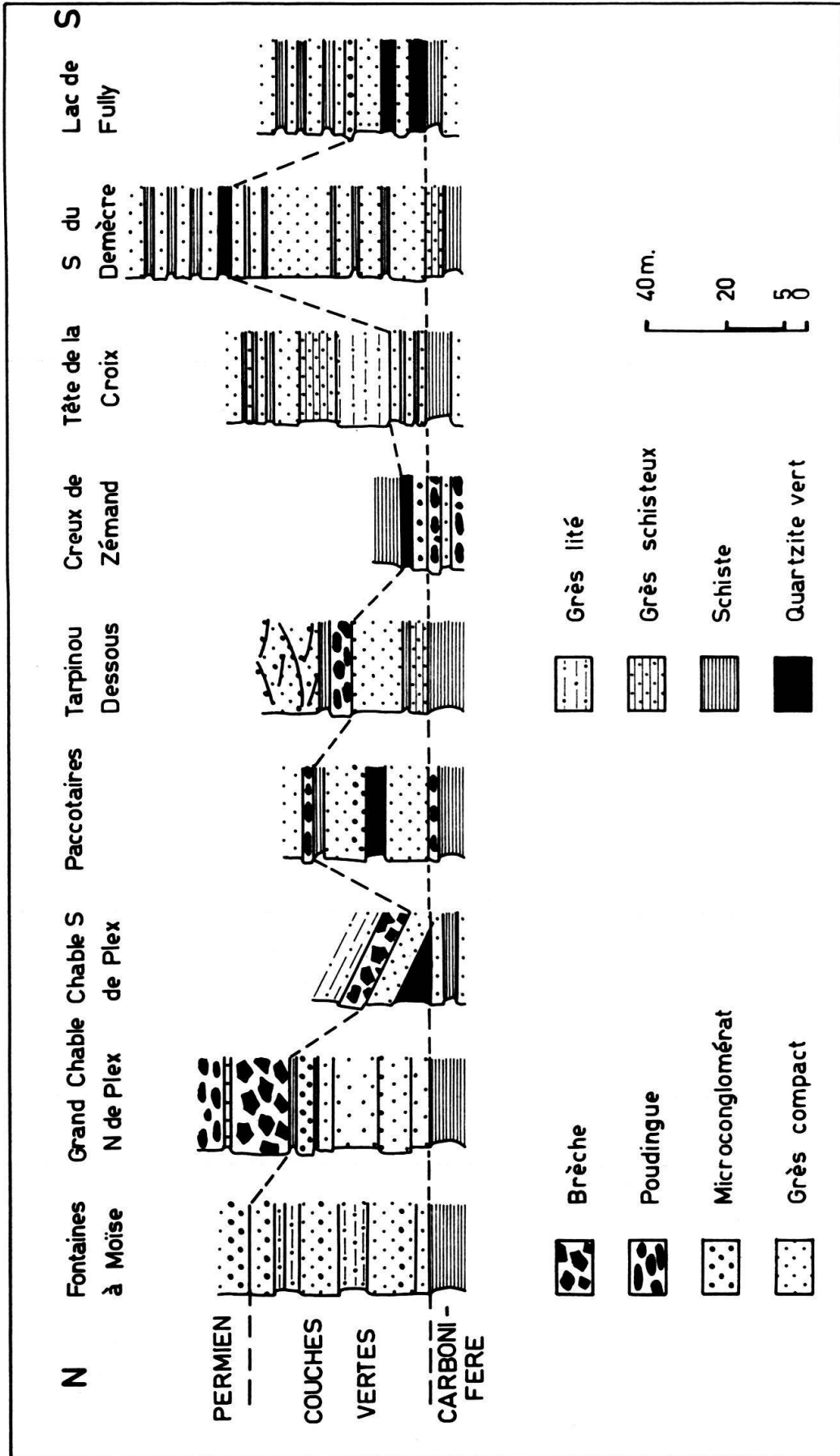


Fig. 11. Coupes stratigraphiques des niveaux de passage du Carbonifère au Permien, montrant l'irrégularité des Couches Vertes

En résumé, le Permien violet repose rarement directement sur le Stéphanien noir, un niveau de « Couches Vertes » est en général intercalé entre eux (fig. 11). Il représenterait une époque de transition entre la sédimentation en lacs, sous le climat humide du Carbonifère supérieur, et celle du Permien (?), pendant laquelle se déposaient, sous un climat aride, des roches violemment colorées par l'oxyde de fer. La sédimentation était fine, le milieu encore réducteur.

Les régions où le Permien typique repose sans intermédiaire sur le Carbonifère, correspondraient, peut-être, à des zones émergées à la fin du Stéphanien A.

IV. Le Secondaire

1. Le Trias

Nous n'avons pas étudié en détail le Trias. Les quartzites et les arkoses de base passent vers le haut aux cornieules et au calcaire dolomitique. Un niveau de schistes bariolés, verts et roses, argileux, de 50 cm de puissance au maximum, affleure en deux endroits sous la cornieule: Tête du Portail de Fully, et Fontaines Froides, près du Haut d'Arbignon.

2. Le Jurassique

Il transgresse parfois directement sur le Permien ou le Carbonifère (Haut d'Arbignon et Montagne de Fully). Il est représenté par une alternance de marnes et de calcaires.

V. Conclusions

Nous avons vu que le Synclinal Carbonifère de Collonges-DorénaZ fait partie de la zone houillère alpine externe. Plusieurs études de cette dernière nous ont permis de tirer les conclusions suivantes. (R.U. WINTERHALTER 1927; P. BELLAIR 1948; R. BARBIER 1948; J. FABRE 1951; M. GIGNOUX et L. MORET 1944; W. GOTHAN 1935; C. PUSSENOT 1913, etc.)

Le Houiller présente un faciès entièrement continental. Les alluvions se sont accumulées dans des dépressions plus ou moins marécageuses qui jalonnaient la longue chaîne hercynienne en partie arasée. Dans la partie française, le relief mou ne fournissait que peu de matériel pour les conglomérats en effet rares, parfois totalement absents. Parmi les galets des poudingues, toujours empruntés aux massifs les plus proches, la protogine du Mont Blanc ne figure jamais; nous n'en avons pas trouvés, non plus, sur notre terrain.

Un essai de coordination des termes utilisés pour le Carbonifère supérieur nous permettra de situer la zone qui nous occupe dans l'échelle stratigraphique générale:

Pennsylvanien (Carbonifère sup. continental)	Autunien	Lebacher Schichten	z. à Cordaîtées z. des Cévennes
		Kuseler Schichten	
	Stéphanien	Ottweiler Schichten	
	Westphalien	Saarbrücker Schichten	
	Namurien	Waldenburger Schichten	

En Suisse, après la disparition sur une cinquantaine de kilomètres des massifs hercyniens sous les nappes helvétiques, les synclinaux carbonifères réapparaissent dans le massif de l'Aar. Leur extension actuelle est très faible, leur orientation ENE WSW, l'épaisseur de la série ne dépasse parfois pas 30 à 40 m.

La période de sédimentation fut profondément marquée par les phases secondaires de l'orogénèse hercynienne. Les bassins n'étaient certainement pas immobiles, preuve en sont les nombreux morceaux de schistes et de grès carbonifères repris dans les niveaux supérieurs. En plusieurs endroits une discordance entre le Permien et les assises westphaliennes ou stéphanien est signalée. STILLE (1927 et 1928) parle de trois phases dans le Carbonifère supérieur, appartenant à l'orogénèse hercynienne moyenne :

- Phase sudétique à la base du Namurien.
- Phase de l'Erzgebirge entre le Namurien et le Westphalien.
- Phase asturienne entre le Westphalien et le Stéphanien.
- Entre l'Autunien et l'Oberrotliegenden, la phase saalienne correspondrait à la phase allobrogiennne de LUGEON (1911).

Sur notre terrain, nous avons pu constater l'empreinte de plusieurs de ces phases: le socle gneisso-granitique se plisse avant le Westphalien moyen, qui repose en discordance sur les schistes cristallins redressés. Le plissement date peut-être de la phase hercynienne ancienne, ou peut-être des premières périodes de la phase moyenne. Le relief jeune du début de la sédimentation westphalienne engendre la formation de nombreux conglomérats.

Des failles, qui datent approximativement de la formation des bancs carbonifères joueraient avec la phase asturienne de STILLE.

Après les derniers dépôts permien, de nombreux mouvements tectoniques plissent et serrent le synclinal, sur lequel vient transgresser le Trias.

VI. Le Quaternaire

Sur notre carte, nous avons distingué :

- Les éboulis.
- Les écroulements.
- La moraine.

1) *Cuvette glaciaire de la Montagne de Fully.*

Cette «cuvette» est composée de trois cirques glaciaires étagés; les deux inférieurs possèdent chacun un lac. L'importante moraine de «Creux des Margottes», au N du Lac Supérieur de Fully, appartient au plus élevé. Contre ce dépôt viennent buter des éboulis descendant des parois mésozoïques et tertiaires qui dominent le lac. Cent mètres plus haut, à l'E du barrage, la moraine locale s'avance largement, elle dessine trois vallums bien marqués.

De nombreux éboulis, de petites moraines de névés récents et la moraine locale ancienne couvrent la partie NW de la cuvette. Les dépôts de névés récents sont régulièrement couronnés de vallums incurvés. Les moraines anciennes sont émoussées et déterminent une topographie très douce.

Le cirque moyen, celui du Lac Supérieur de Fully, beaucoup plus restreint, se situe entre 2135 m et 2250 m d'altitude. L'ancien glacier a lissé les roches, y a laissé d'abondantes stries; sur le verrou qui le bloquait au S, est implanté le barrage qui retient les eaux du lac. Au-dessous du mur, un petit torrent a creusé une gorge de 200 m de long. Il traverse une zone morainique marécageuse avant de dévaler la dernière pente au-dessus du Lac Devant de Fully. Celui-ci occupe la partie la plus basse du dernier cirque glaciaire de cette région. Il repose sur une épaisse moraine de fond de l'ancien glacier, qui venait buter sur un verrou constitué d'arkoses et calcaires dolomitiques triasiques, de grès grossiers carbonifères et de gneiss.

De nombreuses moraines de névé accrochées aux pentes septentrionales de la Tête du Portail, occupent actuellement la partie SW du bassin

Les éléments des différents dépôts glaciaires de la région proviennent du Carbonifère, du Permien et de la couronne de montagnes taillées dans la nappe de Morcles: Grand Chavalard–Grand Duc–Tête Noire–Sex Treimble. Ils sont de petites dimensions, dépassant rarement 30 cm de longueur.

2) *Le Creux de Zémand*

Une langue morainique occupe tout le fond du Creux de Zémand. Elle se termine en s'étalant autour des chalets du Haut d'Arbignon. Son épaisseur atteint 70 m au Chalet des Combes, à 1860 m d'altitude. Elle dessine deux crêtes parallèles avant de s'amincir vers le torrent du Pouajun. Là, elle détermine des pentes herbeuses, instables, où de fréquents glissements de terrain tordent les arbres à leur pied, les déracinent même. Des franges d'éboulis fins et grossiers la limitent de part et d'autre.

Les éléments pris dans la moraine sont plus fréquemment permien et liasiques que carbonifères ou triasiques. Leur taille est parfois très grande.

Au-dessous du Haut d'Arbignon, le torrent l'Aboyeu entaille un amas morainique allongé, dont les flancs sont recouverts d'éboulis, fins vers le haut, grossiers vers le bas, composés de blocs et graviers carbonifères et permien.

3) *Pentes occidentales*

Les pentes supérieures des versants W du Diabley et de la Tête du Portail sont en grande partie recouvertes d'éboulis fins. Une flore pauvre y végète; elle se développe mieux dans les angles creux déterminés par un jeu de cassures NE-SW; entre ceux-ci, la roche en place ou des masses tassées affleurent.

La moraine rhodanienne apparaît à 1800 m d'altitude, à Tarpinou Dessous, au N de Mereune. Nous l'avons reconnue, ainsi que celle au S de Mereune, par la direction du vallum qui la couronne, et par les éléments qu'elle renferme. Dans toute cette région, les éboulis descendus des parois abruptes anthracolithiques masquent, sur de grandes surfaces, la roche en place; le recouvrement est important par endroits, avec des blocs atteignant jusqu'à plusieurs mètres cubes au Creux des Pas, NNW de Tarpinou Dessous.

La moraine du Rhône occupe le pâturage de Plex, où elle atteint 25 m d'épaisseur; elle dessine, à 1240 m d'altitude, un vallum parallèle à la vallée du Rhône.

Cette moraine a barré la route à un écroulement du Permien, formant actuellement la «Forêt des Bœufs». Cependant, quelques blocs gigantesques ont roulé parfois assez bas pour venir s'arrêter sur le pâturage près des petits chalets.

Une zone d'éboulis fins, qui sépare la moraine de Plex de celle de la Cergna-Alesse, atteint dans la Forêt du Bouet une largeur de 700 m. Le matériel constitutif est emprunté aux parois de Saleudan et à la barre rocheuse dite « Roche de l'Echelle ». Au S, les dépôts morainiques rhodaniens acquièrent une grande importance; chaque fois que la pente diminue, les dépôts quaternaires cachent la roche en place. De plus, le glacier a imprimé sur bon nombre d'affleurements un superbe poli ou des stries horizontales.

Finalement, le synclinal vient se perdre sous la plaine alluviale du Rhône, à la cote 450.

VII. Hydrologie

Les couches carbo-permiennes, d'après E. GAGNEBIN (1916), « sont perméables en grand ». Quelques niveaux imperméables qui correspondent aux assises de schistes anthraciteux retiennent d'importantes masses d'eau. Le gneiss est imperméable.

Le terrain étudié, se divise en deux parties, au point de vue hydrologique: Bassin des Lacs de Fully, dont les eaux aboutissent dans le Rhône en amont de son coude; pentes occidentales dont les torrents se jettent dans le fleuve en aval de Martigny.

Le bassin fermé des lacs de Fully atteint une surface totale, d'après M. LUGEON (1911), de 77.080 ares. Une fissure située près du Pas du Chevri lui sert d'exutoire. Une coloration à la fluorescéine a permis de retrouver les eaux issues du petit lac dans la région de Saillon.

Le Lac Supérieur, situé dans une zone surcreusée par le glacier, atteint une longueur de 700 m sur 400 m de large; il est fermé au S par un mur de barrage de 10 m de haut.

Les quelques ruisseaux qui récoltent les eaux du Diabley, de la Tête du Portail et du Grand Chavalard, se jettent dans le lac Devant. Une station de pompage les envoie dans le Lac Supérieur, d'où elles sont acheminées, par conduites forcées, jusqu'à l'usine hydroélectrique de Fully.

Le Creux de Zémand est très aride, Une source qui jaillit dans les éboulis, au S de Luycrève, se perd sous la moraine pour alimenter une importante nappe dont l'exutoire serait les Fontaines à Moïse. Trois sources jaillissent en effet à la base d'une paroi entre Plex et Haut d'Arbignon. L'eau qui rejoint 200 m plus bas le torrent l'Aboyeu a certainement suivi le contact entre le Permien et les schistes argileux en aiguilles, carbonifères, qui sont imperméables.

Les deux torrents (Pouajun et Nant du Rachun, qui se divise lui-même en Nant des Pesottes S et N) qui coulent au S des chalets du Haut d'Arbignon, proviennent des parois mésozoïques qui dominent le synclinal carbonifère. Entre les deux Nants des Pesottes, coule une source: La Fontaine Froide dont les eaux ont suivi le contact entre la Cornieule et les schistes bariolés argileux de la base du Trias.

