

Pétrographie

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Archives des sciences [1948-1980]**

Band (Jahr): **12 (1959)**

Heft 4

PDF erstellt am: **12.07.2024**

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.

PÉTROGRAPHIE

INTRODUCTION.

Comme tout géologue de terrain, c'est principalement l'examen macroscopique de l'échantillon, de l'affleurement et du paysage géologique qui nous a guidé dans nos recherches pétrographiques. L'étude microscopique est toujours venue après, lorsqu'il fallait lever une imprécision ou lorsque tout nous semblait confus. Les recherches en laboratoire furent rarement poussées assez loin pour que nous puissions, dans ce domaine, apporter des faits nouveaux. Nous avons utilisé avec profit les résultats des travaux entrepris par nos devanciers pétrographes: U. Grubenmann, T.-J. Woyno, H. Tschopp, J.-M. Vallet. Nous avons pu, grâce à l'aide généreuse du professeur Correns et du Dr Harder, faire des recherches « modernes » sur les micas blancs des Schistes de Casanna et confirmer des déterminations optiques par le moyen des rayons X. Nous pensons que d'autres études de ce genre seraient nécessaires pour mieux comprendre les paragenèses rencontrées. Elles n'ont malheureusement pas pu être réalisées dans le cadre de ce modeste travail. Ainsi notre étude pétrographique manque d'unité. Nous sommes conscient de ses lacunes; nous espérons qu'il nous sera possible d'y revenir dans les prochaines années et que les imperfections ne se feront pas trop sentir.

GÉNÉRALITÉS.

L'ensemble de notre secteur se trouve compris dans le faciès des « greenschists » d'Eskola avec quelques particularités que nous indiquerons par la suite. L'association minéralogique actuelle est due aux effets de l'orogénèse alpine, mais elle s'applique à un ensemble de formations dont une partie importante a déjà subi un métamorphisme antéalpin, probablement hercynien. Dans notre région, on manque, pour les comparaisons, de matériel monométamorphique certain. Les Schistes lustrés qui n'ont subi qu'un cycle orogénique, sont trop peu importants et pas assez différenciés. Le Trias nous offre des

roches quartzitiques et dolomitiques qui résistent très bien aux actions métamorphiques faibles. Au-dessous de cette limite stratigraphique se pose la question de l'existence d'un métamorphisme ancien.

Le métamorphisme alpin.

En Valais, dans les régions situées au N de celles que nous avons étudiées, les travaux récents (M. Burri, 1958) ont montré que le degré de métamorphisme est légèrement mais nettement croissant de l'extérieur vers l'intérieur de l'arc alpin, en allant de l'Ultrahelvétique à la zone de Sion-Courmayeur. Plus au S, sur la transversale Sion-Dixence, nous n'avons pas pu mettre en évidence un saut de métamorphisme alpin, pas plus qu'il n'en existe en Vanoise (F. Ellenberger, 1958a).

Dans cette région, F. Ellenberger a pu définir d'une manière qu'il admet toute théorique, trois zones de métamorphisme que nous retrouvons en Valais et qui sont définies par les caractères suivants (cf. F. Ellenberger, 1958a, p. 361):

Zone A: Les structures détritiques sont partiellement conservées à l'échelle microscopique. Bourgeonnement du quartz ancien, apparition de petites paillettes de séricite et de chlorite. Les minéraux anciens (métamorphiques ou éruptifs): biotites, feldspaths calcosodiques ou potassiques sont transformés. Nouveaux minéraux: stilpnomélane, ankérite, relativement peu d'albite de néoformation, rarement du glaucophane.

Zone B: Les structures détritiques disparaissent en grande partie; au microscope, refonte générale du quartz. La nature détritique est encore souvent reconnaissable à l'affleurement dans les sédiments grossiers. Beau développement de la séricite, des chlorites et de l'albite néoformée. Il devient difficile de reconnaître les minéraux d'une paragenèse ancienne.

Zone C: La recristallisation est complète dans les sédiments détritiques. La liste des minéraux ne s'y est pas accrue, mais tout prend une allure plus gneissique, le développement des minéraux dans les plans de foliation s'accroît.

En Valais ces zones sont très rapprochées et, par les effets de la tectonique en écaillés, elles sont télescopées et se chevauchent. Nous ne sommes pas parvenu à y mettre en évidence un ou des horizons repères nous permettant de suivre les effets du métamorphisme sur un matériel de référence. La diversité des roches sédimentaires dans les différentes unités, la susceptibilité au métamorphisme rendent très difficile l'emploi d'un schéma sensible dans des complexes où certaines transformations semblent se développer en « taches d'huile ». Nos recherches se situent dans les zones B et C d'Ellenberger.

Le métamorphisme ancien dans la zone de Siviez.

C'est principalement dans les zones peu métamorphisées pendant l'orogénèse alpine que nous trouvons des preuves du métamorphisme antéalpin. On étudiera de préférence ce dernier dans les secteurs N où les cristallisations alpines furent assez faibles et où les échanges n'ont permis qu'une rétro-morphose assez localisée.

La série de Siviez, et en particulier les gneiss de Tion, forment un ensemble assez métamorphique, qui repose actuellement sur le matériel détritique de la série permo-carbonifère où l'on ne constate qu'un peu de recristallisation et un métamorphisme faible, très certainement alpin.

Pour expliquer cette disposition actuelle, on peut faire intervenir soit une discordance tectonique importante, soit une discordance stratigraphique. La présence d'un conglomérat de base non métamorphique nous a fait admettre une discordance stratigraphique (cf. p. 504) et un métamorphisme ancien dans la série de Siviez.

Les faciès Sapey.

F. Ellenberger a eu l'amabilité de nous faire visiter sur la route au-dessus de Liddes, les faciès métamorphiques qu'il rapproche des faciès Sapey décrits par lui en Vanoise (F. Ellenberger, 1958*b*). A la suite de cette visite, nous avons reconnu dans le torrent de Montagnier des roches considérées actuellement comme carbonifères (cf. *Carte suisse 1 : 200 000*) qui pré-

sentent les mêmes phénomènes. Au-dessous de 1200 m, dans une série de roches d'aspect très peu métamorphique (on reconnaît la nature détritique des grains de quartz qui n'ont même pas subi de bourgeonnements importants), on voit des micas blancs, de la biotite (elle n'est pas détritique) et enfin des yeux de feldspaths potassiques (actuellement très écrasés) qui peuvent avoir plus de 2 cm. Comme au Sapey, on ne peut évoquer, dans ce torrent, des lames tectoniques pour expliquer cette succession.

On peut se demander si les faciès très différents des gneiss de Tion et des gneiss œillés du torrent de Montagnier représentent deux manifestations d'un même métamorphisme ou le résultat de deux actions successives. Comme nous avons trouvé dans la série des conglomérats de Tion, discordante sur les gneiss de Tion, des indices nous suggérant un métamorphisme ancien mais très localisé, et que nous pensons que les roches du torrent de Montagnier sont plus jeunes que les gneiss de Tion, nous penchons plutôt pour la seconde hypothèse.

Les gneiss de Tion, les gneiss du type Sapey, représentent des anomalies dans le paysage pétrographique de la partie frontale de la nappe du Grand-Saint-Bernard; il ne semble pas que leur origine soit due au métamorphisme alpin (cf. p. 579-580).

Le métamorphisme ancien dans la zone du Métailler.

Le métamorphisme alpin fut, dans ce secteur, beaucoup plus actif; il est de ce fait extrêmement difficile de se prononcer sur l'existence de transformations anciennes. On n'y rencontre pas de feldspaths potassiques, à part ceux des roches éruptives (porphyres quartzifères). Les albites sont toujours très peu calciques. Nous n'avons jamais trouvé de biotites. Les grenats avec quelques amphiboles sont les seuls minéraux de métamorphisme qui pourraient être antéalpins. Ils sont du reste toujours partiellement chloritisés. L'étude tectonique nous montre qu'ils se sont formés avant les derniers mouvements. Deux hypothèses sont possibles, la première plus probable:

- a) Ce sont des grenats alpins qui se sont développés avant le stade tectonique final. Ces grenats, comme ceux de la

Vanoise, se seraient formés avant l'apparition de la biotite, grenats riches en Mn ?

- b) Ce sont des grenats anciens qui furent rétrotransformés pendant les mouvements alpins. (On remarquera que la série de Siviez est également riche en roches à grenats et que là, ces minéraux sont inclus dans des plagioclases; ils sont certainement anciens.)

Certaines amphiboles résultent de la transformation de pyroxènes anciens, probablement éruptifs. Une bonne partie du glaucophane et d'autres amphiboles sont alpines; elles se sont développées et s'ordonnent en fonction des dernières déformations. Nous n'avons jamais pu mettre en évidence des traces certaines d'amphiboles anciennes, qui auraient été le résultat d'un métamorphisme progressif.

Pétrographie des formations mésozoïques.

Ces formations sont relativement peu métamorphiques. On remarque dans le Trias quartzitique aussi bien que dans les Schistes lustrés, une recristallisation du quartz qui permet parfois d'effacer les derniers restes de structures détritiques. Dans ces roches, les carbonates (souvent ankérite et calcite) ont été mobiles et se sont déposés dans des fentes et veines d'exsudations. Ils sont souvent accompagnés par de l'albite qui imprègne en faible quantité toutes ces formations. Les micas blancs (muscovite finement cristallisée) se développent partout où l'on trouve de la substance argileuse, ils sont parfois accompagnés d'un peu de chlorite. Comme J.-M. Vallet l'a fait remarquer pour la région étudiée, ce sont les roches dolomitiques du Trias qui se montrent les plus résistantes aux actions métamorphiques.

En résumé, on voit que les formations mésozoïques ont une cristallinité assez peu marquée et ne présentent que des minéraux qui sont stables dans le faciès des schistes verts de P. Eskola. Il s'en suit qu'on admettra que les conditions de pression et de température favorables à cette association minéralogique des schistes verts n'ont pas été dépassées dans la zone frontale pennique depuis les temps triasiques. C'est le métamorphisme dit alpin.

