

Petrographie

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

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

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

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.

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 permiennees 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.

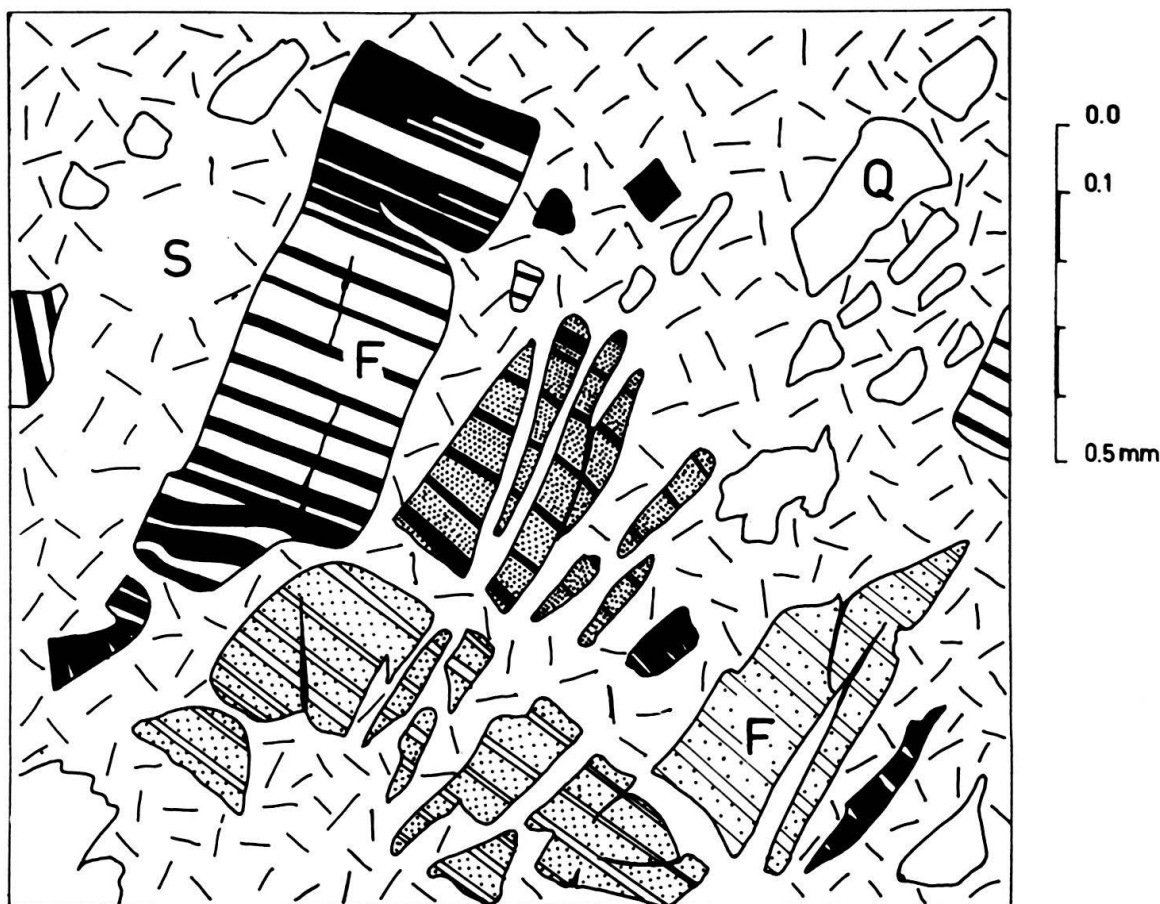


Fig. 12. Plagioclase disloqué dans un granite écrasé. Q = Quartz, F = Feldspath, S = Pate cataclastique sériciteuse. Lumière analysée

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.

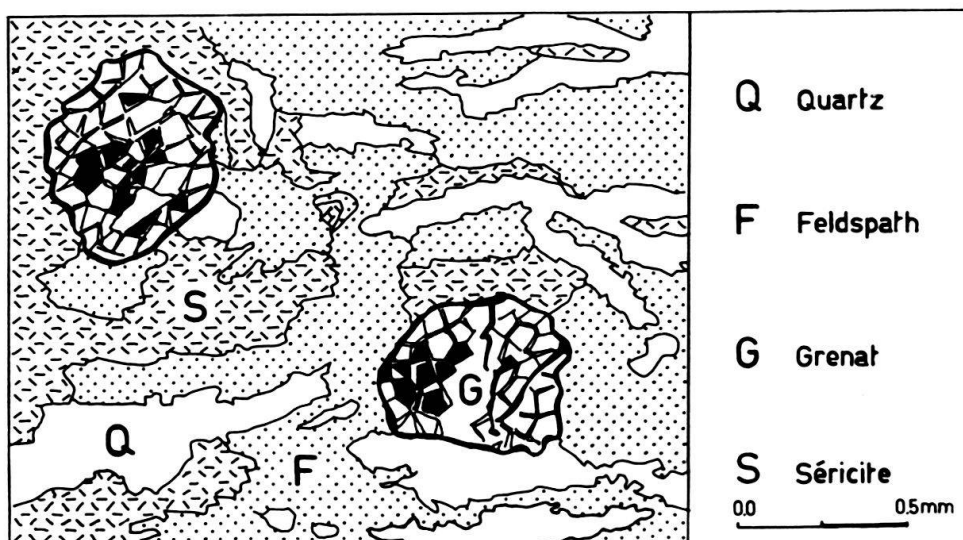


Fig. 13. Grenats développés dans un gneiss. Aspect microscopique. Lumière naturelle.

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.