Le Torrent d'Alesse, qui limite sur 1800 m notre terrain au S prend naissance au-dessus des chalets de Haut d'Alesse, à la cote 2030. Cachée sous les éboulis, la roche en place n'est pas visible. Il semble cependant qu'un horizon schisteux doive déterminer cette source. De petits ruisseaux issus de sources morainiques alimentent le torrent tout au long de son cours. Celui-ci coule à proximité de plusieurs sources captées, notamment à la cote 1800.

Une troisième zone de sources, celle de Mereune, est certainement due au niveau schisteux anthracitifère. Les ruisseaux qui en sont issus se perdent dans la moraine, 250 m plus bas, pour reparaître à l'Ouette, à 750 m d'altitude. Leur origine est peut-être la même que celle des Fontaines à Moïse, bien qu'elles sourdent du rocher 300 m plus haut, et qu'elles soient assez éloignées de Zémand.

Notons finalement, pour les différentes sources de ce terrain un degré hydrotimétrique exceptionnellement bas. E. GAGNEBIN donne une moyenne de 5,5 (pour comparaisons: 28,5 pour le Flysch de la Croix de Javerne). Fait remarquable, les sources qui sortent des gneiss sont plus riches en calcaire que celles du synclinal.

PETROGRAPHIE

Introduction

Nous étudierons sous les mêmes rubriques les roches carbonifères et permienes. Toutes ont une composition chimique voisine de celle d'un granite ou d'un granodiorite. Les alluvions, à partir desquelles elles se sont formées, provenaient en majorité de gneiss anciens, de composition granodioritique, ce qui explique qu'elles contiennent toutes le même jeu de minéraux principaux.

L'altération des grains détritiques n'a pas été très poussée; les feldspaths, dans la plupart des cas, sont encore bien déterminables.

I. Les Conglomérats

1) *Introduction*

La dimension des éléments des conglomérats est très variable. Leur diamètre n'excède parfois pas celui d'un grain de sable, mais peut atteindre 80 cm, principalement dans le poudingue de Doréna, à la base de la série carbonifère. Les galets sont en majorité arrondis, à surface lisse, jamais striés. A part de rares exceptions, où leur grand axe est parallèle au plan de stratification, il ont toujours une orientation quelconque dans le banc qui les renferme.

Le ciment, toujours gréseux à grain plus ou moins fin, est foncé à noir dans le Carbonifère, lie de vin ou vert dans le Permien. Il occupe parfois plus de la moitié de la roche: sa dureté atteint celle des morceaux qu'il enrobe.

Les bancs de conglomérats, comme nous l'avons dit plus haut, ont très souvent une allure lenticulaire; ils sont beaucoup plus abondants à la base de la série westphalienne que dans le reste du Carbonifère. Ils sont répartis assez uniformément dans le Permien.

2) *Description des galets des conglomérats*

La grande majorité sont des roches métamorphiques (gneiss divers) et des roches éruptives, leucocrates, acides. Nous avons déterminé:

Aplite	Granite à chlorite
Aplite pegmatitique	Rhyolite
Granite aplitique	Granodiorite
Granite écrasé	Diorite quartzifère

Plagioclase	Gneiss à grenats
Granite porphyrique, du type de Vallorcine	Schiste gneissique
Microgranite	Schiste sériciteux à sphène
Quartz filonien	Micaschiste
Quartz en mortier	Schiste mylonitique
Gneiss à biotite	Mylonite
Gneiss à muscovite	Schiste carbonifère
Gneiss à deux micas	Pyllade verte

Arkose carbonifère ou permienne

Les aplites abondantes, à structure finement grenue, sont réparties dans toute la série. Minéraux constitutifs: quartz, albite pure et oligoclase. Minéraux accessoires: zircon, tourmaline, orthose, apatite, très rarement galène et blende.

Remarquons de très fréquents phénomènes de démixtion, créant des structures perthitiques complexes, masquées localement par un développement important de calcite secondaire.

Origine: les très nombreuses veines d'aplite qui recoupent les roches de la région, principalement dans le Massif des Aiguilles Rouges, au S de Dorénaz.

Les aplites à structure pegmatitique sont très rares. Elles se distinguent des autres aplites par la présence de très gros feldspaths, orthose pœcilitique ou albite perthitique, accompagnés de quartz finement grenu, souvent de calcite secondaire, de paillettes de séricite, orientées ou non.

Origine: probablement la même que celle des aplites proprement dites.

Les granites aplitiques sont également très abondants et dispersés dans la série entière. Leur structure est grenue, fine ou grossière.

Minéraux constitutifs: quartz, albite-oligoclase (An_{0-10}), muscovite, orthose, orthose sodique ($2V = -50^\circ$).

Minéraux secondaires: apatite, zircon, séricite, calcite.

L'altération, rarement très avancée, tache les plagioclases de séricite, fait paraître l'orthose brune par une transformation en kaolinite. Le quartz et l'albite secondaires sont très fréquents, la calcite beaucoup moins.

Origine: Massif cristallin de la Montagne de Fully.

Les granites sont en majorité écrasés, ce qui rend souvent délicate la détermination exacte des minéraux qui les constituent.

Ce sont: le quartz, l'albite, l'orthose, la séricite, la biotite, la muscovite.

Minéraux accessoires: apatite, zircon, rutile, calcite.

Les feldspaths sont démantelés, leurs plans de clivage farcis de séricite qui imprègne la roche et remplace parfois complètement les plagioclases (v. fig. 12). Le quartz, souvent recristallisé, enrobe des cristaux disloqués ou s'infiltré dans des cassures. La chlorite de rétro-métamorphisme remplace la biotite, de nombreuses aiguilles de rutile sagénitique s'y développent.

Origine: massifs situés à l'W et au NW du synclinal carbonifère.

Dans certains granites à chlorite, ce phyllosilicate est le seul minéral coloré important. Les autres minéraux principaux, les mêmes que ceux des granites écrasés, sont bien mieux conservés. La chlorite, accompagnée de rutile sagénitique, de sphène et de leucoxène, résulte d'une diaphthorèse; son pléochroïsme fait varier les teintes du vert jaune intense au vert pâle; son signe optique est négatif, son allongement positif.

Origine: la même que celle des granites écrasés.

Les rhyolites sont plus fréquentes dans les assises permienes que dans celles du Carbonifère. Elles se présentent toujours en galets bien roulés, à surface lisse, sans stries.

Minéraux principaux: quartz, orthose, albite-oligoclase (An_5) chlorite provenant de la muscovite.

La mésostase est tantôt cryptocristalline, formée de minuscules cristaux de quartz et de feldspaths, tantôt microcristalline, composée des minéraux suivants: Orthose, quartz, oligoclase, biotite, muscovite, chlorite, apatite, zircon, rutile, sphène leucoxénisé, hématite en taches.

L'altération des phénocristaux est plus avancée que celle des microlites. Les plagioclases, parfois complètement séricitisés, présentent souvent une structure zonée inverse; leurs extinctions sont franches. La macle de Karlsbad est fréquente chez l'orthose.

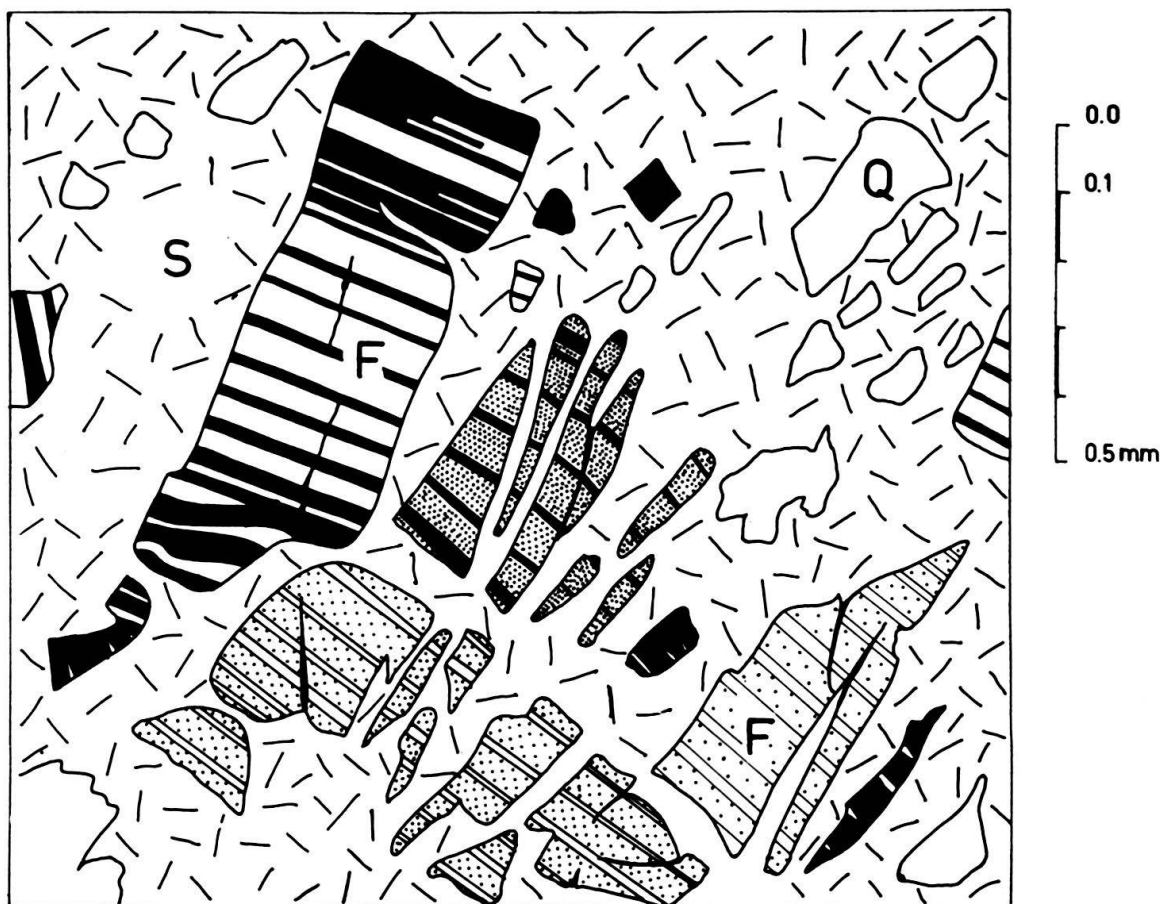


Fig. 12. Plagioclase disloqué dans un granite écrasé. Q = Quartz, F = Feldspath, S = Pate cataclastique sériciteuse. Lumière analysée

La transformation de mica en chlorite s'effectue soit à partir du centre du feuillet, soit à partir de son bord. Cette transformation s'accompagne d'une cristallisation de rutile sagénitique.

L'association presque constante en microperthites des différents minéraux de la mésostase trahit une cristallisation simultanée.

Origine: coulée rhyolitique en bordure du Granite de Vallorcine, à l'W de l'Haut d'Arbignon.

Les granodiorites et les diorites quartzifères se rapprochent souvent plus des granites que des diorites. Ils abondent dans le Permien, sont rares dans le Carbonifère.

Minéraux principaux: plagioclases variant entre l'albite-oligoclase (An_5) et l'oligoclase andésine (An_{20}), quartz, biotite.

Minéraux accessoires: orthose, muscovite, apatite, zircon, fer titané, sphène, rutile, tourmaline, calcite.

L'altération avancée rend difficile la détermination des feldspaths; l'orthose fait parfois totalement défaut. Le quartz est en grande partie secondaire. Les micas présentent une grande diversité. Leur couleur semble être liée, en partie, à la nature du ciment du conglomérat: dans les poudingues lie de vin, donc riches en hématite, ils sont fortement teintés en brun, et accompagnés de quantité de minéraux accessoires tels que le sphène, l'ilménite, le rutile, l'apatite, le zircon. Dans les roches vertes, ils acquièrent un pléochroïsme tout à fait différent, qui fait varier les teintes du vert jaune foncé au brun clair caramel; ils sont alors fréquemment accompagnés de rutile. Dans les conglomérats carbonifères, à matière organique toujours présente, les biotites sont très sombres, à pléochroïsme intense. Le zircon les accompagne constamment.

Origine: Cristallin de la Montagne de Fully et massif de l'Arpille.

Les plagioclases, rares et localisées principalement dans le Carbonifère, sont constituées exclusivement de plagioclases acides, de la composition de l'oligoclase. Leur altération, en général

très avancée, consiste en une séricitisation. Leur structure est finement grenue. Cernant les feldspaths primaires, parfois s'infiltrant entre eux, de l'albite et du quartz tardifs se distinguent par leur limpidité, leur meilleure conservation, leurs formes de cristallisation. La taille des morceaux de plagioclases ne dépasse pas 1 cm.

Origine: indéterminée.

Le granite de Vallorcine est dispersé uniformément dans toute la série. Il se distingue par ses très grands cristaux d'orthose.

Minéraux principaux: quartz, orthose, albite, micas blanc et noir.

Minéraux secondaires: apatite, zircon, sphène, chlorite, ilménite, limonite, microcline.

Le quartz et l'orthose forment des porphyroblastes: ce dernier, parfois légèrement teinté de rose, renferme souvent le premier en gouttelettes pœcilitiques. L'oligoclase potassique est très finement maclée suivant la loi de l'albite, séricitisée et kaolinisée. L'angle $2V$ de la biotite, est toujours inférieur à -5° ; le rutile s'y développe fréquemment suivant la symétrie pseudo-hexagonale; il cristallise aussi en prismes maclés au voisinage de la biotite où les zircons créent de jolis halos pléochroïques. La muscovite cristallise en grands feuillets souples. Lorsqu'elle est de formation tardive, les cristaux sont plus petits et accompagnés de filonnets de chlorite.

Beaucoup de cristaux de feldspaths sont idiomorphes, à bord légèrement corrodé.

Origine: granite de Vallorcine, au N et à l'W du synclinal.

Certains granites ont un grain fin, ce qui nous les a fait appeler microgranites. Les minéraux qui les constituent sont les mêmes que ceux du granite de Vallorcine, l'orthose y est cependant plus rare. Ils se laissent plus facilement imprégner par l'hématite des sédiments permien; l'altération les a profondément transformés: les feldspaths sont complètement remplacés par des amas séricito-chloriteux, et, localement, par la calcite.

La structure micropertitique est fréquente, le quartz pœcilitique abondant.

Origine: massifs cristallins au NW de Plex.

Les galets arrondis de quartz sont des éléments très abondants du poudingue de Vallorcine. Leur structure, en mortier ou en écheveau, permet de déterminer leur origine filonienne. Tandis qu'en échantillon macroscopique le quartz est laiteux, sous le microscope il apparaît limpide, farci de nombreuses inclusions, tantôt gazeuses, tantôt solides, avec des extinctions roulantes dues à de très fines macles. Une rubéfaction souligne parfois la surface des galets.

Origine: inconnue, probablement veines quartzzeuses injectant un massif hercynien, maintenant arasé

Les gneiss de compositions diverses, abondent dans tous les conglomérats. Distingués les uns des autres par la présence ou l'absence de micas, de grenats, de chlorite, ils sont caractérisés par leur structure litée, et par l'association quartz-feldspaths.