Pétrographie des Schistes de Casanna.

Dans les Schistes de Casanna, les associations minéralogiques paraissent, au premier abord, extrêmement monotones, toujours dominées par l'association albite-quartz à laquelle se mêlent des chlorites, des amphiboles, de l'épidote. Dans le détail, nous verrons que les roches offrent cependant d'assez grandes variétés. Les groupements des minéraux sont relativement bien connus dans la zone du Métailler par les travaux de T.-J. Woyno et de N. Oulianoff. J.-M. Vallet a donné des descriptions précises des minéraux et des roches rencontrés plus au S.

Nous nous contenterons de grouper quelques résultats de ces travaux et d'y ajouter nos observations. Nous examinerons tout d'abord les minéraux. Ensuite nous ferons quelques remarques sur la paragenèse alpine et son influence sur les anciennes associations. Nous développerons un peu plus longuement quelques considérations relatives au phénomène de l'albitisation.

LES MINÉRAUX DES SCHISTES DE CASANNA.

Le quartz.

Le quartz est très fréquent, pour ne pas dire toujours présent. Il n'est absent que dans les formations basiques: gabbros, serpentines, prasinites et quelques amphibolites. Le quartz présente en coupe presque toujours une extension onduleuse; son origine détritique ne fait aucun doute dans une grande partie des Schistes de Casanna supérieurs et inférieurs. Dans les porphyres quartzifères, les quartz sont traversés par des traînées de très fines inclusions. Certaines assises des Schistes de Casanna supérieurs sont formées par près de 40% de ce minéral, associé à des feldspaths presque totalement transformés, qu'accompagne un peu de séricite. Nous pensons qu'il s'agit probablement d'anciens sédiments détritiques formés à partir de roches volcaniques acides.

Dans les affleurements, on peut souvent reconnaître le caractère détritique du quartz (présence de galets), mais au

microscope on voit que la recristallisation est trop poussée et qu'elle masque totalement l'ancienne nature. Pratiquement, ce n'est que dans la série du Permo-Carbonifère que les grains de quartz sont séparés par un ciment. Dans les Schistes de Casanna, des alternances de croissance et de cataclase ont créé une granulométrie homogène. La recristallisation et l'homogénéisation de faciès des porphyres quartzifères est beaucoup plus limitée parce que les phénocristaux sont entourés d'un matériel fin suffisamment abondant, pour ne subir que d'une manière atténuée les effets de la cataclase qui est absorbée par la pâte.

Dans les roches des Schistes de Casanna supérieurs, les nombreuses veines quartzitiques qu'on rencontre sont une preuve de la mobilité du quartz. Dans les Schistes de Casanna, inférieurs, l'albitisation est souvent accompagnée d'un enrichissement en quartz qui est manifeste dans la transformation de certaines roches vertes.

Les feldspaths.

Comme nos devanciers, nous n'avons trouvé pratiquement que de l'albite dans les Schistes de Casanna. Ce minéral, dont la cristallisation alpine ne donne lieu à aucune contestation, se présente dans toutes les roches. Il est généralement plus apparent dans les formations des Casanna inférieurs (particulièrement dans le secteur S) que dans les Casanna supérieurs, très quartzitiques, ou les Schistes lustrés. Le plus souvent les porphyroblastes d'albite non maclés se détachent sur un fond chloriteux ou micacé. Ils sont formés très fréquemment d'un seul cristal assez riche en inclusions: séricite, glaucophane, épidote, rutile; des substances grisâtres, probablement charbonneuses, donnent un aspect gris ou même noir à certaines albites, lorsque la concentration en est assez importante (cf. J.-M. Vallet, 1950). Dans toutes les formations des Schistes de Casanna inférieurs, on retrouve de tels cristaux (cf. stratigraphie), généralement associés avec les horizons riches en « graphite ». Dans les gneiss albitiques acides des Schistes de Casanna supérieurs, dans les Schistes de Casanna inférieurs, les

porphyroblastes d'albite ne repoussent pas la trame de minéraux micacés, amphibolitiques et chloriteux; de ce fait on ne rencontre pas les structures à cloisons si fréquentes dans les gneiss ceillés typiques. Les yeux percent la trame à l'emporte-pièce, acceptent une partie des minéraux ferromagnésiens comme hôtes (fig. 7, pl. III) et en digèrent une autre partie, parfois la presque totalité. Signalons encore que quelques minéraux, dont le glaucophane, semblent trouver asile dans les albites (C.-E. Wegmann, 1923), alors qu'ils sont transformés en chlorite dans la trame de la roche.

Ainsi que J.-M. Vallet l'a remarqué, parfois les inclusions des porphyroblastes, ne sont plus orientées par rapport à la schistosité de la roche encaissante. Pendant leur développement, les cristaux ont tourné ou ils se sont formés dans un matériel plissé. Les inclusions dessinent de petits plis (J.-M. Vallet, pl. VI, éch. 108). Nous avons aussi constaté, à l'intérieur de quelques porphyroblastes, une couronne d'inclusions qui évoque un arrêt de cristallisation (fig. 8, pl. III).

Dans la majorité des cas, les inclusions rencontrées dans les albites semblent être des minéraux présents au moment de l'albitisation. Une partie de la séricite et de l'épidote peut provenir d'anciens plagioclases basiques, mais ceux-ci semblent avoir subi une destruction presque totale avant la dernière cristallisation albitique, si bien qu'on ne peut pas espérer retrouver dans les albites actuelles leurs composants chimiques. Il est possible que cette remarque générale souffre quelques exceptions.

Trois complexes des Schistes de Casanna présentent des feldspaths qui retiennent notre attention:

- 1° les granito-gneiss de Tion;
- 2° quelques gneiss des Schistes de Casanna inférieurs de la série de Siviez;
- 3° les porphyres quartzifères et roches associées, plus quelques galets rencontrés dans les formations détritiques des Casanna supérieurs et du Permo-Carbonifère.

1. Ainsi que M. Gysin et J.-M. Vallet (1949) l'avaient montré, une partie importante des feldspaths des gneiss de Tion

sont des orthoses plus ou moins albitisées (macles en échiquier). La présence de veines de feldspaths potassiques dans les amphibolites (fig. 6, pl. II), le développement de ces minéraux au sein de roches acides, rend impossible l'hypothèse d'une origine détritique. Au microscope, on voit que les anciens microclines sont fracturés (fig. 10, pl. III); entre les fragments, il y a cristallisation de quartz, d'albite, de muscovite et de biotite très pléochroïque (fig. 9, pl. III).

2. Dans les gneiss à biotite ou grenat de la série de Siviez on voit souvent des amas de séricite très fins qui évoquent d'anciens plagioclases très altérés (fig. 11, pl. IV). Dans quelques cas, des grenats se placent dans ces minéraux transformés. Dans d'autres gneiss de cette zone, on trouve des feldspaths peu altérés, chargés d'inclusions (séricite, grenats dont une partie est transformée en chlorite). Ces gros plagioclases (fig. 12, pl. IV) sont également de l'albite. Nous pensons que ce sont des régénérations d'anciens feldspaths; ils sont souvent maclés et contiennent généralement de nombreuses inclusions de quartz.

3. Dans les porphyres quartzifères, on rencontre deux types de phénocristaux: les microclines et quelques plagioclases.

Les feldspaths potassiques sont très abondants et assez peu transformés. On voit toutes les transitions entre les individus d'aspect relativement frais (légère kaolinisation qui les fait apparaître brunâtres en lumière naturelle) jusqu'aux individus fortement albitisés (albitisation en échiquier, fig. 13, pl. IV). On remarque que ce changement est accompagné par la formation de petites plages de carbonate qui apparaissent dans les phénocristaux. Certains cristaux montrent une très fine bordure, très fraîche où apparaît parfois nettement la structure quadrillée du microcline.

Les phénocristaux de plagioclases sont des albites très peu calciques. Ils montrent une transformation plus avancée que les feldspaths potassiques (important développement de séricite). Les macles qui sont fréquentes (macles de l'albite) sont masquées par l'altération (fig. 14, pl. IV). Autour des parties de plagioclase séricitisé se développe souvent une couronne assez

importante de feldspaths sans inclusion (développement et croissance du cristal pendant la phase de l'albitisation). Dans un seul cas, nous avons rencontré un plagioclase plus basique que de l'albite. Dans quelques intercalations claires qui apparaissent dans les roches vertes du Mont-Rogneux, des oligoclases basiques, qui sont certainement d'origine éruptive, se sont maintenus sans subir les transformations qui se retrouvent partout ailleurs.

Les micas blancs.

A l'affleurement l'ensemble des micas blancs de la région étudiée peut être défini comme de la séricite (terme de terrain désignant des micas finement cristallisés et qui s'applique aussi bien à des paragonites qu'aux muscovites (H.-S. Yoder et M.-P. Eugster, 1955). Par place, la teinte légèrement verdâtre nous engage à parler de phengite. Tous ces minéraux donnent un éclat lustré aux roches qui les contiennent. Lorsqu'ils sont en quantité importante, les échantillons prennent un toucher très savonneux (Schistes de Casanna supérieurs, région du Mont Loéré). On observe assez rarement dans l'ensemble des Schistes de Casanna, des micas bien développés; les paillettes de plusieurs millimètres ne se rencontrent pratiquement que près des plans de chevauchements; elles sont souvent ployées.