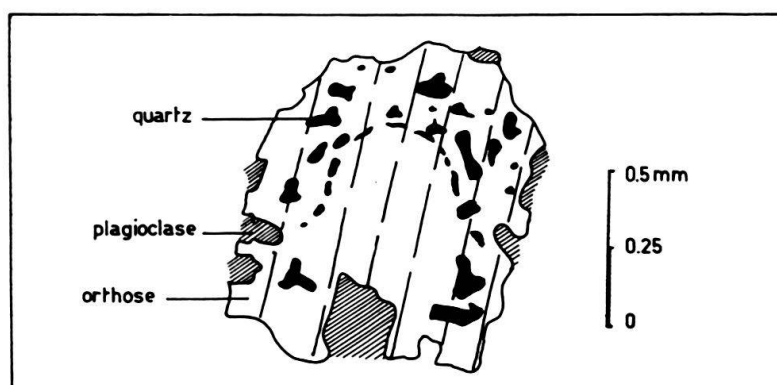


Fig. 14. Grosse plage d'orthose d'un grès carbonifère. Lumière analysée.

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).

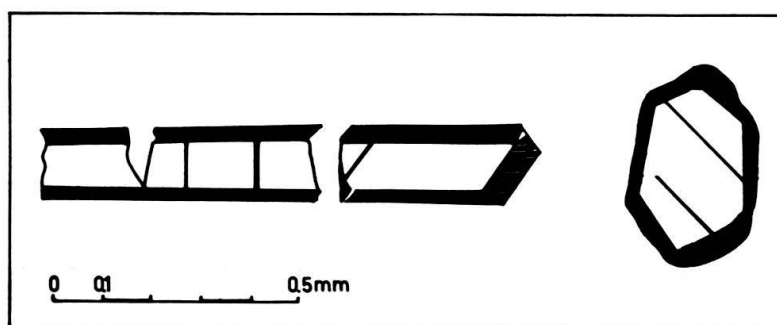


Fig. 15. Zircons de grès anthracolithiques.

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.

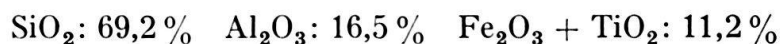
L'origine détritique des carbonates est problématique. La calcite se présente en très petits rhomboèdres dispersés dans le ciment, ou en plus grandes plages qui épigénisent les plagioclases. Quelques veinules de quartz et carbonates nous ont permis de déterminer sa formation tardive. Il est cependant 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 pinite (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.

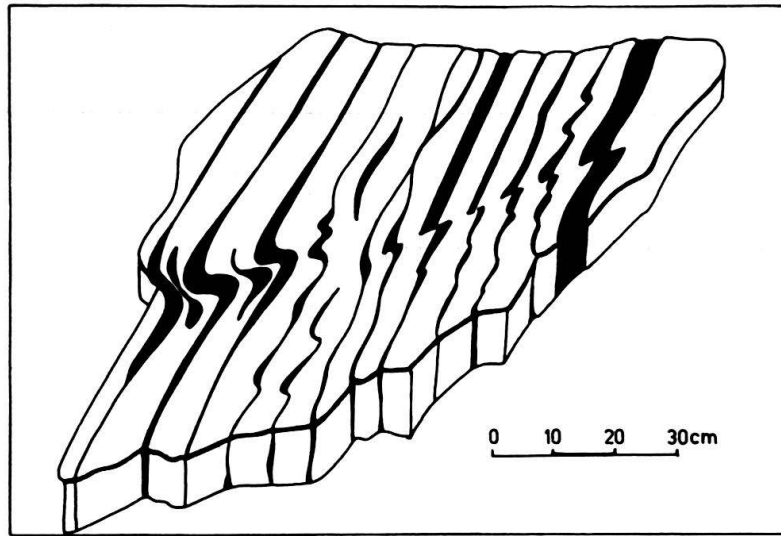


Fig. 16. Echantillon d'une roche schisto-gréseuse. En blanc: grès fin; en noir: schiste argileux.

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 permienne 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, recoupent toutes les roches permocarbonifères. Leur direction est en général quelconque; il

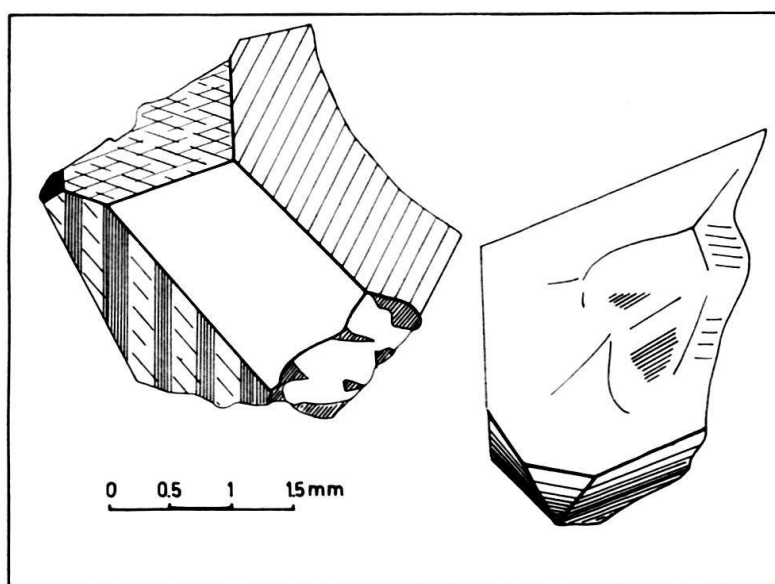


Fig. 17. Cristal d'oligiste, extrait d'une veine de quartz.