Le quartz, toujours présent, primaire et secondaire, est rarement bien limpide. Des extinctions roulantes, l'absence totale de couleur, sa résistance à l'altération, sa cristallisation en grandes plages, le distinguent des feldspaths. Ceux-ci, de composition acide, potassiques ou sodiques, sont toujours entachés d'altération: séricitisation, calcitisation et kaolinisation. Une série de mesures, au moyen de la platine de Fédoroff, nous a donné les résultats suivants:

- Albite légèrement potassique, maclée suivant la loi de l'albite et de Karlsbad, rarement suivant celle de la péricline.
- Albite-oligoclase, à 7 % de An, maclée suivant l'albite.
- Oligoclase à 12 % de An, maclée suivant l'albite et la péricline.
- Orthose sodique, rarement maclée suivant Karlsbad ou Bavéno. $2V = -50^\circ$.
- Orthose parfois maclée suivant Karlsbad, $2V = -74^\circ$.
- Microcline positif ou négatif, $2V = 88$ à 90° , toujours très finement maclé, quadrillage caractéristique.

Les micas, muscovite et biotite, n'atteignent jamais de grandes dimensions. La muscovite, en feuillets souples bien développés, est limpide, rarement accompagnée de minéraux secondaires: parfois, cependant, du rutile sagénitique s'y est développé. Son angle $2V$ mesure 40° , sa biréfringence 0.040 environ. La biotite presque jamais limpide, se voit toujours accompagnée de minéraux titanés leucoxénisés, tels que le rutile, le sphène, l'ilménite, et de zircon, d'apatite. Ses teintes, en fonction de la chloritisation, varient du brun rouge foncé ou vert, au beige ou au jaune très

pâles. L'angle des axes optiques ne dépasse jamais 5° , la biréfringence décroît de 0.040 dans les lamelles les plus fraîches à 0.010 dans celles chloritisées.

Les minéraux d'altération ou de rétométamorphose, séricite, chlorite, calcite, épidote, zoïsite, sont toujours présents en proportions variables. La chlorite, négative, à couleur de dispersion violette, imprègne parfois à tel point la roche que celle-ci prend une teinte verte uniforme.

Les minéraux, tels que le grenat (v. fig. 13), l'andalousite, les amphiboles, sont extrêmement rares, toujours profondément altérés.

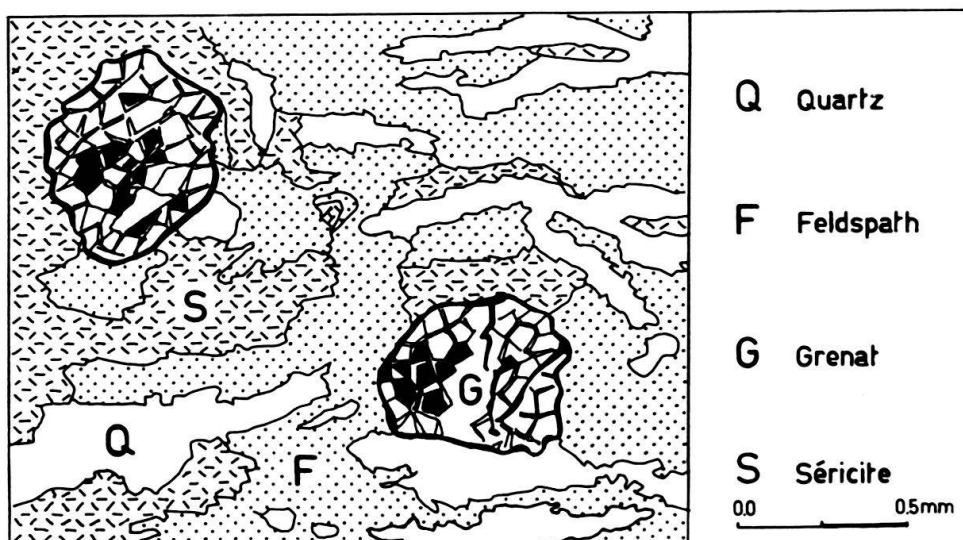


Fig. 13. Grenats développés dans un gneiss. Aspect microscopique. Lumière naturelle.

La structure, plus ou moins massive, est toujours litée. Dans certains échantillons, elle se rapproche de celle d'un micaschiste: les couches fines de minéraux leucocrates alternent avec de minces bandes micacées; dans d'autres, les phyllosilicates orientés de façon semblable, nagent dans une pâte grenue de quartz et de feldspaths. Entre ces deux extrêmes, une série de termes intermédiaires prennent place, suivant le degré et le genre de métamorphisme qu'a subi la roche.

Origine: massifs cristallophylliens situés au N et à l'W du synclinal; peut-être massifs cristallins de la Montagne de Fully.

Les schistes, nettement moins abondants que les gneiss ne contiennent pas de feldspaths. Ils sont constitués par du quartz, des phyllosilicates divers avec des minéraux accessoires. Leur litage, toujours très accentué, et leur friabilité ne leur ont pas permis de subir un long transport. La chlorite et la séricite, en cristaux très ténus, occupent la plus grande partie de la roche, d'aspect sombre, verdâtre ou brun; leur orientation générale conduit à une extinction franche de toute la préparation vue entre nicols croisés, ou à une extinction en vague lorsque l'échantillon a été «tectonisé». Dans ces éléments, les minéraux authigènes ont aisément cristallisé: le quartz, l'albite limpide non altérée, quelques rares feuilletts de séricite bien formés constituent le jeu de minéraux développés tardivement. Ils n'offrent que peu de résistance à l'imprégnation par le fer contenu dans le ciment des conglomérats permien.

Les schistes très sombres qui abondent dans certains conglomérats carbonifères proviennent de deux sources: 1) des phyllades carbonifères reprises; 2) des mylonites. Les premières seront décrites en détail plus loin. Dans les conglomérats, elles ne forment que de petits graviers qui n'étaient pas bien consolidés lors de leur dépôt, comme en témoignent des déformations observées sous le microscope.

Les secondes contiennent encore des vestiges de minéraux qui ont résisté à l'écrasement, notamment le quartz et quelques paillettes de micas. Le reste de la roche, constitué par un amalgame de très fins cristaux indéterminables, est noir, translucide ou opaque. Il acquiert localement une allure scoriacée. Suivant le degré d'écrasement, nous avons parlé de granite écrasé, de schistes mylonitique ou de mylonite. Le dernier terme correspond à une roche noire, formée exclusivement de poussières indéterminables de minéraux.

Quelques phyllades vertes ont été reconnues dans les poudingues permien. Proviennent-ils des Couches Vertes ? Nous ne saurions l'affirmer.

Origine: Micaschistes au N et au S du synclinal; zone mylonitique en bordure du granite de Vallorcine, au NW; phyllades carbonifères.

Les arkoses carbonifères et permien ne forment qu'une très faible partie des éléments des conglomérats. Elles n'ont été reconnues que dans quelques microconglomérats; nous étudierons leur composition dans le chapitre suivant.

En résumé, la variété des roches qui constituent les éléments des conglomérats permo-carbonifères est très grande. Leur origine est à chercher dans les massifs cristallins à proximité directe de l'aire de sédimentation, plutôt à l'W et au N qu'au S. La provenance de quelques unes d'entre elles n'a pas pu être déterminée exactement, notamment celle des galets de quartz. Une hypothèse pourrait cependant être émise: nous avons signalé, dans la région NW du Haut d'Arbignon, des coulées rhyolitiques anciennes, liées à des venues de granophyres. Un jeu de filons de quartz n'aurait-il pas pu précéder ces intrusions volcaniques, puis être détruit par une érosion active, au début de la sédimentation westphalienne? Nous retrouvons en effet la plus grande abondance de quartz roulés dans les conglomérats de Vallorcine, et d'autre part, D. KRUMMENACHER (1958) ne signale aucune veine de quartz de quelque importance dans le massif cristallin de la Montagne de Fully.

II. Les Grès

1) Généralités

Les grès abondent aussi bien dans le Carbonifère que dans le Permien, avec tous les termes allant des microbrèches aux schistes gréseux.

La limite entre grès et conglomérats est basée sur la granulométrie, principalement, et sur la plus grande compacité des grès. La distinction entre schistes et grès est fondée, elle, sur la granulométrie également et sur la couleur sombre du schiste, claire du grès, l'orientation des cristaux et le clivage secondaire bien marqué dans les bancs de phyllades.

La composition de la majorité des grès se rapproche de celle d'une arkose. La proportion de feldspaths égale celle du quartz, la dépasse même dans certains échantillons. La nature du ciment qui lie les minéraux détritiques des roches et la variété des micas présents déterminent la couleur des sédiments. Les arkoses carbonifères contiennent une faible proportion de matière organique qui fonce la roche, les permien sont toujours imprégnées de fer, au degré d'oxydation + 2 lorsqu'elles sont vertes, + 3 lorsqu'elles sont lie de vin. Une analyse chimique d'un échantillon de ce dernier type indique une proportion de 11,2 % de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$.

2) Minéraux des grès

Les principaux composants des grès sont le quartz et les feldspaths. Les micas, toujours présents, n'apparaissent qu'en moindre proportion.

Les grains de quartz, abondants, à contour anguleux ou arrondi, ne dépassent pas 0,7 mm de diamètre dans les échantillons courants; ils peuvent cependant atteindre 1,5 à 2 mm dans les grès grossiers, comme ils peuvent également diminuer de taille dans les sédiments plus fins. Souvent cataclasés, ils ont alors une extinction roulante. De petites fissures dans lesquelles ont crû des paillettes de séricite ou de

fins cristaux de limonite les zèbrent. De nombreuses inclusions, rarement alignées, gazeuses ou solides, troublent la limpidité des cristaux. Certains grains, d'origine filonienne, se présentent sous le microscope en un jeu de plages enchevêtrées d'une extrême complexité.

Le quartz secondaire, d'une grande abondance également, imprègne la roche. Il se glisse dans les interstices, pénètre dans les fissures des cristaux qu'il élargit, se moule autour d'anciens cristaux corrodés. Son extinction franche, en général, et sa forme de cristallisation le distinguent nettement du quartz détritique.

Les feldspaths, principalement des plagioclases, de composition assez constante, ont subi une altération avancée. Parfois, il ne reste plus qu'un squelette farci de séricite, de calcite ou de chlorite. Dans les plagioclases, la proportion en An ne dépasse jamais 25 %; les plus courants en contiennent 10 %, quelques uns, un peu potassiques, ne sont plus du tout calciques.

Très généralement maclés suivant la loi de l'albite, ils présentent rarement la macle de la péricline, de Karlsbad ou de Manebach. Leur dimension n'excède pas celle des grains de quartz.

Les feldspaths potassiques, orthose et microcline, en général de plus forte taille, ont été profondément attaqués par la kaolinisation. La variété monoclinique contient régulièrement du quartz micropegmatitique (fig. 14). Du sphène s'y développe secondairement, lié à de minuscules phyllosilicates indéterminables. La chlorite, la séricite, la muscovite, l'apatite, le grenat parfois, trouent de grandes plages d'orthose, à couronne d'altération concentrique.

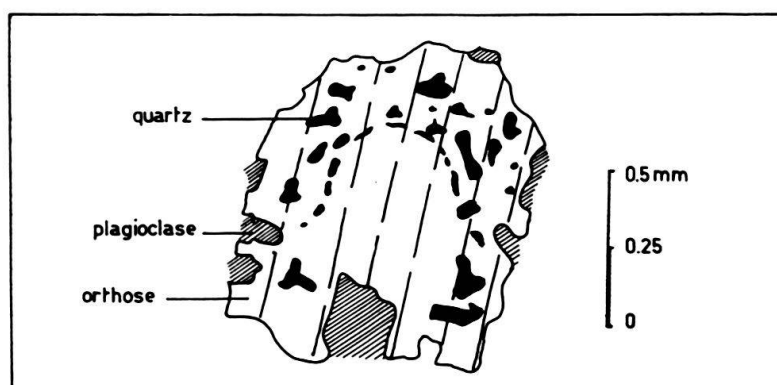


Fig. 14. Grosse plage d'orthose d'un grès carbonifère. Lumière analysée.

Le microcline est peu fréquent. Son jeu de macles très fines et serrées le caractérise.

Remarquons enfin que les feldspaths potassiques se chargent parfois de sodium, de telle façon que l'angle de leurs axes optiques diminue jusqu'à 50°.

Les micas du groupe de la biotite, toujours détritiques, sont plus fréquents que les micas blancs. Les paillettes, entachées d'une multitude de minéraux accessoires, possèdent un intense pléochroïsme qui fait varier les teintes du brun sombre au jaune pâle. Alors qu'elles abondent dans les grès permien, elles sont réparties avec plus de parcimonie dans les sédiments carbonifères. La biotite, jamais pure, englobe une série de minéraux mélanocrates, dont quelques uns semblent produits

par l'exsudation: rutile sagénitique ou prismatique, sphène leucoxénisé, hématite, limonite, ilménite, zircon, apatite, calcite. Le rétro-métamorphisme n'a que très rarement transformé toute la biotite en chlorite, laquelle apparaît en taches dans les feuillets micacés, éclaircissant leur couleur, diminuant leur biréfringence. Elle larde parfois la roche de minces filonnets fortement dispersifs, ou la ponctue de petites rosettes; elle pénètre tous les minéraux, se nourrit de leur silice, atteint parfois une importance prépondérante dans la roche.

La muscovite, rare dans les arkoses permienes, forme de grands feuillets limpides dans la majorité des roches arénacées carbonifères. Dans quelques rares cristaux, le rutile sagénitique fait ressortir la symétrie pseudo-hexagonale du réseau, sans que pour cela le mica perde ses caractères habituels. Les paillettes, plus souples que celle de la biotite, ne montrent un alignement que dans les roches à grain très fin; un très petit effort suffit pour les froisser.

Les micas blancs se prêtent moins facilement à l'altération et au rétro-métamorphisme. Ils conservent aisément leur allure primaire, quoique parfois la croissance de minéraux dans leurs plans de clivage les démantèle en leur conférant une allure échevelée.

La muscovite de néoformation cristallise en paillettes très ténues, de taille cependant un peu supérieure à celle de la séricite. Toujours rare, elle croît dans des grès à ciment abondant.

La séricite entre dans la composition du ciment. En paillettes très fines, elle voisine avec la chlorite, le quartz microcristallin, l'hématite des grès permienes, la matière organique des roches carbonifères. Elle dérive certainement de la destruction des feldspaths, peut-être également de certains autres silicates, dont ne subsiste que le contour extérieur.

Les autres minéraux détritiques, beaucoup plus rares, occupent une place restreinte dans les roches gréseuses.

Le zircon gît en petites baguettes à angles émoussés dans presque toutes les arkoses. Quelques rares cristaux idiomorphes ont été reconnus (v. fig. 15).

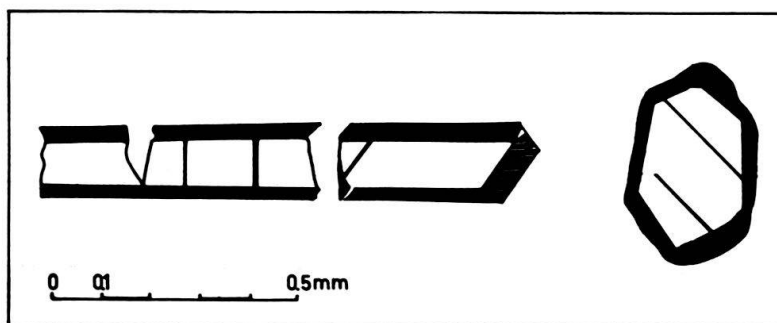


Fig. 15. Zircons de grès anthracolithiques.