Dans l'ensemble des Schistes de Casanna, on voit que la séricite est intimement liée aux autres minéraux. Elle prend parfois une teinte grisâtre lorsqu'elle se trouve mêlée avec des proportions assez importantes de matière carbonneuse. La coloration verdâtre peut être assez marquée. Dans les formations de porphyres quartzifères, particulièrement celles qui se trouvent près du barrage de Cleuson (très beaux affleurements à l'entrée de la galerie qui conduit les eaux de Cleuson à la Gouille), on remarque quelques horizons verts, d'épaisseur variable (entre 1 et 15 cm). Comme la surface de foliation présente un aspect brillant, on pense à une association de chlorite et de muscovite. A l'analyse, il s'est révélé que malgré la coloration verte très prononcée, il n'y avait pas de chlorite mais uniquement de la muscovite.

a) *Au microscope.*

Les micas blancs sont formés de fines paillettes qui se groupent en amas et en trainées; ils cristallisent parfois en individus de quelques millimètres. Ils sont presque toujours froissés lorsqu'ils sont abondants. Dans les quartzites sériciteuses ils soulignent la foliation (fig. 15, pl. V). Dans les paillettes assez bien développées, on peut constater que l'angle $2V$ est faible en général et que dans certains cas, on passe pratiquement à des minéraux uni-axe (variation de $0-20^\circ$). La biréfringence est plutôt forte. Le pléochroïsme est très variable si l'on considère l'ensemble de la région, mais les cas où il est absent sont presque aussi rares que ceux où il se trouve très marqué. Dans les séricito-gneiss verts de Cleuson, n_p est incolore, n_g est vert pâle; le pléochroïsme est variable d'un cristal à l'autre, et même dans un seul individu; les teintes les plus marquées s'observent généralement sur le bord du cristal; la coloration prend un aspect lavé; $2V$ est variable, allant de 0 à 15° (minéral négatif).

Dans les gneiss à biotite de Sarreyer, les micas blancs sont bien développés. L'angle $2V$ est très faible et le pléochroïsme à peine marqué.

b) *Aux rayons X.*

Dans le cadre de ses études sur la genèse et les associations minéralogiques de la paragonite, le D^r H. Harder, de Göttingen, nous avait demandé de lui fournir quelques échantillons du Val de Bagnes pour examiner si ce minéral se trouvait dans ces roches réputées sodiques. Les résultats de ses recherches (H. Harder, 1956, pp. 249-252) ont montré que la paragonite y était plutôt rare. Les échantillons où ce minéral apparaissait en quantité importante étaient des roches assez écrasées. Il semblait possible que le mica sodique ait pris naissance, par la destruction mécanique des albites, en présence d'eau. Pour répondre à cette question, nous avons récolté de nouveaux échantillons, dont nous avons entrepris l'étude à Göttingen. Nous remercions ici encore le professeur Correns, qui a mis à notre disposition toutes les ressources de son institut, le D^r Har-

der et le Dr Lippmann qui nous ont initié à cette technique particulière.

Nous avons examiné environ 120 échantillons provenant des Schistes de Casanna au moyen du goniomètre à diffraction Philips (Micro-Müller 111).

Un examen des réflexions entre 15° et 20° était suffisant (fig. 34). Les lignes de la paragonite et de la muscovite y étaient

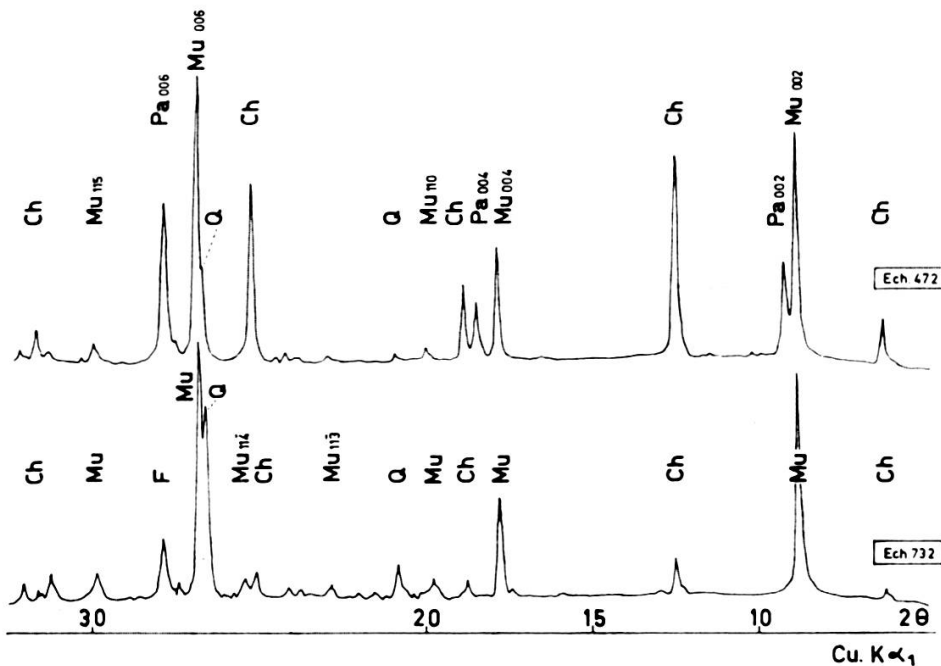


Fig. 34.

Spectres de diffraction de rayons X.

Distinction entre la muscovite (Mu) et la paragonite (Pa).

Chlorites (Ch). Quartz (Q). Feldspaths (F).

distinctes et bien marquées; elles ne se superposaient pas avec les réflexions d'autres minéraux qui pouvaient se trouver en quantité relativement importante dans nos préparations (quartz, chlorite, albite).

Nous avons observé les réflexes (004). Pour la paragonite, ils se situent entre $18,4^\circ$ et $18,5^\circ$ (2θ , Cu, $K\alpha$); pour la muscovite entre $17,7^\circ$ et $17,9^\circ$ (fig. 34); angle de diffraction qui correspond pour

$$d_{(002)} \text{ paragonite } 9,59-9,66 \text{ \AA},$$

$$d_{(002)} \text{ muscovite } 9,91-10,02 \text{ \AA}.$$

Le mica sodique, type paragonite, et le mica potassique, type muscovite, se séparent donc nettement. Dans les paragonites on remarque peu de variations; la plupart des échantillons examinés donnent une valeur de $d_{(002)}$ 9,64 Å ou 9,62 Å (valeur théorique Harder 9,61 Å). Une seule fois nous obtenons 9,59 Å et à deux reprises 9,66 Å.

Les types muscovites présentent plus de variations; elles s'étalent de chaque côté de la valeur théorique $d_{(002)}$ 9,98 Å; un remplacement partiel du K par le Na doit produire les variations observées par H. Harder (dans les muscovites sodiques $d_{(002)}$ 9,965-9,83 Å). Nous n'avons pas pu observer de relation directe entre le pléochroïsme des micas « type muscovite » et les valeurs de $d_{(002)}$ obtenues. Dans le cas des micas verts associés aux porphyres quartzifères de Cleuson, l'analyse aux rayons X nous montre qu'ils ont un $d_{(002)} = 9,96$ (donc proche de la valeur muscovite théorique).

Il apparaît en conclusion que l'analyse aux rayons X permet une séparation aisée et rapide entre les micas de type paragonite et muscovite; dans ce dernier groupe, cependant, les variations sont assez nombreuses; elles peuvent s'expliquer par des substitutions qu'il ne semble pas possible de contrôler sans analyses chimiques. Les paragonites montrent un angle de 2V faible $\sim 5^\circ$.

c) *Répartition de la paragonite entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes.*

Comme H. Harder avait pu le constater, la paragonite y est plutôt rare. Dans la fraction micacée, nous l'avons rencontrée en proportion importante presque uniquement dans la zone du Métailler (une exception: dans une ovarite des Schistes de Casanna inférieurs de la zone de Siviez, entre Sarreyer et le Mintset, vallée de Bagnes). On ne rencontre jamais la paragonite à l'état pur; elle est associée à des muscovites qui peuvent prendre toutes les valeurs $d_{(002)}$ que nous avons rencontrées. Les micas de type muscovite se rencontrent sans paragonite.

Ce sont les roches à chloritoïdes de la zone du Métailler qui fournissent les échantillons les plus riches en paragonite. Une série de roches présentant de faibles quantités de paragonite se trouve associée aux porphyres quartzifères.

Les autres roches qui sont relativement riches en paragonite se distinguent par leur teneur assez élevée en micas et leur pauvreté en Ca (très peu ou pas d'épidote); on observe parfois des carbonates, mais ils sont généralement secondaires.

Comme H. Harder l'a déjà fait remarquer, les roches à paragonite du Val de Bagnes se distinguent, par leur relative richesse en quartz, par le faible métamorphisme des roches auxquelles elles sont associées. Ajoutons que la paragonite se trouve toujours unie à de la muscovite (M. P. Eugster, 1954).

Ces données s'accordent avec les résultats provenant d'autres associations de roches à paragonite où ce sont généralement *les assises les plus riches en Al_2O_3 qui ont tendance à contenir le plus de paragonite* (tous les échantillons de gneiss à chloritoïde que nous avons analysés étaient porteurs d'une certaine quantité de paragonite, mais il n'y a pas de relation entre la proportion de paragonite et de chloritoïde). *Nous n'avons jamais rencontré une association glaucophane-paragonite dans l'éventail de Bagnes.*

Les paragonites associées aux porphyres quartzifères représentent un cas assez particulier, par la forte teneur en SiO_2 de la roche, la faible teneur en Al_2O_3 et la petite quantité de micas qu'on peut trouver dans ces roches. Les paragonites y sont en faible proportion ou tout au plus en quantité égale aux muscovites.

Les paragonites associées aux roches à chloritoïdes sont certainement d'anciennes roches argileuses métamorphisées. Les chloritoïdes sont très probablement alpins; il se peut que la paragonite et la muscovite soient du même âge. On peut supposer soit un sédiment relativement riche en Na, soit, ce qui est plus probable, un apport. Il reste à expliquer pourquoi le Na s'est logé dans le mica, de préférence là où la concentration en Al était suffisante pour former du chloritoïde. Contrairement à ce que nous supposions, la paragonite ne résulte pas de la destruction de l'albite en présence d'eau.

d) *Conclusion à l'étude des micas blancs.*

Les micas blancs des Schistes de Casanna, sous leur apparence banale de séricite, cachent une diversité dont nous n'avons pu mettre en évidence que quelques particularités.

Il ne nous a pas été possible de pouvoir reconnaître ce qui revient à l'orogénèse alpine et ce qui serait éventuellement plus ancien, et cela ni par les études microscopiques, ni par les recherches aux rayons X.

Nous n'avons fait aucune analyse chimique pour préciser l'importance que peut avoir la phengite dans nos roches (R. Michel, 1953).