Lorsqu'ils sont à proximité directe des micas noirs, ils engendrent des auréoles pléochroïques de diamètre très variable. Leur proportion peut augmenter considérablement: dans un grès permien récolté à proximité du Lac Supérieur de Fully (Ech. 38), nous avons pu compter jusqu'à 7 zircons par mm². Ordinairement la concentration ne dépasse guère 5 ou 6 par centimètre carré.

Les minéraux titanés, avons-nous vu, sont liés à la biotite; quelques uns cependant gisent dans le ciment, lui conférant une couleur brun foncé. L'hydratation ne les a guère épargnés: facilement remobilisables, ils accompagnent parfois des veinules de chlorite, ou pénètrent des cristaux de feldspaths, l'orthose de préférence.

L'apatite, aussi fréquente que les zircons, se présente en grains arrondis, cassés, à biréfringence très basse, toujours parfaitement limpide. Quelques cristaux idiomorphes ont été repérés; nous doutons cependant de leur formation in situ.

La tourmaline toujours en petits cristaux est répartie très parcimonieusement. L'érosion émousse les angles des prismes, en général cassés; un intense pléochroïsme, qui fait varier les teintes du jaune-brun au bleu verdâtre, facilite leur identification.

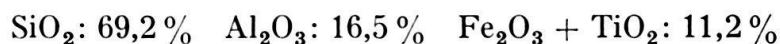
L'origine détritique des carbonates est problématique. La calcite se présente en très petits rhomboèdres dispersés dans le ciment, ou en plus grandes plages qui épigénisent les plagioclases. Quelques veinules de quartz et carbonates nous ont permis de déterminer sa formation tardive. Il est cependant possible que quelques rares cristaux aient été arrachés aux lentilles de marbre des terrains métamorphiques au S du synclinal. La sidérite, permienne, cristallise toujours en très petits rhomboèdres idiomorphes.

L'anatase et la hornblende commune n'ont été reconnues que dans deux coupes. La seconde, partiellement chloritisée, développait de longues aiguilles dans une oligoclase à 20 % An.

Le ciment est toujours très compact, silicaté ou siliceux. Dans de nombreux échantillons, la séricite cristallise perpendiculairement aux bords des grains détritiques. Dans le reste de la pâte, intimement mêlée à la silice amorphe ou très mal cristallisée, elle prend une orientation quelconque. A la cassure, le grès montre une surface plane ou onduleuse, la dureté du ciment égale celles des minéraux qu'il enrobe. La couleur des arkoses carbonifères est dûe, nous l'avons vu plus haut, à la matière organique diffuse dans le ciment. Celle des grès rouges permien résulte d'une imprégnation de la roche par l'hématite et la limonite. Les grès verts ont acquis leur couleur grâce à des micas verts et à la chlorite. La pyrite authigène y est fréquente, parfois légèrement transformée en limonite.

3) Résumé

La composition pétrographique des grès arkosiques permo-carbonifères se rapproche de celle d'un granite à deux micas. Une analyse chimique sommaire, suivant la méthode de J. JAKOB (1952), donne les résultats suivants, pour un grès fin permien :



En plus, les minéraux des grès ont souvent la même allure que ceux trouvés dans les galets de gneiss et de granite des conglomérats. Les feldspaths perthitiques et les biotites à minéraux titanés en sont les meilleurs exemples. Il paraît donc logique de supposer une origine commune aux minéraux des grès et à certains galets des conglomérats, origine peu éloignée du bassin de sédimentation, afin que les feldspaths puissent être conservés à peu près intacts. Mais ceci fait intervenir un régime d'érosion très actif, et un mode de dépôt particulier.

L'érosion devait attaquer les montagnes environnant l'aire marécageuse de dépôt, où des torrents à cours rapide transportaient les détritiques arrachés. Une usure rapide arrondissait le matériel avant qu'il ne se dépose, mal trié, dans la cuvette. La majorité des cours d'eau coulaient du NW au SE: la présence de microcline dans les grès et quelques éléments des conglomérats, la dispersion des rhyolites en témoignent. En effet, la présence de ces corps n'a été reconnue qu'au N et au NW du synclinal actuel. D'autre part, l'absence de granite à pélite (Cristallin de la Montagne de Fully) nous a frappé.

Le contact Carbonifère-gneiss au S d'Alesse fournit un troisième critérium plaçant pour cette cause: les premiers schistes westphaliens reposent sur une surface profondément altérée, dans laquelle de nombreuses cassures sont emplies de matériel fin, charbonneux, certainement carbonifère.

Quelques torrents cependant charriaient des graviers issus des montagnes méridionales, des aplites notamment, dont l'éroulé et la petite taille trahissent un transport probablement plus long.

Du schiste au conglomérat, les dimensions des grains des roches varient; cela peut s'expliquer par la modification progressive du relief des montagnes nourricières, par un changement de régime des cours d'eau qui véhiculaient les alluvions, par une activité variable de l'érosion, en relation avec le climat.

III. Les Schistes ou Phyllades

Nous avons défini plus haut trois types de schistes carbonifères. Les schistes ardoisiers, composés de matière phylliteuse très ténue, affleurent abondamment dans la partie inférieure du synclinal, où de nombreuses entreprises les exploitent. Leur composition moyenne, d'après F. DE QUERVAIN et M. GSCHWIND (1949) est la suivante:

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	K ₂ O
60 %	20-25 %	3-6 %	1 %	3 %

NIGGLI, GRUBENMANN, JEANNET et MOSER (1915) donnent des résultats plus complets de l'analyse d'un schiste ardoisier gris clair de Dorénaz:

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	CaCO ₃	CaSO ₄	FeS ₂	H ₂ O + bitume
56,62	24,22	6,79	0,44	1,01	1,28	0,08	0,28	5,48

Ces phyllades bien litées affleurent en lentilles de quelques centaines de mètres de long, sur 7 à 8 mètres de puissance maxima. On en extrait des ardoises dont la surface ne dépasse pas un dixième de m². Leur très faible teneur en calcaire, leur bonne compacité, leur excellente résistance à l'altération les rendent précieuses pour les couvertures de toits.

Elles sont faites d'un amalgame de minéraux phylliteux sombres, accompagné de matière organique uniformément répartie, et d'une substance amorphe d'aspect nébuleux. Quelques cristaux de quartz et de muscovite de plus forte taille le percent. Les phyllosilicates montrent une orientation générale parallèle au plan de clivage. Mais lorsque ce dernier est moins défini, et que la muscovite acquiert une place prépondérante, les schistes ardoisiers passent à des schistes micacés noirs ou schistes noduleux.

Ces derniers se débitent en petites lentilles alignées, dures et compactes, séparées les unes des autres par de très minces films argileux plus tendres et chargés de matière organique. Des traces séricitisées de plantes abondent, imprimées sur les surfaces de clivage.

La composition microscopique du troisième type de phyllade, dit «en aiguilles», est semblable à celle des schistes micacés. Dans le même tissu phylliteux, noirci par la matière organique, d'innombrables cristaux de micas blancs, de quartz laitieux et d'albite ont crû.

Lorsque l'abondance des minéraux détritiques non micacés augmente, la roche passe graduellement à un schiste gréseux, puis à un grès fin. La matière organique diminue progressivement et la roche s'éclaircit donc.

Les schistes permien sont toujours légèrement gréseux. Le clivage secondaire s'y imprime moins facilement. Vus sous le microscope, les sédiments violacés les plus fins se présentent comme suit: amas de phyllosilicates très petits, régulièrement colorés en brun, liés par une matière nébuleuse unirefringente, probablement siliceuse, percés d'innombrables petits cristaux de quartz, de feldspaths, d'apatite, de zircon. L'intense coloration est fournie par l'hématite et la limonite diffuses dans la roche, ou en minuscules granules opaques, à reflet rosé.

Les roches lie de vin perdent localement leur couleur, pour acquérir une teinte verte. Sous le microscope, ce changement se traduit ainsi: il ne subsiste plus qu'un semis épars de points rouges limonitiques dans un enchevêtrement de phyllosilicates chlorito-sériciteux. La trame de la roche, parfois très nettement orientée, est toujours ponctuée de minuscules quartz, et renferme des traînées de leucoxène, de pyrite altérée, de micas décomposés.

En résumé les schistes, aussi bien carbonifères que permien, sont constitués par un treillisage de très fins minéraux, chargés de matière amorphe siliceuse. Le quartz en minuscules cristaux est omniprésent.

Les sédiments fins correspondent à des périodes de sédimentation calme, à des remplissages de bassins, ou éventuellement à des périodes où l'érosion était moins active. Les «graded beddings» nous permettent de parler de périodes «érosion-sédimentation» d'extension variable; l'alternance parfaitement régulière, dans certains affleurements carbonifères, de bancs gréseux et schisteux fait penser à des modifications rythmées des facteurs régissant la granulométrie des roches (v. fig. 16). Dans le Permien, ces variations régulières ont disparu, pour laisser la place à des modifications de beaucoup plus grande amplitude, à progression lente, coupée de nombreux retours en arrière.

IV. Les Couches vertes

Le milieu réducteur carbonifère, riche en produits organiques, se modifie progressivement: les débris de plantes disparaissent, les roches s'éclaircissent considérablement, mais le bassin de sédimentation reste encore réducteur. C'est alors que se déposent les couches d'argilites vertes.

En plaque mince, ces roches se distinguent des autres schistes par leur meilleure cristallinité, l'absence de matière organique, la coloration très pâle des paillettes de séricite, qui s'orientent toujours en plaques parallèles. Toujours très compactes,

elles présentent parfois un «graded bedding» microscopique. Les quelques minéraux détritiques pris dans le tissu de phyllosilicates sont peu variés: quartz, zircon, épidote et zoïsite provenant de feldspaths. La chlorite et la pyrite authigènes sont régulièrement associées: la première se dispose autour des grains altérés en limonite de la seconde: ses teintes varient du jaune orangé au jaune verdâtre; quand elle n'est pas uniaxe, l'angle de ses axes optiques ne dépasse pas une quinzaine de degrés. Elle se voit parfois elle-même entourée de quartz secondaire.

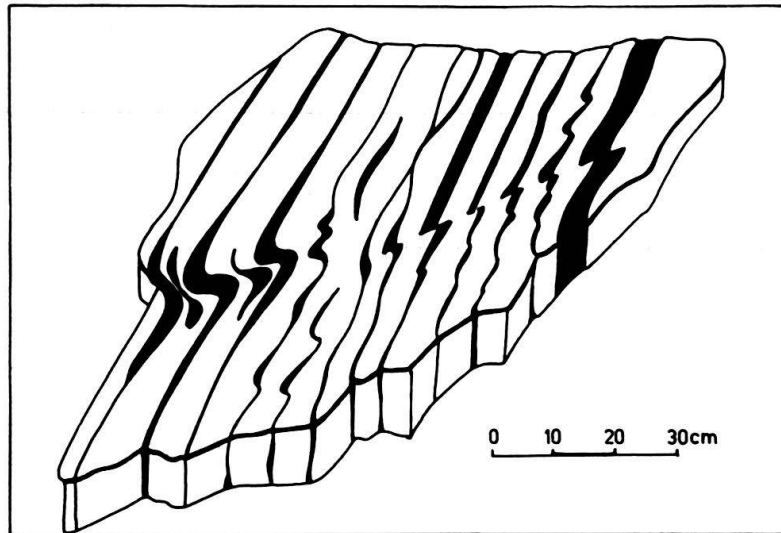


Fig. 16. Echantillon d'une roche schisto-gréseuse. En blanc: grès fin; en noir: schiste argileux.

V. Conclusions

La sédimentation carbo-permienne du Synclinal carbonifère de Collonges-Doré-naz fut parfaitement continue. Dès le début, la matière organique est présente, le milieu réducteur. Les montagnes environnantes fournissent des alluvions de composition moyenne granodioritique qui viennent s'accumuler au fond du bassin. Par la suite, une recristallisation s'opère, orientant les phyllosilicates, démantelant les minéraux les plus fragiles, consolidant les roches qui acquièrent alors une grande dureté.

Accompagnant ces phénomènes, de nombreux minéraux secondaires se développent. Ce sont, par ordre d'importance, le quartz, la chlorite, l'albite, la séricite, l'orthose, la pyrite, la calcite, la tourmaline.

Après le début du Stéphanien, la flore s'éteint, détruite par un climat devenu progressivement aride; avec elle les teintes sombres disparaissent, laissant place aux couleurs lie de vin et vert qui nous fait parler de Permien. Ce faciès Verrucano débiterait donc au Stéphanien moyen, sa limite supérieure ne peut être précisée. Il se distingue des autres couches permienues des régions avoisinantes par l'absence totale d'éléments volcaniques contemporains de la sédimentation. HAUG (1911) signale en Haute Savoie des plissements post-stéphaniens, ailleurs peu importants. Le dépôt de la série, parfaitement continu dans notre région, aurait-il été interrompu par cette phase post-stéphaniennne qui aurait limité ainsi la formation des

couches rouges à l'époque stéphanienne supérieure? Si c'est le cas, le terme d'étage «Permien» sera avantageusement remplacé par celui de faciès Verrucano.

La question des Couches Vertes reste encore difficile à résoudre, surtout à cause du manque total de fossiles. Ces roches correspondraient-elles à la fin d'un cycle sédimentaire, qui aurait duré du milieu du Westphalien jusqu'à la base du Stéphanien? Leur dépôt coïnciderait avec une époque où l'érosion n'arrivait plus à détacher que de très fines particules au relief environnant. Une modification climatique aurait alors suffi à activer l'arasement des montagnes nourricières, et engendrer ainsi une nouvelle série grés-conglomératique.

Si nous nous référons à la littérature relative aux différents bassins permocarbonifères des régions alpines, nous voyons que les plantes les plus récentes du Houiller datent du Stéphanien basal, la flore du Haut d'Arbignon étant l'une des plus jeunes. Fréquemment, le Permien repose en discordance sur les assises westphaliennes. Lorsque tel n'est pas le cas, le passage des couches carbonifères datées, aux niveaux lie de vin, attribués au Permien, ressemble à celui que nous avons décrit sur notre terrain: il s'effectue par un horizon de schistes, verts puis bariolés. De très nombreux plissements locaux sont signalés: après le Stéphanien moyen dans l'Argentera-Mercantour, après le Stéphanien supérieur en Haute Savoie, partout après l'Autunien. Des effusions volcaniques très importantes accompagnent cette dernière phase de plissements.

Ces différentes constatations nous permettent d'émettre l'hypothèse que les couches «permiennes» du Synclinal carbonifère de Collonges-Dorénoz se sont déposées entre le Stéphanien moyen et le sommet de l'Autunien.

LES MINÉRALISATIONS

1. *Filons siliceux et ferrugineux*

Un grand nombre de filons de quartz, d'épaisseur très variable, recourent toutes les roches permocarbonifères. Leur direction est en général quelconque; il

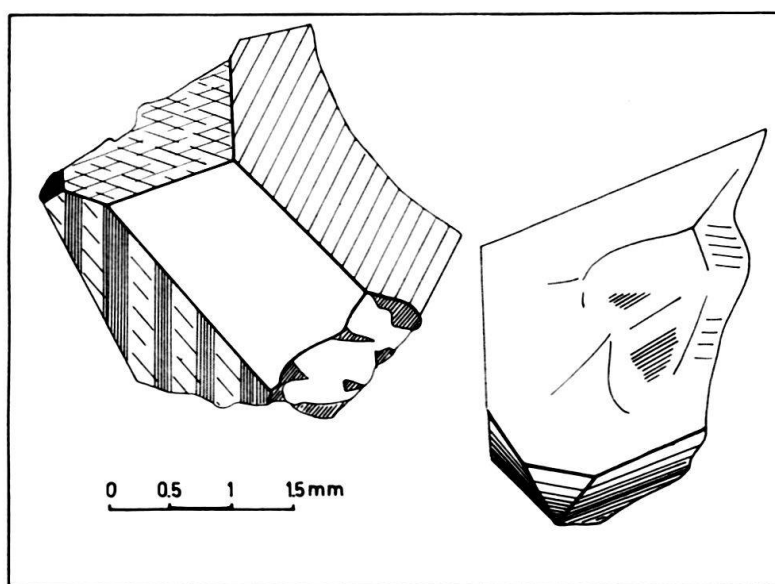


Fig. 17. Cristal d'oligiste, extrait d'une veine de quartz.

arrive cependant qu'ils suivent les plans de clivage de la roche, ou qu'ils se glissent dans des diaclases de direction générale NE-SW; les cristaux de quartz ont alors bien pu se développer, quelques uns, très limpides, atteignent 2 cm de longueur.

Des éléments accessoires accompagnent constamment la silice: l'hématite (fig. 17), la plus fréquente, forme de petits cristaux idiomorphes, la chlorite imprègne les cristaux de quartz qui acquièrent une couleur verdâtre et perdent leur limpidité.

En plus des minéraux filoniens, notons de fréquents encroûtements d'hématite au contact des roches encaissantes, surtout permienne. Ces salbandes, formées de cristaux perpendiculaires aux parois du filon, atteignent facilement 1 cm d'épaisseur. La roche encaissante est imprégnée, sur une faible épaisseur, de fer sous forme d'hématite ou limonite, et de quartz. Fréquemment, lorsque la veine coupe des sédiments permien violacés, ceux-ci sont décolorés sur une tranche de 30 à 40 cm à son contact, et renferment parfois de petits cristaux de pyrite.

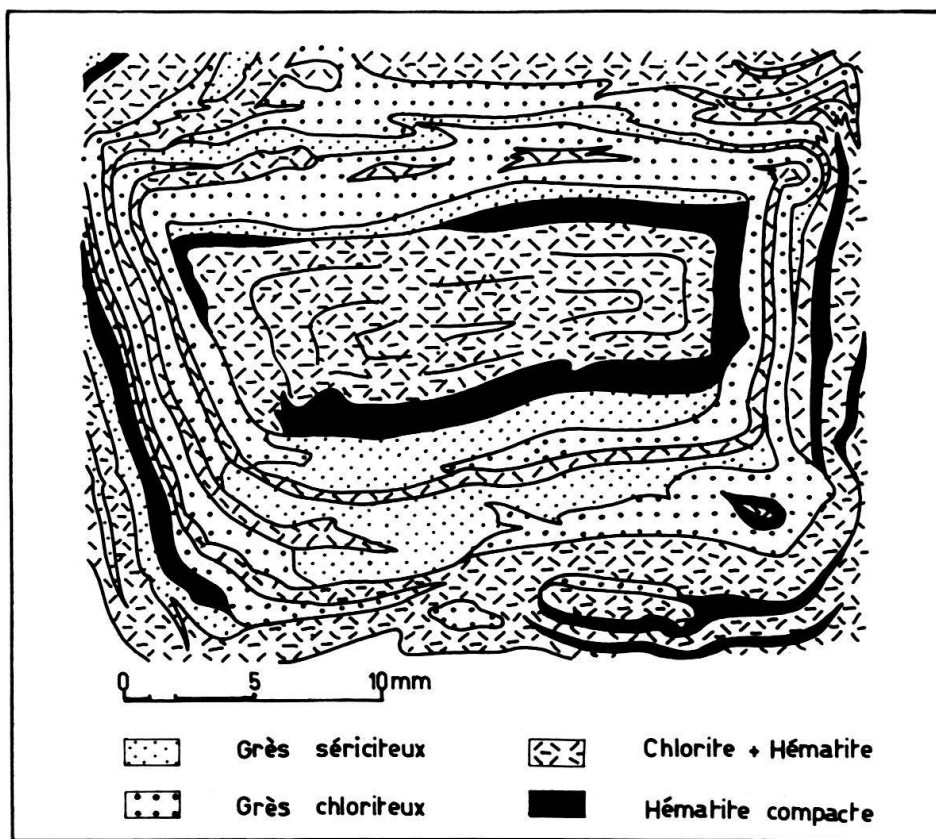


Fig. 18. Concrétion ferrugineuse. (surface polie)

Les concrétions ferrugineuses des Couches Vertes, dont nous avons parlé précédemment, résultent d'un remplacement par le fer d'une partie de la roche. Leur structure grossièrement concentrique montre plusieurs zones enrichies en hématite, séparées par des couches vertes, stériles (v. fig. 18).

Dans la partie la plus riche en fer, un examen microscopique dévoile la présence de chlorite en minuscules granules à texture radiée, enrobés de limonite diffuse et d'hématite microgrenue. L'origine du fer est probablement à rechercher dans les

roches permienes; une circulation d'eau dans des roches encore mal consolidées aurait permis la substitution.

Les grès carbonifères sont également parfois enrichis en fer. Le minerai est alors beaucoup plus massif, moins altéré, accompagné de pyrite. De très petits cristaux de quartz et de séricite lui donnent localement une allure ajourée. Le grès imprégné, très altéré, renferme une abondance peu commune de minéraux lourds: zircon principalement, tourmaline et anatase.

2. Galène et blende

Dans la région d'Alesse, une série de petits gisements ont jadis été exploités par des entreprises locales. Il s'agit d'imprégnations de galène et de blende dans des grès fins carbonifères, accompagnés de quelques minces filons. P. MICHOUÉ et L. SAUGY (1957), dans leur travail de diplôme, décrivent dans le gisement de la Molare (900 m NE d'Alesse) 5 exploitations en rapport avec trois filons bien distincts, de zéro à 20 cm de puissance, qui semblent liés à des cassures.

Une série de plaques minces, taillées dans des échantillons récoltés à la «Molare», nous ont permis de déterminer: la galène, localement pseudomorphosée par l'anglé-site ou altérée en cérusite; de rares cristaux de blende; des mouches de pyrite, en grande partie oxydée puis altérée en limonite, un enrichissement du grès en sphène.

Tous ces minéraux imprègnent des grès carbonifères d'habitus courant, cependant enrichis de quartz. L'apport en titane semble localement important: dans une plaque mince, on voit les grains détritiques de la roche bordés d'un mince film d'ilménite; d'autre part, ce minéral, accompagné de sphène, forme de grandes taches sombres dans la préparation. Les paillettes de séricite qui constituent le ciment sont colorées en jaune pâle. Le seul minéral de gangue est le quartz.

Une des roches minéralisées se présente comme suit: En échantillon macroscopique, la roche est compacte, beige clair, à grain fin, mouchetée par le minerai.

Les minéraux suivants apparaissent sous le microscope: Minéraux constitutifs: quartz anguleux, albite détritique, microlite, orthose perthitique, muscovite légèrement colorée.

Minéraux accessoires: pyrite partiellement transformée en limonite, galène, cérusite, anglé-site, quartz secondaire, zircon arrondi, apatite en grandes plages, sphène lié à la chlorite, quartz et calcédoine épigénisant la cérusite, blende, rutile sagénitique, ilménite, leucoxène, anatase grenue.

La structure est grenue, le ciment essentiellement quartzueux, les grains détritiques anguleux et petits, bien triés, l'altération ne les a modifiés que dans une faible mesure.

Tous les autres grès carbonifères minéralisés se rapportent à celui décrit ci-dessus. Les minéraux qui les constituent ne changent guère. la structure est toujours semblable, seul le degré d'altération se modifie d'un échantillon à l'autre.

Le gneiss du soubassement S du synclinal renferme également quelques veines minéralisées. La blende est alors nettement prépondérante. Deux venues successives se distinguent l'une de l'autre par la nature de la gangue. Dans la première, antéwestphalienne, la gangue est aplitique; des filons clairs qui recoupent le gneiss contiennent des mouches disséminées de galène et de blende. Dans le coin de gneiss d'Alesse, notamment, la veine aplitique qui contient du minerai à la cote 560 vient buter contre les schistes carbonifères sans y pénétrer. Plus au S, un réseau de filons de même nature se cantonne dans le gneiss, jusqu'à sa limite supérieure.

La deuxième minéralisation, exactement du même type que celle qui a pénétré le synclinal, est associée à une gangue uniquement quartzreuse. Elle apparaît au-dessus de Giète (1 km à l'E d'Alesse) et, aux dires des gens de l'endroit, se poursuivrait jusque dans le Sex Blanc. (?). En plaque mince, il apparaît que les veinules quartzreuses ont moins facilement diffusé dans la roche. L'allure la plus habituelle est la suivante :

L'échantillon macroscopique est clair, bien lité, lardé de veines secondaires. Sous le microscope, nous avons déterminé :

Minéraux principaux : quartz, orthose sodique, plagioclases acides très séricitisés et maclés, séricite et chlorite abondantes, surtout dans les salbandes du filon, quartz et albite authigènes.

Minéraux accessoires : zircon, apatite, sphène, hématite et limonite.

La silice des veinules, très finement cristallisée, contient de la pyrite, de la galène et de la blende, toutes trois en partie oxydées. La calcite accompagne, en de rares cristaux, les venues quartzreuses.

La genèse et l'âge de ces gisements sont très difficiles à préciser. Dans le cas de la Molare et de Giète, il s'agit de zones d'imprégnation, de surfaces de friction minéralisées ou d'amas de substitution développés sans règles. La galène qui ne contient qu'une quantité négligeable d'argent, contrairement à celle des dépôts hercyniens primaires, serait régénérée, à une époque non déterminée, à partir de ces dernières. Dans le cas des minerais découverts dans le gneiss, liés aux veines apliques, il est possible que le dépôt soit primaire, d'âge hercynien.

Il nous semble que les théories avancées par N. OULIANOFF (1943) et H. SCHNEIDERHÖHN (1952), s'adaptent particulièrement bien aux gisements plombo-zincifères de la région de Dorénaz. Celles-ci veulent que les gîtes alpins ne soient pas dûs à un phénomène hydrothermal primaire, mais qu'il soit issu de gîtes hercyniens primaires, à la suite d'actions tectoniques répétées.

3. *Résumé et conclusions*

D'innombrables filons post-permiens, d'orientation quelconque recoupent toute la série anthracolithique. Ils sont probablement anté-alpins, car de fréquentes failles et diaclases les disloquent, indiquant une mise en place antérieure à la dernière phase orogénique qui a affecté notre terrain. L'origine du quartz qui les compose est difficile à déterminer : peut-être est-elle à chercher dans les sédiments mêmes. Il nous faut alors supposer une intense circulation d'eau, capable de dissoudre localement la silice des roches, et de la déposer un peu plus loin. Ceci expliquerait aussi les fréquents encroûtements d'hématite qui soulignent les bords des filonnets siliceux : le fer proviendrait de circulation aqueuses dans les roches lie de vin.

Deux hypothèses peuvent expliquer les auréoles décolorées autour des veines de quartz, dans les sédiments violacés :

1) la solution hydrothermale était réductrice, engendrait dans la roche, où elle pénétrait, une zone où le fer ferrique passait au degré d'oxydation + 2. La proportion de fer dans la roche n'aurait alors aucune raison d'être modifiée, seule la composition minéralogique serait affectée. Dans certains cas, en effet, de petits cristaux de pyrite secondaire émaillent les auréoles vertes.

2) L'eau, en circulant dans une roche riche en hématite et limonite, aurait drainé une partie de celles-ci, ne laissant sur place que le fer pris dans le réseau des micas. Le fait que les encroûtements et les minéraux développés à l'intérieur de la veine sont toujours ferriques et non ferreux nous pousse à accepter plutôt la seconde hypothèse, le milieu mobile aurait été oxydant.

Les petits gisements de galène-blende-pyrite sont beaucoup plus localisés, à proximité du contact S avec le gneiss encaissant. Ils résultent de la mise en mouvement, en plusieurs étapes probablement, de plomb, zinc et fer d'anciens gisements hercyniens du massif des Aiguilles Rouges. Il nous reste à décider si la galène, observée dans les veines d'aplite, est contemporaine de la formation de cette dernière ou non.

LE CHARBON

I. Les Gisements

L'anhracite a été exploité en deux points: Le premier gisement, situé à 900 m d'altitude, au-dessus de Plex, est séparé du cristallin par une vingtaine de mètres de grès et conglomérats stériles. C'est la mine de Collonges. Le second, inclus dans la

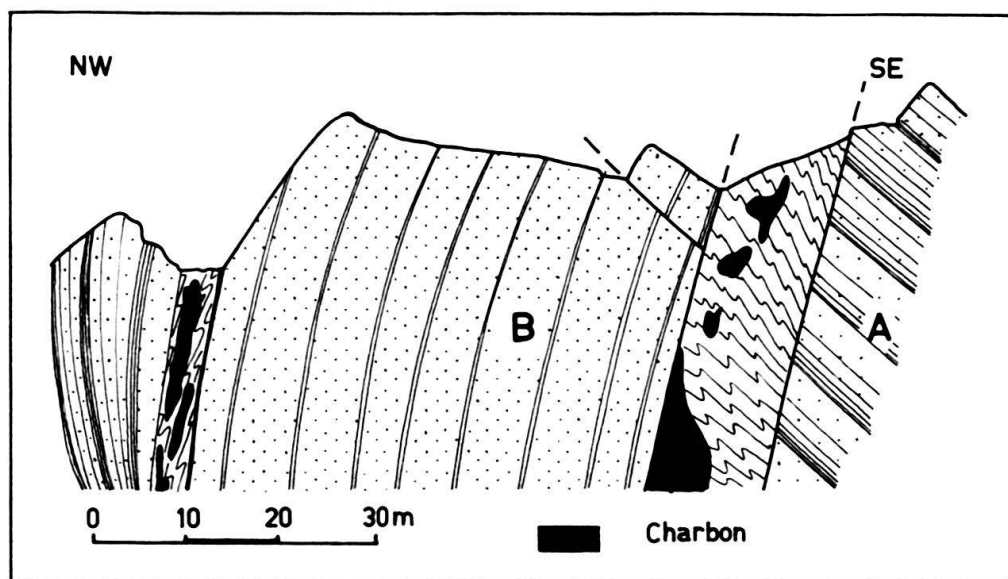


Fig. 19. Coupe des filons d'anhracite, dans la région de Mereune.

partie supérieure du Carbonifère du flanc SE, à 1650 m d'altitude, porte le nom de «Mine de Mereune» (ou «Mine du Plan de la Méronaz»).

1. Mine de Collonges

L'exploitation se développe dans une grande lentille anhraciteuse, composée de 5 niveaux schisteux. Le mur et le toit sont des grès et des conglomérats du Carbonifère de base. Ces horizons se prolongent de part et d'autre de la mine, notamment au S où nous les retrouvons au-dessus du sentier de Plex, à la cote 750.

La tectonique de cette région est compliquée: trois plis failles coupent les assises suivant une direction générale de N 65° E, et un plongement de 70° au SE. La direction du plan de stratification oscille autour de N 30° E.