Les biotites.

La biotite est rare dans les Schistes de Casanna. Nous ne l'avons rencontrée que dans la zone de Siviez. On distingue aisément deux types qui semblent avoir une histoire très différente.

a) *Les biotites des gneiss de Sarreyer.*

On trouve dans les gneiss qui affleurent dans le torrent situé à l'W de Sarreyer, des roches qui montrent à l'œil nu d'assez belles paillettes de biotites. Elles sont brunes et apparaissent dans des formations où les signes de rétro-morphose sont évidents. Au microscope, on peut confirmer la diagnose de ce minéral et constater que d'assez nombreux gneiss de la région en contiennent les restes en voie de transformation.

La biotite, dans les cas où elle paraît la plus fraîche, montre un pléochroïsme marqué, rouge brun, brun foncé. Le minéral est uniaxe, généralement étroitement lié avec la muscovite (uniaxe également).

Presque toutes ces biotites montrent des traces de transformation qui les conduisent vers des chlorites assez faiblement pléochroïques. Ce changement s'accompagne d'une exsudation de produits métalliques qu'on trouve parsemés dans les chlorites.

Les gneiss à biotite s'opposent aux associations minéralogiques rencontrées dans cette partie de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Tous les minéraux y montrent des traces de rétro-morphose et la biotite est très certainement préalpine.

Dans les gneiss œillés et les roches métamorphiques du torrent de Montagner, les biotites rencontrées se rapprochent

du type décrit ci-dessus, mais elles sont bien moins cristallisées.

b) *Les biotites dans les granito-gneiss de Tion.*

Dans les granito-gneiss de Tion, J.-M. Vallet signale la présence d'une biotite très pléochroïque (elle est surtout abondante dans un faciès vert sombre des « arkoses de Tion » défini par cet auteur).

Cette biotite est uniaxe (2V très faible) et montre un pléochroïsme très marqué.

$y = z$: vert olive foncé à noir (en lames minces vert olive),
 x : jaune vert olive.

Les rayons X montrent une structure qui se rapproche des variétés riches en Fe.

Cette biotite est associée à un mica blanc montrant un pléochroïsme vert pâle assez marqué (phengite). Les deux micas entourent les morceaux de feldspaths cassés. Généralement, lorsque les fissures sont très étroites, on ne voit qu'un feutrage de micas blancs. Cette biotite forme des paquets et les cristaux ne montrent aucune tendance à la chloritisation.

C'est principalement à Tion qu'on trouve ce type de biotite mais il apparaît dans des gneiss de la région de la Meina et à Siviez (Val de Nendaz).

Sa présence dans les cicatrices des feldspaths nous empêche de songer à rattacher sa formation à la gneissification potassique des Schistes de Casanna inférieurs. Elle a partout une allure qui prouve une cristallisation tardive. Nous pensons que c'est un minéral de l'orogénèse alpine qui présente quelques similitudes avec ces biotites vertes, avant-coureur des vraies biotites alpines que F. Ellenberger a rencontrées en Vanoise. Signalons que des minéraux semblables se trouvent également dans la série volcanique acide du Mont-Laget. A. de Szepessy les signale et pense qu'elles sont d'origine détritique. Nous ne partageons pas cet avis.

Dans les gneiss de Tion, cette biotite est peut-être liée à la métasomatose sodique; le potassisme chassé des structures feldspathiques lors de leur albitisation permettrait sa formation?

Le stilpnomélane.

Les recherches récentes semblent prouver que ce minéral est assez fréquent dans la zone alpine (M. Vuagnat, E. Niggli, 1956, F. Ellenberger, 1957, 1958a, L. van der Plas, 1959). Il est probable qu'il fut souvent confondu avec la biotite, ce qui s'explique aisément lorsqu'on dispose, comme c'est généralement le cas, d'assez petits cristaux. J.-M. Vallet (1950) signale, dans les formations permo-carbonifères, la présence de biotite fortement pléochroïque (pp. 397-399), en particulier dans les phyllites noires du Pt 1420 au SW d'Hérémente. Nous avons pu nous assurer par les rayons X qu'on se trouvait, dans ce cas, en présence de stilpnomélane. Ce minéral paraît relativement fréquent dans la région Hérémente-Tion, sans relation apparente avec des horizons bien définis. On le trouve également dans les Schistes de Casanna inférieurs, en bordure des zones à feldspathisation potassique de Tion, où il est associé au glaucophane souvent chloritisé.

Dans les Schistes de Casanna supérieurs de la série du Greppon-Blanc, nous le trouvons rarement. Il marque certains horizons albito-quartzito-séricitiques qui précèdent, en allant vers le S, les porphyres quartzifères. A Orchera, les paillettes sombres de 3 à 4 mm apparaissent nettement dans ces roches très claires. On retrouve, dans des positions stratigraphiques comparables, de semblables associations minéralogiques jusqu'à l'W de Tortin.

Partout où le stilpnomélane fut signalé dans les Alpes, il apparaît comme un minéral tardif; il est fréquemment associé au glaucophane. Nous ne pouvons que confirmer la première proposition; dans les Schistes de Casanna, ce minéral est le seul à montrer des traces de cristallisation posttectonique. Dans les affleurements d'Orchère, on constate que les petites rosettes caractéristiques ne sont pas toutes dans les plans de foliation. Au microscope (fig. 15, pl. V), on voit que des mouvements tardifs le long des plans micacés ont tout de même ployé et cassé certains de ces cristaux. Dans notre région connue par sa richesse en glaucophane, l'association glaucophane-stilpnomélane est peu fréquente.

Les chlorites.

Ce groupe de minéraux se rencontre presque partout. Les caractères optiques sont variables, variant d'un échantillon à l'autre et parfois on trouve deux types de chlorite dans une roche donnée. Comme les autres minéraux ferro-magnésiens, elles sont plus abondantes dans les Schistes de Casanna inférieurs. Là, on peut souvent constater qu'elles résultent de la rétro-morphose d'amphiboles (hornblende), d'amphiboles sodiques, de grenats, de biotites, plus rarement de zoïsite. Certaines chlorites sont intimement liées au stilpnomélane. Sur le terrain on reconnaît par leur éclat gras, les chlorites résultant de la transformation des grenats. Une partie des chlorites provient de la recristallisation d'argiles, alors que dans les pillow lava, les tufs, elles peuvent également être primaires (J.-M. Vuagnat, 1946).

Les amphiboles.

Les amphiboles, actinotes plus ou moins pléochroïques, glaucophane, sont des minéraux typiques des Casanna inférieurs. Une partie dérive d'anciens pyroxènes de roches gabbroïques, alors que d'autres doivent s'être formés directement par métamorphisme. Souvent, les amphiboles se transforment en chlorites.

Le glaucophane.

La région que nous avons étudiée est célèbre par ces roches à glaucophane qui ont fait l'objet de nombreuses publications. Une revue très substantielle de ces travaux fut présentée par H. M. E. Schürmann dans ses *Beiträge zur Glaukophanfrage*, particulièrement *Beiträge*, II, 1953, pp. 355-391, où sont présentées de nouvelles données sur les glaucophanes du Val de Bagnes.

Cet auteur attire l'attention sur le fait que la brèche sédimentaire posttriasique de Torrembé, qui repose sur les Schistes de Casanna inférieurs ne contient pas de glaucophane, ni dans son ciment calcaire (minéraux lourds), ni dans les galets qui sont formés à partir du matériel des Schistes de Casanna. En

conséquence, Schürmann admet que les amphiboles sodiques de la vallée de Bagnes sont des minéraux alpins, formés grâce à un apport de soude dans les sédiments carbonifères qui contiennent, à son avis, peu de matériel éruptif.

Sans aborder l'ensemble du problème de la formation du glaucophane, nous examinerons quelques aspects de sa genèse dans les Schistes de Casanna.

a) *Observations microscopiques.*

En général, les amphiboles bleues des Schistes de Casanna sont du glaucophane typique. On voit cependant toute une gradation dans le pléochroïsme; certains de ces minéraux ne dépassent pas des teintes bleu pâle. Dans quelques roches, on a une amphibole qui se rapprocherait plus des ferro-hastingsites ($2V \sim 0$), $x =$ jaune vert, $y =$ vert, $z =$ bleu vert. On ne trouve pas une association hornblende amphiboles sodiques; par contre, de nombreux glaucophanes montrent une transformation en chlorites.

b) *Associations minéralogiques.*

Un si grand nombre de types de roches contient du glaucophane qu'il est plus simple de citer ceux dans lesquels nous ne l'avons pas trouvé:

- les quartzites,
- les roches carbonatées,
- les serpentines,
- les gneiss types de Tion,
- les schistes et gneiss à chloritoïdes

(mais H. Tschopp, 1923, signale cette dernière association dans la partie supérieure du Val de Bagnes).

Avec le glaucophane, on trouve presque toujours de l'albite et de la chlorite, du quartz en petite quantité, des carbonates, de l'épidote; la séricite-muscovite n'est, la plupart du temps, pas très abondante. Par contre, on note une richesse relative des minerais. Nous avons rencontré les glaucophanes seulement dans les Schistes de Casanna inférieurs; assez rares dans la série de Siviez, on les trouve à peu près dans le 5% des assises de la

série du Métailler. Leur répartition géographique s'étend à l'ensemble de la zone. C'est principalement dans les roches prasinitiques qu'ils apparaissent. A l'œil nu, on peut facilement les reconnaître avec un peu d'habitude, même si la concentration en est faible (1 à 2%), car les albites ont alors un reflet bleuté caractéristique. Très souvent, là où nous avons rencontré des pillow lava, et même où ceux-ci n'étaient pas déformés, on a actuellement des prasinites à glaucophane. Cette association est tellement fréquente qu'on peut affirmer qu'avec les pillow lava, il y a généralement du glaucophane; cependant, toutes les roches à glaucophane ne dérivent pas de la transformation des assises volcaniques basiques.