Une faible quantité de charbon n'a apparemment pas quitté le lit où il s'était déposé, tandis que la plus grande partie de l'antracite a migré: il est venu s'accumuler en grosses poches le long des surfaces de chevauchement. La silice a suivi de près cette mise en mouvement: d'innombrables petits filons accompagnent les lentilles d'antracite. Parfois, ces dernières ont été laminées de telle façon qu'il ne reste plus que des traces charbonneuses associées à des veines siliceuses.

2. Mine de Meureune

Là, l'exploitation a également porté sur deux filons. Ils recoupent la montagne suivant la ligne de plus grande pente, de 1500 à 1730 m d'altitude.

La principale accumulation charbonneuse (filon principal) est localisée dans un accident tectonique de direction NE-SW, et de plongement de 70° au NW.

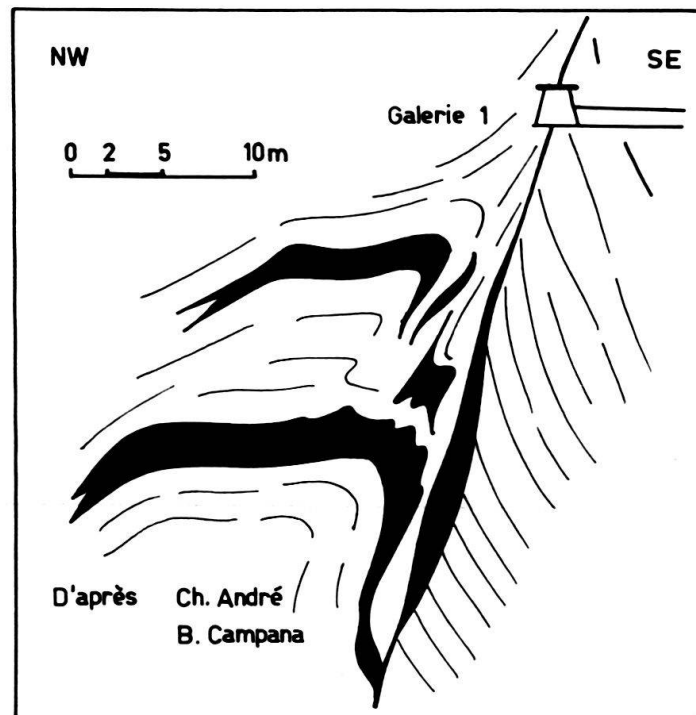


Fig. 20. Croquis de la position du charbon dans le filon principal de Meureune. En noir: le charbon.

La faille sépare une série (A) (fig. 19) grossièrement isoclinale au S plongeant au SE, d'une couche (B) plongeant de 60° au NW. Dans la partie N de cette dernière, remontée par la cassure, un deuxième filon ne semble pas avoir migré autant que l'autre.

Le filon principal (fig. 20) résulte de l'accumulation par voie tectonique le long de la cassure, de nombreuses poches de charbon. Les lentilles d'antracite atteignent 7 à 8 m d'épaisseur.

Le filon secondaire est affecté d'un intense plissement qui lui confère une allure chaotique.

D'autres affleurements d'antracite existent dans la région; ils n'ont pas fait l'objet d'une exploitation. Citons:

- à Forgnon, au NE d'Alesse, des schistes charbonneux représentant probablement le prolongement de la zone exploitée de Collonges.
- Près de Château Tour, dans la Montagne de Fully, et au-dessous du Lac de Fully, un filon d'antracite de 1,5 m de puissance, indiquant une prolongation probable au NE de la Mine de Mereune.
- A Dorénaç même, de gros troncs d'arbres pris dans des grès grossiers compacts ont été transformés en un excellent charbon, se débitant en parallélipèdes, à éclat brillant.
- D'abondants niveaux schisteux qui renferment des débris fossilisés de plantes ou de la matière organique en forte proportion. Nous verrons plus loin que les méthodes géophysiques permettent de les suivre en surface, là où ils sont masqués par l'éboulis ou la moraine.

3. L'exploitation

En octobre 1800, deux soldats français déclarent avoir trouvé du charbon au-dessus de Collonges, utilisable bien que riche en pyrite. Le premier permis leur est accordé. L'exploitation continue, passant de mains en mains. En 1859, cinq à six galeries sont déjà percées. De 1880 à 1904, 12.800 tonnes sont extraites. Les travaux sont poursuivis jusqu'en 1921. En 1941, B. CAMPANA (1941-1947) est chargé par le Bureau Minier Suisse d'étudier la possibilité d'une reprise de l'extraction. Celle-ci recommence en effet en 1942, pour s'arrêter cinq ans plus tard.

A Mereune, la première déclaration de recherche ainsi que la première concession datent de 1850. L'extraction se poursuit activement jusqu'en 1887, puis de façon interrompue, jusqu'en 1921. De même qu'à Collonges, la mine est remise en production de 1942 à 1947.

A la mine de Collonges, 12 galeries ont été percées. Elles se répartissent en deux groupes: Le premier en réunit quatre qui suivent le filon secondaire; leur direction moyenne est N 30° E. Le second en réunit huit, creusées dans le filon principal, de direction générale N 60° E.

A Mereune, toutes les galeries sont percées en direction du NE, les deux filons étant parallèles.

Les chiffres de production sont malheureusement incomplets. En 1922, le total de la production de Collonges et Mereune atteignait 109.112 tonnes. Pendant la dernière période d'exploitation, entre 1942 et 1947, Mereune à elle seule produit 40.000 tonnes, alors que Collonges, de 1946 à 1947 fournit 3.135 tonnes.

L'allure lenticulaire et irrégulière des niveaux anthraciteux rend l'estimation des réserves très délicate. En 1947, Ch. ANDRE estimait à 15.000 tonnes les réserves visibles à Mereune.

4. Qualité du charbon

La composition moyenne des charbons bruts valaisans est la suivante:

C: 61 % H: 1 % O+N: 3 % H₂O: 5 % cendres: 30 %

Exempt de cendres et séché:

C: 92-96 % H: 1,5-1 % O+N: 6,5-3 %

La teneur en carbone et le rapport O/H sont trop élevés pour pouvoir englober l'anhracite valaisan dans les anhracites normaux. Le pouvoir calorifique de ceux-ci atteint 8.000 calories/kg, tandis que ceux du Valais n'ont que 6.800 cal./kg. Ils sont donc à classer entre l'anhracite et la schlungite. C'est à dire dans l'anhraxolithe.

Cette composition est due probablement aux orogénèses successives qui ont très légèrement métamorphisé les houilles, en leur conférant un « faciès alpin », par opposition aux houilles grasses, extra-alpines, à teneur élevée en matières volatiles.

Le charbon de la mine de Collonges est de qualité supérieure à la majorité des autres charbons valaisans.

Analyse des anhraxolithes d'Outre Rhône, d'après P. RUDHART

	Cendres	Mat. volatile	Calories/kg
Mereune	20,6 %	5,2 %	6281
	26,9	5,2	5645
Collonges	9,8	6	6805
	11,8	4,9	6417

Les cendres, très riches en SiO₂, ne renferment que très peu de calcaire. Lorsque leur proportion est plus grande que 30 % la densité du charbon dépasse 2.

Composition chimique des cendres, d'après C. SCHMIDT (1920).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO
Mereune:	69,75	5,92	11,07	9,14	4,12
Collonges:	16,85	7,05	73,82	—	2,28

	Pyrite	Calcite	Quartz	Pennine
Dorénaz:	15	15	60	10
Collonges:	82	—	6	12

L'anhracite valaisan présente trois variétés:

- stratoïde
- grenue, bréchiforme
- graphitique, pulvérulente

La première, assez rare, se trouve à Collonges notamment; les deux autres, plus répandues, qui résultent d'une tectonisation plus avancée, sont présentes à Mereune et à Collonges. Leur friabilité facilite leur extraction au pic, alors que la variété stratoïde se débite péniblement en parallépipèdes.

Une analyse en lumière réfléchie n'est pas toujours réalisable: l'échantillon, parfois trop friable ou tectonisé, ne se prête pas à un polissage.

Les anhracites de Forgnon laissent apparaître une certaine schistosité, dans une matière faite de durain principalement, et accompagné de fusain.

Ceux de Collonges sont fortement « briquetisés » (KOOPMANS 1935). Tandis que macroscopiquement les structures apparaissent bien, microscopiquement leur identification est malaisée. Il est possible, cependant, de reconnaître quelques rares spores, petites et grandes. Le durain forme la presque totalité de la matière charbonneuse.

Les charbons de Mereune se prêtent mieux à l'examen microscopique. KOOPMANS décrit des spores de toutes dimensions, accompagnant d'innombrables cuticules. En gros leur caractère se rapproche de celui d'un durain. Nous avons reconnu de très abondantes lamelles de vitrain interstratifiées dans une masse de durain.

Nous avons vu que les cendres, principalement siliceuses ou ferrugineuses sont abondantes.

Le quartz, qui imprègne parfois l'antracite, cristallise d'une façon peu ordinaire: il se développe en fibres perpendiculaires aux parois des fissures qu'il emplit. Son allongement positif ou négatif, son extinction oblique, au maximum de 35°, son angle 2V petit et son plan des axes optiques transversal sur l'allongement le caractérisent. Les macles polysynthétiques extrêmement fines y abondent.

Dans quelques rares échantillons, la calcite en gros cristaux accompagne les silicates; la séricite et la chlorite (pennine), toujours présentes en quantités variables, sont intimement liées au quartz. La pyrite, considérablement maclée, se présente en cristaux de taille variable, dont les plus gros atteignent 1 cm. Un film d'oxydation superficielle la ternit.

5. Résumé

Les deux mines de charbon exploitées sur notre terrain ont fourni un anthracolithe d'excellente qualité, malgré la proportion importante de soufre qu'il renferme. Un peu moins de 200.000 tonnes de charbon ont été extraites pendant une durée de travail effectif de 70 à 80 ans. Très plastique, il s'est infiltré dans des cassures et dans des charnières de petites plis secondaires où il forme des lentilles, jointes les unes aux autres par les filonnets siliceux. Les deux importantes mines, assez localisées, se prolongent par des zones de schistes anthraciteux accompagnés de petites poches de charbon compact.

TECTONIQUE

Introduction

Un jeu de photos stéréographiques nous a aidé à débrouiller la tectonique de notre région. Ces vues aériennes nous ont permis de suivre des failles difficiles à repérer sur le terrain.

Comme nous l'avons déjà abondamment signalé, le Carbonifère dessine un vaste synclinal, dont le cœur est permien et la charnière visible au-dessus de Doré-naz.

1) *La schistosité*

Nettement marquée dans les sédiments à grain fin, elle s'imprime moins nettement dans les grès et peu dans les conglomérats. Alors que dans la partie inférieure du synclinal, seuls les schistes ardoisiers montrent un très net clivage oblique sur la stratification, dans la partie supérieure, la majorité des roches ont subi un écrasement qui leur confère une allure schisteuse.

Toutes les mesures de direction et d'inclinaison des plans de schistosité, relevées sur les différents affleurements carbonifères et permien, ont été reportés sur un canevas stéréographique de la façon suivante:

Le cercle de base de la projection, qui coïncide avec un plan horizontal, s'oriente de telle façon que son diamètre vertical corresponde à une direction N-S. Les normales aux différents plans de schistosité, dont les positions ont été relevées sur le

terrain, sont reportées du centre de la sphère stéréographique, en respectant l'orientation de celle-ci. Les projections stéréographiques de leurs pôles s'orientent suivant deux grands cercles distincts: la perpendiculaire au plan du premier, qui est bien défini par la grande majorité des points, a un azimuth de N 55° et un plongement de 10° au NE. La perpendiculaire au second, qui est beaucoup plus flou, a un azimuth de N 10° E et un plongement de 20° au SW.

Chacune de ces droites représente donc l'intersection, théorique, des plans de clivages secondaires entre eux, c'est à dire la direction perpendiculaire au mouvement qui a créé la schistosité.

Il apparaît donc qu'une partie de cette dernière serait d'âge hercynien, de direction N 10° E, alors que la cause principale daterait de l'orogénèse alpine, avec une direction N 55° E.

La schistosité alpine se répartit de façon uniforme sur le terrain. Son intensité augmente cependant de façon très nette dans les régions sommitales, du Diabley jusqu'au delà des lacs de Fully. Le clivage hercynien s'est imprimé souvent dans les schistes ardoisiers, et dans la partie méridionale du synclinal, entre l'Haut d'Alesse et la Lavanchée. Cependant, elle doit être fréquemment masquée par l'effort tectonique plus récent qu'ont subi les roches.

2. Microtectonique

Des conséquences autres que la schistosité doivent probablement être attribuées aux mêmes causes. Le froissement de certaines couches de phyllades, observables sous le microscope ou directement sur le terrain, en est la plus importante.

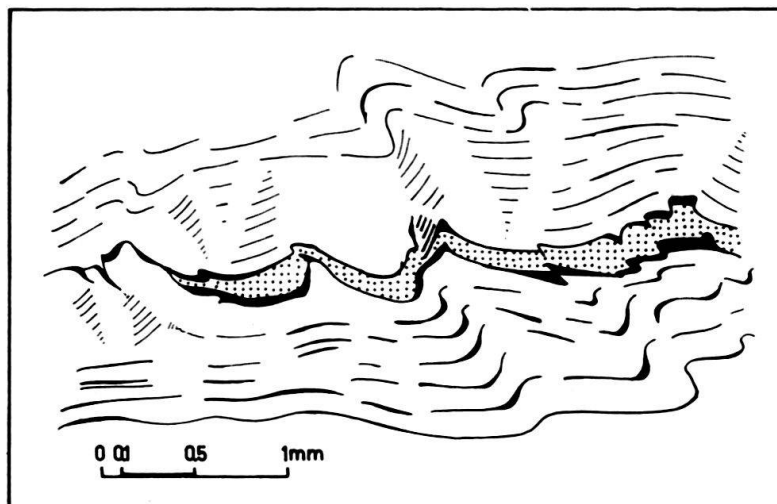


Fig. 21. Aspect microscopique d'un échantillon de Couches Vertes froissées. Lumière naturelle.
En grisé: strate foncée par la matière organique.

Suivant la plasticité de la roche affectée, le plissement prend une allure régulière, souple, ou au contraire, irrégulière, cassée et faillée. Un échantillon de Couches Vertes, récolté à l'E du Lac Devant de Fully, et un échantillon d'anthracite stratoïde provenant de Mereune, nous en fournissent deux beaux exemples. Dans le premier (fig. 21) tous les bancs offrent une résistance semblable à l'écrase-

ment, tandis que chacun des niveaux charbonneux réagit très différemment à la compression (fig. 22).

De nombreux bancs de roches à grain fin se débitent en aiguilles de 5 à 10 cm de longueur, alignées grossièrement suivant la stratification. Cet habitus résulte certainement d'un léger dynamométamorphisme, imprimé beaucoup plus aisément dans ces roches que dans celles à grain plus grossier. A l'aide de la pointe du marteau, il est facile de les attaquer sur plusieurs centimètres d'épaisseur. L'érosion les creuse aussi plus facilement que les autres bancs, si bien qu'ils apparaissent en bandes déprimées entre les assises gréseuses.

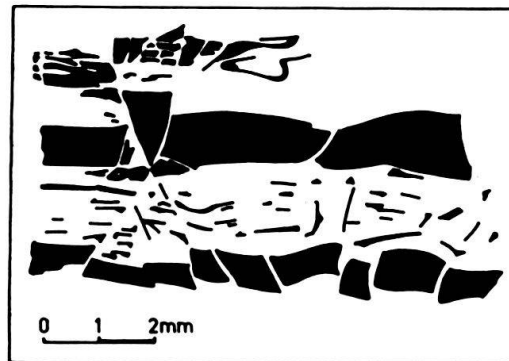


Fig. 22. Section polie d'un échantillon de charbon tectonisé. En noir: vitrain; En blanc: durain pulvérulent.

Le boudinage des couches est extrêmement rare. Nous avons repéré, dans le dernier banc permien à l'E des lacs de Fully, à proximité du plan de chevauchement de la Nappe de Morcles, des boudins alignés suivant une direction N 60° W, plongeant de 45° au NE. De petits plis, dont les axes, de même inclinaison, sont orientés à N 25° E, les accompagnent.

Quelques rares autres petits plis froissent des assises carbonifères dans la région de la Mine de Collonges. Leur axes sont toujours dirigés au NE, avec un pendage faible.

3. Les diaclases

Un double jeu de cassures, parfois de très grande amplitude, recoupe toutes les roches du synclinal. C'est dans le cœur permien qu'elles se marquent le mieux: les unes, suivant une direction E 10° S, verticales, les autres N 60° E, plongeant de 50° au SE. Les nombreux châbles et dévaloirs qui descendent de l'arête des Chéseries sont dûs à l'intersection de ces deux jeux de cassures entre eux.

Nous avons vu plus haut que de très nombreux filons de quartz foisonnent dans les roches anthracolithiques. Les uns traversent les bancs d'une façon apparemment désordonnée, tandis que d'autres suivent tantôt les plans de schistosité, tantôt de petites cassures parfois encore ouvertes. Ces dernières sont le plus souvent des diaclases, mais parfois un faible décalage déplace une des lèvres par rapport à l'autre.

Il est difficile de rechercher la cause de ces innombrables cassures. Observons qu'un jeu est orienté perpendiculairement à la direction hercynienne, faiblement

imprimée dans les schistes. L'autre correspondrait approximativement à la direction alpine. Mais aucune des grandes diaclases ne se prolonge dans le soubassement secondaire de la nappe de Morcles. D'autre part, la majorité des petites cassures est antérieure à la mise en place des veines quartzieuses, lesquelles sont dans de nombreux cas recoupées par des failles à faible rejet.

4. Traits généraux

Les coupes et esquisses tectoniques qui accompagnent ce texte donnent une meilleure idée de la tectonique de la région que ne le ferait une longue description. Nous ne ferons donc que commenter sommairement nos dessins.

Le synclinal s'ouvre asymétriquement au-dessus de Dorénaz, où la charnière apparaît à 700 m d'altitude. Le flanc septentrional monte en direction de Plex et du Haut d'Arbignon en suivant une direction NNE et un pendage régulier de 30 à 40° au SE. Quelques accidents locaux affectent les couches à proximité de la mine de charbon, où nous avons signalé la présence de plis-failles. Ailleurs, aucune complication n'est visible.

Le flanc méridional, épais de 300 à 500 m, suit le contact avec du gneiss, en direction du NE, jusqu'à Haut d'Alesse. Là, il s'incline au S en formant une tête anticlinale, recouverte au S par le Permien intercalé entre le Carbonifère et le Trias. Cet anticlinal se prolonge par la Tête du Portail, puis se cache sous la moraine au SW du Lac de Fully.

En réapparaissant au NE de celui-ci, l'anticlinal de la «Tête du Portail» se complique considérablement. Trois têtes anticlinales le composent : les deux septentrionales sont simples, tandis que des replis secondaires affectent la plus méridionale. Les deux synclinaux pincés entre eux, d'abord simples, sont faillés au NE.

Un troisième synclinal, dit du «Lac Devant», s'enfonce profondément au S. Puis il détermine l'importante paroi permienne sous le Grand Chavalard au N du Pas du Chevri. Les couches s'inclinent ensuite violemment vers le N. Nous les suivons jusqu'au dessus du Lac Supérieur de Fully où elles reposent sur les plis dont nous avons parlé à l'alinéa précédent.

Nous avons donc affaire ici à un pli synclinal couché, reposant sur le Carbonifère en position normale, régulièrement plissé.

Au N, nous voyons ce pli couché prendre l'allure d'une masse chevauchante, dont une bande permienne, plusieurs fois interrompue, occupe le cœur. Cette masse affleure en une large bande, limitée au N par le secondaire (Trias) et au S par une faille verticale. Elle s'étend du Creux des Margottes (NE du Lac Supérieur) jusqu'au NW du Diabley. Elle repose là sur le Carbonifère incliné légèrement vers le S.

Si nous descendons du Diabley sur Paccotaires par Tarpinou-Dessous, nous verrons le Carbonifère dessinant plusieurs plis couchés, pénétrer en quatre langues l'importante masse permienne qui occupe le cœur du synclinal de Dorénaz.

Notons pour terminer, la série de failles verticales ou fortement inclinées au N, de direction NE-SW. Excepté la plus méridionale, toutes ces cassures ont une lèvre N abaissée par rapport à la lèvre S. L'une d'elles, celle de «Château Tour», déterminerait la longue bande synclinale de Couches Vertes à cœur permien.

5. Conclusions

Le fond du Synclinal de Collonges-Dorénaz est simple. Quelques petits accidents tectoniques, sans grande importance, troublent la régularité de la structure. Plus on monte en altitude, plus les couches sont plissées, faillées, renversées parfois. La région au NE de la ligne Pointe des Chéséries (alt. 2.200). Tête du Portail (alt. 2.300) présente une succession de synclinaux et d'anticlinaux dirigés NE-SW, à plongement axial faible vers le NE; la schistosité y est très bien imprimée.

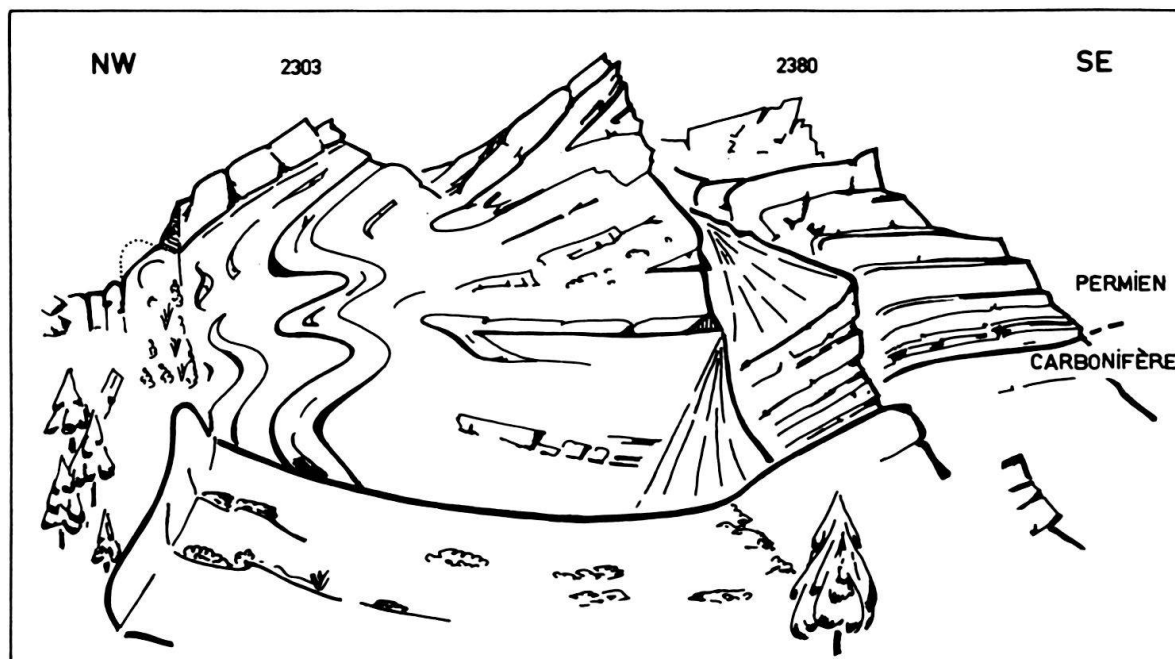


Fig. 23. Permien au N de Bécrotêt.

Si nous essayons de reconstituer l'histoire du plissement de notre région, nous devons faire intervenir deux phases bien distinctes l'une de l'autre. La première (post permienne), correspondant à la phase saalienne de STILLE ou à la phase allobrogienne de LUGEON, déterminerait la formation d'un synclinal, complexe dans sa partie supérieure, de direction axiale NNE, à charnières supposées horizontales. Sa création serait due à un basculement, vers le N, du massif métamorphique Arpille-Mazembroz. Le resserrement plus fortement ressenti dans la partie inférieure aurait produit une structure en éventail, déversée légèrement vers le N.

La deuxième phase, plus violente, aurait engendré les plis couchés des lacs de Fully. Nous attribuons à son action la formation de la longue masse synclinale permienne qui vient chevaucher le substratum carbonifère jusqu'au delà du Diabley. Elle provoquerait en outre la fermeture sur lui-même de l'éventail des plis entre Bécrotêt et Saleudan.

A la fin de cette deuxième période de plissement, un certain nombre de failles verticales auraient pris naissance, et avec elles un basculement de l'édifice; ainsi, les axes des plis prennent comme ceux de la nappe de Morcles une inclinaison vers le NE.

D'autre part, la partie N du synclinal s'enfonce, se lamine au N de Plex, pendant que la région S subit un mouvement ascendant. Le renversement de la série Carbonifère-Permien-Trias à la Tête du Portail daterait de cette ultime période.

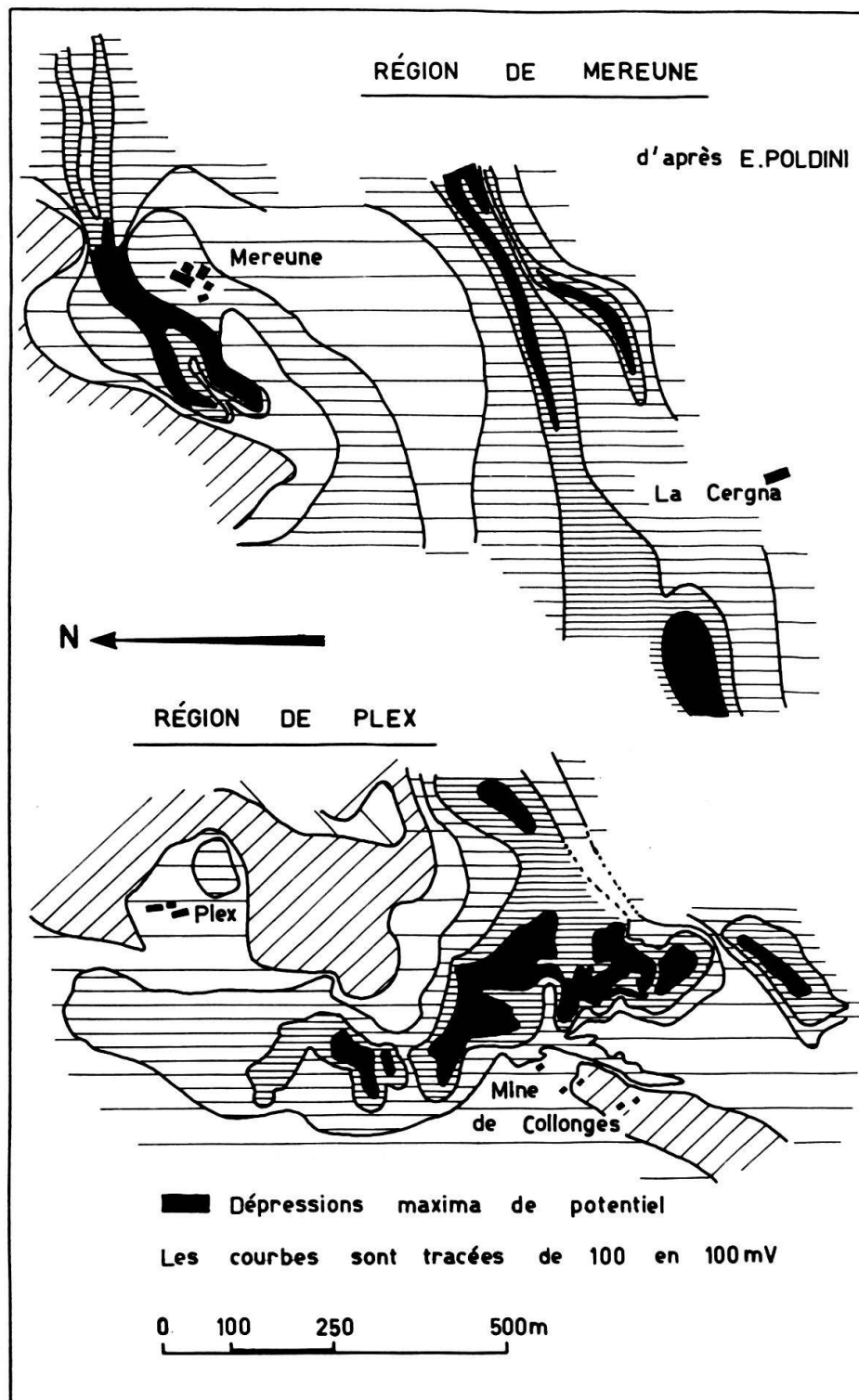


Fig. 24. Polarisation spontanée. Carte d'équipotentielles 1:12500

POLARISATION SPONTANÉE

1. Introduction

Comme M. le Professeur E. POLDINI le signale dans une de ses publications (1943), les gîtes d'anthracite valaisans sont le siège de courants électriques naturels. Ceux-ci se produisent à la suite d'un phénomène d'oxydo-réduction dans les assises charbonneuses.

2. Exploration

Au moyen d'un potentiomètre à piles, nous avons entrepris d'explorer systématiquement les assises carbonifères. Que M. le Dr. P.A. MERCIER et les différents camarades qui nous ont aidé dans cette tâche soient ici remerciés. Ce travail est loin d'être terminé, et il faudra plusieurs années d'études avant que la surface entière ne soit explorée par les mesures.

La prospection a été effectuée au moyen d'un appareil construit au Laboratoire de Géophysique de l'Université de Lausanne, et de deux électrodes. Ces dernières sont faites d'un vase en porcelaine semiporeuse, rempli d'une solution saturée de sulfate de cuivre dans laquelle trempe une tige métallique. La tige est reliée par un fil de cuivre au galvanomètre. Ce dernier nous permet de mesurer des différences de potentiel allant jusqu'à 500 mV. L'exploration se fait soit par cheminement, le long des sentiers, soit en traçant les équipotentielles.

3. Conclusions

Les résultats obtenus sont concluants (v. fig. 24). De fortes anomalies négatives de 300 à 400 mV suivent les niveaux charbonneux. Leur faible extension correspond bien à l'allure lenticulaire des gisements anthraciteux. Les gradients, très forts, atteignent localement 100 mV pour 2m, et décroissent rapidement avec la baisse de la teneur en matière organique. Lorsque les niveaux intéressants sont recouverts par des dépôts quaternaires, les réactions s'atténuent considérablement.