Ces observations sont à mettre en parallèle avec celles qu'a faites P. Bearth (1959) dans les séries ophiolitiques mésozoïques des Alpes occidentales, où l'on reconnaît également que des roches à glaucophane dérivent fréquemment d'anciens pillow lava. Remarquons encore à ce sujet que nous n'avons jamais pu mettre en évidence dans les Schistes de Casanna des roches éclogitiques isolées ou en association avec les roches à glaucophane.

Nous retiendrons principalement qu'entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence, les roches à glaucophane se rencontrent dans les schistes de Casanna inférieurs, formation probablement carbonifère. Elles se sont souvent développées dans d'anciennes formations volcaniques (pillow lava). Elles sont plus fréquentes dans la zone du Métailler que dans les parties frontales, où l'on a parfois une association glaucophane-stilpnomélane. Elles apparaissent partout comme antérieures à l'albitisation et se trouvent protégées dans les cristaux d'albite. E. Raguin (1925, 1930) a montré que ce minéral peut cristalliser dans des calcaires et qu'il y traverse même des organismes (foraminifères). « Il est certain que la roche n'a pas été soumise à des tensions pendant ces cristallisations (calcite et glaucophane) », 1930, p. 39. Dans les pillow lava, au SE du Bec-d'Aget et dans ceux du vallon de Crouye-Grandze entre autres, la cristallisation non orientée du glaucophane, abondant dans des roches non déformées, exclut également les conditions de stress. Nous pensons que les glaucophanes sont alpins; ils s'alignent parfois extrême-

ment bien avec les axes tectoniques (région Fionnay-Louvie), mais nous n'excluons pas totalement la possibilité de plusieurs générations dont certaines pourraient être paléozoïques.

Les chloritoïdes.

Rares dans la série de Siviez, les chloritoïdes sont assez fréquents dans la série du Métailler. Ils apparaissent dans des schisto-gneiss. Les minéraux sont soit gris noirs, soit verts; ils peuvent alors se confondre par la couleur avec certaines amphiboles et chlorites. Ils sont répartis dans des horizons dont la puissance varie beaucoup. Dans la partie frontale de la série du Métailler, on peut suivre du Val de Bagnes au Val d'Hérémence une zone où les gneiss à chloritoïdes sont assez abondants. Plus au S, ils sont moins fréquents, mais on rencontre de beaux affleurements au Bec-d'Aget; au N de Dixence, au-dessous du Pt 2001, ils apparaissent entre les bancs de quartzites assez pures. Très souvent ils sont proches de couches « graphiteuses ».

Nous avons déjà relevé l'association fréquente chloritoïde-paragonite. Les rayons X montrent que les chloritoïdes des schistes de Casanna sont des chloritoïde type C (Neumann et autres, 1957). Comme pour le glaucophane, il ne nous semble pas que leur cristallisation implique des conditions de stress. Si ces minéraux apparaissent généralement dans des matériaux très déformés, cela tient au fait que les anciens sédiments argileux dont ils dérivent, forment actuellement dans les Schistes de Casanna un ensemble particulièrement favorable aux mouvements, grâce à leur teneur élevée en micas. Les chloritoïdes montrent une tendance très nette à se transformer en chlorites (pennine) (fig. 16, pl. V).

Les grenats.

J.-M. Vallet signale des grenats dans les Schistes de Casanna inférieurs et quelquefois dans les Schistes de Casanna supérieurs. Nous ne les avons retrouvés que dans les formations anciennes.

Dans la série de Siviez, ils sont assez fréquents dans les gneiss et quelques roches vertes de la vallée de Bagnes. Dans les gneiss à biotite, ils sont souvent en inclusions dans de nom-

breux feldspaths (fig. 12, pl. IV); fréquemment ils se transforment en chlorites. Dans d'autres roches, ils apparaissent en lames minces, couverts de fines poussières de minerai. Nous pensons que tous ces grenats sont dûs au métamorphisme pré-alpin et c'est pourquoi nous voyons dans les figures en spirales que montrent certains d'entre eux, les traces de mouvements anciens (fig. 17, pl. V).

Dans la série du Métailler, les grenats sont presque uniquement liés aux roches vertes. Nous avons vu qu'ils sont souvent transformés en chlorites (fig. 18, pl. V); ils ne sont jamais inclus dans les feldspaths comme ceux de la zone de Siviez.

H. M. E. Schürmann (1953) a analysé les grenats des roches à glaucophane du Val de Bagnes (nous pensons que ses échantillons provenaient de parties plus méridionales que celles que nous avons étudiées, probablement au S de Mauvoisin). Les grenats sont conformes à ceux qu'on trouve en association avec le glaucophane: on remarquera en particulier la richesse en Mn O = 4,7%, qui n'est cependant pas comparable aux spessartines de la Nouvelle-Zélande (24% Mn O d'après C. O. Hutton, 1940). Pour utiliser les grenats de la série du Métailler comme minéral index, il importerait de poursuivre les analyses.

Les minéraux du groupe de l'épidote.

Ces minéraux se rencontrent dans les gneiss et surtout dans les roches basiques des Schistes de Casanna inférieurs. Ils sont assez rares dans les faciès ovarditiques et prasinitiques des Schistes de Casanna supérieurs. Nous avons souvent constaté, comme T.-J. Woyno et H. Tschopp, que certaines épidotes avaient des noyaux d'orthites bruns assez foncés (fig. 18, pl. V) (zone du Métailler et de Siviez).

Comme les grenats, les minéraux du groupe de l'épidote se transforment en chlorites. Au microscope, on constate, que des aiguilles sont étirées et qu'elles se fragmentent en morceaux séparés par des cicatrices de chlorite. La figure qu'on observe illustre le boudinage (fig. 19, pl. VI).

Remarquons qu'on ne trouve pas d'épidote dans les Schistes lustrés du Montset et que les formations permo-carbonifères de Tion en sont également dépourvues.

Les carbonates.

Les carbonates se rencontrent dans toute la région étudiée. Ils sont en faible quantité dans les Schistes de Casanna supérieurs; le plus souvent, ils ne font que souligner certains horizons par des traces d'oxydes de fer qu'ils laissent après dissolution. J.-M. Vallet (1950, p. 373) a indiqué que le carbonate est souvent abondant dans les roches quartzitiques qui se trouvent proches des dolomies du Trias et des Schistes lustrés.

A l'E du Lac des Vaux, au S du Pt 2784, dans les gneiss acides et les formations détritiques grossières, on observe quelques minces horizons dolomitiques (quelques centimètres). De l'autre côté de la vallée de Bagnes, dans la série du Mont-Laget (A. de Szepessy, 1949, J.-P. Schaer, 1959), on retrouve ces mêmes roches carbonatées qui forment des niveaux plus épais et plus fréquents; elles sont d'origine sédimentaire.

Dans les Schistes de Casanna inférieurs, les carbonates sont plus fréquents et par endroits forment à eux seuls la majorité de certains horizons. On peut se demander s'il s'agit de concentrations liées à l'activité de solutions ou d'anciens calcaires sédimentaires. Dans la région Dixence-Métailler, on peut différencier au moins deux sortes de carbonates:

- 1° Des remplissages de fentes souvent verticales montrent des minéraux blancs (calcite) qui ne laissent pas de traces ferrugineuses; il s'agit presque certainement de solutions provenant des Schistes lustrés qui recouvraient cette zone;
- 2° Les carbonates qui s'intercalent dans les assises de Casanna inférieurs; ils sont colorés et laissent des dépôts d'oxyde de Fe.

Dans un seul échantillon, on peut reconnaître de la calcite, de la dolomie, de l'ankérite, de la sidérose; ces roches ne représentent pas des équilibres et une partie du carbonate au moins est liée à des migrations (cf. albitisation).

Signalons pour terminer que les pillow lava sont souvent riches en carbonates. Dans les échantillons les moins déformés, une suite de cavités s'ordonne concentriquement autour des

coussins. Elles marquent la place occupée par les carbonates qui s'étaient logés dans d'anciennes vacuoles.

La substance charbonneuse.

On trouve des horizons riches en substances charbonneuses dans les Schistes de Casanna inférieurs et plus rarement dans les Schistes de Casanna supérieurs (cf. partie stratigraphique). Nous en avons fait l'analyse aux rayons X. Malgré l'emploi du goniomètre à diffraction, nous n'avons pas pu mettre le graphite en évidence. On se trouve en présence de substance peu ou très mal cristallisée.

Les minéraux accessoires.

L'apatite se trouve pratiquement dans toutes les roches des Schistes de Casanna. Par place, elle est relativement abondante (5 à 10% dans les roches séricitiques vertes de Cleuson qui forment de minces horizons dans les porphyres quartzifères) (J.-P. Schaer, 1959).

Le zircon se trouve en assez grande abondance dans les gneiss de Tion; il est disséminé dans les Schistes de Casanna. Dans les gneiss de Sarreyer pris dans les biotites, il forme dans ce minéral les halos caractéristiques.

La tourmaline est relativement abondante dans tous les Schistes de Casanna; visible à l'œil nu, elle est parfois concentrée dans certains lits. Dans la zone du Métailler, on trouve quelques veines quartzito-albitiques avec d'assez grandes masses de tourmalines qui montrent un développement en rosette. Les galets de tourmalinite trouvés dans les Schistes de Casanna supérieurs de la série du Greppon-Blanc, du Mont-Gond et près du Trias, nous montrent que le minéral peut être d'origine détritique. Il ne nous semble pas possible, au microscope, de différencier facilement ce qui peut être tourmaline alpine ou cristaux plus anciens, ceci d'autant plus que de nombreuses tourmalines alpines furent cassées par la tectonique tardive.

Le sphène est très fréquent dans les roches vertes des Casanna inférieurs. Il apparaît rarement en beaux grains fusiformes, alors qu'on le voit très fréquemment passer à des amas

de leucoxène (plus ou moins opaques, blancs à légèrement jaunes en lumière réfléchi).

Le rutile est assez fréquent en fines aiguilles dans les micas, les albites, les chloritoïdes.

Les minéraux opaques.