Nous avons joint à notre texte une carte d'équipotentielles tracées dans les régions de Plex et Dorénaaz. Nous ne doutons pas qu'une étude électrique complète de toute la région n'apporte des précisions intéressantes sur le Carbonifère du synclinal de Collonges-Dorénaaz.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

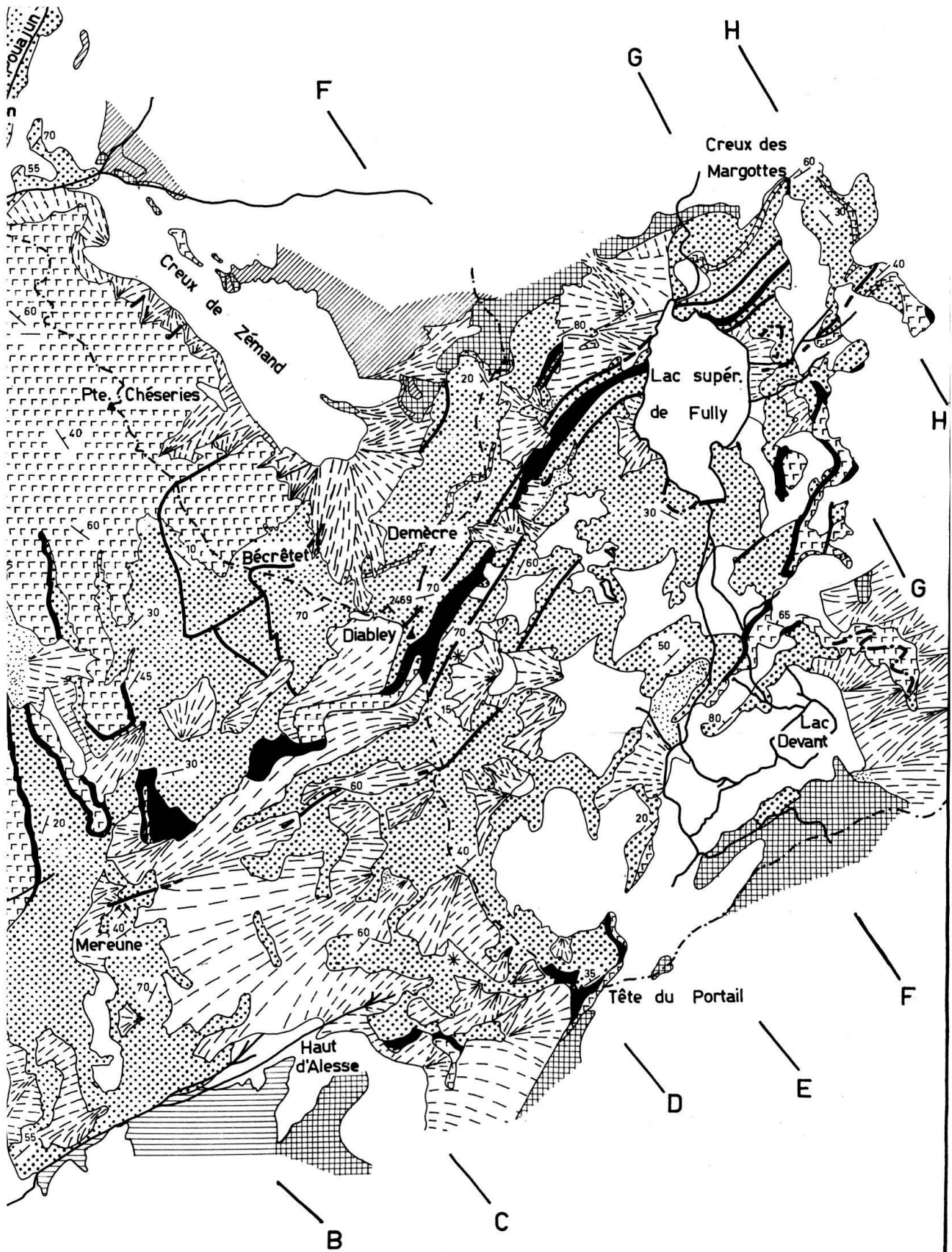
- AMSTUTZ C. (1957): *Kleintektonik und stratigraphische Beobachtungen im Verrucano des Glarner Freiberges*. Eclogae geol. Helv., 50/1, 141-160.
- BARBIER R. (1948): *Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère*. Mem. Carte géol. France.
- BELLAIR P. (1948): *Pétrographie et tectonique des massifs Centraux Dauphinois. I Le Haut Massif*. Mém. Serv. Carte géol. France.
- BLANCHET (1849): *Sur les plantes fossiles des terrains houillers d'Arbignon*. Bull. Soc. Vaud. Sc. nat., 2, 365.
- BONARD A. (1901): *Etude pétrographique des roches éruptives du soubassement de la nappe de Morcles-Dents du Midi*. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne, 1.
- BUXTORF A. et COLLET L.W. (1921): *Les relations entre le Massif Gastern-Aiguilles Rouges et celui de l'Aar-Mont Blanc*. Eclogae geol. Helv., 16/4, 367-373.

- CADISCH J. (1953): *Geologie der Schweizeralpen*. Basel
- CAMPANA B. (1942-1947): *Rapports du Bureau Minier suisse*, déposés à la commission géotechnique à Zurich.
- CHOUBERT G. et GARDET G. (1935): *Le Permien des Vosges*. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynamique, n° 89.
- CHRIST P. (1925): *Das produktive Karbon der Schweizeralpen*. Beitr. Geol. Schweiz, Ssr. géotechn. XI.
- COLLET L. W. (1924): *Aperçu sur la géologie du massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges*. Guide Vallot.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1930): *Notice explicative feuille Vallorcine*. Carte géologique du Massif du Mont Blanc à l'échelle du 1:20000e. G. Jacquart, Saint-Maur-des-Fossés (Seine).
- DUFRENOY (1840) *Age géologique des anthracites des Alpes*. Bull. Soc. géol. France. 1^{re} série, 3.
- DUPARC et RITTER (1849): *Les formations du Carbonifère et les quartzites du Trias*. Mem. Soc. Physique et Hist. Nat. Genève, 32, 1^{re} part, n° 4.
- DUPARQUE (1933): *Structure microscopique des charbons du bassin Houiller du Nord et du Pas de Calais*. Ext. Min. Soc. Géol. du Nord. 11.
- ESCHER E. et JÄCKLI H. (1946): *Zur Kenntnis des gotthardmassivischen Permokarbons der Urseren Zone im Gebiet Südwestlich Realp*. Bull. Soc. Suisse Min. et Petrogr., 26, 1-11.
- FABRE J. (1951): *Résumé des études sur le Carbonifère briançonnais*. 3ème congrès de Stratigraphie du Carbonifère, Heerlen, I, 203-207.
- (1952): *Note préliminaire sur quelques résultats stratigraphiques obtenus dans le Houiller de Tarentaise et de Maurienne (zone briançonnaise)*. C.R. Soc. géol. France, 34-36.
- FAURE-MURET A. (1951): *Sur les phases hercyniennes tardives dans le massif de l'Argentera-Mercantour*. C.R. Acad. Sc. Paris, 232, 1361-1363.
- FEYS R. et GREBER C. (1951): *Les conglomérats du Verrucano dans la région de Briançon (H-A) et leurs rapports avec le Carbonifère*. Bull. Soc. Géol. France, Série 5, 22.
- FOURNET (1846): *Coupe géologique de Martigny à Evionnaz*. Ann. Soc. Agr. Lyon.
- FOURMARIER P. (1947-1948): *Sur quelques particularités de la schistosité*. Bull. Soc. géol. Belgique, 71, B59-B69.
- GAGNEBIN E. (1916): *Les sources du Massif de Morcles*. Bull. Lab. géol. Univ. Lausanne, 20.
- GERLACH H. (1871): *Das südwestliche Wallis mit den angrenzenden Landesteilen von Savoyen und Piemont*. Beitr. geol. Karte Schweiz, 9.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1952): *Géologie dauphinoise ou initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble*. 2^e édit. Masson, Paris.
- GOTHAN W. (1935): *Die Frage des Synchronismus der Perm- und Stephan-Floren und ihre Charakteristika*. Congrès de Stratigraphie du Carbonifère. Heerlen, 213-217.
- GREBER C. (1954): *Flore et stratigraphie du terrain Houiller de la région de Lons-le Saulnier (Jura)*. Bull. Soc. géol. France, série 6, 4, 431-441.
- GYSIN M. et VALLET J-M. (1942): *Sur quelques arkoses du val d'Hérémence (Valais) avec une étude particulière des feldspaths constitutifs*. Arch. Sc. Phys. et Hist. nat. Genève, 2, fasc. 2
- HAUG E. (1908-1911): *Traité de Géologie. II. Les périodes géologiques*. Libr. Armand Colin, Paris. Fasc. I.
- HEER O. (1852): *Über die Anthrazitpflanzen der Alpen*. Mitt. natf. Ges. Zürich, 2.
- (1863): *Lettre à Monsieur A. Favre sur le terrain Houiller de la Suisse et de la Savoie*. Arch. Sc. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève, 2e période, 16, 177.
- JONGMANS W. J. et PRUVOST P. (1950): *Les subdivisions du Carbonifère continental*. Bull. Soc. géol. France. 5e série. 20. 335-344.
- JONGMANS W. J. (1950): *Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz*. Eclogae geol. Helv., 43/2.
- (1957): *Extrait d'une lettre adressée à M. N. Oulianoff, et traitant de la flore du Carbonifère de la mine de Grône*.
- KOOPMANS R. G. (1935): *Untersuchungen und Beobachtungen an Schweizerischen Kohlen*. Congrès Intern. Stratigraphique du Carbonifère, Heerlen. 505-517.
- KRAUS E. (1951): *Die Baugeschichte der Alpen. I. Teil*. Akademie Verlag, Berlin.
- LOMBARD A. (1946): *Le charbon*. F. Rouge et Cie. Lausanne. 173-183.
- LOMBARD A. (1949): *La formation et mise en place des anthracites du Valais*. Ann. mines de Belgique, 3.

- LUGEON M. (1911): *Sur l'existence de deux phases de plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales*. C.R. Acad. Sc. Paris, 153, séance du 30 octobre.
- (1911): *Sur quelques conséquences de l'hypothèse d'un dualisme des plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales*. C.R. Acad. Sc. Paris, 153, séance du 13 novembre.
 - (1916): *Sur les coloration en rouge des roches du massif des Aiguilles Rouges*. P.-V. Soc. Vaud. Sc. nat., 19 avril, 51.
- LUGEON M. et JEREMINE E. (1911): *Les bassins fermés des Alpes suisses*. Bull. Lab. géol. Univ. Lausanne, 17.
- (1913): *Sur la présence de bandes calcaires dans la partie suisse du massif des Aiguilles Rouges*. P.-V. Soc. vaud. Sc. nat., 21 mai, 49.
- MARSHALL C. E. (1955): *Coal Petrology*. Economic Geol., 50th anniversary volume, part II, 757–830.
- MILLOT G. (1952): *Héritage et néoformation dans la sédimentation argileuse*. C.R. 19^e session du Congrès d'Alger, C.I.P.E.A. Fasc. XVIII.
- MORET L. (1945): *Précision sur la nature et l'âge des chapeaux houillers formant quelques sommets du massif de Belledonne*. C.R. Soc. géol. France, 5 mars.
- NAGELSCHMIDT G. (1934): *Röntgenographische Untersuchungen an Tonen*. Zeitschr. für Kristallographie, 87, 120–145.
- NECKER L. A. (1826): *Sur les filons granitiques et porphyriques de Vallorcine*. Bibl. Universelle des Sc. etc., 33, Genève.
- NIGGLI E. (1944): *Das östliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs*. Bull. Soc. suisse Min. et Petrogr., 24, 58–301.
- NIGGLI P., GRUBENMANN U., JEANNET A. et MOSER R. (1915): *Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz*. Mat. Carte géol. Suisse, série géotechn., 5.
- OULIANOFF N. (1920): *De la présence de porphyres quartzifères sur le flanc NW du massif du Mont Blanc*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 5 mai 1920. Lausanne.
- (1924): *Le massif de l'Arpille et ses abords*. Mat. Carte géol. Suisse, N.S., 54, 2^e part.
 - (1943): *Pourquoi les Alpes suisses sont pauvres en gîtes métallifères exploitables*. Bull. Lab. géol. Univ. Lausanne, 77.
- POLDINI E. (1943): *Sur l'existence de courants électriques naturels liés aux gîtes d'antracite valaisans*. C.R. Soc. Physique et Hist. nat., 60, 274–284.
- PUSSENOT C. (1913): *Le Stéphanien inférieur (zone des Cévennes) dans la zone axiale alpine. Essai de coordination des divers niveaux du terrain houiller des Alpes occidentales*. C.R. Acad. Sc. Paris, 156, 97–100.
- QUERVAIN F. DE et GSCHWIND M. (1949): *Die nutzbaren Gesteine der Schweiz*. 2^e éd. complétée par DE QUERVAIN. Kümmerly & Frey, Berne.
- QUERVAIN F. DE et KUENDIG E. (1953): *Fundstellen mineralischer Rohstoffe der Schweiz. Avec une carte au 1:600 000e*. 2^e éd. Kümmerly & Frey, Berne.
- RENEVIER E. (1890): *Monographie des Hautes Alpes vaudoises*. Mat. carte géol. Suisse, 16.
- RUDHART P. (1919): *Les combustibles suisses et leur utilisation*. Genève.
- SAUGY L. et MICHOD P. (1957): *Etude de quelques gisements B.G.P. de la région d'Alesse (Valais)*. Travail de diplôme, Lausanne.
- SCHMASSMANN H. et BAYRAMGIL O. (1945): *Stratigraphie, Petrographie und Paläogeographie der Perm-Formation im schweizerischen Tafeljura und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz*. Ber. naturf. Ges. Baselland, 15.
- SCHMIDT C. (1920): *Gisements des matières premières de la Suisse. Texte explicatif de la Carte au 1:500 000e* Mat. Carte géol. Suisse.
- SCHNEIDERHÖHN H. (1952): *Genetische Lagerstättengliederung auf geotechnischer Grundlage*. Neues Jb. Min., 47–89.
- SHERLOCK R. L. (1947): *The Permo-triassic Formations*. Hutchinson's scientific Publ., London New-York.
- SONDER R. A. (1921): *Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv*. Bull. Soc. suisse Min. et Petrogr., 1, 233–391.

- STILLE H. (1928): *Die Oberkarbonisch-Altdyadischen Sedimentationsräume von der variscischen Tektonik*. Congrès Stratigraphie du Carbonifère, Heerlen. 697-730.
- (1928): *Zur Einführung in die Phasen der Paläozoischen Gebirgsbildung*. Z. deutschen Ges., 80, n° 1.
- SWIDERSKI B. (1918): *Sur une particularité des gîtes anthracitifères du canton du Valais*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., 52, n° 196.
- (1919): *La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa*. Mat. Carte géol. Suisse, N.S., 47, part. 1.
- WEBER E. (1940): *Eisenerzvorkommen im Verrucano westlich St Martin bei Mels*. Eclogae geol. Helv., 33, 185-188.
- WEHRLI L. (1925): *Das produktive Karbon der Schweizeralpen. I. Teil*. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., XI.
- WINTERHALTER R. U. (1927): *Die karbonischen Sedimente der Schweizeralpen*. Congrès Intern. Stratigraphie du Carbonifère. Heerlen, 755-778.

Manuscrit reçu le 11 juillet 1961.



CARTE GÉOLOGIQUE
 au 1:25 000^e