La magnétite est assez fréquente dans les roches vertes de la série du Métailler. Pendant la construction du barrage de la Grande-Dixence, elle a été extraite des moraines du glacier de Prafleuri. Elle se trouvait là, en concentration très faible, mais son extraction était rentable, parce qu'il fallait de toutes façons laver ce matériel meuble, pour qu'il convienne à la construction du barrage.

L'ilménite est également associée aux roches vertes. Elle apparaît avec la magnétite très distinctement sur le fond clair de certaines de ces roches qui furent albitisées.

La pyrite et la chalcopyrite sont principalement liées aux roches vertes, mais elles sont relativement peu abondantes.

La galène forme deux concentrations qui furent exploitées anciennement (l'une au col des Mines, l'autre à l'W de Siviez). Nous n'avons pas étudié ces gisements.

L'hématite est surtout fréquente dans les Schistes de Casanna supérieurs. Elle est en partie responsable de la teinte bleutée de certains faciès qui se rapprochent de ceux qu'Ellenberger a décrits en Vanoise sous le nom de « schistes bleus ». Elle recouvre certains plans de diaclase, dans les Schistes de Casanna supérieurs et inférieurs.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Les associations minéralogiques rencontrées dans les Schistes de Casanna supérieurs, dans la zone permo-carbonifère, dans le Trias et les Schistes lustrés du synclinal des Chèques, sont simples et ne montrent pas, dans notre région, de traces de polymétamorphisme. Dans toutes ces roches nous n'avons trouvé, en dehors des minéraux détritiques et éruptifs, que des cristaux

caractéristiques des séries peu métamorphiques (schistes verts d'Eskola). Il faut cependant remarquer que notre région est relativement peu favorable à l'étude d'un métamorphisme complexe. Les roches triasiques et plus jeunes sont ou trop mal représentées (Schistes lustrés) ou peu sensibles aux actions d'un métamorphisme faible (quartzites assez pures, calcaires dolomitiques, gypse). Les sédiments d'âge permien sont également peu sensibles et possèdent une minéralogie assez monotone. Lorsqu'on s'enfonce dans la série stratigraphique, se pose le problème de l'existence d'un métamorphisme ancien réadapté aux conditions nouvelles de l'orogénèse alpine. C'est ce point principalement qui a retenu notre attention. Nous avons vu dans notre étude stratigraphique que des formations permocarbonifères de la zone frontale furent soumises, dans la région de Liddes et de Montagnier, aux actions d'un métamorphisme local qui les a transformées en gneiss œillés et gneiss à biotite. Si ce fait se confirme, nous aurions probablement deux phases de métamorphisme ancien, puisque nous savons que la série conglomératique de Tion non métamorphisée, repose elle-même dans la région, sur les Casanna inférieurs assez transformés. Si, par contre, les gneiss de Liddes sont des roches de la Zone houillère semblables à celles du torrent de Montagnier et plus jeunes que la série conglomératique de Tion, on ne pourrait invoquer qu'une action de métamorphisme antépermocarbonifère.

Dans notre région, c'est seulement dans la série de Siviez que nous pouvons mettre en évidence un polymétamorphisme certain. Les gneiss à grenat, à biotite, les granito-gneiss de Tion portent tous l'empreinte d'actions métamorphiques plus poussées que celles qui influencent les roches triasiques et plus jeunes. Toutes ces roches montrent actuellement des signes évidents de rétromorphose (chloritisation des biotites, des grenats, transformations et régénérations des anciens plagioclases, transformations par albitisation des microclines). La paragenèse ancienne se reconnaît plus facilement dans les roches relativement acides; dans les formations basiques, les associations minérales furent trop sensibles aux conditions alpines pour que nous y retrouvions avec certitude les traces d'un méta-

morphisme ancien (peut-être quelques amphiboles, quelques grenats). Cette constatation doit rester présente dans notre esprit lors de l'étude du polymorphisme des formations de la zone du Métailler.

Nous ne disposons d'aucun indice pour essayer de situer l'âge de la « granitisation » de Tion par rapport au métamorphisme ancien.

Le métamorphisme alpin a accompagné la phase tectonique majeure. Cependant, les pressions orientées (stress) n'ont pas, à notre avis, joué un rôle déterminant dans la paragenèse observée. Les déformations intimes des matériaux, la possibilité de migration de certains éléments, ont grandement facilité l'établissement d'associations minéralogiques uniformes ou qui tendaient à le devenir. A la fin de l'activité orogénique majeure, l'albite s'est fixée et elle nous permet de constater que depuis cette époque, les transformations subies par les roches furent faibles (chloritisation d'amphiboles, de grenats accompagnant parfois des mouvements tardifs, cristallisation du stilpnomélane).

Une activité hydrothermale plus limitée s'est probablement encore manifestée près des zones où s'effectuaient les derniers mouvements (migrations albitiques de carbonates et cristallisations de certains micas blancs).

L'image que nous nous faisons de l'histoire antétriasique de la nappe du Grand-Saint-Bernard s'accorde assez bien avec les conclusions émises par P. Bearth en Suisse, R. Michel et F. Ellenberger en France. Ces auteurs, après C.-E. Wegmann (1930), ont montré que le matériel pennique ancien s'oppose aux matériaux mésozoïques par son polymorphisme et que la paragenèse ancienne est souvent difficile à mettre en évidence lorsque les faciès minéralogiques alpins et anciens ne furent pas très différents.

ALBITISATION.

Généralités.

De l'Autriche à la Corse, tout au long de l'arc des Alpes, on rencontre, principalement dans la zone pennique, dans les roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques, des concen-

trations d'albite qui paraissent anormales. Diverses explications ont été données pour rendre compte de ce phénomène, mais jusqu'à ce jour, aucune solution proposée n'est reconnue par tous les chercheurs. La région des Schistes de Casanna comprise entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, offre des affleurements particulièrement frappants, où l'on peut examiner et suivre une série de transformations spectaculaires. Dans ce qui va suivre, notre attention s'attachera plus à la description des phénomènes qu'à l'explication de leurs causes. Nos recherches ne furent accompagnées d'aucune étude géochimique. Nous appuyons nos raisonnements uniquement sur les constatations que nous avons faites sur le terrain, contrôlées et poursuivies parfois par l'analyse microscopique.

Par albitisation, nous englobons les faits qui permettent l'existence, la cristallisation et la mobilité de quantités d'albite relativement importantes dans un complexe de roches. Nous verrons par la suite que nous admettons qu'une partie au moins des substances responsables de ces faits furent mobiles; l'albitisation se fait, par places au moins, par apport. Cependant nous n'incluons pas dans notre définition l'existence d'une métasomatose alimentée par une source lointaine.

Dans les études pétrographiques, il est très souvent difficile de prouver l'existence d'une métasomatose ou d'en présenter un bilan. Dans le faciès des schistes verts d'Eskola, qui régit toutes les associations minérales actuelles de la partie frontale du pennique valaisan, l'albite, le seul feldspath stable, est le minéral sodique par excellence. Les cristallisations effectuées à ces basses températures permettent rarement au Na de se loger dans d'autres structures; les amphiboles bleues, les paragonites, n'acceptent qu'une quantité très faible de la soude totale. Dans l'albite, la teneur en Na_2O varie entre 11 et 12% en poids. Nous avons cherché à établir la proportion théorique d'albite que peuvent former différents sédiments lorsque tout le sodium disponible est utilisé pour former ce minéral.

On voit d'après le tableau p. 600, qu'on peut théoriquement obtenir des concentrations d'albite non négligeables, par simple recristallisation des roches sédimentaires qui forment le gros des Schistes de Casanna.

*Teneur moyenne en Na₂O de roches sédimentaires
d'après F.-J. Pettijohn (1949).*

	Na ₂ en %	d'après teneur en Na ₂ O albite théoriquement possible en %
Sables fins	0,86	7,6
Argiles grossières . .	1,17	10,6
Argiles fines	1,19	10,8
Grawacke	3,2 (jusqu'à 4,3)	29 -39
Subgrawacke	1,6-2,5	14,5-23
Arkoses	0,5-3,3	4,5-30
Silt	1,32	12
Calcaires	0,05-0,16	0,5-1,3
Dolomites	0,01-0,05	0,1-0,5
Marnes	0,4-1,6	3,5-14,5

Dans les roches spilitiques, le sodium est plus abondant encore. D'après les données citées par Turner et Verhoogen (1951), la concentration de Na₂O va de 4,9% à 6,36% mais peut atteindre parfois 8,8%, ce qui, théoriquement, permet la cristallisation respective de 44%, 58% et 80% d'albite.

Ces valeurs suffisent souvent à expliquer des concentrations qui paraissent à première vue assez anormales, mais il faut reconnaître, qu'elles ne donnent pas réponse à tous les phénomènes observés. Dans les Schistes de Casanna inférieurs de la zone du Métailler, on observe des roches rubannées dont certains lits ne sont formés pratiquement que par de l'albite; en d'autres endroits, ce minéral imprègne les roches, fait disparaître ou au contraire apparaît certaines structures. Sur le terrain, comme dans l'étude microscopique, il n'y a pas de doute possible, l'albite représente une phase mobile qui se fixe et transforme les roches en « migmatites albitiques ».

La phase basique et la phase acide sont souvent mêlées mais peuvent être séparées; en bien des points, on peut observer un très grand nombre de faciès de mélange, qui sont l'exacte transposition de ceux qu'on trouve dans les migmatites classiques. Le phénomène s'observe à différentes échelles et dans les différents secteurs étudiés. La zone du Métailler offre un grand

nombre d'affleurements suggestifs. La zone de Siviez est plus pauvre, mais on peut y constater quelques très beaux exemples. Dans les autres secteurs, l'observation des affleurements ne permet pas d'apprécier facilement le phénomène; dans les roches acides des Casanna supérieurs, si l'albite est présente, elle ne se détache pas sur un fond sombre; même si elle est en concentration importante, les roches qu'elle forme ou transforme n'ont que rarement un aspect particulier par rapport aux formations encaissantes (quartzites albitiques à séricite).

Dans le front du pennique valaisan, à la hauteur de Sion, en allant du N au S, on constate que dans les roches de chimisme et d'origine comparables, il y a une augmentation de la teneur en albite et que ce minéral forme des cristaux de plus en plus gros. C'est toujours dans les roches basiques que le phénomène est le plus apparent. L'albitisation montre un certain parallélisme avec le métamorphisme alpin; la richesse en sodium est particulièrement élevée dans les sédiments et roches volcaniques dont certaines parties des schistes de Casanna semblent dériver.

L'ensemble des constatations préliminaires que nous venons de développer n'est ni tout à fait en faveur, ni tout à fait contre l'idée d'un apport, il engage tout au plus à s'écarter des opinions extrêmes.

« Migmatites albitiques » dans la zone du Métailler.

La grande mobilité de l'albite, la possibilité pour ce minéral de former une phase partiellement indépendante, qui s'isole, ou se mélange aux autres composants de la roche, nous conduit à parler de « migmatites albitiques ». Elles sont particulièrement abondantes dans le secteur méridional; dans la région du Mont-Calme, certaines parties du massif du Mont-Fort, du Bec-des-Rosses, les roches sont totalement transformées; les gneiss albitiques forment la plupart des affleurements, par place les structures s'effacent et l'on ne peut plus du tout, ou que très difficilement, suivre les anciens horizons stratigraphiques. La tectonique peut être totalement brouillée. Le plus souvent, l'albite se concentre pour former des lits et des yeux; ces derniers sont très souvent globuleux, généralement petits (env. 2 mm)

mais peuvent atteindre parfois 7 mm à 1 cm (dans ce dernier cas, des transformations d'anciens plagioclases ne sont pas exclues). Ce sont les faciès embréchitiques œillés. La concentration d'éléments leucocrates est changeante d'un lit à l'autre. Par différenciation de plus en plus poussée, on passe aux gneiss rubannés, où on trouve des alternances de bandes formées exclusivement par des minéraux blancs qui alternent avec d'autres où les

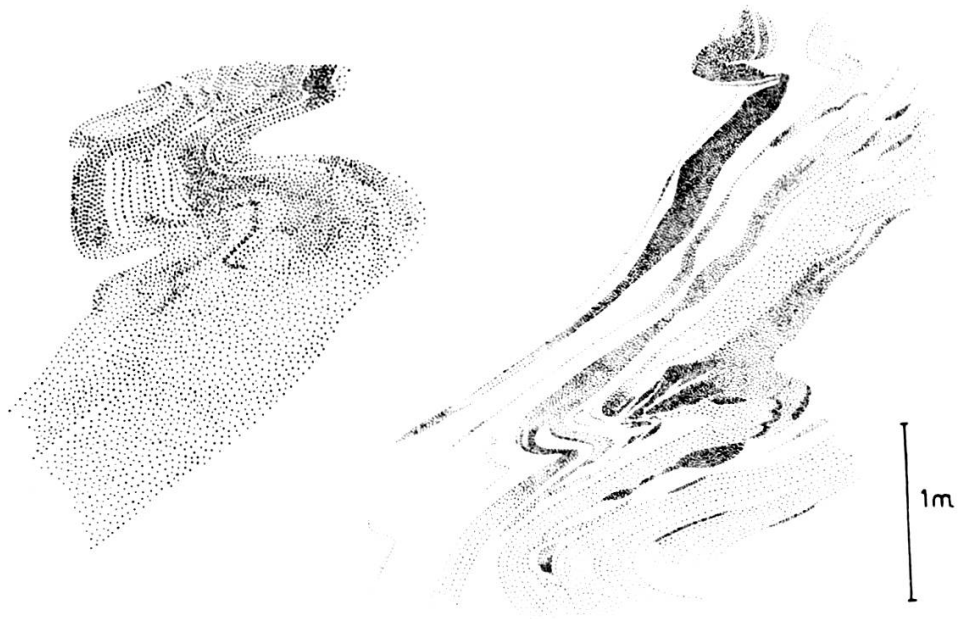


Fig. 35.

Albitisation de roches vertes des Schistes de Casanna inférieurs. Mont-Fort, arête E (en blanc roches vertes, les zones albitisées en gris). Dessin d'après photo, M^{lle} Lowzow.

minéraux ferro-magnésiens (chlorites, amphiboles) sont largement dominants (embréchites) (fig. 27, pl. VIII). Parfois, on ne trouve presque plus de structures, ou celles qui s'observent montrent des traces extrêmement contournées, qui évoquent une grande mobilité (fig. 28, pl. VII). La crème qui se mélange à du café illustre les figures constatées. Rarement le mélange aboutit à des roches très homogènes qu'on pourrait nommer granites albitiques. Les affleurements qui pourraient satisfaire à cette dénomination sont trop peu étendus pour que nous songions à l'appliquer.

Très souvent, la limite entre la roche basique et les parties acides est floue. L'expression de tache d'huile s'impose aisément (fig. 21, pl. VI). Dans de nombreux cas (fig. 26, pl. VIII), on voit qu'en bordure de la masse basique, un liséré de chlorite plus claire assure la transition avec la partie acide. Dans celle-ci on remarque une pigmentation de minéraux chloritiques qui forment des taches plus étendues autour des magnétites qui sont probablement un vestige non transformé de la roche ancienne.

Dans la figure 23, planche VII, on reconnaît trois aspects de l'albitisation :

- 1° A gauche en haut, sous la partie métallique du marteau, on a un gneiss ceillé à épidote, amphibole sodique et chlorite;
- 2° Dans la partie inférieure du bloc et à gauche, c'est une prasinite assez typique (majorité de chlorite, un peu d'épidote) et les albites sont assez petites, mais en quantité appréciable;
- 3° Entre ces deux faciès, on voit une roche albitique dans laquelle on observe, à l'état figé, la progression des vagues acides qui transforment la roche. Sur la partie gauche, une coupure un peu oblique nous permet de voir la diffusion qui progresse le long des plans de foliation et laisse une figure de « cheveux au vent ». Il n'y a pas de concentration d'éléments ferromagnésiens au contact des parties les plus acides et les plus basiques.

Dans la zone du Métailler, on voit souvent ce que nous avons nommé « l'albitisation en miche ». Au lieu de se trouver disséminées ou en lits, les albites sont concentrées dans un espace qui peut avoir de 5 à 30 cm de diamètre. Parfois les roches qui en résultent évoquent des conglomérats (fig. 24 et 25, pl. VII). Nous pensons que l'albite agit ici comme un révélateur sur des roches qui ne montrent normalement que de très faibles différences de composition et de structure. L'albite semble très sensible à certaines de ces hétérogénéités. Elle se fixe et s'accumule par place, forme des rognons ou des miches. Ces faciès se rencontrent généralement dans des roches vertes associées aux pillow lava. Nous pensons que certains dérivent d'anciens tufs ou agglomérats, d'autres de pillows de seconde espèce (Vua-gnat, M., 1946, p. 135).

Sur la bordure de certaines veines de gneiss albitiques (gneiss qui recoupe la stratification), on trouve une concentration un peu plus marquée des éléments ferro-magnésiens (chlorites) (fig. 22, pl. VI). En d'autres endroits, ce sont des carbonates riches en Fe (ankérite, sidérose) qui bordent la partie albitisée. Ces deux phénomènes pourraient représenter une sorte de « front basique » des « migmatites albitiques » (fig. 36).

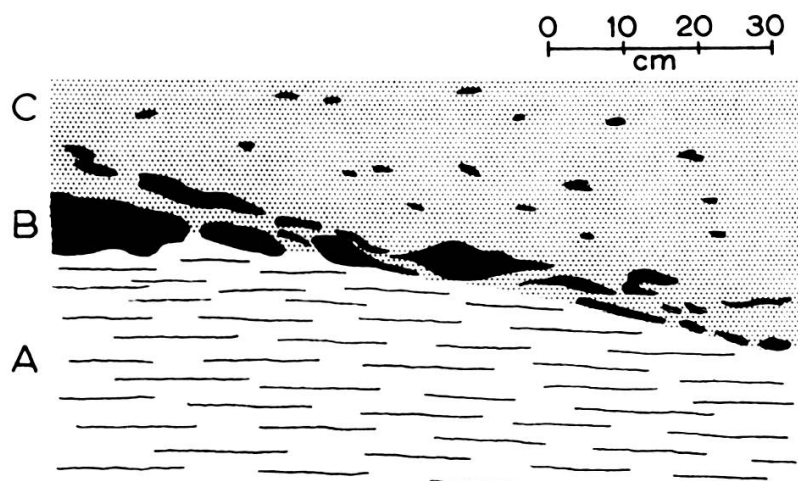


Fig. 36.

Albitisation de roches vertes dans les Schistes de Casanna inférieurs, à l'W du Col de Cleuson.

Zone albitisée (A), avec, sur sa bordure, concentration de carbonates ferrugineux et magnésiens (B), puis roche verte avec mêmes carbonates.

L'albitisation dans les autres séries.

Dans les Schistes de Casanna supérieurs, nous l'avons dit, l'albitisation est moins spectaculaire et la plupart du temps, on voit que les zones riches en albites sont parallèles aux traces de stratification mais il n'en est pas toujours ainsi cependant. Dès que les roches de la série du Greppon-Blanc ou celles du Mont-Gond deviennent plus basiques, sur l'affleurement, on distingue mieux les albites et, au microscope, on constate que leur cristallisation y est souvent tardive.

Dans le Permo-Carbonifère, certains horizons arkosiques ou argileux prennent une allure gneissique. Le matériel détritique

est soudé par le quartz et l'albite qui, en recristallisant, font peu à peu disparaître les traces de sédimentation.

Dans les roches vertes des Schistes de Casanna inférieurs de la série de Siviez, l'albite est presque toujours présente, mais on n'y rencontre pas cependant d'affleurements aussi suggestifs que dans la zone du Métailler.

L'influence de l'albitisation est sensible dans les granito-gneiss de Tion où le feldspath potassique se transforme en albite avec macles en échiquier.

Dans toute la région étudiée, l'albite tend à être le seul feldspath présent. Elle transforme les anciens microclines, accroît et transforme les anciens plagioclases. Comme minéral de néoformation, elle se développe partout, englobant souvent d'autres minéraux.

Albitisation et glaucophane.

Le glaucophane est abondant dans les régions où le développement de l'albitisation est spectaculaire. Les roches qui en sont le plus riche ne montrent pas, en général, un développement important d'albite. Nous avons vu que dans de nombreuses prasinites, le glaucophane a été conservé dans les porphyroblastes d'albite, alors qu'il a totalement disparu de la matrice chlorito-amphibolitique. Dans certains secteurs, comme celui situé à l'E du Pt 3145 (Mont-Fort), en bordure de quelques bandes albitiques qui se développent dans les roches vertes, on voit de très fins lits (quelques millimètres) très riches en glaucophane. Dans ce cas-là, une migration semble s'être produite, mais il se peut que les concentrations d'amphiboles sodiques ne représentent que la préservation par l'albitisation de fines couches à glaucophane.

Nous avons toujours pu constater, lorsqu'une chronologie pouvait être établie, que le glaucophane précède l'albite. Cette constatation s'accorde avec celles qu'ont faites R. Michel (1953) dans les Alpes Graies, et C.-G. Egeler en Corse.

Comme pour l'albite, la présence du glaucophane, sa répartition ne nous conduit pas à lier la formation de ce minéral à un apport sodique régional.

Albitisation et paragonite.

Nous n'avons trouvé aucune relation entre la présence des paragonites et la mobilité de la phase albitique. Les roches riches en micas sodiques s'écartent souvent des endroits où l'albitisation se trouve en grande concentration. Les gneiss à chloritoïdes analysés par T.-J. Woyno en 1911 (p. 187) et qui correspondent à des roches dans lesquelles nous avons trouvé de la paragonite, ne se distinguent pas par une teneur en Na très élevée (analyse XIII, Woyno): Na_2O , 2,22%; K_2O , 4,26%.

Albitisation et carbonates.

H.-P. Cornelius (1942) admet la possibilité d'une liaison étroite entre les carbonates et l'albitisation. A plusieurs endroits, entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, on voit en bordure des zones albitisées une concentration de carbonates (ankérite, dolomie) (fig. 36). Ces minéraux semblent avoir été chassés des parties albitisées. On serait en présence d'un « front de carbonatisation »; cette impression, suggérée par quelques affleurements, est renforcée par des observations faites à plus grande échelle. Les Schistes de Casanna inférieurs de la partie frontale de la zone du Métailler ont souvent un aspect scoriacé, qui est dû à la forte proportion de carbonates que ces roches contenaient. C'est au S de ces formations que l'albitisation est surtout développée. On observe ce phénomène avec beaucoup de netteté sur les bords du lac de Cleuson. On trouve les carbonates dans la zone de mouvement, où leur mobilité semble s'être poursuivie encore après l'arrêt de l'activité albitique. Comme H.-P. Cornelius le propose, on peut envisager, pour la migration des carbonates et de l'albite, que des solutions de carbonates de Na fixent la soude dans la roche, alors qu'elles extraient une certaine quantité de Fe et de Ca qui sera déposée en d'autres endroits.

Albitisation et tourmaline.

En bordure des roches vertes albitisées, on remarque dans les gneiss des aiguilles de tourmaline souvent visibles à l'œil

nu. Dans l'échantillon de roche verte albitisée (fig. 26, pl. VIII), le Dr Harder a déterminé que la concentration en B dans les parties albitiques est plus faible (1,5 p.p.m.) que dans les parties basiques (3 p.p.m.).

Résumé et conclusions.

Les « migmatites albitiques » du Val d'Hérémente et du Val de Bagnes offrent tous les types de faciès caractéristiques des migmatites ordinaires. Seules les agmatites y font défaut. Ce fait s'explique facilement si l'on songe que dans la zone métamorphique des schistes verts, la plasticité de roches basiques ne semble pas être inférieure à celle des veines et roches acides¹.

Dans les « migmatites albitiques », il semble difficile de situer un front de migmatisation. Les échanges se font probablement à température assez basse. R. Michel (1953) admet des valeurs voisines de 175°. L'eau doit jouer un rôle important dans le transport et les cristallisations. Placée dans des conditions où des influences locales peuvent encore facilement se faire sentir, soumise à l'action des circulations, la roche subira des transformations locales, en taches, qui n'auront pas l'ampleur des migmatites typiques. La migmatisation albitique semble beaucoup plus sélective et elle ne se marque que dans les roches très sensibles.

Il ne fait aucun doute que la cristallisation albitique soit, dans les Schistes de Casanna, un phénomène alpin et même tardif dans la chronologie métamorphique; il est contemporain des déformations principales auxquelles il est intimement lié.

La grande abondance de pillow lava dans les Schistes de Casanna inférieurs nous invite à admettre qu'avant l'orogénèse alpine, une bonne partie des roches était déjà assez riche en Na. La présence de gneiss albitique dans la brèche de Torrembey (J.-M. Vallet, 1950; Schürmann, 1953) est également un argument en faveur de cette idée.

Il ne fait aucun doute cependant que des masses importantes de roches basiques ont subi une transformation *par*

¹ Ce même raisonnement nous permet d'expliquer l'absence de boudinage typique dans les roches vertes des Schistes de Casanna, qui furent pourtant soumises à des étirements sensibles.

apport. Le plus souvent, la cristallisation de grandes quantités d'albite, accompagnées par place par du quartz, n'a pas provoqué de déformations. On ne trouve pas les traces d'une augmentation de volume; les affleurements (fig. 23, pl. VII) comme les lames minces (fig. 7, pl. III) évoquent un remplacement. Nous estimons que ce sont principalement le Fe et le Mg qui furent chassés; ils ont certainement été entraînés, la plupart du temps, par la phase carbonatée.

La migration du sodium est évidente; elle a lieu à petite échelle (cm), à échelle moyenne (1-100 m); la présence de zones riches en albite près des plans de mouvements tardifs, nous force à admettre qu'elle se fait dans le cadre régional. Par contre, dans le bilan du sodium, il nous est difficile de dire si une source extérieure fut active pendant l'orogénèse alpine et encore plus d'estimer quelle fut son importance. Les considérations de Lapadu-Hargues, 1945, 1949, sur le métamorphisme, montrent que l'on peut s'attendre à une telle migration et une concentration dans les parties supérieures des séries cristallines. C'est ce qu'un grand nombre de géologues alpins ont observé et cela tout particulièrement dans la zone pennique. (H.-P. Cornelius et E. Clar, 1939; P. Bearth, 1952; R. Michel, 1953). Si ces faits sont exacts, on doit admettre que notre région ne présente probablement pas une exception dans l'ensemble de la chaîne, mais il nous semble qu'elle n'est pas un lieu favorable pour établir un bilan du sodium. Nous rejoignons F. Ellenberger (1958a) qui conclut: «Si un apport régional effectif de soude semble ailleurs démontré, le pays de Vanoise ne nous fournit aucun argument vraiment décisif en faveur de cette idée.»

Insistons encore sur le fait que *la migration albitique a trouvé dans les roches des Schistes de Casanna une trame favorable à son développement et à sa fixation; le Na ne s'est pas seulement déplacé, mais il s'est arrêté dans les Schistes de Casanna pour y former l'albite*. Na et Si furent les composants mobiles de l'albite. Nous n'avons pas d'indices nous faisant supposer une mobilité très marquée de Al. Ca, Mg et Fe ont été également transportés, surtout avec la phase carbonatée, intimement liée à l'albitisation.

La région étudiée se trouve, dans son ensemble, en arrière du « front sodique alpin »; celui-ci, par trop influencé par les activités hydrothermales, ne présente pas la netteté des fronts rencontrés dans les zones profondes de l'écorce terrestre.

BIBLIOGRAPHIE

- AMPFERER, Otto (1938): Über die tektonischen Begriffe von Totfaltung, Ausschaltung und Verschleppung toter Falten, Herstellung von Falten aus frischem Schichtmaterial. *Sitzungsberichte Akad. der Wissenschaft in Wien, Math. natw. Klasse, Abt. I*, 147. Bd, Jg. 1938, pp. 35-42, 4 fig.
- AMSTUTZ, André (1951): Sur le Paléozoïque des Pennides au sud d'Aoste. *C. R. Archives des Sciences, Genève*, vol. 4, 1951, pp. 329-334.
- (1952): Différenciations longitudinales dans le géosynclinal alpin. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 234, 1952, p. 1987-1989.
- (1954): Nappe de l'Emilius. *Arch. Sciences, Genève*, vol. 7, 1954, pp. 463-473, fig.
- (1955): Sur le Permocarbone des Pennides. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 241, pp. 1150-1152.
- (1957): Subductions et nappes simploniques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 244, pp. 2531-2534, 1 carte.
- ARGAND, Emile (1906): Contribution à l'histoire du géosynclinal piémontais. *C. R. Acad. Sc. Paris*, pp. 809-811.
- (1909): L'exploration géologique des Alpes penniques centrales, *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. 46, 64 p., 3 fig., 1 pl.
- (1911a): Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, N.F., 31. Lief., 25 p., 3 pl.
- (1911b): Sur les plissements en retour et les structures en éventail dans les Alpes occidentales. *C. R. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. XLVII, pp. xxxiii-xxxvi.
- (1911c): Sur la limite des deux séries cristallophylliennes compréhensives dans les Alpes occidentales. *C. R. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. XLVII, pp. xlv-xlvii.
- (1912): Sur la tectonique de la grande zone permohouillère des Alpes occidentales. *E.G.H.*, vol. 11, pp. 747-750.
- (1916): Sur l'arc des Alpes occidentales. *E.G.H.*, vol. 14, pp. 145-191, 2 pl.
- (1926): A propos d'un détail de la tectonique du Valais. *C. R. Soc. géol. de France*, pp. 15-16.
- (1934): La zone pennique. *Guide géol. suisse*, fasc. III, p. 149.
- BAER, Alec (1957): La schistosité et sa répartition. Résumé des recherches de P. Fourmarier. *Geol. Rundschau*, Bd. 45, H. 2, pp. 234-247.